e-copy by API

ГЕОЛОГИЯ СССР

Том XXVIII

ЭСТОНСКАЯ ССР

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ГОСГЕОЛТЕХИЗДАТ

http://jurassic.ru/

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЫ НЕДР СССР

ГЕОЛОГИЯ СССР

Главный редактор
П. Я. Антропов

ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛИТЕРАТУРЫ ПО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЕ НЕДР
МОСКВА 1960

http://jurassic.ru/

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЫ НЕДР СССР
УПРАВЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЫ НЕДР
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ ЭСТОНСКОЙ ССР

ГЕОЛОГИЯ СССР

ТОМ XXVIII

ЭСТОНСКАЯ ССР

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Редактор *К. К. Орвику*
Соредакторы *В. А. Котлуков* и *К. К. Мююрисепп*

ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛИТЕРАТУРЫ ПО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЕ НЕДР
МОСКВА 1960

http://jurassic.ru/

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ «ГЕОЛОГИИ СССР»

АБДУЛЛАЕВ Х. М.

АЛАДИНСКИЙ П. И.

АЛИЕВ М. М.

АМИРАСЛАНОВ А. А.

АНТРОПОВ П. Я.
(главный редактор)

АСЛАНЯН А. Т.

АССОВСКИЙ А. Н.

БАКИРОВ А. А.

БЕЛЕВЦЕВ Я. Н.

БЕЛОУСОВ В. В.

БЕЛЯЕВСКИЙ Н. А.
(зам. главного редактора)

БЕТЕХТИН А. Г.

БОГДАНОВ А. А.

БОГАТЫРЕВ А. С.

ВАСЬКОВСКИЙ А. П.

ВЕБЕР В. В.

ГОЛУБИН В. Н.

ДЖАНЕЛИДЗЕ А. И.

ДРАБКИН И. Е.

ЕРШОВ В. А.

ЗАЙЦЕВ И. К.

КЕРЕСЕЛИДЗЕ К. Г.

КОПТЕВ-ДВОРНИКОВ В. С.

КРЕЙТЕР В. М.

КРАСНИКОВ В. И.
(зам. главного редактора)

КУЗЬМЕНКО В. И.

ЛИБРОВИЧ Л. С.

ЛУНГЕРСГАУЗЕН Г. Ф.

МАГАКЬЯН И. Г.

МАЛИНОВСКИЙ Ф. М.
(зам. главного редактора)

МАРИНОВ Н. А.

МАРКОВСКИЙ А. П.

МИРЛИН Г. А.

МИРЧИНК М. Ф.

НАЛИВКИН Д. В.

НЕДЗВЕЦКИЙ А. П.

НИКИТИН П. М.

НИКОЛАЕВ В. А.
(зам. главного редактора)

ПАФФЕНГОЛЬЦ К. Н.

САКС В. Н.

САТПАЕВ К. И.

СЕМЕНЕНКО Н. П.

СНЯТКОВ Л. А.

СТРАХОВ Н. М.

ТАТАРИНОВ П. М.

ТЫЖНОВ А. В.

ФЕДЫНСКИЙ В. В.

ШАТСКИЙ Н. С.

ШЛЫГИН Е. Д.

ЩЕРБАКОВ С. А.

ЯНШИН А. Л.

ЯРМОЛЮК В. А.

http://jurassic.ru/

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

http://jurassic.ru/

http://jurassic.ru/

ВВЕДЕНИЕ

В XXVIII томе «Геологии СССР» описываются геологическое строение и полезные ископаемые территории Эстонской ССР.

Территория расположена на северо-западной окраине Русской платформы, в переходной зоне к южному склону Балтийского щита (рис. 1). Этим предопределяются и общие черты геологического строения и развития этой территории: кристаллический фундамент, поверхность которого медленно погружается в южном направлении, покрыт маломощным покровом (от 100 до 700 *м*) палеозойских отложений, перекрытых (в большинстве случаев от нескольких метров до нескольких десятков метров) антропогеновыми (четвертичными) отложениями. Здесь отсутствуют следы интенсивной тектоники и нет значительных следов воздействия магматогенных процессов.

С большой полнотой представлены отложения ордовика и силура, комплексное изучение которых дает много ценного по стратиграфии этих систем, по вопросам осадконакопления в эпиконтинентальных морях и развития морских беспозвоночных. Не менее интересно и существенно изучение кембрийских и девонских отложений, хотя в Эстонии они пользуются меньшим распространением. Хорошая обнаженность палеозойских отложений и богатое содержание в них окаменелостей позволило сравнительно хорошо изучить их; разрез ордовикской и силурийской систем в Эстонской ССР считается классическим и эталонным для всей Русской платформы.

Геология антропогеновой системы на территории Эстонии также содержательна и разнообразна. Особенно богато и прекрасно представлены здесь некоторые образования последнего оледенения, например друмлины, озы и камы, а также древние береговые образования Балтийского моря.

Хотя геологические исследования территории Эстонской ССР, выполненные до 1940 г. в течение многих десятилетий многими крупными учеными, не характеризуются систематичностью и целеустремленностью, они все же являются неоценимым вкладом и основой для последующих исследований как по своим результатам, так и по своим традициям, одной из характерных черт которых является детальное и углубленное изучение конкретного материала.

Новый этап изучения геологии территории Эстонской ССР начинается с установлением в республике Советской власти в 1940 г. В течение последних 20 лет выполнен очень большой объем различных геологических работ.

http://jurassic.ru/

Большое внимание обращено на поиски и разведку полезных ископаемых. Наиболее важным полезным ископаемым в республике является горючий сланец — кукерсит, использование которого для получения газа, электроэнергии, сырья для химической промышленности, стройматериалов быстрыми темпами растет из года в год. Горнодобывающие предприятия полностью обеспечены разведанными запасами горючего сланца, а также созданы необходимые резервы для дальнейшего развития сланцедобывающей промышленности.

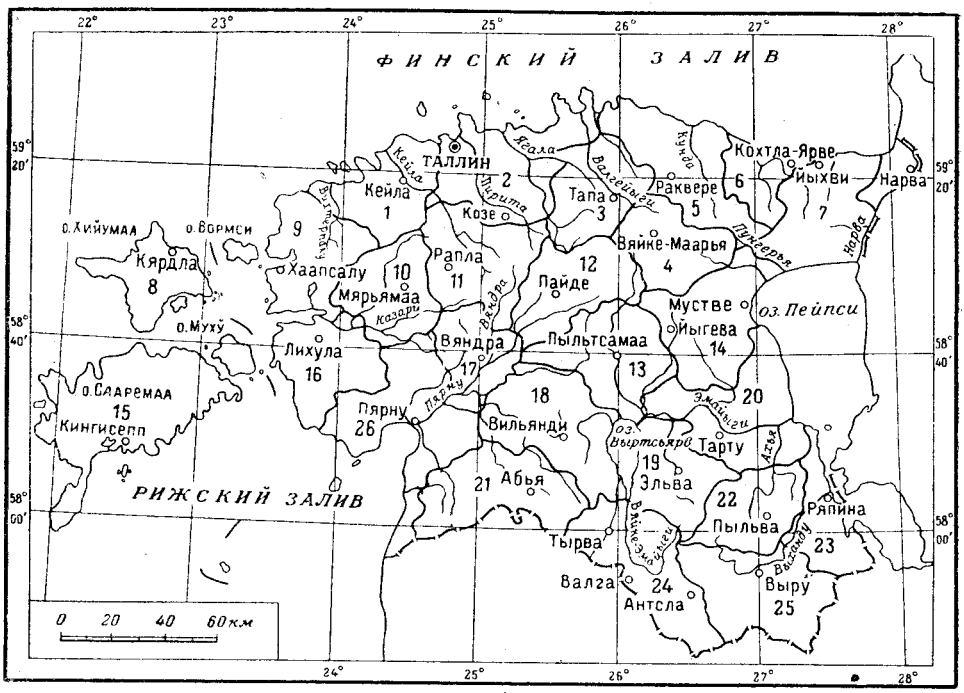


Рис. 1. Обзорная карта Эстонской ССР

Административные районы: *1* — Кейлаский; *2* — Харьюский; *3* — Тапаский; *4* — Вяйке-Маарьяский; *5* — Раквереский; *6* — Кохтла-Ярвеский; *7* — Ыхвиский; *8* — Хийумааский; *9* — Хаапсалуский; *10* — Мярьямааский; *11* — Раплаский; *12* — Пайдеский; *13* — Пылтсамааский; *14* — Ыгеваский; *15* — Кингисеппский; *16* — Лихулаский; *17* — Вяндраский; *18* — Вильяндиский; *19* — Эльваский; *20* — Тартуский; *21* — Абьяский; *22* — Пыльваский; *23* — Ряпинаский; *24* — Валгаский; *25* — Выруский; *26* — территория, подчиненная Пярнускому исполкому СДТ

Много сделано также в области поисков и разведки фосфоритов, строительных материалов (известняки, доломиты, глины, гравий, песок), торфа и др., имеющих существенное значение в строительстве и реконструкции крупных предприятий, перерабатывающих минеральное сырье.

Только при Советской власти начались в Эстонии систематические гидрогеологические исследования, результаты которых помогли решить во многих случаях вопросы водоснабжения городов, производственных предприятий, колхозов и совхозов.

За 20 лет очень много выполнено инженерно-геологических изысканий в связи со строительством промышленных предприятий в городах

http://jurassic.ru/

и сельских населенных пунктах, дорог, водохранилищ и гидроэлектростанций.

В послевоенные годы выполнены значительные работы и по геологической съемке территории республики.

В связи с этим накоплен богатый фактический материал, позволяющий лучше решить научно-теоретические вопросы геологии Эстонии и сделать соответствующие обобщения.

До 1957 г. геологическое исследование на территории республики проводилось в основном всесоюзными геологоразведочными и научно-исследовательскими учреждениями, в частности учреждениями Министерства геологии и охраны недр СССР. Например, большие работы выполнялись Северо-Западным геологическим управлением.

В 1957 г. было организовано Управление геологии и охраны недр при Совете Министров Эстонской ССР, которое теперь выполняет все исследования по поискам и разведке полезных ископаемых, по изучению подземных вод, а также ведет государственную геологическую съемку. Исследования общетеоретического характера проводились в Эстонии в основном Институтом геологии Академии наук Эстонской ССР и Геологическим отделением Тартуского государственного университета. Вышеназванные три организации являются сейчас основными, выполняющими в республике все геологические исследования.

До настоящего времени по геологии территории Эстонии не имеется всесторонней, монографической сводки. Решение Редколлегии томов «Геология СССР» в 1957 г. издать в рамках многотомного издания отдельный том по геологии Эстонской ССР имеет крупное значение в геологическом исследовании геологии Эстонии — это решение позволило приступить к составлению первой обобщающей сводки по геологии территории республики.

При составлении этого тома использованы как литературные источники, так и фондовые материалы исследований послевоенных лет. Поэтому понятно, что многие материалы по геологии Эстонии публикуются впервые.

Том состоит из двух частей. В первой, геологической части дается достаточно детальный обзор стратиграфии палеозойских отложений, в частности ордовика и силура, описываются четвертичные отложения, геоморфология, тектоника и в заключении дается история геологического развития и палеогеография территории, дающие общие представления о степени геологической изученности территории республики к настоящему времени.

28-й том «Геологии СССР» дает, таким образом, первую обобщающую сводку по геологии Эстонской ССР и отражает современный уровень геологической изученности территории республики.

Важнейшим назначением данной работы является направление дальнейших геологических исследований и геологоразведочных работ по обеспечению выполнения задач, поставленных XXI съездом КПСС перед народным хозяйством Эстонской ССР. В первую очередь это относится к развитию работ по горючим сланцам, фосфоритам, известнякам, стекольным пескам, строительным материалам и другим полезным ископаемым. В связи с этим выдвигается задача покрытия территории республики геологической съемкой в масштабе 1 : 200 000, для чего необходимо расширить тематические исследования биостратиграфического, палеонтологического, палеоэкологического, литологического и геоморфологического характера.

http://jurassic.ru/

К созданию данного труда был привлечен большой авторский коллектив, состоящий в основном из геологов — сотрудников Института геологии Академии наук Эстонской ССР, Управления геологии и охраны недр при Совете Министров Эстонской ССР и Тартуского государственного университета. В большинстве это лица, ведущие в настоящее время геологическое изучение различных районов республики или занятые разработкой теоретических вопросов по палеозою и антропогену Эстонии.

В завершающей стадии работы над томом были получены ценные указания и советы со стороны Д. В. Наливкина, Р. Ф. Геккера, А. Н. Гейслера, В. К. Доминиковского, Ф. М. Малиновского, Д. Ф. Муратова, О. И. Никифоровой, Б. С. Соколова, Н. Н. Соколова. Редакторы и авторы выражают им глубокую благодарность.

http://jurassic.ru/

Глава первая

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ

В истории геологического изучения территории Эстонской ССР можно выделить следующие четыре крупных этапа:

1) с конца XVIII в. до середины XIX в. (дошмидтовский период), 2) с середины XIX в. до конца Первой мировой войны (шмидтовский период), 3) от конца Первой мировой войны до 1940 г. (период буржуазной республики) и 4) советский период (с 1940 г.).

В течение первого этапа систематических исследований по геологии территории республики не проводилось. Имеются лишь отдельные упоминания в литературе о наличии в Эстонии определенных типов горных пород и о случайных геологических наблюдениях, произведенных различными исследователями главным образом в Северной Эстонии.

В конце XVIII в. А. Хупель (Hupel, 1777) и И. Фишер (Fischer, 1791) указывали на некоторые горные породы севера Эстонии, а И. Георги (Georgi, 1791) опубликовал результаты своих наблюдений над залежами горючего сланца и вмещающими его породами.

В 1821 г. Г. Странгвейс (Strangways, 1821) охарактеризовал горные породы окрестностей Петербурга, которые встречаются и в разрезе эстонского глинта. Х. Пандер в своей палеонтологической монографии (Pander, 1830) впервые установил силурийский (по современному — ордовикский) возраст известняков, слагающих верхнюю часть разреза глинта.

В 1830 г. М. Энгельгардт и Э. Ульпрехт (Engelhardt u. Ulprecht, 1830) выпустили в свет «Очерк строения каменного ложа Лифляндии и Эстляндии», в которой они указывают на наличие более молодых известняков с кораллами и пентамеридами, залегающих к югу от известняков с трилобитами и ортоцератитами.

Немного позднее вышли из печати небольшие работы С. С. Куторги (Kutorga, 1835, 1837) по геологии окрестностей г. Тарту, в которых впервые были описаны остатки девонских панцирных рыб.

В 40-х годах изучение геологии древнепалеозойских пород Северной Эстонии проводилось более широко. Так, Г. Гельмерсен (1838) опубликовал результаты исследований диктионемового и кукерситового горючего сланца. Химические исследования этих пород были произведены А. Петцольдом (Petzholdt, 1850); Э. Эйхвальд (Eichwald, 1840a, 1840c, 1843a, 1843b, 1846) привел ряд ценных данных по стратиграфии и палеонтологии ордовикских и силурийских отложений Эстонии. Геологии этих отложений посвящены также работы А. Озерского (Osersky, 1844), Пфейфера и Х. Пандера (1843) и Д. И. Соколова (1844).

В 1846 г. Мурчисон, Вернейль и Кейзерлинг (Murchison, Verneuil and Keyserling, 1846) опубликовали труд о геологии Европейской части России, в которой дается и обобщающая сводка по стратиграфии территории Эстонии.

http://jurassic.ru/

В 50-х годах вышел из печати ряд работ по исследованиям, завершавшим дошмидтовский период геологического изучения территории Эстонии. К ним относятся работы Э. Эйхвальда (Eichwald, 1852, 1854, 1855b) и А. Шренка (Schrenk, 1854), в последней из которых дается подробное описание силурийских слоев Западной Эстонии. Г. Асмус (Asmuss, 1856) и Х. Пандер (Pander, 1856, 1857, 1858, 1860) в своих работах дают описание девонских панцирных рыб, а Э. Эйхвальд в своей известной монографии «Lethaea Rossica» (Eichwald, 1860) описал все известные из палеозоя Эстонии окаменелости.

Следующий этап геологического изучения территории Эстонии охватывает всю вторую половину XIX в. и первое десятилетие XX в. Этот период характеризуется работами крупнейшего исследователя геологии Прибалтики академика Ф. Б. Шмидта по систематическому изучению стратиграфии и палеонтологии древнего палеозоя страны, а также ее четвертичных отложений.

В 1858 г. выходит в свет труд Ф. Б. Шмидта «Исследования силурийской формации Эстляндии, Северной Лифляндии и Эзеля» (Schmidt, 1858), в котором разрешаются основные вопросы геологического строения страны и дается расчленение ордовикских и силурийских отложений на восемь зон.

Первоначальная стратиграфическая схема древнего палеозоя Эстонии, данная Шмидтом в 1858 г., была им же значительно детализирована и уточнена в ряде более поздних работ и статей (Schmidt, 1881, 1882, 1888, 1897, 1898). Особое место занимает его обзор стратиграфии древнего палеозоя Прибалтики, опубликованный в 1881 г. В этой работе нижний палеозой Эстонии подразделяется на 21 стратиграфическую единицу и вводится их индексация, применяемая и поныне; дается литологическая и палеонтологическая характеристика каждого выделенного стратиграфического горизонта.

В 1861 г. вышла из печати работа К. Гревингка о геологии Южной Эстонии и Латвии, посвященная главным образом стратиграфии девонских отложений. В 1879 г. К. Гревингк опубликовал геологическую карту Северной Прибалтики с объяснительной запиской, которая долгое время являлась основой и для территории Эстонии (Grewingk, 1861, 1879).

В 1905 г. В. В. Ламанский опубликовал результаты своих детальных исследований по стратиграфии горизонтов B_I—B_{III} нижнего ордовика Эстонии и Ленинградской области. Эта монография является образцом комплексного литолого-биостратиграфического подхода к разрешению вопросов детальной стратиграфии.

В рассматриваемый период были достигнуты весьма крупные успехи в области палеонтологии древнего палеозоя Эстонии и прилегающих районов Ленинградской области. Из ордовика и силура монографически были обработаны трилобиты (Schmidt, 1881, 1885b, 1894a, 1898, 1901, 1904, 1906, 1907; Holm, 1886b), ругозы (Dybowsky, 1873, 1874), цистоидеи и текоидеи (Jaekel, 1899), сифониковые водоросли (Stolley, 1896, 1898), мшанки отряда Trepostomata (Dybowsky, 1878). Из брахиопод ордовика изучались клитамбониты (Pahlen, 1877), оболиды (Mickwitz, 1896) и краниды (Hoyningen-Huene, 1899). Изучались бесчелюстные и рыбы силура (Rohon, 1892, 1893; Patten, 1902). Небольшие работы Шмидта были посвящены эвриптеровым (Schmidt, 1883), бесчелюстным (Schmidt, 1893, 1894b), строфоменидным брахиоподам (Schmidt, 1908) и другим группам фауны. С рассматриваемым этапом органически связана также и большая монография Э. Кокена и И. Пернера по ордовикским гастроподам

http://jurassic.ru/

Прибалтики, которая вышла из печати значительно позже (Koken und Perner, 1925). Почти во всех монографиях по палеонтологии была использована детально разработанная Ф. Б. Шмидтом стратиграфическая схема древнего палеозоя Эстонии, что придало им большое для своего времени биостратиграфическое значение.

В этот же период появились и первые специальные работы и статьи геохимического и литологического характера. Рассматривался химический состав ордовикских и силурийских известняков (Kupffer, 1870), горючих сланцев (Schamarin, 1870; C. Schmidt, 1869b; Hehn, 1871), девонских и кембрийских глин (C. Schmidt, 1857a, 1857б; Lemberg, 1867b, 1868). А. Лагорио (Lagorio, 1876) изучал микроскопически горные породы Прибалтики.

Основы изучения четвертичных отложений Эстонии были заложены работами Ф. Б. Шмидта и К. Гревингка. Первый из них касался как вопросов стратиграфии отложений всего четвертичного периода Эстонии, так и отдельных вопросов геологии голоцена (1858, 1865, 1869, 1871, 1884, 1885a и др.). Из перечисленных работ особо следует указать на работу Шмидта (1858), в которой дается первая общая характеристика четвертичных образований Эстонии, а также на его работы 1865 и 1871 гг., посвященные вопросам гляциальной и постгляциальной геологии. В работах 1865 и 1869 гг. определенно говорится о существовании материкового оледенения на территории Эстонии, куда ледники распространились из Скандинавии и Финляндии. В статье 1883 г. Ф. Шмидт дает подразделение послетретичных отложений Северной Эстонии на ледниковые, послеледниковые и современные (Шмидт, 1883a). Эта схема подразделения была детализирована в результате совместных исследований Ф. Шмидта и шведа Г. Гольма (Гольм, 1884; Holm, 1886a). Сводный обзор о своих исследованиях по четвертичной геологии Северной Эстонии Ф. Шмидт опубликовал в 1884 г. (Schmidt, 1884).

Из работ К. Гревингка по четвертичной геологии (в основном по Южной Эстонии) наиболее известны его труды о палеонтологии четвертичных позвоночных (Grewingk, 1881 и др.). Он впервые указал на присутствие двух разновозрастных морен на территории республики (Grewingk, 1879) и дал первое комплексное описание геологии древнего оз. Кунда (Grewingk, 1882). В 1883 г. им же опубликована статья о распространении четвертичных валунов и кластических пород в Эстонии.

Вопросы четвертичной геологии Эстонии рассматриваются в это время также и в ряде работ Г. П. Гельмерсена, который в 1882 г. опубликовал вторую часть своей работы о валунах и четвертичных образованиях России (Helmersen, 1882). В этой работе особая глава о береговых валах Северной Эстонии и фауне написана Ф. Б. Шмидтом.

В конце XIX и начале XX вв. Б. Досс в ряде статей (Doss, 1898, 1906, 1907, 1909, 1913b, 1913c) рассматривает вопросы послеледникового поднятия побережья Прибалтики, сейсмические явления, вопросы гидрогеологии и происхождения природного газа.

После Ф. Б. Шмидта изучением геологического строения территории республики занимались главным образом иностранные ученые. В этот период появилось несколько работ по стратиграфии, палеонтологии и четвертичным отложениям Эстонии.

В 1916 г. П. Э. Раймонд (Raymond, 1916) опубликовал результаты своих наблюдений по стратиграфии нижнего и среднего ордовика, а В. Х. Твенхофел (Twenhofel, 1916) по стратиграфии верхнего ордовика и силура Эстонии.

http://jurassic.ru/

Из палеонтологических работ следует указать монографию Х. Боннема по остракодам кукрузеского горизонта (Bonnema, 1909) и монографию Р. Басслера по мшанкам ордовика Эстонии (Bassler, 1911).

По четвертичной геологии Прибалтики Х. Хаузеном (Hausen, 1913a, 1913b) были опубликованы две монографии с приложением карты четвертичных отложений масштаба 1 : 126 000, до последнего времени не потерявшие своего значения.

Нужда в местном топливе во время Первой мировой войны вызвала необходимость более интенсивного изучения залежей горючего сланца в Эстонии.

По решению Комиссии при Особом совещании по топливу в Петрограде в 1916 г. были начаты большие геологические и геологоразведочные работы на горючий сланец между городами Раквере и Йыхви вдоль железной дороги, под общим руководством Н. Ф. Погребова. В результате были выявлены крупные запасы сланцев, к разработке которых приступили в 1918 г. Одновременно с разведочными работами производились и лабораторные анализы горючих сланцев в Горном институте Ленинграда и в Таллине. Сводки по результатам указанных исследований были опубликованы Н. Ф. Погребовым (1916, 1917, 1919a, 1919b, 1920, 1923) и М. Д. Залесским (1917).

Из других полезных ископаемых уделялось внимание оболовому фосфориту (Wrangell, 1920). В 1921 г. Х. Винклер (Winkler, 1921) дал краткий обзор полезных ископаемых Эстонии.

Практические нужды привели в начале текущего столетия и к постановке гидрогеологических работ. Прежде всего следует назвать работы Б. Досса (Doss, 1906, 1907).

В период 1917—1940 гг. центром геологических исследований служил главным образом Геологический институт Тартуского университета, где работали видные эстонские исследователи Х. Беккер, А. Луха, А. Эпик и К. Орвику.

В это время значительно была уточнена стратиграфия нижнего кембрия (Öpik, 1925d, 1926, 1929a, 1933, 1956), среднего ордовика (Bekker, 1921, 1924a, 1924b; Öpik, 1925a, 1927b, 1928a, 1930a; Orviku, 1927a, 1940a; Jaanusson, 1945), верхнего ордовика (Jaanusson, 1944, 1956), нижнего силура (Teichert, 1928; Rosenstein, 1938, 1939, 1940a, 1940b), верхнего силура (Luha, 1930; Hoppe, 1931), среднего и верхнего девона (Bekker, 1924c; Orviku, 1930c). В 20-х и 30-х годах в основном по литературным источникам был опубликован ряд обзоров о древнем палеозое и девоне Эстонии (Winkler, 1922; Bekker, 1923, 1925a; Scupin, 1928; Luha, 1933a; Rüger, 1934).

А. Эпиком была проделана большая работа по изучению ордовикских брахиопод (Öpik, 1930a, 1932, 1934a и др.), остракод (Öpik, 1935b, 1937 и др.) и трилобитов (Öpik, 1937b). Изучались также цефалоподы верхнего ордовика (Teichert, 1930a; Strand, 1933), остракодермы верхнего силура (Patten, 1931; Robertson, 1935a и др.) и панцирные рыбы девона (Gross, 1933, 1940a, 1942, и др.; Heintz, 1928, 1930, 1934). Работами П. Томсона (Thomson, 1929b, 1930, 1935 и др.) по палинологии было положено основание изучению стратиграфии болотных и озерных отложений, а также изучению развития лесов голоцена в Эстонии.

По четвертичной геологии изучались конечные морены (Orviku, 1934; Tammekann, 1938 и др.), эрратические валуны (Orviku; 1926, 1930d), карст (Orviku, 1929) и древние береговые образования (P. Kents, 1939). Впервые достоверно было установлено наличие в Эстонии межледнико-

http://jurassic.ru/

вых отложений (Orviku, 1939; Thomson, 1941). И. Гранэ произвел геоморфологическое районирование территории Эстонии (Granö, 1922), а его последователь А. Таммеканн проводил геоморфологические исследования на ордовикском плато северо-востока Эстонии и Северо-Эстонского глинта (Tammekann, 1926, 1940a). Сотрудниками Геологического и Географического институтов Тартуского университета была составлена карта четвертичных отложений Эстонии масштаба 1 : 200 000 (1935).

В ряде небольших работ И. Рейнвальд (Reinwald, 1928, 1933, 1939) доказал, что впадина оз. Каали и соседние более мелкие углубления на о-ве Сааремаа представляют собой метеоритные кратеры.

Горным отделом Министерства промышленности Эстонии в середине 20-х годов производились поиски и изучение месторождений гипса (район Изборска), фосфорита, известняков и тугоплавких глин. В течение всего буржуазного периода в небольших масштабах велись также поиски и разведка горючего сланца.

Более широкое изучение полезных ископаемых начинается с созданием в буржуазной Эстонии в 1937 г. Геологического комитета и Института природных богатств Министерства народного хозяйства.

Геологический комитет произвел в 1938—1939 гг. в районе Выру—Петсери—Пыльва геологосъемочные работы на площади около 700 *км*^{2} в масштабе 1 : 50 000. Институт природных богатств ограничил свою деятельность проведением небольших работ по изучению естественных строительных материалов, результаты которых были частично опубликованы только после Великой Отечественной войны (Jürgenson ja Möls, 1946).

В 1935—1936 гг. была проведена мелкомасштабная магнитометрическая съемка территории Эстонии, в результате которой было обнаружено несколько магнитных аномалий. В 1937—1939 гг. на йыхвиской аномалии были пробурены две скважины глубиной 505 и 721 *м*, вскрывшие на значительную мощность породы кристаллического фундамента с магнетитами, практическое значение которых осталось невыясненным.

Целеустремленное и систематическое изучение геологического строения Эстонской ССР началось лишь в годы Советской власти. Начиная с 1940, и особенно с 1945 г. на территории республики в широком масштабе производятся геологоразведочные, геологосъемочные и гидрогеологические работы, а также тематические работы по стратиграфии, литологии и палеонтологии палеозоя и четвертичных отложений. В первый период в этих работах принимал участие большой коллектив сотрудников ленинградских учреждений — Северо-Западного геологического управления, ВНИГРИ, ВСЕГЕИ и Ленинградского университета. В настоящее время работы выполняются главным образом местными геологическими учреждениями — Управлением геологии и охраны недр при Совете Министров ЭССР, Институтом геологии Академии наук ЭССР и Тартуским госуниверситетом. Все основные геологические работы этого периода проводятся в соответствии с научно-теоретическими проблемами, а также с решением народнохозяйственных задач республиканского и союзного значения.

Большое количество глубоких скважин, пройденных в различных районах Эстонии, позволило в послевоенные годы значительно уточнить стратиграфию древнепалеозойских и девонских отложений. Получены и обобщены новые данные по стратиграфии кембрия (Верте, 1957), нижнего ордовика (Мююрисепп, 1958а, 1958б; Орвику, 1958б, 1960), среднего

http://jurassic.ru/

ордовика (Рыымусокс, 1957; Мянниль, 1958а, 1960б), верхнего ордовика (Мянниль, 1958в), силура (Аалоэ, 1956, 1958а, 1960) и среднего девона (Orviku, 1946, 1948с; Верте, 1955) и др.

При проведении стратиграфических исследований важную роль играли специальные палеонтологические работы, выполненные в послевоенные годы по различным группам ископаемых ордовика и силура Прибалтики. Отметим здесь работы по строматопороидеям (Рябинин, 1951), табулятам (Соколов, 1951а, 1951б, 1952в, 1955), ругозам (Рейман, 1954, 1958; Кальо, 1956а, 1956в, 1958а, 1958в и др.), остракодам (Нецкая, 1952, 1953, 1958; Сарв, 1956, 1959), наутилоидеям (Балашов, 1953а, 1953б, 1955а и др.) и дендроидеям (Обут, 1953 и др.).

В 1954 г. Институтом геологии АН ЭССР составлена геологическая карта коренных пород республики в масштабе 1 : 500 000 с объяснительной запиской. В 1958 г. была опубликована сводка по стратиграфии палеозоя и четвертичных отложений Эстонии (Аалоэ и др., 1958).

Большие работы произведены в послевоенное время по геологии четвертичного периода, а также по поискам и разведке различных полезных ископаемых и по геологической съемке. К 1953 г. в Институте геологии Академии наук ЭССР была завершена сводная работа по геологии четвертичного периода Эстонии; под руководством К. К. Орвику составлены карты четвертичных отложений, геоморфологическая, рельефа коренных пород и мощностей четвертичных отложений. Изучались карст (Хейнсалу, 1957, 1958), литология морен (Орвику, 1958а), распространение и петрография эрратических валунов (Вийдинг, 1957), краевые ледниковые образования (Ряхни, 1957 и др.; Pärna, 1960), древние береговые образования (Пярна, 1960; Ряста, 1957; Кессел, 1958а, 1960) и геология речных долин и озер (Künnapuu, 1957; Каяк, 1959; Л. Орвику, 1958).

Продолжалось изучение метеоритных кратеров группы Каалиярв (Aaloe, 1958а и др.; Pobul, 1958) и началось детальное изучение кратеров в Илуметса, по-видимому, также метеоритного происхождения.

Сводка по полезным ископаемым республики до 1945 г. дана в работе А. Х. Луха «Полезные ископаемые Эстонской ССР» (Luha, 1946).

Наиболее детальному изучению подвергалась территория северной части республики в связи с промышленным освоением месторождений горючих сланцев. Здесь Северо-Западным геологическим управлением произведена детальная разведка более 50 шахтных полей. По данным разведки за период 1946—1955 гг., А. П. Саломоном, Л. А. Мордвилко и др. составлен сводный отчет.

Изучением геологии горючего сланца занимался также Институт геологии Академии наук Эстонской ССР (Бауков, 1955а, 1955б, 1956, 1958 и др.).

В связи с развернутым строительством промышленных предприятий в сланцевом бассейне с 1945 г. производятся в большом объеме гидрогеологические исследования, инженерно-геологические изыскания и разведка месторождений местных строительных материалов. Изучаются вопросы морфологии и происхождения так называемого глубинного карста в сланцевом бассейне (Газизов, 1958). В 1945—1947 гг. В. А. Селиванова и Б. Н. Архангельским были составлены сводные гидрогеологические карты листов О-36-А и О-36-Б в масштабе 1 : 200 000.

В 1956 г. вышла из печати государственная геологическая карта СССР в масштабе 1 : 1 000 000 по листам О-34 и О-35 с объяснительной запиской (Селиванова и Элькин, 1956). Эта карта включает всю территорию Эстонской ССР.

http://jurassic.ru/

С 1958 г. Управлением геологии и охраны недр при Совете Министров Эстонской ССР производится комплексная геологическая съемка всей территории республики масштаба 1 : 200 000 и в северной ее части масштаба 1 : 50 000.

В 1945—1948 гг. ВНИГРИ произвел ряд работ на северо-западе Русской платформы, включая территорию Эстонии, по выяснению перспективности ее газо- и нефтеносности.

Сотрудники ВНИГРИ А. Ф. Алексеев, Н. М. Музыченко и др. в 1947—1949 гг. составили сводную структурно-геологическую карту масштаба 1 : 500 000 листов О-35 и О-36. По вопросам литологии и тектоники, выполненным в связи с проблемой газонефтеносности, следует указать на работы Н. А. Кудрявцева (1944, 1946), Ф. А. Алексеева (1947) и др.

Для выявления геологической структуры Ленгеолуправлением была пробурена у ст. Выхма опорная скважина, вскрывшая кристаллическое основание. В результате обработки кернового материала этой скважины сотрудниками ВСЕГЕИ Т. Н. Алиховой, М. Ф. Викуловой и др. в 1948 г. были даны стратиграфическое и литологическое описание разреза, минералого-петрографическая характеристика и характеристика битуминозности пройденных отложений.

Сотрудниками Института геологии Академии наук Эстонской ССР произведены крупномасштабная магнитометрическая (Э. А. Побул) и гравиметрическая (В. Я. Маазик) съемки всей территории республики. Изучаются геологические нарушения в сланцевом бассейне методами электроразведки (Х. Р. Андра) и физические свойства пород древнего палеозоя (И. И. Кулль).

В связи с вопросами водоснабжения на территории республики с 1945 г. проводится интенсивное бурение скважин на воду, особенно в районе сланцевого бассейна. Общие вопросы гидрогеологии разрабатываются в Институте геологии АН ЭССР (А. И. Верте).

Благодаря проведенным в советский период работам территория Эстонской ССР оказалась в геологическом отношении хорошо изученной. В результате обработки богатого кернового материала, добытого глубоким бурением, выявлены детали строения древнего палеозоя на большей части территории республики. Работы по литологии и палеонтологии позволили в значительной мере детализировать стратиграфическую схему палеозойских отложений. Крупные успехи достигнуты также в области геологии четвертичного периода и гидрогеологии, раньше почти не изученной. Детально разведаны большие запасы горючего сланца, фосфоритов, строительных материалов, на базе которых возникли и успешно развиваются промышленные предприятия союзного и республиканского значения.

http://jurassic.ru/

Глава вторая

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ И ЭКОНОМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

Эстонская ССР расположена в северо-западной части Советского Союза, на берегу Балтийского моря. Крайние географические точки ее находятся в пределах 59°40′ и 57°30′ северной широты, 21°45′ и 28°15′ восточной долготы. Территория Эстонской ССР небольшая — площадь ее равна 45,1 тыс. *км*^{2}. Протяженность территории с запада на восток достигает 350 *км*, а с севера на юг 240 *км*.

Почти $^1/_{10}$ площади Эстонии приходится на острова; большинство из них сосредоточено к западу от материковой части территории. Наиболее крупными островами являются Сааремаа (2709 *км*^{2}) и Хийумаа (965 *км*^{2}).

На севере берега Эстонии омываются водами Финского залива, на западе — водами Рижского залива и Балтийского моря. Эти берега являются одновременно и государственной границей Советского Союза. На востоке Эстонская ССР граничит с РСФСР, на юге — с Латвийской ССР.

РЕЛЬЕФ

Территория Эстонской ССР занимает северо-западную окраину Русской равнины. Западная часть республики в прибрежных районах Финского и Рижского заливов представляет собой низменность, постепенно повышающуюся в восточном и юго-восточном направлениях. Наибольшая высота поверхности — 317 *м* над уровнем моря — приурочена к вершине Суур-Мунамяги, находящейся в пределах Хааньяской возвышенности.

По рельефу территорию республики можно подразделить на следующие орографические элементы (рис. 2).

Западно-Эстонская равнина. Под этим названием известна наиболее пониженная западная часть территории Эстонии. К ней относятся и острова, находящиеся в Балтийском море и в Рижском заливе; из них наиболее крупные: Сааремаа, Хийумаа, Муху и Вормси. Отдельные высоты на равнине достигают 40 *м* и более над уровнем моря.

Равнинный характер рельефа нарушается местами присутствием форм, образованных аккумулятивной деятельностью материкового ледника. К этим формам относятся озы, камы, конечные морены и другие краевые образования.

На равнине Западной Эстонии часто встречаются береговые образования Балтийского моря конца неманского века и голоцена. Благодаря равнинному характеру местности с незначительным уклоном создаются благоприятные условия для заболачивания.

Северо-Эстонский глинт и Северо-Эстонское плато. Для рельефа северной части территории характерно наличие уступа, так называемого глинта, местами отвесно обрывающегося к берегу Финского залива и

http://jurassic.ru/

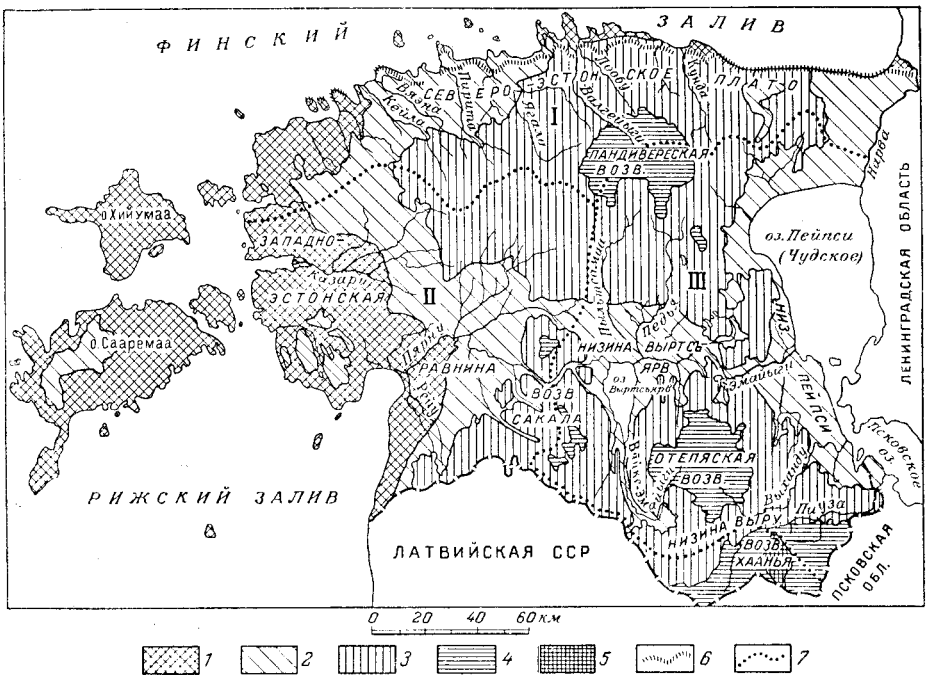


Рис. 2. Орогидрографическая схема Эстонской ССР

Районы с абсолютными высотами: *1* — 0—20 *м*; *2* — 20—50 *м*; *3* — 50—100 *м*; *4* — 100—200 *м*; *5* — выше 200 *м*; *6* — глинт; *7* — границы бассейнов (I — Финского залива; II — Рижского залива; III — оз. Пейпси)

протягивающегося с запада на восток. Максимальная абсолютная отметка глинта 65 *м* (Карула), в западном и восточном направлении он понижается и на мысе Пакерорт абсолютная высота его достигает лишь 24 *м*. Глинт прослеживается также и на островах Суур-Пакри, Вяйке-Пакри и Осмуссаар.

На всем своем протяжении глинт в пределах Эстонской ССР пересекается реками, впадающими в Финский залив, чем обусловлена его извилистость. К северу от уступа до побережья Финского залива простирается приглинтовая низина, к югу — Северо-Эстонское плато.

Северная часть Северо-Эстонского плато характеризуется абсолютными отметками 40—60 *м*; в южном направлении рельеф плато возвышается.

Пандивереская возвышенность представляет собой более высокую восточную часть Северо-Эстонского плато и является водоразделом рек, впадающих в Финский и Рижский заливы и в оз. Пейпси. От возвышенностей, расположенных к юго-востоку и югу от нее, она отделяется низиной оз. Выртсъярв и долинами рек Навести и Амме. Наиболее высокие точки возвышенности находятся в центральной части; их абсолютные отметки: Эбавере 146, Келлавере 156 и Эмумяги 166 *м*.

В юго-западном направлении Пандивереская возвышенность постепенно переходит в Западно-Эстонскую равнину. Абсолютные отметки здесь колеблются большей частью от 40 до 90 *м*, относительные же превышения незначительны.

http://jurassic.ru/

Низина Выртсъярв расположена между возвышенностями Сакала (на западе) и Отепя (на юго-востоке). Она вытянута в меридиональном направлении и соединена с Западно-Эстонской равниной широкой долиной р. Навести и древней долиной Вильянди, пересекающей возвышенность Сакала. С низиной Пейпси низина Выртсъярв соединена древней долиной р. Суур-Эмайыги. Абсолютные отметки в низине около 40 *м*.

Возвышенность Сакала располагается к западу от оз. Выртсъярв. Она является водоразделом рек, впадающих с одной стороны в Рижский залив, с другой — в оз. Выртсъярв. Абсолютные отметки этой платообразной возвышенности местами превышают 130 *м* (у Кярстна 136 *м*, у Руту 146 *м*). Северо-западная и северо-восточная границы возвышенности вырисовываются относительно четко, местами в виде уступа.

Возвышенности Юго-Восточной Эстонии. В юго-восточной части территории, к востоку от возвышенности Сакала, располагаются Отепяская [1] и Хааньяская возвышенности, разделенные низиной (впадиной) Выру, вытянутой с юго-запада на северо-восток. В центральной части абсолютные отметки дна этой впадины достигают 70 *м*. Наиболее высокие участки двух упомянутых возвышенностей имеют главным образом холмисто-моренный рельеф. Северо-восточные и северные части возвышенностей представлены пологими склонами, часто расчлененными древними долинами. В некоторых местах Отепяская возвышенность имеет абсолютную высоту более 200 *м*. Так, куполовидный холм Вяйке-Мунамяги имеет максимальную отметку 204 *м*, а гора Куутсе — 217 *м*. Хааньяская возвышенность лежит наиболее высоко над уровнем моря. Наивысшая точка ее — гора Суур-Мунамяги — достигает абсолютной высоты 317 *м*. Колебания относительных высот здесь довольно значительные и склоны отдельных возвышенностей более крутые, чем на остальной территории республики. Большая часть Хааньяской возвышенности в юго-восточном и южном направлениях лежит за пределами республики.

Отепяская возвышенность представляет собой водораздел рек, впадающих в озера Пейпси и Выртсъярв, а Хааньяская возвышенность служит водоразделом между Псковским озером и Рижским заливом.

Низина Пейпси (Чудского оз.) окаймляет узкой полосой с севера и запада озера Пейпси и Псковское. Абсолютные отметки низины оз. Пейпси колеблются от 31 до 40 *м*.

ГИДРОГРАФИЯ

Реки. Речная сеть на территории Эстонии относительно густая (см. рис. 2), но большинство рек мелководны. Во время весеннего паводка многие реки разливаются и затопляют низкие участки долин.

Реки распределяются по трем бассейнам. Два из них — бассейны Финского и Рижского заливов — связаны непосредственно с Балтийским морем, третий бассейн — оз. Пейпси — связан с Балтийским морем р. Нарвой. Главными водоразделами являются возвышенности Пандивере и Сакала.

Реки бассейна Финского залива текут по Северо-Эстонскому плато. Сравнительно крупными реками этого бассейна являются Нарва (Нарова), Пуртсе, Пада, Лообу, Валгейыги, Ягала, Пирита, Вяэна и Кейла.

[1] В главе «Геоморфология» эта возвышенность называется Угандиской возвышенностью, в пределах которой выделяется Отепяский холмисто-моренный рельеф. — *Ред.*

http://jurassic.ru/

Река Нарва — крупнейшая река бассейна Финского залива — вытекает из оз. Пейпси. Между оз. Пейпси и Нарвским водохранилищем течение реки медленное, берега заболоченные. В пределах г. Нарвы река образовала водопад, ниже она течет вначале по каньонообразной, а затем по неглубокой долине до Финского залива. Общая длина реки 75 *км*.

Реки бассейна Рижского залива сравнительно многоводны и берут начало в болотах. Из-за равнинности рельефа они имеют на всем течении медленный сток и слабо выраженные долины. Берега этих рек заболочены и местами покрыты лесом. Наиболее крупные реки бассейна — Пярну и Казари. Длина р. Пярну 142 *км*. Она имеет ряд притоков, из которых важнейшим является р. Навести.

Реки восточной, юго-восточной и центральной частей республики впадают в озера Пейпси и Псковское. Наиболее крупная река этого бассейна Суур-Эмайыги вытекает из оз. Выртсъярв и впадает в оз. Пейпси. Длина ее немного более 100 *км*, общее падение около 4,5 *м*. Река проложила свое русло в древней долине шириной в 0,1—2,0 *км*. Ширина русла реки колеблется в пределах 20—90 *м*. У устья реки простираются обширные болота.

К этому же бассейну относятся реки Выханду и Пиуза, текущие большей частью по древним долинам и впадающие в Псковское озеро.

Озера. В Эстонской ССР насчитывается более 1500 озер общей площадью 2200 *км*^{2}, что составляет 4,8% всей территории республики. Большинство озер небольшие (площадью от 1 до 5 *км*^{2}) и мелкие (в среднем 3—4 *м*). Самым крупным является оз. Пейпси (Чудское), находящееся на восточной границе территории и соединенное узким проливом (Лямми-ярв) с Псковским озером. Общая длина озер Пейпси — Псковского составляет около 140 *км*, площадь их 3584 *км*^{2}, глубина достигает 18 *м*, абсолютная отметка уровня воды оз. Пейпси около 30 *м*. Берега большей частью низкие, местами заболоченные, за исключением крутого берега у г. Калласте. Эти озера, по всей вероятности, являются остатками бывшего ледникового озера.

Второе по величине оз. Выртсъярв расположено в центральной части территории Эстонии. Оно является также реликтом бывшего ледникового озера и заполняет пологую впадину. Площадь его около 270 *км*^{2}, длина 35 *км*, абсолютная отметка уровня воды около 34,5 *м*. Берега озера большей частью низкие, пологие. В озеро впадают р. Вяйке-Эмайыги (с юга) и ряд мелких рек, а вытекает р. Суур-Эмайыги.

Многочисленные мелкие озера ледникового происхождения находятся в юго-восточной части республики, где они приурочены к понижениям холмисто-моренного рельефа. Ряд озер Северной Эстонии образовались в послеледниковое время в результате медленного поднятия суши и соответствующего отступания моря.

Годовые колебания уровней водоемов Эстонской ССР обусловлены главным образом таянием снегового покрова, а также распределением атмосферных осадков в течение года. Наибольшее повышение уровня наблюдается в период весеннего половодья. Осенний максимум атмосферных осадков вызывает небольшое повышение уровня в водоемах. Минимальная высота уровня воды в озерах совпадает с минимумом атмосферных осадков (февраль и март).

Болота. Болота занимают в Эстонской ССР 16% всей территории. Особенно широко распространены болота в западной, наиболее низинной и равнинной части республики. Много болот имеется и в Северной Эстонии, в низине Пейпси (в Алутагузе), а также в различных местах Цент-

http://jurassic.ru/

ральной и Восточной Эстонии. Большая часть болот приурочена к озерным и морским аккумулятивным равнинам или к участкам, покрытым основной мореной с необеспеченным стоком поверхностных вод. Средняя мощность промышленной залежи торфяников 3,1 *м*. Многие болота образовались путем зарастания бывших озер.

КЛИМАТ

В климатическом отношении территория Эстонской ССР относится к области, переходной от континентального климата к морскому, который более характерен для западных частей территории Европы.

На климат Эстонской ССР оказывают влияние циклоны. Циклоны, образующиеся в северной части Атлантического океана при встрече теплых южных масс воздуха с более холодными арктическими массами, движутся с запада на восток, способствуя, благодаря восходящим токам, обильному выпадению осадков.

Таблица 1

Средняя годовая температура

Пункты	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Годовая
Вильсанди (западнее о-ва Сааремаа) . . .	—2,4	—3,2	—1,5	3,0	7,8	12,6	16,3	16,1	12,6	7,7	3,3	—0,7	6,0
Таллин (Ласнамяги) .	—4,5	—5,8	—3,2	2,4	8,3	13,2	16,4	15,0	11,0	5,7	0,8	—3,8	4,6
Тарту . . .	—6,4	—6,5	—3,0	3,7	10,1	14,7	17,1	15,3	10,7	5,0	—0,2	—4,6	4,7
Раквере . .	—6,9	—7,2	—3,3	2,3	7,9	12,7	15,9	14,2	10,1	4,7	—1,1	—4,9	3,7
Выру . . .	—6,5	—6,7	—3,2	3,8	10,3	14,7	16,9	15,1	10,7	5,1	—0,2	—4,9	4,6

Среднегодовые температуры воздуха (табл. 1) колеблются от 3,7 до 6° С; самый холодный месяц — февраль, самый теплый — июль.

Годовой ход абсолютной влажности воздуха совпадает с годовым ходом температуры воздуха: максимум — в июле, минимум — в феврале. Максимум относительной влажности воздуха падает на ноябрь и декабрь (г. Тарту 91%), минимум — на июль. Атмосферные осадки распределяются более или менее равномерно. Среднее годовое количество осадков колеблется в пределах 500—700 *мм*. Наибольшее количество осадков выпадает в августе, наименьшее — в феврале.

ПОЧВЕННО-РАСТИТЕЛЬНЫЕ УСЛОВИЯ

Почвенный покров на территории Эстонской ССР в значительной мере зависит от состава почвообразующих пород (рис. 3). В северной и западной частях республики, где известняки часто выходят на дневную поверхность и где морена богата известняковым щебнем, развиты типичные дерново-карбонатные почвы. В Средней Эстонии преобладают дерново-карбонатные и оподзоленные почвы на буровато-серой карбонатной морене, а в южной части республики — дерново-подзолистые почвы на

http://jurassic.ru/

красновато-бурой слабо карбонатной и на бескарбонатной морене. На побережье оз. Пейпси и Пярнуского залива развиты главным образом подзолистые, дерново-подзолисто-глеевые и болотные почвы.

Основными растительными формациями являются лес, луга и лесо-луга. Леса занимают около 20% всей территории Эстонии и сосредото-

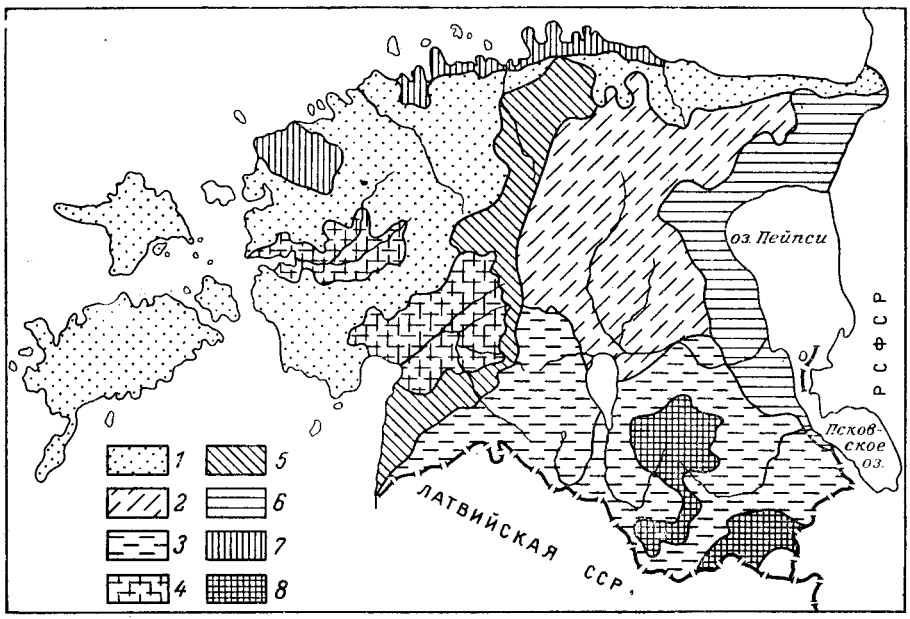


Рис. 3. Почвенные районы Эстонской ССР (по А. И. Лиллема)

1 — типичные дерново-карбонатные (рижковые) и заболоченные почвы; *2* — дерново-карбонатные выщелоченные и оподзоленные почвы; *3* — дерново-подзолистые почвы; *4* — дерново-глеевые и пойменные (наносные) почвы; *5* — подзолистые, дерново-подзолисто-глеевые и болотные почвы; *6* — подзолистые, подзолисто-болотные почвы; *7* — каменистые подзолистые почвы (морских побережий); *8* — дерново-подзолистые эродированные почвы (конечных морен)

чены главным образом в северо-восточной и юго-западной частях страны. Основные лесные массивы состоят преимущественно из сосновых и еловых лесов с примесью мелколиственных пород, главным образом березы. Луга занимают одну треть территории и представлены заливными лугами, суходольными сенокосами и альварами. В северной и северо-западной частях Эстонии, а также на островах большие территории заняты лугами с редким древостоем — лесо-лугами.

ПУТИ СООБЩЕНИЯ

Железные дороги. В Эстонской ССР имеются как ширококолейные, так и узкоколейные железные дороги. Первые образуют остов железнодорожной сети республики и связывают ее с Москвой, Ленинградом и Ригой, а также с промышленными центрами внутри страны.

Основной железнодорожной магистралью является линия Таллин—Ленинград. Эта дорога проходит в широтном направлении вдоль северной окраины республики. В юго-восточном направлении от указанной

http://jurassic.ru/

магистрали отходит линия Тапа—Тарту—Петсери с ответвлением от Тарту на Валга и далее на Ригу. Кроме того, железнодорожная ветка широкой колеи соединяет Петсери и Валга (через Выру). Небольшая ветка, частью электрифицированная, соединяет Таллин с западными городами республики: Кейла, Пальдиски, Хаапсалу. Общая протяженность всех ширококолейных дорог 767 *км*.

Узкоколейная дорога наибольшей протяженности проходит с севера на юг через Вильяндискую возвышенность (Сакала) и соединяет Таллин с Мыйзакюла. От этой главной магистрали имеются ответвления, соединяющие приморский г. Пярну, гавань Виртсу и т. д. Узкоколейные дороги имеются также в центральной (Тюри—Тамсалу), северо-восточной (Сонда—Муствээ) и других частях республики. Общая длина этих дорог составляет 675 *км*.

Шоссейные дороги. Главная шоссейная дорога Таллин—Нарва—Ленинград проходит вдоль побережья Финского залива. Большим узловым центром шоссейных дорог является Таллин, который связывается с гг. Тарту, Вильянди, Пярну, Хаапсалу, Пальдиски и др. Из второго такого центра — Тарту — дороги идут на Выру, Валга и в других направлениях.

Кроме шоссейных дорог, всю территорию республики покрывает довольно густая сеть улучшенных грунтовых дорог.

В качестве путей сообщения служат также реки Суур-Эмайыги, Нарва и озера Пейпси и Выртсъярв. Для лесосплава широко используются реки Пярну, Суур-Эмайыги, оз. Пейпси, частично р. Нарва и др.

Важное значение в хозяйственной жизни республики имеет морской транспорт. Крупнейший морской порт Эстонии — Таллин — связан линиями пароходного сообщения с портами Польши, Германской Демократической Республики, Финляндии и других стран, а также с Ленинградом, Ригой, Клайпедой.

Все большее значение приобретает в Эстонии и воздушный транспорт. Через республику проходят авиалинии, связывающие Таллин с Москвой, Ленинградом, Ригой и другими крупными городами Советского Союза.

ЭКОНОМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Сельское хозяйство. В экономике Эстонской ССР важное значение имеет сельское хозяйство, в частности животноводство. Развитию животноводства благоприятствуют обширные массивы естественных пастбищ и сенокосов, занимающих 60% общей площади сельскохозяйственных угодий республики. Основное товарное значение имеет молочный скот.

Полеводство представлено главным образом производством зерновых и кормовых культур — ржи, овса, ячменя и пшеницы. Большой удельный вес в посевах занимают картофель и овощи. Продукты полеводства идут в основном на удовлетворение местных продовольственных и кормовых нужд, продукты животноводства отчасти вывозятся.

Лесоводство. В юго-западной части территории, у южной границы республики, к северо-западу от оз. Пейпси и в других районах распространения лесных массивов планомерно ведется лесное хозяйство и разработка леса главным образом на строительный материал.

Рыболовство развито на побережье и в островной части республики. Рыба (салака, килька, камбала и др.) транспортируется в соленом или консервированном виде в другие республики.

http://jurassic.ru/

Промышленность. Эстонская ССР — республика высокоразвитой промышленности. Она занимает в Советском Союзе ведущее место по добыче и переработке горючих сланцев и видное место в энергетическом хозяйстве, машиностроении, в производстве текстиля, рыбной продукции, масла, минеральных удобрений, пиломатериалов, строительного кирпича, извести и бумаги.

В общей структуре промышленности Эстонии главную роль играют пищевая и текстильная промышленность, машиностроение и металлообработка, топливодобывающая, лесная и деревообрабатывающая промышленность.

Северная Эстония с промышленными центрами в сланцевом бассейне и г. Таллином резко обособляется в экономическом отношении от мало дифференцированной по отраслям промышленности остальной части территории. В Северной Эстонии сосредоточены химическая, главным образом сланцеперерабатывающая, металлообрабатывающая, машиностроительная, текстильная промышленность, производство минеральных удобрений и промышленность строительных материалов.

Промышленность Южной Эстонии занята главным образом переработкой сельскохозяйственного сырья. К определенным районам республики приурочена горнодобывающая промышленность: каменоломни (пос. Вазалемма, г. Таллин и др.), производство извести (пос. Тамсалу, Ракке), цементная промышленность (г. Кунда) и стекольные заводы (Ярваканди, Мелески).

Источники энергии. Важнейшими источниками энергии в Эстонской ССР являются большие запасы горючего сланца и торфа, а также сила падающей воды.

На сланце и торфяном топливе работают тепловые электростанции. Основным источником гидроэнергии является р. Нарва.

http://jurassic.ru/

Глава третья

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

На территории Эстонской ССР, расположенной в структурно-геологическом и тектоническом отношении на южном крыле Балтийского щита, распространены докембрийские кристаллические породы, покрытые покровом палеозойских осадочных пород мощностью в несколько сот метров; здесь обнажаются отложения кембрийской, ордовикской, силурийской и девонской систем (табл. 2). Поверхность последних денудирована и покрыта в общем маломощным покровом четвертичных отложений (табл. 3).

Для палеозойских отложений характерно моноклинальное залегание слоев, обусловленное южным до юго-восточного наклоном поверхности кристаллического фундамента (рис. 4). Слои падают в южном и юго-восточном направлениях под углом в среднем 0°15′. Только на самом юго-востоке Эстонии, в пределах Локновского поднятия намечается изменение направления и угла падения слоев. От такого залегания палеозойских отложений зависит и характер выходов последних на дневной поверхности; они прослеживаются полосами широтного простирания: полосы более древних слоев выходят на севере, а более молодых — на юге. Девонские отложения, залегающие несогласно на ордовике и силуре, имеют в общем северо-восточное простирание (приложение 1).

На фоне моноклинального залегания палеозойской осадочной толщи вырисовываются тектонические нарушения северо-восточного простирания, установленные в нескольких местах Северо-Восточной Эстонии в виде систем трещин и сбросовых структур амплитудой до 20 *м*, которые, вероятно, продолжаются в юго-западном направлении. С последними связано проявление так называемого глубинного карста.

Кристаллический фундамент представлен изверженными и метаморфическими породами архея и протерозоя, которые в Северной Эстонии залегают на глубине 100—240 *м*; в южном направлении (до окрестностей Выру) глубина их залегания постепенно увеличивается. В пределах Локновского поднятия на юго-западе Эстонии глубина залегания архея и протерозоя 300 *м*. Эти породы обнажаются только на островах Тютарсаар и Суурсаар, на остальной территории Эстонии они вскрыты лишь немногими буровыми скважинами на небольшую мощность и поэтому изучены еще недостаточно. Для выяснения их геологического строения в послевоенные годы проводились геофизические исследования. В докембрии Эстонии наиболее часто встречаются гнейсы, реже кристаллические сланцы, граниты и габбровые породы. Поверхность кристаллического фундамента представляет собой неровную денудационную поверхность, местами установлено наличие древней коры выветривания.

На кристаллическом фундаменте залегают кембрийские кластические отложения мощностью 100—250 *м*, образующие два осадочных цикла — валдайскую (вендскую) и балтийскую серии. Оба цикла начинаются грубозернистыми и заканчиваются мелкозернистыми отложениями. Обна-

http://jurassic.ru/

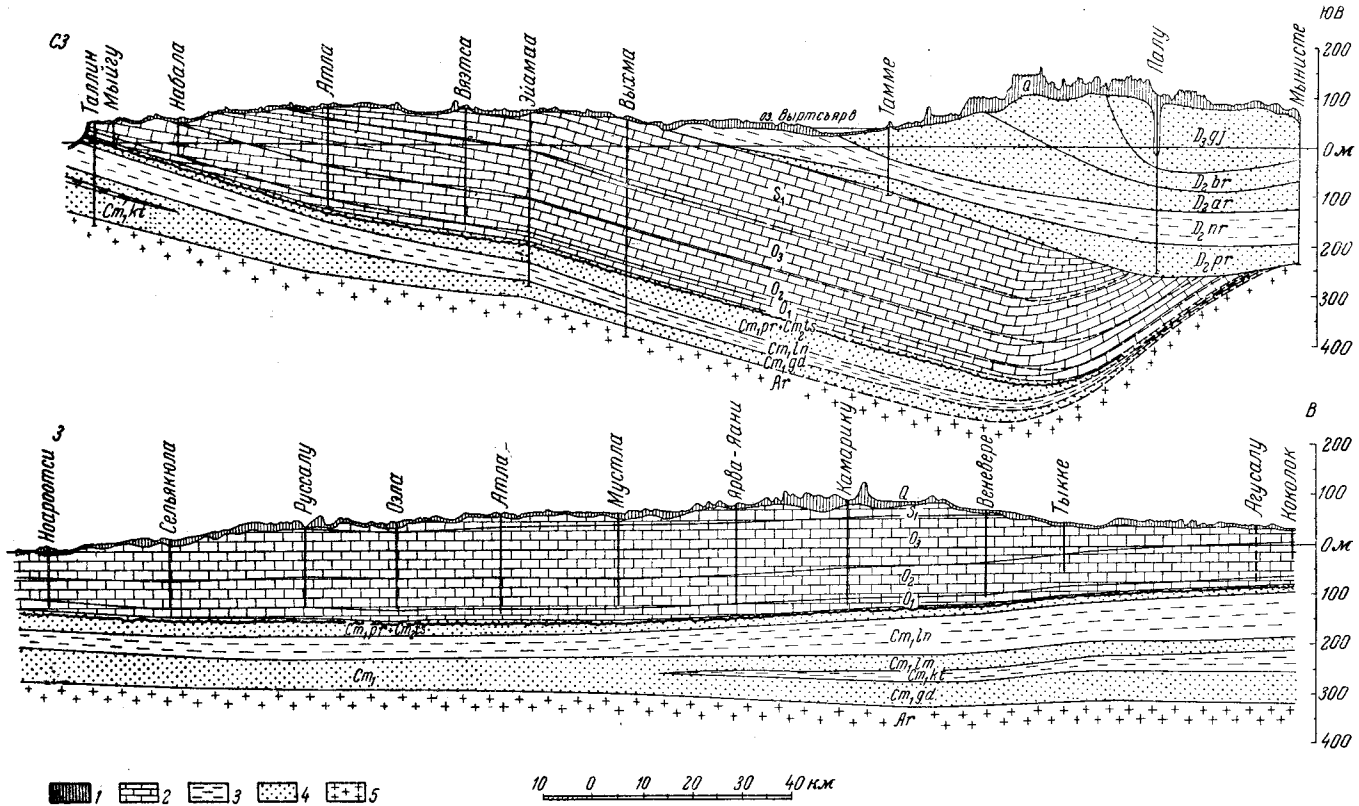


Рис. 4. Геологические профили через Эстонскую ССР с СЗ на ЮВ и с З на В

1 — четвертичные отложения; *2* — известняки и доломиты; *3* — глинистые породы; *4* — песчаники; *5* — кристаллические породы (метаморфические и магматические)

http://jurassic.ru/

Таблица 2

Стратиграфическая схема палеозоя Эстонии

Система	Отдел	Серия	Ярус (в части ордовика—подсерия)	Индекс горизонта		Горизонт (в части кембрия—свита)
1	2	3	4	5	6	7
Девонская	Верхний		Франский	c_1 b_4 $b_2 — b_3$ b_1 a_4 a_3	$D_3šl$ $D_3čd$ D_3ps D_3sn D_3am D_3gj	Нижнешелонский Чудовский Псковский Снетогорский Аматский Гауйский
	Средний		Живетский	a_2^2 a_2^1 a_1^2 a_1^1	D_2br D_2ar D_2nr D_2pr	Буртниекский Арукюлаский Наровский Пярнуский
Силурийская	Верхний		Лудловский	K_4 K_3 K_2 K_1	S_2oh S_2kg S_2pd S_2kr	Охесаареский Каугатумаский Паадлаский Каармаский
	Нижний		Венлокский	J_2 J_1	S_1jg S_1jn	Яагарахуский Яаниский
			Ландоверийский	H G_{III} G_{II} G_I F_2	S_1ad S_1rk S_1tm S_1jr S_1pk	Адавереский Райккюлаский Тамсалуский Юруруский Поркуниский

http://jurassic.ru/

1	2	3	4	5	6	7
Ордовикская	Верхний	Харьюская		$F_I c$ $F_I b$ $F_I a$ E	$O_3 pg$ $O_3 vr$ $O_3 nb$ $O_3 rk$	Пиргуский Вормсиский Набалаский Раквереский
	Средний	Вируская	Курнаская	D_{III} D_{II} D_I C_{III}	$O_2 on$ $O_2 kl$ $O_2 jh$ $O_2 id$	Оандуский Кейлаский Йыхвиский Идавереский
			Пуртсеская	C_{II} $C_I c$ $C_I b$ $C_I a$	$O_2 kk$ $O_2 uh$ $O_2 ls$ $O_2 as$	Кукрузеский Ухакуский Ласнамягиский Азериский
	Нижний	Эландская	Онтикаская	B_{III} B_{II} B_I	$O_1 kn$ $O_1 vl$ $O_1 lt$	Кундаский Волховский Лээтсеский
			Ируская	A_{2-3}	$O_1 pk$	Пакерортский
Кембрийская	Средний (?)			$A_1 d$	$Cm_2 ts$	Тискреская
	Нижний	Балтийская		$A_1 c$ $A_1 b_2^2$ $A_1 b_2^1$	$Cm_1 pr$ $Cm_1 ln$ $Cm_1 lm$	Пиритаская Лонтоваская Ломоносовская
		Валдайская		$A_1 b_1$ $A_1 a$	$Cm_1 kt$ $Cm_1 gd$	Котлинская Гдовская

http://jurassic.ru/

Стратиграфическая схема четвертичных (антропогеновых) отложений Эстонии Таблица 3

Система (период)	Отдел (эпоха)	Ярус (век)	Горизонт (время)	Подгоризонт (фаза развития лесов) (по данным палинологии)	Подгоризонт (стадия развития Балтийского моря)
Четвертичная (антропогеновая) (Q)	Голоцен (Q_{IV})	Балтийский (Q_{IV})	Верхнебалтийский (Q_{IV}^3)	Ia верхний, сосны	Мидиевый
				Iб верхний, ели II верхний, ольхи	Лимниевый
			Среднебалтийский (Q_{IV}^2)	III ели	
				IV дуба—ели V широколиственных пород VI ольхи—вяза—орешника	Литориновый
			Нижнебалтийский (Q_{IV}^1)	VII сосны—березы—ольхи VIII сосны	Анциловый
				IX березы	Иольдиевый
	Плейстоцен (Q_{I-III}) Верхний (Q_{III})	Неманский (Q_{III}^2)	Позднеледниковое время: Невская стадия, Лужская стадия	X верхний дриадовый XI аллерёдский	Балтийского ледникового озера
				XII нижний дриадовый	
			Валдайское ледниковое время	Зоны краевых образований: Северо-западная, Североэстонская, Отепя — Карула, Хаанья	Серая морена в северной Эстонии; красно-бурая морена в южной Эстонии; межстадиальные отложения (Камера); фиолетово-серая морена в южной Эстонии (?)	Местные приледниковые озера
		Муравинский (Q_{III}^1)	Время верхнего климатического максимума	Максимум ольхи и ели (Карукюла)	Бореальное море (Суур-Пранглн, Кээри и др.)
			Время нижнего климатического максимума	Максимум широколиственных пород, граба, орешника (Рынгу)	
	Средний (Q_{II})	Днепровский (Q_{II}^2)	Ледниковое время	Серая морена (Рынгу, Карукюла)	
		Старобинский (Q_{II}^1)			
	Нижний (Q_I)	Березинский (Q_I^2)	Ледниковое время	Соответствующие отложения в Эстонии еще не выяснены	
		Вильнюсский (Q_I^1)			

http://jurassic.ru/

жаются только самые верхние слои, выходящие в нижней части Северо-Эстонского глинта и на предглинтовой узкой полосе. Более нижние слои вскрыты буровыми скважинами, расположенными в основном на севере Эстонии. Этим и объясняется их недостаточная изученность.

Ордовикские отложения представлены главным образом известковыми породами; только низы ордовика представлены песчаником и сланцем. Характерно распространение горючего сланца—кукерсита — среди известняков ордовика в северо-восточной части Эстонии. Разрез ордовикских отложений в Эстонии почти полный — здесь представлены нижний, средний и верхний отделы. Мощность их достигает 180 *м*. Обнаженность их выходов в пределах Северной Эстонии хорошая, чем объясняется и сравнительно хорошая изученность геологии этих образований. Геологическое строение ордовика южнее выходов изучено, однако, недостаточно, так как там они почти не вскрыты буровыми скважинами.

Силурийские отложения представлены известняками и доломитами, выходящими в южной части Северной Эстонии и на островах Западно-Эстонского архипелага. Верхняя часть верхнесилурийского отдела отсутствует, нижняя же часть распространена только на о-ве Сааремаа. Обнаженность их сравнительно слабая, вскрыты незначительным количеством буровых скважин, ввиду чего изучены слабее ордовикских.

С конца силура и в течение всего нижнего и частично среднего девона на территории Эстонии осадконакопление отсутствовало, здесь в континентальных условиях происходила денудация ранее образованных отложений. Осадконакопление обновилось только в живетском веке среднего девона. Представлены осадки разными пестроцветными песчаниками, мергелистыми и глинистыми отложениями, которые распространяются в Южной Эстонии и местами к северу от оз. Пейпси. Эти отложения прибрежных аллювиальных равнин залегают, как было уже отмечено, несогласно на денудационной поверхности ордовика и силура. Кластические отложения среднего девона без заметного перерыва переходят в верхнедевонские кластические породы. На юго-востоке Эстонии распространены верхнедевонские известняковые породы незначительной мощности. Общая мощность девонских отложений достигает 360 *м*. Обнажений сравнительно мало, как и буровых данных. Поэтому геологическое строение девонских отложений изучено недостаточно хорошо.

Уже с конца девона осадконакопление на территории Эстонии прекращается и устанавливается длительный период континентальных условий. В течение этого времени ранее отложившиеся отложения подверглись эрозионно-денудационным процессам, следствием чего является древний рельеф (коренных пород), крупные формы которого сохранились до настоящего времени. Они имеют существенное значение в строении современного рельефа Эстонии.

Древний рельеф покрыт маломощным покровом четвертичных отложений. Из плейстоценовых осадков в Эстонии общее распространение имеют только верхнеплейстоценовые, в частности последнего оледенения; более древние отложения имеют ограниченное распространение. Голоценовые отложения представлены разными генетическими типами, обыкновенно имеют небольшую мощность и неповсеместное распространение. Обнаженность четвертичных отложений ограниченная, и они вскрыты буровыми скважинами недостаточно.

Детальное изучение палеозойских отложений Эстонии привело к необходимости выделения мелких литостратиграфических единиц — пачек, характеризующихся отчетливой литологической однородностью, а в боль-

http://jurassic.ru/

шинстве случаев и палеонтологическим своеобразием. Пачки имеют различный объём; часто они представляют часть горизонта, а иногда соответствуют целому горизонту. Кроме того, в пределах горизонтов или подгоризонтов могут быть выделены пачки, замещающие друг друга в горизонтальном направлении. Пачки в ряде случаев соединяются в свиты. Границы пачек и свит не являются всегда синхронными, как это принимается для границ горизонтов и подгоризонтов. Пачки и свиты выделяются параллельно с горизонтами, они обозначаются географическими названиями типичных разрезов, а также индексами.

Стратиграфическая схема четвертичных отложений представлена на основе стратиграфической схемы, принятой совещанием по изучению четвертичных отложений Прибалтики и Белоруссии, состоящегося в городах Вильнюсе и Каунасе 14—19/XI 1955 г. (Научные сообщения Института геологии и географии АН Лит. ССР, том IV, 1957).

http://jurassic.ru/

Глава четвертая

СТРАТИГРАФИЯ

ДОКЕМБРИЙ

На материковой части территории Эстонской ССР докембрийские породы залегают на значительной глубине от поверхности и нигде не обнажаются. Ближайшие выходы докембрийских пород встречаются только на некоторых островах Финского залива, на территории Финляндии и Швеции.

В настоящее время имеются лишь очень ограниченные сведения о докембрийских породах по территории Эстонии. Первые фактические данные о глубине залегания и составе пород докембрийского кристаллического основания получены в 1908 г., когда была пробурена в Таллине первая глубокая скважина на воду, показавшая, что кристаллические породы залегают здесь на глубине 118 *м* и представлены гранито-гнейсами. Позднее в Таллине и в других местах Северной Эстонии было пробурено еще несколько глубоких артезианских скважин, вскрывших докембрий.

В 1937—1938 гг. в центре йыхвиской магнитной аномалии были пробурены две скважины глубиной 505 и 721,5 *м*, вскрывшие метаморфические породы с магнетитом на глубине около 240 *м*.

На основе имевшихся геологических и геофизических данных в 1939 г. А. Эпиком было впервые сделано обобщение о строении докембрийского кристаллического основания на территории Эстонии.

В 1947 г., а затем в 1951—1953 гг. были пройдены глубокие скважины Ленинградским геологическим управлением и трестом Ленбурнефтегеология.

Поверхность докембрия в северо-западной части Русской платформы имеет седлообразную форму, причем ось седла проходит от Гдова через Псков на Барановичи (Селиванова и Элькин, 1956). На осевой линии этого седла наиболее низкое положение поверхности докембрия (около 800 *м* ниже уровня моря) отмечается в районе восточной границы Латвийской ССР, где располагается Латвийский прогиб широтного направления. На юге, в пределах Белорусско-Литовского поднятия, докембрийские породы залегают неглубоко под современной поверхностью и вскрыты в с. Бобовня на глубине около 114 *м*, на севере они обнажаются на о-ве Суурсаар (Хогланд) и в районе Выборга. К западу от осевой линии седла поверхность докембрия опускается в сторону Калининграда до отметок 2200 *м* и ниже, образуя Польско-Литовскую впадину. Седлообразная форма поверхности докембрия возникла в основном в палеозое и позднее — в результате движения масс в подкоровой зоне земли и изменения их состояния (плотности) и поэтому является структурно-тектоническим, а не денудационным образованием.

На поверхности кристаллических пород докембрия в ряде скважин наблюдаются сохранившиеся остатки коры выветривания, обычно красно-

http://jurassic.ru/

земного и реже каолинового типа. Мощность остатков коры выветривания, как правило, не превышает нескольких метров.

В строении докембрия (рис. 5) на территории Эстонской ССР и других Прибалтийских республик принимают участие исключительно кри-

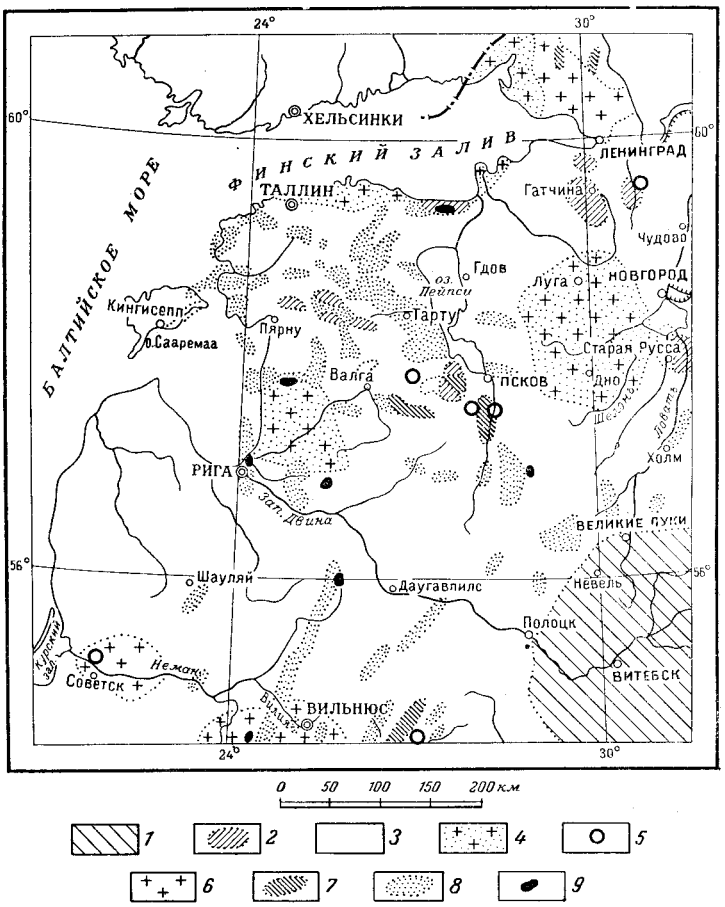


Рис. 5. Схематическая геологическая карта докембрийского кристаллического фундамента Эстонской ССР и прилегающих территорий (частично, по данным Э. А. Побула)

1 — протерозой области Курской магнитной аномалии; *2* — парагнейсовые образования архея; *3* — гнейсовый комплекс архея; *4* — граниты рапакиви (около Риги, в районе Порхова и Луги — по геофизическим данным); *5* — микроклиновый гранит; *6* — граниты архея и, возможно, начала нижнего протерозоя; *7* — габбро-нориты, габбро и т. п.; *8* — положительные магнитные аномалии, связанные либо с габбро-норитами и т. п. породами, либо с парагнейсами архея; *9* — интенсивные положительные магнитные аномалии, связанные с породами, обогащенными магнетитом

сталлические породы и лишь в нескольких местах обнаружены породы, сохранившие осадочный облик. Стратиграфическое положение тех и других пород принято здесь условно, по аналогии со стратиграфическими схемами К. О. Кратца (1957, 1958) и Л. Я. Харитонова (1955, 1957) для Карелии.

http://jurassic.ru/

Граниты, за исключением рапакиви и метасоматических гранитов, древнее пород габбрового типа. Наиболее молодыми являются породы, сохранившие признаки осадочного происхождения и принадлежащие, по всей вероятности, к верхнему протерозою (подобно карельской формации Карелии) или к иотнию (Sederholm, 1911, 1925). Такие породы известны на островах Тютарсаар и Суурсаар, где они предствлены преимущественно кварцитами, конгломератами, песчаниками и т. п.

На о-ве Суурсаар, по данным И. Седерхольма и В. Рамзея (Sederholm, 1897; 1911), указанные выше осадочные породы залегают несогласно на складчатых гнейсах, амфиболитах и других породах кристаллического фундамента (рис. 6). Кварциты слабо метаморфизованы, собраны в пологие складки и перекрыты несогласно конгломератом, падающим полого к востоку и не несущим следов метаморфизма. Еще выше

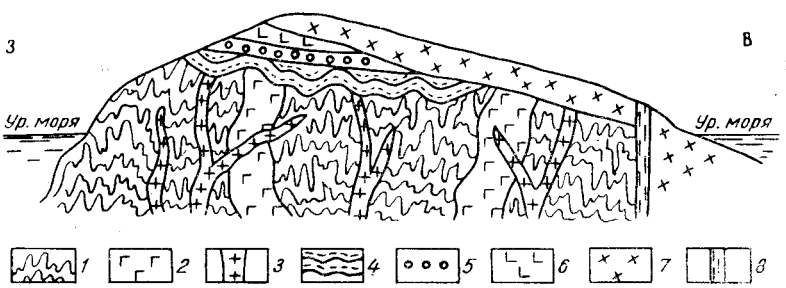


Рис. 6. Схематический геологический разрез о-ва Суурсаар (Хогланд)

1 — гнейсы и кристаллические сланцы (архей); *2* — габбро-ортоамфиболиты (архей или нижний протерозой); *3* — красный гранит (нижний или средний протерозой); *4* — кварциты (и эврит) дислоцированные и с проявлениями регионального метаморфизма (верхний протерозой — иотний); *5* — конгломерат и кварцит без признаков регионального метаморфизма; *6* — лабрадоровые порфириты (верхний протерозой); *7* — кварцевые порфиры и гранит-порфиры, соответствующие по возрасту рапакиви; *8* — сброс

залегает лабрадоровый порфирит, сопровождающийся туфами; эти породы перекрываются кварцевыми порфирами, в свою очередь сопровождающимися туфами. На о-ве Тютарсаар (Öpik, 1935c и др.) породы, по-видимому, подобного же комплекса представлены кварцитами, имеющими меридиональное простирание и залегающими на кристаллических породах. Селиванова и Элькин (1956) относят такие осадочные породы к архею.

Скважины вскрывают кристаллические породы фундамента обычно на коротких интервалах (в несколько метров, реже на протяжении десятков метров). Из кристаллических пород встречены в основном гнейсы и в меньшей степени граниты. Для общего представления приводится краткая характеристика гнейсовых пород по отдельным скважинам, расположенным на территории Эстонии или в относительной близости к последней.

В скважине Выхма гнейсы обнаружены на глубине 415—438,5 *м*. Наблюдается частое чередование биотитовых, биотитово-роговообманковых и роговообманково-биотитовых гнейсов.

Мощность отдельных прослоев не превышает 2—3 *м*. Гнейсы некоторых прослоев обогащены магнетитом и заметно магнитны. В нижней части скважины на глубине 429,5—431,5 *м* находится пластовое (?) тело

http://jurassic.ru/

плагиоклазового ортоамфиболита (пироксено-амфиболового габбро). В гнейсах наблюдается гранитизация и не менее шести жилоподобных внедрений гранита (пегматита) метасоматического типа, мощность которых достигает иногда 1—1,5 *м*.

Скважина Плявиняс на глубине 1028,3—1034,12 *м* (Аксамитная, 1951) вскрыла катаклазированные биотитовые гнейсы. В интервале 1032,92—1034,12 *м* имеется несколько жил гранитной породы метасоматического типа, как и в скважинах Выхма и Невеля.

В Локновском районе гнейсовые породы вскрыты несколькими скважинами. В скв. 1Р на глубине 514,8—546 *м* обнаружены биотитовые, биотитово-гранатовые и силлиманитовые гнейсы, подвергшиеся гранитизации; в скв. 6Р (Понкули) на глубине 619,6—623,9 *м* — катаклазированные биотитовые гнейсы; в скв. 60К (Мынисте) на глубине 296 *м* — биотитовые гнейсы. Следует отметить, что разрез кристаллических пород в Локно имеет сходство с нижней частью разреза о-ва Суурсаар: в том и другом случае в основании разреза лежат гнейсы с интрудированными в них габбро-амфиболитами, причем те и другие пересекаются более молодым красным пегматитоподобным гранитом, проникающим во вмещающие породы в виде жил и неправильных мелких инъекций.

Гнейсы и гранито-гнейсы отмечаются в ряде скважин в районе Таллина на глубине 111—117 *м* (Синягин, 1939; Черепанов и др., 1946). На о-ве Суур-Прангли в одной из скважин обнаружены гранито-гнейсы в интервале 112,5—116,19 *м*, в то время как другая скважина прошла на той же примерно глубине по биотитовому граниту (Крылов, 1948). Гнейсы, пронизанные жилами гранита, издавна известны на о-ве Суурсаар (Sederholm et Ramsay, 1897; Sederholm, 1911; Lemberg, 1867).

К востоку от Эстонской ССР в районе Ленинграда и Гатчины гнейсы вскрыты в ряде скважин на глубинах 200—276 *м* и 450 *м*. В районе Гатчины, кроме обычных гнейсов, имеются разности с гранатом и силлиманитом (Большие Колпаны, Никольское, Каськово), проявления гранитизации, а в гнейсах скважин в полосе Поповка—Гатчина—Елизаветино наблюдается сильный катаклаз и милонитизация пород. Сочетание гнейсов (биотитовых, биотитово-гранатовых, с кордиеритом и силлиманитом) и кристаллических сланцев обнаружено в скважине Старой Руссы на глубине 925 *м*, где гнейсы также подверглись гранитизации и пронизаны жилами метасоматического (?) гранита. Гнейсы типа гранито-гнейсов и кристаллические сланцы, состоящие из биотита и хлорита, известны в районе Гдова (Мишина Гора), где они залегают на глубине, не превышающей, по-видимому, 150—200 *м* (Асаткин, 1937, 1938; Котлуков и Митгарц, 1955).

Следовательно, на площади Эстонской ССР и соседних с нею республик и областей скважины вскрывают главным образом гнейсовые породы, и в меньшей степени — кристаллические сланцы. В хороших образцах керна устанавливается крутое падение слоистых пород. Почти везде наблюдается более или менее интенсивная гранитизация с образованием жил гранита метасоматического типа мощностью до 1—1,5 *м*.

Особое место занимают метаморфические породы с магнетитовым оруденением, вскрытые скважинами в Йыхви на глубине около 240 *м*. Эти породы имеют здесь почти вертикальное падение и представлены многократно чередующимися друг с другом скарнами, биотито-андалузито-кордиеритовыми, гранато-биотитовыми, куммингтонитовыми, биотито-силлиманитовыми и т. п. роговиками и кристаллическими сланцами,

http://jurassic.ru/

густо пронизаны неправильными жилами лейкократовых гранитоидных пород, а в отдельных слоях довольно сильно обогащены магнетитом и сульфидами. Все указанные породы пересечены двумя скважинами: одной — на протяжении свыше 260 *м* (до глубины 505 *м*), другой — на протяжении 480 *м* (до глубины 721 *м*). Общая мощность описанного выше комплекса метаморфических пород остается неизвестной, поскольку скважины прошли почти вдоль слоистости пород.

На основе детальных данных А. Линари (Linari, 1940), И. Карк (1940) и М. Д. Кадыровой (1947) можно сделать вывод о контактовом воздействии гранитов на толщу гнейсов, кристаллических сланцев и интрудированных в них габбровых и норитовых пород.

Граниты, как отмечалось выше, распространены значительно меньше, чем гнейсы, и вскрыты на небольших интервалах лишь немногочисленными скважинами, отстоящими далеко друг от друга. В связи с этим вопрос о размерах массивов гранитов остается неясным. К числу скважин, проходящих по гранитам на больших интервалах, можно отнести следующие.

В одной из скважин в г. Таллине гранит типа рапакиви был пройден в интервале глубин 120,3—153,3 *м*, а другой вскрыт на глубине 162,76 *м* (Селиванова, 1946; Синягин, 1939). Поскольку в других скважинах здесь встречаются гнейсы, можно предположить что под Таллином проходит зона контакта гранитов и гнейсов. Граниты и гранитизированные гнейсы обнаружены также в скважинах на островах Найссаар и Суур-Прангли.

Скважина в Азери прошла по граниту интервал 161,6—195,7 *м* (Селиванова, 1946).

В скважине Ручьи (Лужская губа) гранит вскрыт на глубине 176 *м* (Федоров, 1950).

Согласно геофизическим данным, гранитные породы, вскрытые указанными скважинами на южном побережье Финского залива, связаны с громадным массивом рапакиви Финляндии (Андреев, 1958).

К востоку от Эстонской ССР граниты вскрыты скважиной в Порхове на глубине от 831,1 до 856,75 *м*. Большинство образцов керна представлено как будто интрузивным биотитовым гранитом, тогда как в других образцах, содержащих гранат, порода более похожа на метасоматический гранит. Возможно, что здесь скважина попала в зону контакта. Гранит подобного типа в виде внедрений в гнейсовую толщу обнаружен и в Старой Руссе.

Крупные массивы гранита известны по северному побережью Финского залива (выборгский рапакиви и др.). Далее гранит встречается в скважинах у Сестрорецка (глубина 143,33 и 163,4 *м*), в Сертолово (глубина 200—195 *м*) и под Ленинградом (глубина 217,16 *м*). В последнем случае скважинами вскрыты также гнейсы и гранито-гнейсы.

Кроме описанных выше гранитов, вероятнее всего магматических и слагающих крупные тела, имеются и менее значительные их проявления, представленные преимущественно в виде метасоматических образований. К их числу нужно отнести многочисленные неправильные жилы гранита в скважинах Выхма, Сиверской, в некоторых скважинах района Локно и в обнажениях на о-ве Суурсаар.

Наибольший интерес для изучения метасоматической гранитизации представляют собой скважины Локновского района, где особенно ярко наблюдается процесс калиевого метасоматоза, приводящий к превращению всех пород, независимо от их состава, в красный или розовый бластопорфировый микроклиновый лейкократовый гранит.

http://jurassic.ru/

Обобщая материалы по докембрию северной и центральной частей платформы, можно высказать предположение, что от Финляндии и Карельской АССР к юго-юго-востоку через район Порхова простирается пояс гранитных пород, более южная часть которого изучена скважинами почти непрерывно от Старицы (между Ржевом и Калинином) до Воронежа и Богучара, где такие граниты известны в естественных обнажениях в районе Павловска.

Таким образом, на Русской платформе имеются два пояса крупных гранитных тел, простирающихся в северо-западном направлении: Воронежско-Выборгский и Волынско-Балтийский. В промежуточной между ними области верхняя часть фундамента состоит преимущественно из разнородных гнейсов, в большей или меньшей степени подвергшихся метасоматической гранитизации, причем интенсивность последней в данном случае значительно слабее, чем в непосредственном соседстве с гранитными поясами.

Для описываемой территории в настоящее время не имеется достаточных материалов для определения возраста гранитов, но в других частях платформы, например в ее центральной области, вполне четко установлено, что часть гранитов (как интрузивных, так и метасоматических) имеет возраст ранне- или среднепротерозойский. Однако другая часть гранитов, более значительная, гораздо древнее и должна быть отнесена к низам протерозоя или к предпротерозойскому времени. Более молодой возраст гранитов по сравнению с гнейсами архея доказывается отсутствием в гранитах признаков значительного огнейсования даже и в тех случаях, когда они залегают в непосредственном соседстве с сильно метаморфизованными и дислоцированными породами гнейсового комплекса.

Менее значительную роль в строении фундамента на описываемой территории по сравнению с гнейсами и гранитами играют интрузивные породы основного состава: габбро и нориты, местами имеющие облик ортоамфиболитов. Наиболее распространены такие интрузии в пределах пояса, почти совпадающего с осевой линией седлообразной структуры поверхности фундамента и протягивающегося от Вильнюса и Барановичей к Пскову и Холму.

Габбровые породы обнаружены в нескольких скважинах Локновского района. В скв. 5Р (Краснодудово) на глубине 513,1—521,4 *м* и в скв. 49 (Вяймела) на глубине 598,1—609 *м* обнаружена сильно гранитизированная и пронизанная жилами гранита порода габбрового состава. Скв. 66К (Выру) пересекла на глубине 575,05—576,5 *м* слабо огнейсованную пироксено-амфиболовую габбровую породу, подвергшуюся гранитизации. Наконец, в скв. 2Р (Черская) на глубине 846 *м* вскрыт метасоматический гранит с остатками гранитизированной габбровой породы.

Во всех этих скважинах габбровые породы довольно сильно изменены, но почти не имеют признаков огнейсования. Из числа окрашенных минералов в составе пород преобладают биотит и амфибол; иногда имеется сохранившийся моноклинный пироксен. Повсюду наблюдаются интенсивный калиевый метасоматоз и гранитизация, аналогичные таким же проявлениям в гнейсах. Образующиеся при этом граниты всегда имеют красную или красно-розовую окраску и отчасти порфиробластовое строение. Поскольку четыре указанные выше скважины расположены близко друг к другу, можно считать, что вскрытые в них габбровые породы имеют довольно большое распространение и образуют одно или

http://jurassic.ru/

несколько крупных тел. По возрасту они моложе архейских гнейсов, так как интрудированы в них, не подверглись огнейсованию и превращению в типичные амфиболиты.

Габбровые породы докембрия Эстонской ССР можно сопоставить с комплексом основных интрузий Карелии.

Таким образом, в настоящее время довольно удовлетворительно решен вопрос о стратиграфическом положении гранитов и основных (по преимуществу габбро-норитовых) интрузий. Для суждения о структурном положении пород гнейсового комплекса и для разделения их на отдельные формации достаточно надежных материалов пока еще нет. Вполне вероятно, что подавляющая масса должна быть отнесена к архею.

Существенным является вопрос о последовательности образования структур в докембрийском фундаменте. В архее структурообразование характеризовалось интенсивной складчатостью и региональным глубоким метаморфизмом пород, с превращением их в гнейсы. Направление преобладающего простирания, по геофизическим данным, в общем является северо-западным. В нижнем протерозое формирование структур также было сопряжено со складчатостью, но менее интенсивной. Преобладающее простирание нижне- и среднепротерозойских структур в Карельской АССР северо-западное до северо-северо-западного. С этими структурами в соответствии во времени находятся протерозойские фазы гранитизации, которые обусловливались как внедрением магмы, так и процессами метасоматоза.

Структуры иотнийской эпохи, напротив, представлены обширными пологими сводовыми поднятиями и прогибами фундамента преимущественно с субширотным простиранием. Во время этой эпохи деформированию подвергалась главным образом структурная поверхность кристаллического фундамента. Вместе с тем формировались многочисленные хогландского возраста интрузии основной и кислой магмы, распространение которых тесно связано с иотнием и приурочивается к субширотной зоне в южной части Балтийского щита (Полканов, 1956).

В палеозое в течение каледонского орогенеза структурообразование выражалось в виде менее крупных деформаций, чем в иотнии. К концу каледонской эпохи можно отнести и гидротермальное полиметаллическое оруденение в палеозойских известняках, встречаемое местами в северной и средней частях Эстонской ССР (Luha, 1946). В дальнейшем возникали небольшие, местного масштаба, куполовидные поднятия фундамента, сопровождавшиеся возобновлением движений по ранее образовавшимся разломам и зонам интенсивного смятия и милонитизации пород. В юго-западной части Ленинградской области и на территории Прибалтийских республик можно наметить такое оживление в нескольких зонах, вдоль которых наблюдаются сбросовые нарушения и мелкие куполовидные структуры в палеозойских отложениях. Одна из зон, притом наиболее протяженная, проходит от г. Бауска через Плявиняс, Черскую к Старой Руссе. Вторая зона прослеживается с тем же общим простиранием от с. Ульясте через Гатчину. Менее значительная зона смятия намечается по линии, проходящей через Мишину Гору (окрестности Гдова) и ст. Серебрянику (южнее Луги). Простирание таких зон смятия проходит параллельно южной границе Балтийского щита и вместе с тем перпендикулярно простиранию структур щита, погружающихся на этой границе к юго-западу под палеозойские отложения.

http://jurassic.ru/

ПАЛЕОЗОЙ

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

ВВЕДЕНИЕ

Отложения рассматриваемой области, относящиеся в настоящее время к кембрию, упоминаются уже в работах М. Фишера (Fischer, 1791), В. В. Севергина (1809), Г. Странгвейса (Strangways, 1821), М. Энгельгардта (Engelhardt, 1820; Engelhardt u. Ulprecht, 1830)) и Э. Эйхвальда (Eichwald, 1825; Эйхвальд, 1840), где содержатся, однако, лишь краткие указания о наличии под известняками, слагающими верхнюю часть глинта, толщи песчаников и синей глины.

В 1844 г. А. Озерский впервые обратил внимание на то, что песчаник, залегающий между известняками и синими глинами, состоит из двух частей: нижнего — белого, совершенно чистого, и верхнего — серого, содержащего обломки раковин оболид. В этом же году Д. И. Соколов (1844) указал на наличие в унгулитовом песчанике окрестностей Пальдиски прослоя конгломерата, который в настоящее время считается базальным конгломератом ордовика.

Ценные сведения о строении кембрийских отложений приведены Г. И. Гельмерсеном (Helmersen, 1851), который впервые установил полную мощность синих глин и указал на наличие под ними песчаников с прослоями глин.

А. Купфер (Kupffer, 1870) привел первые детальные разрезы кембрийских отложений Эстонии.

Ф. Б. Шмидт (Schmidt, 1858) рассматривает нижнюю, немую часть унгулитового песчаника в качестве аналога фукоидного песчаника Швеции.

В 1873 г. Г. Линнарсон (Linnarsson, 1873) на основании изучения разреза верхов «синей глины» у Кунда и обнаруженного там *Cruziana* пришел к выводу об одновозрастности «синей глины» Прибалтики и эофитоновых песчаников Швеции.

В вводной части своей монографии по трилобитам Ф. Б. Шмидт (Schmidt, 1881) дал краткую характеристику синей глины, унгулитового песчаника и диктионемового сланца, отнесенных им к кембрию.

Впоследствии, учитывая отсутствие трилобитов групп *Olenus* и *Paradoxides* в кембрийских отложениях Эстонии, Шмидт (1886) высказал предположение о наличии крупного перерыва между собственно унгулитовым песчаником и аналогами фукоидного песчаника.

Крупные успехи в изучении стратиграфии кембрийских отложений Эстонии были достигнуты в конце 80-х годов в связи с находками А. Миквитцем нижнекембрийской фауны. Результаты обработки этой фауны опубликованы Шмидтом (Schmidt, 1888).

Присоединяясь к взглядам Г. Линнарсона (Linnarsson, 1873), Шмидт расчленил кембрий Эстонии на следующие толщи (снизу вверх): нижний песчаник, синяя глина, зона с *Olenellus mickwitzi*, фукоидный песок, унгулитовый песок, диктионемовый сланец.

А. Миквитц (Mickwitz, 1896) приводит ряд детальных разрезов оболового (унгулитового) песчаника и уточняет его нижнюю границу, представленную повсюду прослоем конгломерата. Позже (Mickwitz, 1911) он вводит для обозначения отдельных толщ нижнего кембрия индексы: A_1a, A_1b, A_1c, A_1d, впоследствии ставшие общепринятыми.

http://jurassic.ru/

Основываясь на результатах исследований А. Миквитца, И. Моберга и др., В. В. Ламанский (1905) проводит границу между кембрием и ордовиком («нижним силуром») по конгломерату, залегающему в основании оболового песчаника.

В 1923 г. Л. Рюгер (Rüger) рассматривает вопросы палеогеографии прибалтийского кембрия и приводит разрезы буровых скважин Кунда и Азери.

В последующие годы изучением кембрийских отложений Эстонии более детально занимался А. Эпик. В 1925 г. он расчленил эофитоновый песчаник на нижнюю зону с *Volborthella* и верхнюю с *Scenella* (Öpik, 1925d). В другой своей работе А. Эпик (Öpik, 1926) описывает найденную в Кундаском карьере кембрийскую фауну из синей глины. В то же время Г. Скупин (Scupin, 1927, 1928) рассматривает синюю глину и нижележащий песчаник как отложения докембрия и предлагает для обозначения указанных толщ название «Ингрий» (Ingrium). А. Эпик (Öpik, 1929a) считает неправильным представление Г. Скупина и дает общую схему расчленения эстонского кембрия. В его работе были описаны также первые органические остатки *Corophioides* (= *Diplocraterion*) из фукоидного («немого») песчаника. В 1933 г. А. Эпик (Öpik, 1933c) предложил для некоторых кембрийских толщ Эстонии географические названия («Тискре» — для фукоидного песчаника, «Маарьямяги», или «Люкати», — для зоны с *Volborthella*, «Какумяги» — для зоны с *Scenella*, «Лонтова» — для зоны с *Hyolithus*).

В 1956 г. А. Эпик (Öpik, 1956) опубликовал обзорную сводку о кембрии Эстонии, в которой рассматривает вопросы его литологии, стратиграфии, корреляции и палеогеографии.

П. Кентс (Kents, 1940) приводит разрезы двенадцати буровых скважин, пройденных по кембрийским отложениям в г. Таллине и его окрестностях.

В 1948—1949 гг. на территории Эстонии был пробурен ряд глубоких скважин (Выхма, Вяймела, Выру), вскрывших полностью кембрийские отложения. В отчетах по результатам изучения кернов этих скважин содержатся ценные данные о мощности и составе кембрийских отложений в центральных и юго-восточных районах республики. Впоследствии разрезы скважин Вяймела и Выру были детально изучены Л. Б. Паасикиви, которой удалось увязать указанные разрезы с разрезами ряда скважин Псковской области и Латвийской ССР.

В 1957 г. А. И. Верте опубликовал схематические разрезы ряда буровых скважин Северной Эстонии и пришел к заключению о наличии в них ляминаритовых и надляминаритовых слоев.

Органические остатки в кембрийских отложениях Эстонии по видам немногочисленны и встречаются, как правило, довольно редко. Из них трилобит *Schmidtiellus mickwitzi* описан Ф. Б. Шмидтом (Schmidt, 1888a, b, 1890), М. Э. Янишевским (Janischewsky, 1927), О. Шиндевольфом (Schindewolf, 1928) и др., фольбортеллы — Шмидтом (Schmidt, 1881, 1888a), А. Эпиком (Öpik, 1925d), Шиндевольфом (Schindewolf, 1934) и др.; брахиоподы — Шмидтом (Schmidt, 1888a) и Эпиком (Öpik, 1925d); моллюски — Эпиком (Öpik, 1926); платисолениты и прочие черви — Шмидтом (Schmidt, 1881), Янишевским (1924) и Эпиком (Öpik, 1929a, 1933c); споры — С. Н. Наумовой (1949), Б. В. Тимофеевым (1955, 1959).

http://jurassic.ru/

СТРАТИГРАФИЯ

Кембрийские отложения залегают непосредственно на размытой поверхности кристаллического фундамента, образуя нижнюю, терригенную толщу древнего палеозоя рассматриваемой территории. Они распространены по всей Эстонии под толщей ордовикских, силурийских, девонских и четвертичных отложений.

В Северной Эстонии обнажены и доступны для непосредственного изучения лишь самые верхние слои кембрия мощностью 30—40 *м*, при общей мощности в 150—240 *м*. Средние и нижние слои выходят на дне Финского залива и вскрыты лишь буровыми скважинами, пройденными в значительном количестве в северной части территории республики. В средней и южной частях Эстонии эти отложения полностью пересечены только четырьмя скважинами (Эйамаа, Выхма, Вяймела и Выру).

Выходы их на дневную поверхность имеются лишь в узкой предглинтовой полосе побережья Финского залива, а также у основания самого глинта.

Мощность кембрийских отложений на рассматриваемой территории по имеющимся данным колеблется в пределах 99—244 *м*, причем закономерно уменьшается с востока на запад и с севера на юг: Нарва — 244 *м*, Вийвиконна — 222 *м*, Йыхви — 215 *м*, Таллин — 155—165 *м*, Выхма — 117 *м*, Выру — 99 *м*.

Таблица 4

Схема стратиграфии кембрия

Ф. Шмидт (1888—1897)	А. Эпик (1925—1933)				Схема, принятая для северо-запада Русской платформы (1951)		Принимаемая схема для XXVIII т. Геологии СССР	
Фукоидный песок	Эстонская серия	Зона с *Diplocraterion* (тискреский песчаник)				Ижорские слои		Тискреская свита
Зона с *Oelellus Mickwitzi* (эофитоновый песок)		Эофитоновый песчаник	Зона с *Scenella* (какумягиские слои)		Балтийский комплекс	Эофитоновые слои	Балтийская серия	Пиритаская свита
			Зона с *Volborthella* (люкатиские слои)					
		Зона с *Platysolenites-Hyolithus* (лонтоваские слои)				Синяя глина		Лонтоваская свита
Синяя глина		Нижняя, залегающая под уровнем моря часть синей глины				Надляминаритовые слои		Ломоносовская свита
					Валдайский комплекс	Ляминаритовая глина	Валдайская серия	Котлинская свита
Нижний песчаник		Нижние песчаники и конгломераты				Гдовские слои		Гдовская свита

http://jurassic.ru/

Уменьшение общей мощности кембрийских отложений происходит главным образом за счет глинистых свит средней части разреза (рис. 7).

Нижняя и верхняя границы кембрия в Эстонии выражены довольно четко. Первая из них представляет собой сильно размытую поверхность кристаллического основания и маркируется резким различием в составе пород докембрия и кембрия. Верхняя граница менее отчетлива, так как проходит в толще одинакового петрографического состава, между тискрескими (фукоидными) и пакерортскими (оболовыми) песчаниками. Однако наличие следов размыва и слоя конгломерата, а также появление в вышележащих слоях пакерортского горизонта ордовика фауны оболид делает эту границу хорошо различимой (Мююрисепп, 1958).

Стратиграфическое расчленение кембрийских отложений Эстонии в течение многих десятилетий сводилось к выделению среди них четырех комплексов: нижних песчаников и конгломератов (A_1a), «синих глин» (A_1b), эофитоновых (A_1c) и фукоидных песчаников (A_1d); лишь в последние годы на территории Эстонии среди «синих глин» (в широком смысле) стали выделяться установленные в Ленинградской области толщи ляминаритовых глин (A_1b_1), надляминаритовых песчаников ($A_1b_2^1$) и «синих глин» в узком смысле ($A_1b_2^2$) (Асаткин, 1944; Селиванова и Элькин, 1956; Верте, 1957). Такая детализированная схема расчленения принята и в настоящей сводке. Выделяемые при этом толщи рассматриваются как свиты с наименованиями, предложенными недавно Б. С. Соколовым (1958) и Р. М. Мяннилем (1958д).

Сопоставление схем расчленения кембрийских отложений Эстонской ССР приводится в табл. 4.

Гдовская свита (A_1a)

Соответствует нижним песчаникам Ф. Б. Шмидта (Schmidt, 1881); нижним песчаникам (A_1a) А. Миквитца (Mickwitz, 1911); нижним песчаникам и конгломератам А. Эпика (Öpik, 1929a); гдовским слоям Б. П. Асаткина (1937б, 1944).

Отложения гдовской свиты на материковой части Эстонии нигде не выходят на поверхность. Но, по данным В. А. Крылова, они залегают непосредственно под четвертичными отложениями в юго-западной части о-ва Прангли (Селиванова и Элькин, 1956).

На остальной территории Эстонии гдовская свита вскрыта многочисленными скважинами под покровом более молодых горизонтов палеозоя той или иной мощности. Преобладающее большинство скважин позволяет, однако, установить лишь приблизительную мощность свиты и не дает возможности охарактеризовать ее литологически. В этом отношении большую ценность имеют единичные скважины кернового бурения, пройденные в Средней и Южной Эстонии.

Поскольку гдовская свита залегает непосредственно на породах докембрия, ее нижняя граница более резко выражена. В отдельных случаях определение нижней границы в скважине затруднено из-за наличия на поверхности кристаллического фундамента коры выветривания, иногда трудно отличимой от глинистых пород, местами встречаемых в основании гдовской свиты. Верхняя граница свиты менее отчетлива и в ряде случаев проводится условно по появлению в разрезе более или менее сплошной толщи глинистых пород.

http://jurassic.ru/

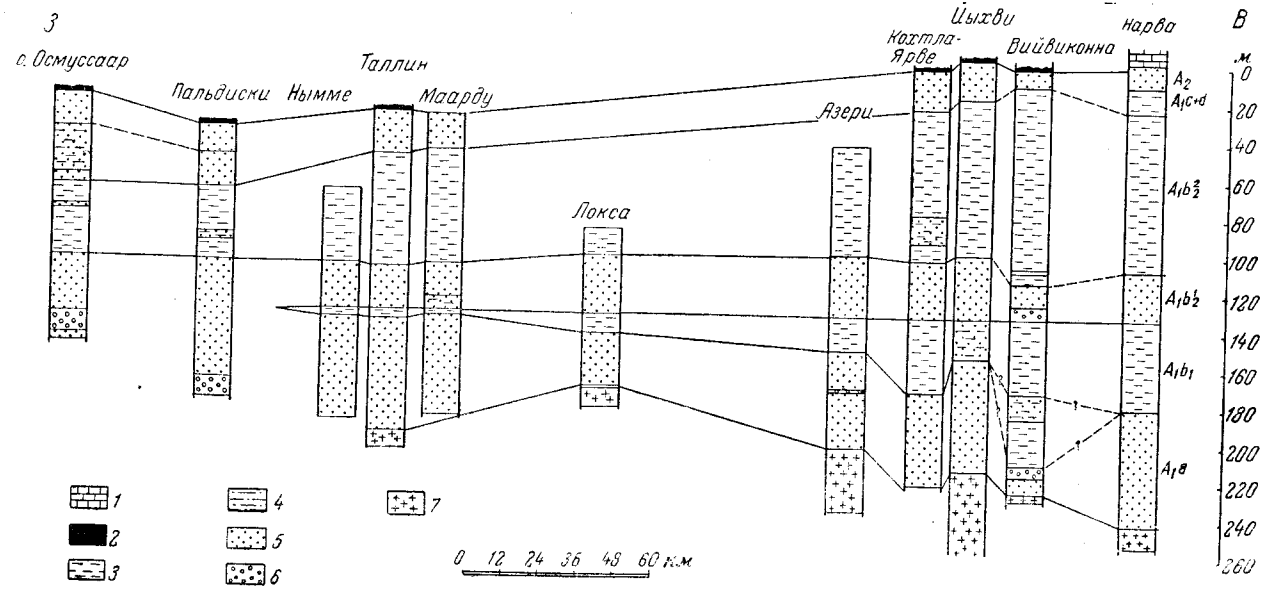


Рис. 7. Схематический разрез кембрийских отложений в Северной Эстонии (по данным бурения)

1 — известняки (ордовик); *2* — диктионемовый сланец (ордовик); *3* — глины; *4* — глины песчанистые и алевролиты; *5* — песчаники и пески; *6* — грубые песчаники, гравелиты и конгломераты; *7* — породы докембрия

http://jurassic.ru/

Мощность гдовской свиты по отдельным скважинам различная, но на большей части площади рассматриваемой территории довольно постоянная и изменяется в пределах от 40 до 60 *м*.

Значительные колебания мощности наблюдаются в районе Силламяэ—Вийвиконна и в районе Локновской структуры. Предполагается, что такие резкие изменения обусловлены тектоническими движениями фундамента, происходившими во время кембрийского осадконакопления, или зависят от неровностей фундамента денудационного происхождения.

Гдовская свита сложена в основном кварцево-полевошпатовыми и аркозовыми песчаниками и алевритами, включающими прослои глин, гравелитов и конгломератов. Размеры обломочных частиц уменьшаются, как правило, вверх по разрезу, причем зачастую наблюдается неоднократное повторение в разрезе слоев гравелитов и грубозернистых песчаников. Мощность гравелитистых, а также глинистых слоев равняется обычно нескольким метрам, иногда и более. Окраска пород преимущественно серая или светло-серая, в нижней части — розоватая или коричневато-красная.

Изучение керна скважин г. Таллина показывает, что округленность зерен песчаников вверх по разрезу увеличивается одновременно с увеличением количества кварца в составе песчаника (Kents, 1940).

В разрезе скважины Выхма гдовская свита представлена в основном серыми, зеленовато-серыми или коричневато-красными кварцевыми песчаниками, песками и алевритами. Слоистость тонкая, горизонтальная, местами косая.

В настоящее время гдовские песчаники более детально изучены в юго-восточной части Эстонии по скважинам Вяймела и Выру. Л. Б. Паасикиви в 1954 г. разделила отложения, относимые здесь к гдовской свите, на три толщи.

Нижняя толща представлена коричневато-красными, реже розовато-серыми или голубовато-серыми кварцево-полевошпатовыми песчаниками и гравелитами с прослоями алевролитов. Породы, встречающиеся в толще, по обыкновению железистые, слабо сцементированные, с косослоистой или волнистослоистой текстурой. Мощность 23—24 *м*.

Средняя толща состоит из голубовато-серых или буровато-красных глинистых алевритов с прослойками глин и подчиненными тонкими прослоями кварцево-полевошпатового песчаника. Мощность 5—6 *м*.

Верхняя толща характеризуется слабо сцементированными зеленовато-серыми полевошпатово-кварцевыми алевритами с прослоями песчаников и глин. Мощность 3—6 *м*.

Две нижние толщи Л. Б. Паасикиви относит к выделенному ею нижневалдайскому циклу (или комплексу), а верхнюю объединяет с ляминаритовыми глинами в верхневалдайский цикл.

Имеющиеся данные о гдовских слоях недостаточны для того, чтобы распространить рассмотренную выше схему расчленения на остальные районы страны.

Из органических остатков в гдовской свите обнаружены споры. Кроме того, установлено наличие *Platysolenites antiquissimus* Eichw. в прослое темно-красной песчанистой глины. Этот прослой имеет мощность около 1 *м* и залегает в разрезе скважины Пирита (вблизи Таллина) среди толщи гравелитов в 29 *м* и ниже верхней границы гдовской свиты (Kents, 1940).

http://jurassic.ru/

Котлинская свита (A_1b_1)

Соответствует нижней части синей глины Ф. Б. Шмидта (Schmidt, 1881); нижней части синей глины (A_1b) А. Миквитца (Mickwitz, 1911); ляминаритовым слоям М. Э. Янишевского (1939); котлинской свите Б. С. Соколова, 1958.

Котлинская свита, как и нижележащая гдовская, на территории Эстонской ССР не обнажается, но ее естественные выходы известны в районе Ленинграда.

В Эстонии котлинская свита не имеет всеобщего распространения. В окрестностях Ленинграда она достигает большой мощности (свыше 100 *м*), причем к западу мощность ее постепенно уменьшается до полного выклинивания в районе западнее Таллина. Возможно, что рассматриваемая свита отсутствует и в средней части Эстонии (скважины Выхма и Эйамаа). В юго-восточной части республики она была выделена в 1954 г. Л. Б. Паасикиви.

Из данных отдельных скважин следует, что в северо-восточной части Эстонии отложения котлинской свиты имеют обычно мощность от 20 до 40—45 *м*, причем к Таллину мощность их уменьшается до 2—3 *м*.

Глины котлинской свиты в окрестностях Ленинграда характеризуются ясной тонкой слоистостью, подчеркнутой наличием на плоскостях напластования сапропелитовых пленок (ляминаритов). Литологическая характеристика рассматриваемых отложений на территории Эстонии (за исключением крайнего юго-восточного района республики) еще недостаточно выяснена и слои, соответствующие котлинским, устанавливаются на основании грубого сопоставления пачек глин разрезов Восточной Эстонии и Ленинградской области.

В северо-восточной части Эстонской ССР котлинская свита представлена преимущественно зеленовато-серыми, коричневыми или коричневато-красными глинами с прослоями песчаников. Местами в глинах наблюдается тонкослоистая (скважина Нарва), а иногда и сланцеватая текстура (Вийвиконна, Кохтла-Ярве). В районе Таллина отложения рассматриваемой свиты представлены зеленовато-серой глиной небольшой мощности. В одном случае (скважина Виймси) установлено наличие зеленовато-желтого глинистого сланца, залегающего в кровле синевато-зеленой глины.

В разрезе скважины Выру котлинская свита, по данным Л. Б. Паасикиви, в нижней своей части (3,5 *м*) представлена тонкочешуйчатыми каолинитово-гидрослюдистыми глинами серого цвета с тонкими (до 1,5 *мм*) линзообразными прослойками алеврита, сидерита и с коричневыми пленками органического вещества. Верхняя часть свиты (мощностью 4 *м*) характеризуется пестроцветными гидрослюдисто-каолинитовыми глинами, а самые верхи ее (0,4 *м*) — беловато-серыми каолинитовыми глинами с хорошо сохранившейся ленточной слоистостью.

В разрезе скважины Вяймела вся свита представлена пестроокрашенными тонкослоистыми глинами.

Таким образом, особенностью разреза рассматриваемой свиты в районе Локновского поднятия является наличие в ее кровле пестроцветных каолинитовых глин, указывающих, по данным Л. Б. Паасикиви, на подводное или наземное выветривание.

Из фауны найдены лишь хитиновые оболочки червей *Sabellidites cambriensis* J a n., обнаруженных В. А. Котлуковым в 1955 г. на территории Литовской ССР в керне Вильнюсской скважины (Кривцов, 1956).

http://jurassic.ru/

Ломоносовская свита ($A_1b_2^1$)

Соответствует надляминаритовым слоям М. Э. Янишевского (1939); части «переходной зоны» (от нижних песчаников к синим глинам) П. Кентса (Kents, 1940); ломоносовской свите Р. М. Мянниля (1958д).

Отложения ломоносовской свиты на территории Эстонской ССР не обнажаются и вскрыты лишь буровыми скважинами. Указанные отложения представлены преимущественно песчаниками и алевролитами и являются хорошим маркирующим горизонтом, разделяющим толщу нижнекембрийских глин на две части (свиты): нижнюю — котлинскую и верхнюю — лонтоваскую.

Нижнюю границу свиты, по данным опорного бурения, за пределами республики принято считать резкой, при постепенном переходе свиты к вышележащим слоям. Следует отметить, что на территории Эстонии, за исключением крайней юго-восточной части республики, отсутствуют данные о характере границ описываемой свиты.

Мощность ломоносовской свиты в Эстонской ССР является относительно постоянной и колеблется в пределах 20—30 *м*. Достаточно выдержанная мощность в районе между Нарвой и Таллином позволяет предположить, что отложения этой свиты присутствуют также в районе г. Пальдиски. Однако ввиду отсутствия там нижележащих глин указанные отложения пока еще не выделены. В районе Локновской структуры, согласно данным Л. Б. Паасикиви, мощность ломоносовской свиты сильно убывает.

В районе между Раквере и Нарвой свита, по данным бурения, представлена в нижней части розоватыми или коричневыми, реже серыми, средне- и крупнозернистыми песчаниками, а в верхней части — преимущественно серыми или светло-серыми разнозернистыми песчаниками с редкими прослоями алевролитов. В разрезах у г. Таллина преобладают зеленовато-серые зачастую глинистые мелкозернистые песчаники, содержащие глауконит (Kents, 1940). Нередко здесь встречаются, особенно в нижней части разреза, более грубозернистые светло-серые или розоватые песчаники. Иногда песчаники чередуются с прослоями алевритов или глин.

В скважине Вяймела ломоносовская свита выделена в основном по данным электрокаротажа. В разрезе скважины Выру, по интерпретации Л. Б. Паасикиви, к этой свите относятся алевролиты и неравнозернистые полевошпатово-кварцевые песчаники светло-серого и голубовато-серого цвета, кварцевые гравелиты и синевато-серые или фиолетово-серые плохо отсортированные тонкослоистые кварцевые песчаники и алевриты.

Из органических остатков в ломоносовской свите обнаружены споры растений и остатки червей. Последние в виде члеников *Platysolenites antiquissimus* Eichw. найдены П. Кентсом (Kents, 1940) в массовом количестве (в среднем один фрагмент на 2—3 $см^3$ породы) в зеленовато-серых глинистых песчаниках по ряду таллинских скважин.

Лонтоваская свита ($A_1b_2^2$)

Соответствует верхней части синей глины Ф. Б. Шмидта (Schmidt, 1881); верхней части синей глины (A_1b) А. Миквитца (Mickwitz, 1911); зоне с *Hyolithus* и нижней части синей глины А. Эпика (Öpik, 1926, 1929а); слоям Лонтова А. Эпика (Öpik, 1933с, 1956); лонтоваской свите Р. М. Мянниля (1958д).

http://jurassic.ru/

Лонтоваская свита выходит на территории Эстонии в узкой предглинтовой полосе, протягивающейся вдоль южного берега Финского залива от Нарвы до Таллина, причем к западу от Таллина верхняя граница свиты погружена под уровень моря.

Лонтоваская свита обнажается в ряде пунктов, но наиболее полно в глиняных карьерах таллинского и азериского кирпичных заводов и кундаской цементной фабрики; обнажается верхняя часть мощностью 10—15 *м*. Стратотипом лонтоваской свиты является разрез Кундаского (Лонтоваского) карьера (Öpik, 1933c).

Мощность свиты в Северной Эстонии постепенно уменьшается в западном направлении от 100 до 34 *м*. Определенное уменьшение мощности наблюдается и в южном направлении.

В северо-восточной части страны лонтоваская свита представлена преимущественно зеленовато-серыми, иногда песчанистыми (алевритистыми?) глинами; мощность ее здесь максимальная. Отдельные пачки глин, особенно в нижней части свиты, окрашены в коричневые или пестрые тона. В районе Йыхви—Ору в свите можно различить верхнюю, голубовато-серую часть мощностью около 30 *м*, среднюю, коричневую — мощностью 10—13 *м* и нижнюю, серую — мощностью 30—35 *м*. В районе Кохтла-Ярве — Кивиыли в нижней части свиты наблюдается пачка зеленовато-серых песчанистых глин мощностью 5—15 *м* с прослоями песчаников.

В пределах г. Таллина и его окрестностей для верхней части (мощностью около 30 *м*) лонтоваской свиты характерны синевато-серая или зеленовато-серая, а для нижней (мощностью 10—20 *м*) — лиловатая и коричневатая окраска. Встречаются иногда пачки пестроокрашенной глины.

По данным А. Рейэра, нижние слои глин являются тонкозернистыми и более тугоплавкими.

В разрезе скважины Вяймела, согласно Л. Б. Паасикиви, нижняя часть лонтоваской свиты представлена синевато-серыми алевритовыми глинами, чередующимися с тонкими (до 3 *мм*) частыми прослоями серого мелкозернистого песчаника и алевролита. Выше залегает зона каолинитовых глин с содержанием обломочного материала от 15 до 27,5%. Окраска пород внизу пестрая (охристо-желтая с буровато-фиолетовыми полосами и разводами), наверху — белая.

В разрезе скважины Выру свита представлена лишь каолинитовой зоной. Внизу расположены охристо-желтые с тонкими лилово-бурыми пятнами жирные и плотные каолинитовые глины мощностью около 4 *м*, сменяющиеся постепенно вверх по разрезу белой жирной каолинитовой глиной.

В разрезах скважин Эйамаа и Выхма к рассматриваемой свите условно относится вся глинистая толща, залегающая над толщей «гдовских» песчаников. Это преимущественно синевато-серая (Эйамаа) или фиолетовая (Выхма) пелитовая глина.

В палеонтологическом отношении наиболее детально изучена верхняя часть лонтоваской свиты, обнажающаяся в Кундаском (Лонтоваском) и Таллинском карьерах. В Кундаском карьере обнаружена (Öpik, 1926) относительно богатая фауна: *Platysolenites antiquissimus* Eichw., *Platysolenites lontowa* Öpik, *Lingulella* sp., *Pleurotomaria? kunda* Öpik, *Hyolithus (Orthotheca) mickwitzi* Öpik.

В 1898 г. В. Дееке установил, что *Volborthella* встречается лишь в верхней части разреза Кундаского карьера, а *Platysolenites* — в более

http://jurassic.ru/

нижних частях. В одной пробе, взятой с глубины 3 *м*, *Platysolenites* обнаружен совместно с *Volborthella* (Геккер, 1928). Интересно отметить, что верхние слои Кундаского карьера, содержащие *Volborthella*, согласно В. Дееке, обогащены песчанистым материалом и содержат много глауконита.

В карьере Таллинского кирпичного завода (Копли), по данным П. Кентса (Kents, 1940), верхние слои мощностью около 8 *м* содержат наряду с редкими фрагментами *Schmidiellus mickwitzi* (Schmidt) многочисленные остатки *Volborthella*.

Самые верхние слои Коплиского карьера, мощностью не менее 2 *м*, представлены чередующимися слоями синевато-зеленой глины и зеленовато-серого или светло-серого мелкозернистого песчаника.

Следовательно, верхние слои Кундаского и Коплиского карьеров в большом количестве содержат остатки *Volborthella* и обогащены песчанистым материалом. Данное обстоятельство заставляет отнести эти слои не к лонтоваской, а к вышележащей, пиритаской свите. В отложениях лонтоваской свиты *Volborthella*, по-видимому, вообще не встречается. Однако в пробе, взятой Н. Ф. Погребовым в 1914 г. на Коплиском полуострове с глубины 16 *м* ниже уровня моря (т. е. почти с самой средней части лонтоваской глины), по данным М. Э. Янишевского (1924; Janischewsky, 1927), обнаружены многочисленные остатки *Volborthella* наряду с *Platysolenites* и *Schmidtiellus mickwitzi* (Schmidt). При этом наличие *Schmidtiellus mickwitzi* в глинах, заведомо относящихся к лонтоваской свите, подтверждается нахождением его в скважине в районе г. Гдова (Янишевский, 1950). Таким образом, вопрос о вертикальном распространении *Volborthella* требует дальнейшего изучения и уточнения.

Пиритаская свита (A_1c)

Соответствует верхам «синей глины» и низам «унгулитового песчаника» Ф. Б. Шмидта (Schmidt, 1881); зоне с *Olenellus Mickwitzi* Ф. Б. Шмидта (Schmidt, 1888); эофитоновому песчанику А. Миквитца (Mickwitz, 1896); эофитоновому песчанику (зона с *Mickwitzia* + зона с *Scenella*) А. Эпика (Öpik, 1925d); пиритаской свите Р. М. Мянниля (1958д).

Необходимо отметить, что пиритаская свита выходит в предглинтовой полосе и обнажается в многочисленных пунктах, из которых наиболее важными являются береговой обрыв у Какумяги, береговые обрывы рек Кунда и Пириты между Иру и Люкати (Козе). Свита вскрыта многочисленными скважинами, но наибольшего внимания из них заслуживают скважины Эйамаа и Выхма.

Стратотипом является люкатиский разрез (Öpik, 1933c) на р. Пирите, где неполная мощность свиты достигает 9,6 *м* (Winkler, 1922).

Пиритаская свита состоит из более или менее глинистых песчаников общей мощностью 10—20 *м* и в литологическом отношении представляет собой на рассматриваемой территории переходную зону между лонтоваскими глинами и вышележащими тискрескими песчаниками. Резко выраженных нижней и верхней границ пиритаская свита не имеет и установлены они могут быть только условно.

Отложения пиритаской свиты наиболее детально изучены в районе г. Таллина. А. Миквитц еще в 1896 г. выделил следующие слои (снизу вверх):

http://jurassic.ru/

1. Песчаники с глауконитом и песчанистые глины с часто встречающимися остатками *Olenellus* (= *Schmidtiellus*) *mickwitzi* Schm. и *Mickwitzia monilifera* (Linn.), а также некоторыми другими брахиоподами, реже встречаются *Volborthella tenuis* Schm. и *Platysolenites antiquissimus* Eichw. и очень редко встречается *Medusites lindströmi* Linn.

2. Чередование слоев песчанистых глин, песчаников и пластичных глин. Из органических остатков обнаружена *Volborthella tenuis* Schm., образующая гнезда в породе и находящаяся массами на поверхностях тонких прослоев песчаника . . . . . 8—9 *м*

3. Твердый, нередко доломитовый песчаник с мелкими округлыми конкрециями и эродированной верхней границей; песчаник является хорошим маркирующим горизонтом и прослеживается по всей Северной Эстонии . . . . . 1 „

4. Глинистый конгломерат с гальками серовато-коричневого глинистого песчаника. Из органических остатков массами встречаются сильно стертые створки *Mickwitzia monilifera* (Linn.), реже *Scenella discinoides* Schm., *Scenella* (?) *tuberculata* Schm., *Olenellus* (= *Schmidtiellus*) *mickwitzi* Schm. и *Discina* (?) . . . . . 0,10—0,15 „

5. Голубовато-серая песчанистая глина с *Scenella* . . . . . около 0,8 „

Опираясь на разрезы окрестностей г. Таллина, А. Эпик (Öpik, 1925) разделил пиритаскую свиту на две зоны, которые впоследствии были названы им люкатискими (маарьямягискими) и какумягискими слоями. Ниже приведена краткая характеристика указанных слоев (пачек) по А. Эпику (Öpik, 1925d):

Люкатиская пачка (зона с *Volborthella*) представлена зеленовато-серыми или светло-серыми песчаниками, алевролитами и глинами, содержащими много глауконита и в большом количестве *Volborthella tenuis* Schmidt. Более характерно обнажаются слои в стратотипичном разрезе у Люкати (р. Пирита). Вниз по разрезу люкатиские слои постепенно обогащаются прослоями глины и, наконец, почти незаметно переходят в собственно глины лонтоваской свиты. Вверх по разрезу люкатиская пачка, наоборот, обогащается песчанистым материалом и переходит в глинистые какумягиские песчаники. Верхняя граница люкатиской пачки проводится А. Эпиком по основанию относительно мощного (1—2 *м*) слоя светло-серого «доломитового» песчаника (слой 3 разреза А. Миквитца). Мощность люкатиской пачки составляет 9 *м*.

Фауна относительно богата. Встречаются *Volborthella tenuis* Schm., *Schmidtiellus mickwitzi* (Schm.), *Mickwitzia monilifera* (Linn.), *Cruziana* sp., *Fraena tenella* Linn., *Platysolenites antiquissimus* Eichw., *Medusites lindströmi* Linn.

В люкатиской пачке зачастую наблюдается косая слоистость, трещины усыхания, отпечатки дождевых капель и волноприбойные знаки. Указанные признаки свидетельствуют о мелководных условиях осадконакопления.

Какумягиская пачка (зона с *Scenella*) представлена светлосерыми песчаниками с редкими прослоями алевролитов и глин. В основании пачки залегает упомянутый выше светло-серый «доломитовый» песчаник, кровля которого носит следы размыва. Над этим маркирующим песчаником местами зелегает маломощный конгломерат с *Mickwitzia monilifera*. Выше следуют песчаники с редкими прослоями глины, переходящие без резкой границы в тискреские песчаники. Поверхности напластования песчаников часто покрыты волноприбойными знаками.

Из фауны в какумягиской пачке встречаются: *Mickwitzia monilifera* (Linn.), *Scenella discinoides* Schm., *Scenella* (?) *tuberculata* Schm.,

http://jurassic.ru/

Mickwitzia formosa Wiman, *Schmidtiellus* sp. Мощность какумягиской пачки, по данным А. Эпика (Öpik, 1925d) составляет 3—5 *м*.

В разрезе скважины Эйамаа пиритаская свита, по данным Э. Юргенсон, представлена преимущественно глинистыми, зеленовато-серыми крупнозернистыми алевролитами с прослоями мелкозернистых песчаников. Нижняя граница свиты маркируется появлением прослоев алевролита, а верхняя проведена по прослою глинистого конгломерата. Мощность свиты 20 *м*.

В разрезе скважины Выхма пиритаская свита рассматривалась совместно с вышележащей тискреской свитой. Общая мощность двух свит составила 53 *м*. Толща представляет собой слабо сцементированные мелкозернистые кварцевые песчаники, пески и алевролиты светло-серой и реже фиолетово-серой окраски. Граница между пиритаской и тискреской свитами проводится условно. Мощность пиритаской свиты в разрезе скважины Выхма равна 21,75 *м*.

В районе Локновской структуры пиритаской свите, по-видимому, соответствует перерыв в осадконакоплении.

Тискреская свита (A_1d)

Соответствует фукоидному песку Ф. Б. Шмидта (Schmidt, 1886); фукоидному песчанику (A_1d) А. Миквитца (Mickwitz, 1911); немому кварцевому песчанику Х. Беккера (Bekker, 1923); зоне с *Corophioides* А. Эпика (Öpik, 1929a); песчанику с *Diplocraterion* (тискреский песчаник) А. Эпика (Öpik, 1933c); ижорскому песчанику Б. А. Некрасова (1938).

Тискреская свита обнажается в нижней части глинта и в долинах рек, пересекающих глинт. Характерные обнажения находятся у Пальдиски, Тискре, Виймси, Азери, Тойла, Нарва и др. Стратотипом является разрез глинта у Тискре (Öpik, 1933c), где неполная мощность свиты достигает 10—11 *м*.

Нижняя граница тискреской свиты в пределах Эстонии имеет характер постепенного перехода и проводится условно в основании песчаника, содержащего относительно мало глинистого материала (по сравнению с пиритаской свитой). Верхняя граница резко выражена и представляет собой размытую поверхность, покрытую в большинстве случаев прослоем конгломерата, рассматриваемого в качестве базального слоя ордовика (Мююрисепп, 1958).

Ввиду недостаточной четкости нижней границы имеющиеся данные о мощности тискреской свиты являются приблизительными: Пакерорт 3,75 *м*, Тискре — более 10,9 *м*, Азери — около 10 *м*, Нарва 4,2 *м*.

Тискреская свита представлена, как правило, мелкозернистым, реже среднезернистым слабо сцементированным светло-серым или белым кварцевым песчаником с прослойками алеврита.

Химический состав наиболее чистых разновидностей песчаника характеризуется, по данным И. Рейнвальда, следующими данными: SiO_2 96,20—99,60%; Fe_2O_3 0,02—0,2%; Al_2O_3 0,15—1,94%; CaO 0,06—0,55%. Иногда в песчанике встречаются тонкие прослойки глины. Наиболее характерным является наличие мелких включений пирита или бурого железняка (в выветрелых песчаниках).

В разрезе скважины Эйамаа тискреская свита представлена, по данным Э. Юргенсон, светло-серым слабо сцементированным кварцевым алевролитом с прослойками синевато-серой алевритистой глины. Мощ-

http://jurassic.ru/

ность глинистых прослоев равняется обычно нескольким сантиметрам, редко превышает 10 *см*. Общая мощность свиты 25,8 *м*.

Разрез скважины Выхма представлен аналогичными породами с карбонатным цементом, чаще фиолетово-серого цвета.

В районе Локновской структуры тискреская свита отсутствует, что, вероятно, объясняется перерывом в осадконакоплении.

Отложения тискреской свиты долгое время рассматривались как палеонтологически немые. Однако в 30-х годах текущего столетия А. Эпиком (Öpik, 1929a, 1933c) в этой свите были обнаружены ходы червей *Diplocraterion* и *Scolithus*. Первые характерны для восточной части выхода свиты и встречаются массами в обнажениях г. Нарва. А. Эпиком установлено здесь два вида: *D. paralellum* Torell и *D. helmerseni* (Öpik). Для западной части выхода свиты характерны *Scolithus linearis* Hald.

Имеющиеся в литературе данные о наличии в тискреском песчанике оболид не являются достоверными. Они, очевидно, основываются на неправильном отнесении к рассматриваемой свите части юльгазеских слоев (зона с *Acrotreta* — A_{2a} — по схеме Эпика), литологически сходных с тискрескими, но отличающихся от последних присутствием фауны оболид и других беззамковых брахиопод, а также прослоев ярко-синей пластичной глины (см. описание пакеортского горизонта ордовика).

СОПОСТАВЛЕНИЕ КЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЭСТОНСКОЙ ССР И ДРУГИХ РАЙОНОВ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Опорное и разведочное бурение, произведенное за последнее десятилетие, показало, что кембрийские отложения весьма широко распространены на Русской платформе. При этом оказалось, что выделенные первоначально в разрезах кембрия Эстонской ССР и Ленинградской области подразделения являются отнюдь не узко местными, а широко распространенными стратиграфическими единицами. Последние выделяются в настоящее время в таком же объеме повсюду в северной, центральной и западной частях платформы, а их аналоги известны в Подолии и на востоке вплоть до Урала.

Палеозойские доордовикские отложения северо-западных областей Русской платформы подразделяются в настоящее время, по данным Б. С. Соколова (1952a, б, 1953, 1956, 1958), на четыре основных комплекса, или серии (снизу вверх): сердобский, валдайский (вендский), балтийский и среднекембрийский («ижорский»).

Сердобская серия распространена в Пачелмском (Рязано-Саратовском) и Оршанско-Городокском прогибах и отсутствует на территории Эстонии [1]. Эта серия, как и валдайская (вендская), относится Б. С. Соколовым (1956) к нижнему эокембрию (синию). Следует отметить, что большинство исследователей рассматривает валдайскую серию как нижний кембрий.

Валдайская (вендская) серия на северо-западе Русской платформы представляет собой довольно отчетливый и вполне самостоятельный цикл нижнекембрийского осадконакопления, начинающийся внизу

[1] Е. М. Люткевич и М. И. Пейсик (1957) необоснованно относят к сердобской серии низы разрезов скважин Выхма и Локно.

http://jurassic.ru/

грубообломочными породами гдовской и заканчивающийся тонкослоистыми глинами котлинской свиты. Граница между указанными свитами на большей территории оказалась метахронной, что, в свою очередь, подчеркивает необходимость объединения этих свит в одну серию, имеющую четкое возрастное значение.

На основании литологических особенностей Л. Б. Паасикиви выделила в 1954 г. в валдайской серии два циклических комплекса, из которых нижневалдайский соответствует основной части гдовской свиты, а верхневалдайский — верхам гдовской свиты и котлинской свите.

Предполагаемый нижнекембрийский возраст валдайской серии определяется главным образом ее тесной связью с вышележащей заведомо нижнекембрийской балтийской серией. Эту мысль подтверждают и находки червей *Platysolenites* и *Sabellidites* в отложениях валдайской серии (Kents, 1940; Котлуков и Митгарц, 1955; Кривцов, 1956).

Отложения балтийской серии, в состав которой входят ломоносовская, лонтоваская и пиритаская свиты, распространены на Русской платформе так же широко, как и отложения валдайской серии.

Верхняя (пиритаская) свита балтийской серии выделяется определенно лишь в северной Прибалтике. На основании фаунистической и литологической связи пиритаской свиты с нижележащей лонтоваской и отсутствия стратиграфического перерыва между ними пиритаскую свиту стали рассматривать как «фацию» лонтоваской свиты (Соколов, 1955а, 1953; Александрова, 1952; Люткевич и Пейсик, 1957). Следует отметить, однако, что одновозрастность пиритаской свиты Эстонии с верхами «синих глин» других разрезов северо-запада Русской платформы пока еще не доказана. Возможно, что она соответствует стратиграфическому перерыву, наблюдаемому во многих районах между «синими глинами» и тискрескими («ижорскими») песчаниками.

Средний (?) кембрий. Отложения тискреской («ижорской») свиты, относимые в последнее время многими исследователями к среднему кембрию, установлены, кроме Эстонии и западной части Ленинградской области, в северных, центральных и западных районах платформы. В последних районах тискреские слои (или их аналоги) залегают, как правило, с перерывом на каолинизированной поверхности «синих глин» и представлены кварцевыми песчаниками с прослоями алевролитов и глин.

Аналоги тискреских песчаников выделяются обычно условно и нередко в комплексе с вышележащими «оболовыми» слоями.

В настоящее время совершенно неизвестно, что соответствует в перечисленных разрезах промежуточным юльгазеским («ладожским») слоям Эстонии и Ленинградской области. Однако без сомнения можно полагать, что последние представляют собой определенную возрастную единицу прибалтийского разреза и, следовательно, могут иметь свои аналоги в разрезах северной, центральной и западной частей Русской платформы.

СОПОСТАВЛЕНИЕ КЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИБАЛТИКИ И СКАНДИНАВСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Возраст кембрийских отложений Эстонской ССР, как и всего северо-запада Русской платформы, определяется посредством сопоставления их

http://jurassic.ru/

с достаточно хорошо фаунистически охарактеризованными отложениями Швеции и Норвегии.

Первые сопоставления были проведены Г. Линнарсоном (Linnarsson, 1873) и Ф. Б. Шмидтом (Schmidt, 1858—1897). Из последующих наиболее важными являются схемы А. Эпика (1929а, 1956) и Б. С. Соколова (1952—1958).

Из числа кембрийских свит, выделенных в Эстонии, наиболее достоверно сопоставляются со скандинавскими палеонтологически охарактеризованными стратиграфическими единицами лонтоваская и пиритаская свиты, т. е. основная часть балтийской серии. Их аналогами в Норвегии является зона с *Volborthella* и *Platysolenites*, которая в районе Осло, а также в ряде других районов Скандинавии (например, о-в Готланд) подстилается зоной с *Discinella holsti* (зона 1а норвежского разреза), рассматриваемой в качестве базальной зоны кембрия Скандинавии. Несмотря на то что *Discinella* в Прибалтике не встречается, представляется вполне реальным сопоставлять нашу валдайскую серию с зоной *Discinella holsti*, что и было сделано А. Эпиком (Öpik, 1929а). В пользу такого сопоставления говорят как большое литологическое сходство между валдайскими и балтийскими сериями, так и те незначительные находки фауны, которые обнаружены в отложениях первой (см. выше). Однако, несмотря на этот факт, некоторые исследователи (Б. С. Соколов и др.) условно сопоставляют валдайскую серию Прибалтики с верхней частью спарагмитовой формации Норвегии и определяют тем самым ее возраст как синийский (эокембрийский).

Тискреская свита сопоставлялась Ф. Б. Шмидтом (Schmidt, 1888) и А. Миквитцем (Mickwitz, 1896) с фукоидным песчаником Вестерготланда и Сконе (Швеция). Последний залегает ниже зоны с *Holmia kjerulfi* и относится, таким образом, к нижнему кембрию. А. Эпик (Öpik, 1929а, 1956) также относит тискрескую свиту к нижнему кембрию, сопоставляя ее со средней частью зоны с *Holmia kjerulfi*. Нижнекембрийский возраст рассматриваемой свиты палеонтологически, однако, не доказан, что позволило Б. С. Соколову (1952—1958) высказать предположение о возможном среднекембрийском возрасте тискреской свиты.

Но следует подчеркнуть, что точка зрения Б. С. Соколова также не вполне убедительна, поэтому вопрос о возрасте тискреской свиты остается пока открытым, поскольку к среднему кембрию последняя может быть отнесена лишь сугубо условно.

Кембрийские отложения, по сравнению с ордовиком и силуром, изучены на территории Эстонской ССР еще весьма слабо. Это обусловлено в основном глубоким залеганием кембрия и незначительным количеством буровых скважин. Недостаточно еще разработана схема подразделения кембрийских отложений Эстонии как в целом, так и в отдельных ее частях.

Вопрос о возрасте гдовской, котлинской и тискреской свит является, по существу, все еще открытым, а принятая схема сопоставления отдельных свит с разрезами соседних областей оказывается еще недостаточно обоснованной. Основная задача дальнейших исследований заключается поэтому в первую очередь в разрешении указанных проблем путем детального литологического и петрографического изучения как кернового материала, так и доступных в обнажениях частей разреза кембрийских отложений республики.

http://jurassic.ru/

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

ВВЕДЕНИЕ

Первое стратиграфическое расчленение древнего палеозоя, в том числе и ордовика, дано в работе Ф. Б. Шмидта «Untersuchungen über die silurische Formation von Ehstland, Nord-Livland und Oesel» (Schmidt, 1858). Приведенная в ней стратиграфическая схема сохранила свое научное значение до наших дней.

Первые уточнения в схему были внесены самим Ф. Б. Шмидтом. В 1872 г. он отнес нижние слои глинта до «глинистого сланца» (диктионемовый сланец) включительно к кембрию. Несколько позднее вагинатовый известняк был им подразделен на собственно вагинатовый и эхиносферитовый (1877). В связи с изданием геологической карты Прибалтики, подготовленной К. Гревингком в 1878 г., Ф. Б. Шмидт переработал схему расчленения ордовика, но в полном виде (табл. 5) она была опубликована лишь в 1881 г. (Schmidt, 1881).

Важные дополнения к схеме Ф. Шмидта были сделаны на основании тщательных исследований В. В. Ламанским, расчленившим горизонты яруса «В» на ряд подгоризонтов и изменившим объем глауконитового и вагинатового известняков (Ламанский, 1901, 1905). П. Э. Раймонд (Raymond, 1916) расчленил ордовик Прибалтики на три отдела. Он первый дал и географические названия горизонтам A_{2-3}, B_I—B_{III}, C_1a и C_1b.

В. Х. Твенхофелом (Twenhofel, 1916) рассмотрена стратиграфия сааремыйзаского и поркуниского горизонтов и приведен ряд новых наблюдений. Х. Беккер (Bekker, 1922b, 1923, 1925a) детально изучил кукрузеский горизонт и разделил его на подгоризонты (Bekker, 1921, 1924a, b). Нижняя часть валховской формации (Raymond, 1916, табл. 8) выделяется им под названием балтискиского (пальдискиского) горизонта (B_{1-2}).

Многочисленные работы А. Эпика касаются главным образом стратиграфии нижнего и среднего ордовика Эстонии (Öpik, 1925a, 1925b, 1925c, 1927a, 1927b, 1928a, 1928b, 1929c, 1930a), а также верхнего ордовика (Öpik, 1930b, 1934a, 1937b). Из наиболее важных изменений прежней стратиграфической схемы ордовика Эстонии, сделанных А. Эпиком, следует отметить подразделение ордовика на четыре серии (Öpik, 1930a, 1952) и отнесение поркуниского горизонта к силуру (Öpik, 1934a).

Существенные дополнения в стратиграфическую схему ордовика Эстонии внесены работами К. Орвику, уточнившего стратиграфию и литологию волховского, кундаского, азериского, ласнамягиского и ухакуского горизонтов (Orviku, 1927a, 1927b, 1929a, 1930a, 1933a, 1936b, 1940a, Орвику, 1958). Азериский и ласнамягиский горизонты были им подразделены, главным образом литологически, на три части. Нижняя граница среднего ордовика проводится им по подошве ухакуского горизонта (Orviku, 1929a, 1940a).

В краткой сводке по стратиграфии ордовика Эстонии А. Луха (Luha, 1933a) изложил основные данные о мощностях, литологии и фауне отдельных горизонтов. В другой аналогичной сводной работе он приводит впервые новые названия серий ордовика Эстонии (Luha, 1940a). Стратиграфическая схема, предложенная А. Луха, отличается от прежних схем подразделением ордовика не на местные серии, а на ярусы английского типового разреза (тремадок — A_2—B_1, арениг — B_{II}—$C_1\delta$, ландейло — C_2—D_3, карадок — E — F_1).

Значительные дополнения к стратиграфии среднего и верхнего ордо-

http://jurassic.ru/

Ф. Шмидт 1858—1898			Х. Беккер 1922—1925		
Ярус		Слой (горизонт)	Отдел		Горизонт
F	F_2	Боркгольмский	Верхний	F_2	Поркуни
	F_1b	Ликгольмский		F_1	Сааремыйза
	F_1a				
E	E	Везенбергский	Средний	E	Раквере
D	D_3	Вазалеммский		D_3 D_2	Кейла-Вазалемма
	D_2	Кегельский			
	D_1	Иевский		D_1	Йыхви
C	C_3	Итферский			
	C_2	Кукерский		C_2	Кукрузе
	C_1b	Эхиносферитовый известняк	Нижний	C_1b	Таллинна
	C_1a			C_1a	Азери
B	B_3	Вагинатовый известняк		B_3	Кунда
	B_2	Глауконитовый известняк		B_2 B_1	Пальдиски
	B_1	Глауконитовый песок			
A	A_3	Диктионемовый сланец			Пакерорт
	A_2	Оболовый песчаник			

[1] Кукрузе-идавереский горизонт был расчленен А. Эпиком (Öpik, 1930a) на частично соответствует C_3 по Ф. Шмидту.

http://jurassic.ru/

К. Орвику, А. Эпик 1927—1940				Принимаемая схема				
Серия		Горизонт	Подгоризонт	Серия	Подсерия		Горизонт	Подгоризонт
	F_2	Поркуни				F_2	Поркуниский	
Харьюская	F_1	Сааремыйза		Харьюская		F_1c	Пиргуский	
						F_1b	Вормсиский	
						F_1a	Набалаский	
	E	Раквере				E	Раквереский	
Вируская	D_3	Вазалемма		Вируская	Курнаская	D_{III}	Оандуский	
	D_2	Кейла				D_{II}	Кейлаский	β α
	D_1	Йыхви				D_I	Йыхвиский	
						C_{III}	Идавереский	β α
	C_3 C_2	Кукрузе-Идавере [1]			Пуртсеская	C_{II}	Кукрузеский	β α
	$C_1\delta$	Ухаку				C_1c	Ухакуский	β α
Таллинская	$C_1\gamma$	Ласнамяэ				C_1b	Ласнамягиский	
	$C_1\beta$	Азери				C_1a	Азериский	
	$(C_1\alpha)$ B_{III}	Кунда	γ β α	Эландская	Оптикаская	B_{III}	Кундаский	γ β α
	B_{II}	Мегаласписовый известняк	γ β α			B_{II}	Волховский	γ β α
Ируская	B_I	Глауконитовый песчаник	β α			B_I	Лээтсеский	β α
	A_3	Диктионемовый сланец	β α		Ируская	A_{2-3}	Пакерортский	
	A_2	Оболовый песчаник	γ β α					

[1] четыре подгоризонта: $C_2\alpha$, $C_2\beta$, $C_3\alpha$ и $C_3\beta$, из которых $C_3\beta$ в восточной части Эстонии

http://jurassic.ru/

вика Эстонии приведены в работах В. Яануссона. Нижняя граница вируской серии проводится им по подошве ласнамягиского, а верхняя — по подошве вазалеммаского горизонта. Кроме того, В. Яануссон дает подразделение ухакуского, кукрузеского, идавереского, йыхвиского и кейлаского горизонтов. Оандуские слои отнесены им к ракверескому горизонту (Jaanusson, 1945). Прежний сааремыйзаский горизонт В. Яануссон расчленяет на сауньяский, вормсиский и пиргуский горизонты, в пределах которых, в свою очередь, выделяются подгоризонты (Jaanusson, 1944). Поркуниский горизонт он относит к верхнему ордовику (Jaanusson, 1956). Граница между ордовиком и силуром В. Яануссоном проводится в основании песчаника, выделенного Э. Розенштейн (Rosenstein, 1943) в верхней части поркуниского горизонта (Jaanusson, 1956). В этой же работе приведена корреляция верхнего ордовика Швеции и Эстонии.

Значительные изменения в стратиграфическое расчленение ордовика Прибалтики вносит Б. С. Соколов (1951а, 1953, 1955). Он относит пакерортский горизонт, соответствующий низам тремадока, к верхнему кембрию. Нижняя граница среднего ордовика им проводится по подошве азериского, верхняя — по подошве ракверескоro горизонта. Для глауконитового песчаника и известняка Б. С. Соколов употребляет название «волховские слои», а азериский, ласнамягиский и ухакуский горизонты объединяет в «таллинские слои». Губковые слои (как фация) им отнесены к идаверескому горизонту, вазалеммаские же слои (в качестве фации) — к кейласкому горизонту (Соколов, 1953). Ярусное деление ордовика Эстонии по Б. С. Соколову (1951а) следующее: тремадок (самые низы) — A_2—A_3, арениг — B_1—B_3, ландейло — C_1—D_3, карадок — E—F_1.

Т. Н. Алиховой (1953) предлагается для всего северо-запада Русской платформы стратиграфическая схема, отличающаяся от прежних схем номенклатурой подразделений (отдел — слои — горизонт — зона), названиями последних и иным расчленением слоев.

Вопросы стратиграфии ордовика Прибалтики и корреляции его с разрезами Швеции, Норвегии и Англии подробно излагаются Б. М. Келлером (1954).

В статье А. Ораспыльд и А. Рыымусокса (1956) рассматриваются вопросы распространения вазалеммаского горизонта (D_{III}) в Прибалтике.

А. Рыымусокс (1956а) излагает основы деления ордовика Эстонии на подсерии. Средний ордовик он расчленяет на пуртсеский (C_1b — C_{II}) и сауэский (C_{III} — D_{II}) ярусы (= подсерии), верхний ордовик — на оандуский (D_{III}—F_1a) и кохилаский (F_1b—F_1c). Глауконитовый песчаник (B_I) им назван лээтсеским горизонтом, мегаласписовый известняк — волховским горизонтом (B_{II}).

Ряд новых данных по стратиграфии и литологии горизонтов верхнего ордовика и нижнего силура в районе г. Тапа приводится в работе Ю. Мартна (Martna, 1957).

В 1956 г. коллектив эстонских палеонтологов опубликовал список фауны среднего ордовика Эстонии (Kaljo j. t., 1956).

Р. Мянниль (1958а, б, в) изучает стратиграфию и литостратиграфию горизонтов D_{II}, D_{III} и F_1a. Для двух последних горизонтов им предложены новые названия: соответственно «оандуский» и «набалаский».

Д. Кальо, А. Рыымусокс и Р. Мянниль (1958), учитывая различный объем отделов ордовика в разных странах, предлагают для ордовика Прибалтики деление на три серии (снизу вверх): эландскую, вирускую и харьюскую.

http://jurassic.ru/

Э. Юргенсон (1958) рассматривает метабентониты ордовика Эстонии.

К. Мююрисеппом (1958а, б) изучена геология базального конгломерата ордовика и предложено литостратиграфическое расчленение пакерортского горизонта.

Сжатый обзор стратиграфии ордовика изложен сотрудниками Института геологии АН Эстонской ССР (Аалоэ и др., 1958).

Фауна ордовика Эстонии изучена многими палеонтологами. Значение имеют следующие работы: по ругозам и табулятам — В. Дыбовского (Dybowski, 1878), Б. С. Соколова (1951а, 1955) и Д. Кальо (1956а, б, в; 1958а, б); по граптолитам — работы Х. Беккера (Bekker, 1924a), А. Эпика (Öpik, 1927b, 1928a, 1930c), О. М. Б. Бульмана (Bulman, 1932, 1933), А. М. Обута (1953), А. М. Обута и Ю. В. Рыцка (1958); по иглокожим — Р. Ф. Геккера (1923, 1940, 1958), О. Иекеля (Jaeckel, 1899, 1918), А. Эпика (Öpik, 1934b, 1935a) и Р. Мянниля (1959); по мшанкам — Р. С. Басслера (Bassler, 1911), Х. Беккера (Bekker, 1921), Х. Тоотса (Toots, 1952), Е. А. Модзалевской (1953) и Р. Мянниля (1958); по брахиоподам — А. Палена (Pahlen, 1877), А. Миквица (Mickwitz, 1896), Ф. Хоинингом-Хуэне (Hoyningen-Huene, 1899, 1900), И. Высогорского (Wysogorski, 1900), В. Ламанского (1905), Х. Беккера (Bekker, 1921, 1922b), К. Тейхерта (Teichert, 1930b), А. Эпика (Öpik, 1930a, c; 1932, 1933a, b; 1934a), Т. Н. Алиховой (1951, 1953), А. Н. Сокольский (1954), А. Ораспыльд (1956, 1959) и А. Рыымусокса (1956б, 1959); по гастроподам — Э. Кокена (Koken, 1925), А. Эпика (Öpik, 1930c), К. Тейхерта (Teichert, 1932) и В. А. Востоковой (1953, 1955); по наутилоидам — Х. Шрёдера (Schroeder, 1891), К. Тейхерта (Teichert, 1930a), Т. Странда (Strand, 1933), З. Г. Балашова (1953а, б; 1955а, б; 1956) и Х. Стумбура (1956); по трилобитам — И. Нечковского (Nieszkowski, 1857, 1859), Ф. Шмидта (Schmidt, 1881a, 1885, 1894, 1898, 1901, 1904, 1906), Г. Хольма (Holm, 1886), А. Эпика (Öpik, 1925a, 1927, 1928a, 1929a, 1930b, 1937b), П. Сигфрида (Siegfried, 1936, 1938), Е. А. Балашовой (1953), А. Рыымусокса (1953) и Р. Мянниля (1957, 1958); по остракодам — И. Х. Боннема (Bonnema, 1909), А. Эпика (Öpik, 1935b, 1937a), А. И. Нецкой (1952, 1953), Л. Сарва (1956, 1959) и В. Яануссона (Jaanusson, 1957b). Конодонты описаны К. Пандером (Pander, 1856). Строматопоры верхов ордовика Эстонии рассматриваются В. Н. Рябининым (1951, 1953).

СТРАТИГРАФИЯ

Ордовик описывается в пределах от пакерортского до пиргуского горизонтов включительно (поркуниский горизонт условно относится к силуру). Ордовикские породы развиты почти на всей площади Эстонской ССР. Выходы их прослеживаются в северной материковой части Эстонии и на островах Хийумаа (северная часть), Вохилайд, Вормси, Осмуссаар и Пакри.

Простирание ордовикских слоев близко к широтному, угол падения слоев (в южном направлении) в северной части Эстонии в среднем 0°15′, что составляет 3—4 *м* на 1 *км*.

Нижняя граница ордовика в Эстонии проводится обычно, по предложению К. Вимана (Wiman, 1902), по подошве базального конгломерата, т. е. по подошве пакерортского горизонта (A_{2-3}). Пакерортский

http://jurassic.ru/

горизонт соответствует (см. табл. 6) по фауне граптолитов и оболид нижней части тремадока Швеции (Mickwitz, 1896; Hede, 1951; Обут, 1953).

Верхняя граница ордовика будет рассмотрена в стратиграфическом описании силурийских отложений Эстонии.

П. Э. Раймонд (Raymond, 1916), Х. Беккер (Bekker, 1922a), Б. С. Соколов (1951), Т. Н. Алихова (1953, 1957) и др. расчленили ордовик Прибалтики на три отдела, А. Эпик (Öpik, 1930a, 1934, 1952; см. также Luha, 1940a) — на четыре местные серии. Д. Кальо, А. Рыымусокс и Р. Мянниль (1958) предлагают делить ордовик Прибалтики на три местные серии. Сущность этого предложения заключается в том, что при точной корреляции необходимо исходить из конкретных местных стратиграфических единиц, соответствующих определенным этапам геологического развития данного района, а не из общих хроностратиграфических единиц (например, из отделов), которым местные подразделения соответствуют лишь приблизительно. Это расчленение принято и в настоящем разделе (см. табл. 5).

Эландская серия

Ируская подсерия

Пакерортский горизонт (A_{2-3})

Соответствует верхней части «Ungulitensand (A_2)» + «Dictyonema-Schiefer (A_3)» Ф. Шмидта (Schmidt, 1881); «Pakerort formation» П. Э. Раймонда (Raymond, 1916); «Pakerordi lade» Х. Беккера (Bekker, 1922a).

Нижняя граница горизонта в северо-западной части Эстонии представлена эродированной поверхностью тискреской свиты (A_1d) с карманообразными углублениями, покрытой базальным конгломератом маардуской пачки. В наиболее типичном виде этот конгломерат развит в обнажениях мыса Пакерорт (см. рис. 17, 18), где он состоит главным образом из разной величины валунов песчаника тискреской свиты. Мощность конгломерата колеблется в пределах 0,15—1,5 *м* (Мююрисепп, 1958).

В окрестностях г. Таллина и восточнее его до р. Валгейыги на нижней границе горизонта залегает конгломерат с фосфоритовыми гальками, а к востоку от р. Валгейыги брахиоподовый «конгломерат» маардуской пачки. Верхняя поверхность тискреской свиты обычно неровная и трещиноватая (Öpik, 1929; Мююрисепп, 1958a).

Рассматриваемая граница фаунистически характеризуется появлением некоторых новых родов беззамковых брахиопод и граптолитов.

Мощность горизонта колеблется в пределах 2,8—21,3 *м* (рис. 8).

А. Эпик выделяет в оболовом песчанике три, а в диктионемовом сланце два подгоризонта (соответственно $A_2\alpha$, $A_2\beta$, $A_2\gamma$ и $A_3\alpha$, $A_3\beta$). Хотя для каждого подгоризонта и указана характерная фауна, следует отметить, что вертикальное распространение отдельных видов (особенно граптолитов) требует еще уточнения.

К. Мююрисепп (1958a, б) выделяет в пакерортском горизонте в северной части Эстонии снизу вверх юльгазескую ($A_2\alpha$, по А. Эпику), маардускую ($A_2\beta$ + $A_2\gamma$, по А. Эпику) и тюрисалускую ($A_3\alpha$ + $A_3\beta$, по А. Эпику) пачки.

Юльгазеская пачка ($A_{2-3}U$), распространяющаяся только между г. Таллином и р. Валгейыги, представлена, по К. Мююрисеппу,

http://jurassic.ru/

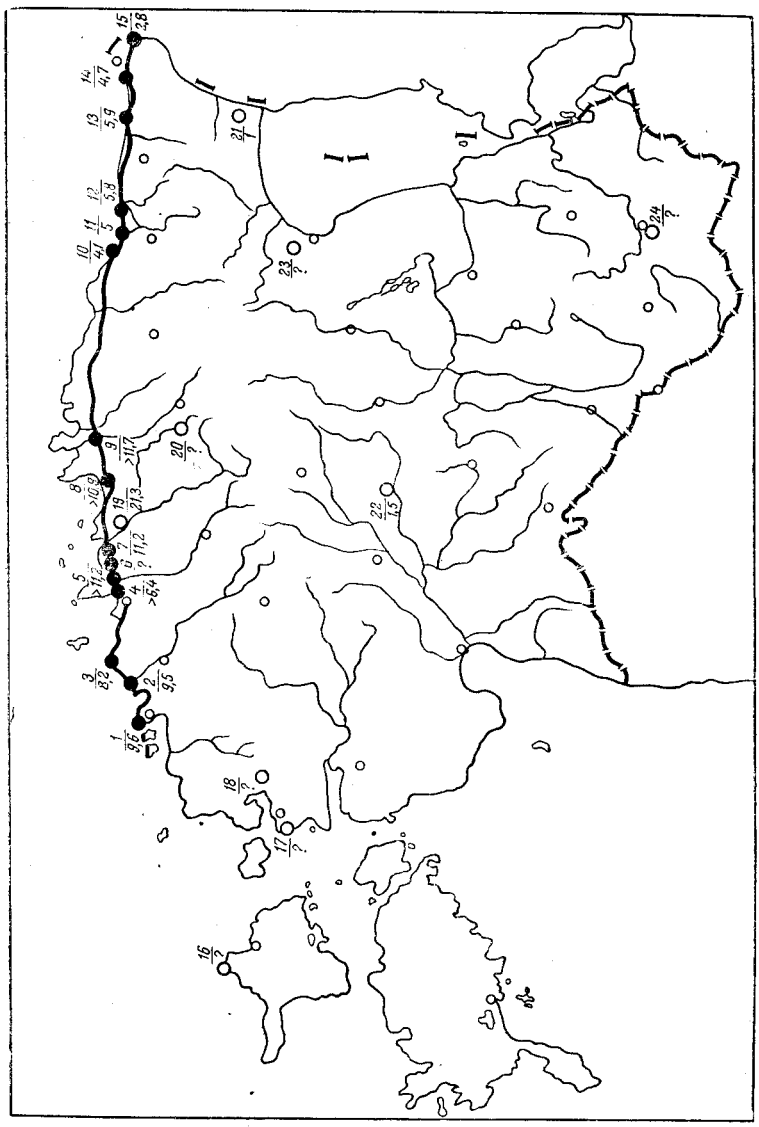


Рис. 8. Основные обнажения (*1—15*) и буровые скважины (16—24) пакеортского горизонта. В числителе порядковый номер местонахождения, в знаменателе мощность горизонта

1 — береговой обрыв мыса Пакеорт; *2* — глинт у с. Тюрисалу; *3* — глинт у с. Раннамыйза; *4* — глинт у водопада Хундикуристик (Таллин); *5* — Иру; *6* — карьер у пос. Маарду; *7* —глинт у с. Юльгазе; *8* — глинт у с. Тситре; *9* — берега р. Валгейыги у водопада Ныммевески; *10* — глинт у пос. Азери; *11* — глинт у Пуртсе (Хийэмяги); *12* — глинт у с. Сака; *13* — глинт у с. Пяй тс; *14* — глинт у с. Мерекюла; *15* — берега р. Нарвы; *16* — Тахкуна; *17* — Рохукюла; *18* — Ляэне-Нигула; *19* — Румму (9); *20* — Лехтсе, *21* — Агусалу; *22* — Выхма; *23* — Пийлси; *24* — Выру

мелкозернистым слабо сцементированным кварцевым песчаником главным образом желтовато-серого цвета. Слоистость песчаника горизонтальная. В нижней части пачки наблюдаются синевато-серые прослои пластичной глины мощностью до 0,15 *м*. В средней и верхней частях пачки встречаются тонкие прослойки алевритов с большим количеством мелких кристаллов пирита.

Мощность пачки колеблется, по данным К. Мююрисеппа и И. Лухта, в пределах 0—14,4 *м* (в районе г. Таллина 3,2—4,2 *м*, в обнажениях у с. Иру и Юльгазе 4,5—6,8 *м*).

Фауна рассматриваемой пачки плохо изучена. По Эпику (Öpik, 1930a, 1952), в песчанике встречаются виды родов *Acrotreta, Lingulella* и *Obolus*.

http://jurassic.ru/

Учитывая кембрийский облик брахиоподовой фауны, а также отсутствие граптолитов, свойственных низам ордовика, можно полагать, что юльгазеская пачка относится, вероятно, к верхнему кембрию (Öpik, 1952, 1956).

В основании *маардуской пачки* ($A_{2-3}M$) залегает на западе базальный конгломерат, а между г. Таллином и с. Онтика — своеобразный брахиоподовый «конгломерат», который представляет собой слабо сцементированный песчаник, обогащенный целыми раковинами и обломками

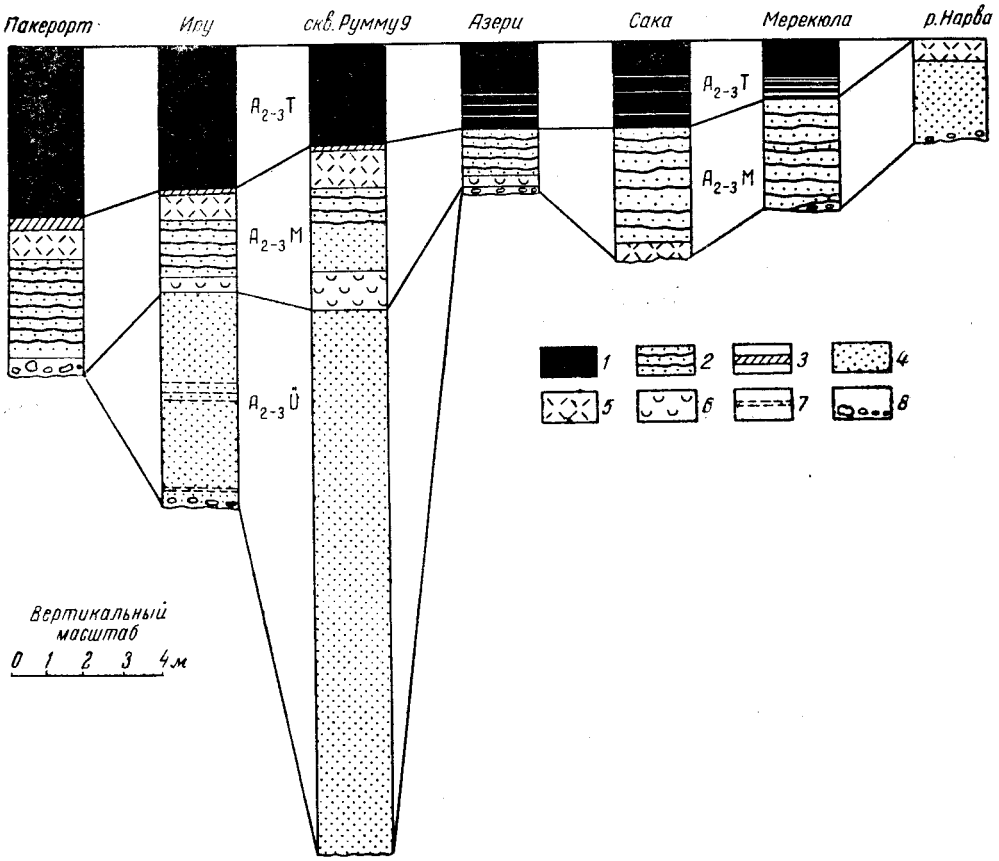


Рис. 9. Разрезы пакерортского горизонта (по данным К. Мююрисеппа, И. Лухта и А. Луха)

1 — диктионемовый сланец; *2* — песчаник с прослойками диктионемового сланца; *3* — пиритовый слой; *4* — песчаник; *5* — детритовый песчаник; *6* — брахиоподовый «конгломерат»; *7* — прослои глин и алевролитов; *8* — базальный конгломерат. A_{2-3} *T* — тюрисалуская пачка, A_{2-3} *M* — маардуская пачка, A_{2-3} *Ü* — юльгазеская пачка

беззамковых брахиопод (*Obolus*, *Keyserlingia*, *Schmidtites* и др.), а также фосфоритовыми гальками (рис. 9). Песчаник состоит из зерен кварца размером большей частью 0,1—0,5 *мм*. Слоистость «конгломерата», по данным К. Мююрисеппа, обычно неясная. Раковины брахиопод встречаются массами и имеют главным образом горизонтальную ориентировку. Фосфоритовые гальки плоской, приплюснутой формы, темно-серого или черного цвета, диаметром 1—20 *см* (обычно 1—5 *см*). Мощность линзообразных слоев «конгломерата» колеблется в довольно больших преде-

http://jurassic.ru/

лах и может достигать 2 *м*; в горизонтальном направлении они простираются на несколько километров.

Между г. Таллином и с. Тситре в разрезах наблюдаются 1—3 прослоя «конгломерата», отделенные прослоями песчаника. Этот «конгломерат» и добывается в карьерах и шахте Маарду как сырье для минерального удобрения.

Средняя часть маардуской пачки в разрезах западной и средней части глинта представлена главным образом желтовато-серым среднезернистым до мелкозернистого косослоистым слабо сцементированным песчаником с прослоями диктионемового сланца. Прослои сланца залегают в общем горизонтально, но часто наблюдаются и волнистые прослои с быстро изменяющейся (от долей миллиметра до нескольких десятков сантиметров) в горизонтальном направлении мощностью. Отдельные прослои сланца могут выклиниваться и появляться снова уже на небольшом расстоянии по разрезу. Самые нижние прослои залегают на валунах базального конгломерата.

Верхи маардуской пачки представлены в западной и средней частях глинта «детритовым» слоем, сложенным косослоистым кварцевым песком с большим количеством мелких обломков беззамковых брахиопод. Мощность «детритового» слоя колеблется в пределах 0—1,30 *м*. Верхние слои «детрита» в западной части глинта постепенно обогащаются пиритом до образования настоящего пиритового слоя мощностью до 0,30 *м*. Нижняя граница слоя почти всегда резкая, иногда со следами размыва (Öpik, 1929b; Luha, 1946; Мююрисепп, 1956).

В районе г. Нарвы маардуская пачка, мощность которой здесь 2,7 *м*, представлена в виде косослоистого песчаника фиолетового цвета. Песчаник содержит много мелких фрагментов оболид (по данным К. Мююрисеппа, до 25% от общей массы породы).

В разрезах буровых скважин Выхма и Пийлси пакерортский горизонт сложен только маардуским «детритовым» песчаником и песками небольшой мощности.

Общая мощность пачки колеблется в пределах 1,6—8 *м*.

Важнейшими представителями фауны пачки являются: *Dictyonema flabelliforme* (Eichwald), *Marcusodictyon priscum* (Bassler), *Keyserlingia buchi* (Verneuil), *Obolus apollinis* Eichwald, *O. apollinis* var. *maxima* Mickwitz, *O. triangularis* Mickwitz, *Schmidtites celatus* (Volborth), *S. crassus* (Mickwitz).

Тюрисалуская пачка («диктионемовые слои») ($A_{2-3}T$) распространяется в северной части республики. Наиболее южными пунктами, где установлено ее присутствие, является Тахкуна, Рохукюла, Ляэне-Нигула, Лоху, Лехтсе и Агусалу.

Рассматриваемая пачка представлена в общем битуминозным глинистым алевритистым тонкослоистым сланцем в большей части светло-коричневого или коричневато-черного цвета. Часто в сланце встречаются округлые конкреции и прослои антраконита и конкреции пирита. Количество органического вещества в сланце достигает 20%.

В западной части глинта пачка состоит из относительно компактной толщи сланца, мощность которой в обнажениях на мысе Пакерорт доходит до 5,5 *м*. В разрезах средней части глинта, особенно у водопада Нымmевески, сланец является компактным только в самой верхней части пачки, в нижней части наблюдается частое переслаивание прослоев сланца и песчаника. В более восточных же разрезах в нижней части пачки встречаются единичные прослои песчаника, мощность которых

http://jurassic.ru/

достигает 0,2 *м*. Кроме того, в середине пачки встречаются, по данным К. Мююрисеппа, прослои и линзы спикул кремниевых губок и аморфного кремня. В наиболее восточных обнажениях горизонта, у г. Нарвы, пачка почти выклинивается: она представлена здесь тонким прослоем глинистого сланца красновато-желтого цвета мощностью 2—4 *см*.

Фауна пачки плохо изучена. Можно указать на присутствие некоторых граптолитов, беззамковых брахиопод и конодонт. Наиболее важными видами являются: *Dictyonema flabelliforme* (Eichw.), *D. graptolithinum* Kjerulf, *D. sociale* (Salter), *Helmersenia ladogensis* (Jeremejev), *Schmidtites celatus* (Volborth).

Онтикаская подсерия

Лээтсеский горизонт (B_1)

Соответствует «Glauconitsand (B_1)» + нижние слои «Glaukonitkalk (B_2)» Ф. Шмидта (Schmidt, 1881), «подъярусу B_1» В. Ламанского (1901); нижней части «Walchow formation» П. Э. Раймонда (Raymond, 1916); «лээтсескому горизонту (B_1)» А. Рыымусокса (1956а).

Нижняя граница горизонта очень резкая: на темно-буром диктионемовом сланце пакерортского горизонта залегает зеленый глауконитовый песок (иногда и серая глауконитовая глина). На контакте сланца и песка наблюдаются довольно ясные следы размыва (Ламанский, 1905; Bekker, 1923 и др.).

Фаунистически эта граница характеризуется почти полным обновлением фауны.

Мощность горизонта (рис. 10) колеблется в довольно больших пределах — от 0,33 (г. Нарва) до 4 *м* (мыс Пакерорт). Относительно большие мощности (более 3 *м*) наблюдаются в северо-западной части Эстонии.

Лээтсеский горизонт описан В. Ламанским как подъярус B_1, который им подразделяется на основании литологических и фаунистических данных на два подгоризонта: подгоризонт $B_1\alpha$ с *Obolus siluricus*, *O. lingulaeformis* и др. и подгоризонт $B_1\beta$ с *Orthis recta*, *Porambonites bröggeri*, *O. christianiae*, *Asaphus schmidti* и др. Первый подгоризонт назван йоаским (Аалоэ и др., 1958), а второй — мяэкюласким — А. Эпиком (Öpik, 1933).

Подгоризонт $B_1\alpha$, составляющий основную часть горизонта, распространяется на всей территории Эстонии. Он слагается главным образом зеленовато-серым до зеленого рыхлым мелкозернистым кварцевым песком (песчаником) с многочисленными зернами глауконита. Содержание глауконита достигает, по данным А. Луха, 70—80%. Размеры зерен песка большей частью менее 0,5 *мм*. В песке присутствуют прослои и пятна серой глины, а также конкреции и мелкие кристаллы пирита. Слоистость песка в большинстве случаев неясная. В основании подгоризонта, по данным К. Мююрисеппа, местами залегает слой (мощностью до 1, 35 *м*) глауконитовой глины (*варангуская пачка*).

Мощность подгоризонта колеблется в пределах 0,2—3,9 *м*.

Фауна немногочисленная. В настоящее время известны только некоторые беззамковые брахиоподы и конодонты: *Leptembolon lingulaeformis* (Mickw.), *Schizambon esthonia* Walcott, *Thysanotos siluricus* (Eichw.), *Drepanodus arcuatus* Pander, *Oistodus lanceolatus* Pan-

http://jurassic.ru/

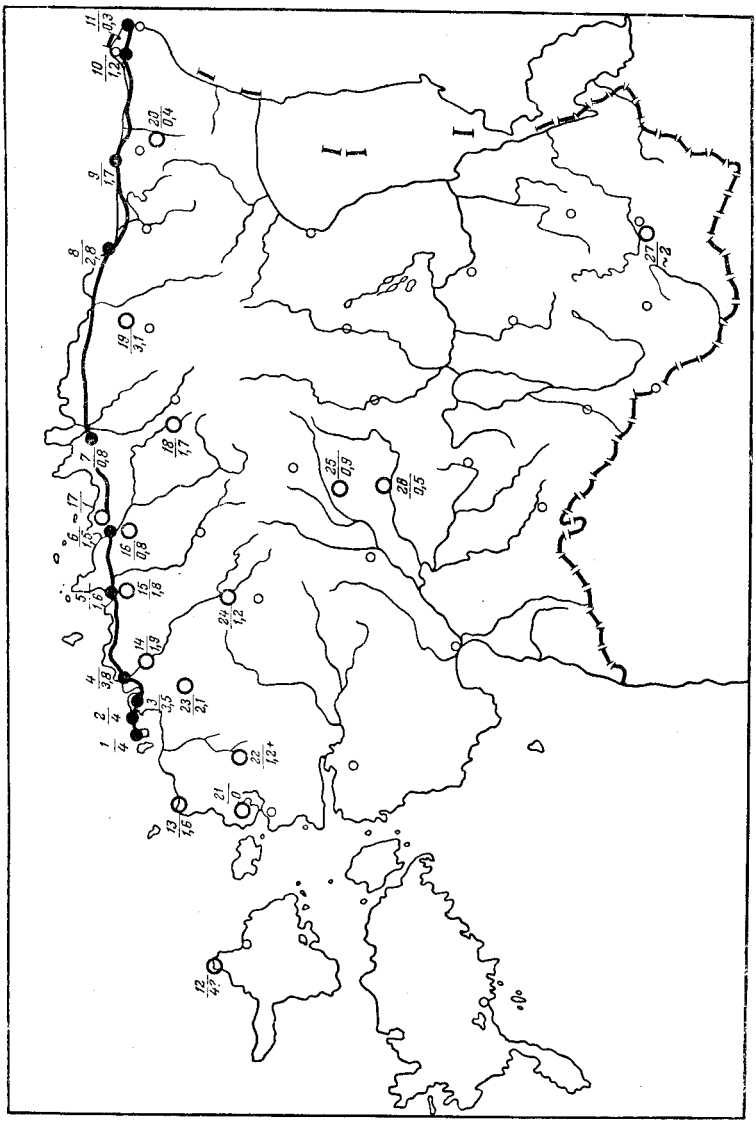


Рис. 10. Основные обнажения (1—11) и буровые скважины (12—27) лээтсеского горизонта

1 — глинт на о-ве Вяйке-Пакри; *2* — глинт у мыса Пакерорт; *3* — глинт у с. Лээтсе; *4* — берега р. Кейла у водопада Кейла-Йоа; *5* — глинт у Суккрумяги (Таллин); *6* — берега р. Ягала у водопада Ягала-Йоа; *7* — берега р. Валгеяыги у водопада Ныммевески; *8* — глинт у пос. Азери; *9* — глинт у с. Онтика; *10* — берега р. Тырвайыги; *11* — берега р. Нарвы; *12* — Тахкуна; *13* — Пыысаспеа; *14* — Кейла; *15* — Мыйгу; *16* — Раазику; *17* — Каберла; *18* — Лехтсе; *19* — Убья; *20* — Раусвере; *21* — Нэароотси; *22* — Сельякюла; *23* — Муналаскме; *24* — Лоху; *25* — Эйамаа; *26* — Выхма; *27* — Выру

der, *Prioniodus elegans* Pander, а также проблематическая *Siphonia? cylindrica* Eichw.

Граница между подгоризонтами $B_{I}\alpha$ и $B_{I}\beta$ в большинстве случаев литологически нерезкая; фаунистически она характеризуется появлением многих новых брахиопод и трилобитов в $B_{I}\beta$.

Подгоризонт $B_{I}\beta$ распространяется на всей территории северной части Эстонии, но в центральной части (разрезы буровых скважин Лоху, Рапла, Эйамаа, Выхма) он, по-видимому, отсутствует.

Основная часть подгоризонта состоит из зеленоватого известковистого песчаника. Отношение зерен кварца к зернам глауконита, по данным К. Мююрисеппа, колеблется в широких пределах (от 1 : 1 до 1 : 10).

http://jurassic.ru/

Изменчива и величина зерен. Слоистость в песчанике большей частью неясная. Местами встречаются прослои с богатой фауной брахиопод.

В северо-восточной части Эстонии, в г. Нарве, подгоризонт сложен пестроцветным (зеленоватый, фиолетовый) доломитизированным с зернами кварца глауконитовым известняком мощностью 0,15 *м*. В верхней части разреза залегает тонкий слой глауконитового мергеля (Orviku, 1936b).

Мощность подгоризонта колеблется в пределах 0,10—0,52 *м*.

Фауна относительно богата и разнообразна. Здесь встречаются первые ордовикские трилобиты и совершенно новая для Эстонии фауна замковых брахиопод.

Характерными видами для подгоризонта являются: *Angusticardinia recta* (P a n d.), *Antigonambonites planus* (P a n d.), *Nanorthis? daunus* (W a l c o t t), *Paurorthis parvula* (L a m a n s k y), *Panderina abscissa* (P a n d.), *P. tetragona* (L a m a n s k y), *Plectella uncinata* (P a n d.), *Porambonites bröggeri* L a m a n s k y, *Krattaspis viridatus* Ö p i k, *Megalaspides* (*Megalaspides*) *schmidti* L a m a n s k y, «*Megalaspis*» *pogrebowi* L a m a n s k y, *Pliomeroides primigenus* (A n g e l i n).

Волховский горизонт (B_{II})

Соответствует «Planilimbatakalk (B_2a)» Ф. Шмидта Schmidt, 1898); «подъярусу B_{II}» В. Ламанского (1901); средней части «Walchow formation» П. Э. Раймонда (Raymond, 1916); большей части «Der Megalaspis-Kalkstein» К. Орвику (Orviku, 1929); «тойласкому горизонту (B_{II})» К. Орвику (1958).

Нижняя граница горизонта обнажена во многих местах. Литологически она в большинстве случаев довольно резкая. На характерном для верхних слоев лээтсеского горизонта известняке, обогащенном глауконитом, обычно залегает тонкий слой мергеля или глины, над последним — зеленовато-серый (часто пестроцветный) известняк с немногими зернами глауконита. В ряде случаев слой мергеля отсутствует и границей между разнородными известняками является поверхность размыва (по данным К. Орвику).

Фаунистически граница между лээтсеским и волховским горизонтами характеризуется почти полным обновлением фауны.

Мощность горизонта обычно колеблется от 0,5 *м* (о-в Осмуссаар) до 14 *м* (скважина Выру). В самой северо-западной материковой части Эстонии горизонт местами отсутствует или представлен только подгоризонтом $B_{II}a$ (рис. 11, 12).

Стратиграфия горизонта освещена В. Ламанским (1901, 1905), А. Эпиком (Öpik, 1927a, 1930a, 1934, 1952) и К. Орвику (Orviku, 1929, 1930; Орвику, 1958).

Подъярус B_{II} расчленяется В. Ламанским на три горизонта (подгоризонта), которые он назвал по типичным видам трилобитов (снизу вверх): подгоризонт $B_{II}\alpha$ с *Megalaspis planilimbata*, *M. limbata*, *Asaphus priscus*, подгоризонт $B_{II}\beta$ с *Asaphus bröggeri*, *Onchometopus volborthi* и подгоризонт $B_{II}\gamma$ с *Asaphus lepidurus* и *Megalaspis gibba*. Для подгоризонта $B_{II}\alpha$ К. Орвику (1958) предложил название «тырвайыеский», для подгоризонта $B_{II}\beta$ — «вяэнаский» и для подгоризонта $B_{II}\gamma$ — «лангевояский». Кроме того, в пределах горизонта на территории северной части Эстонии выделен ряд литостратиграфических подразделений (пачки).

http://jurassic.ru/

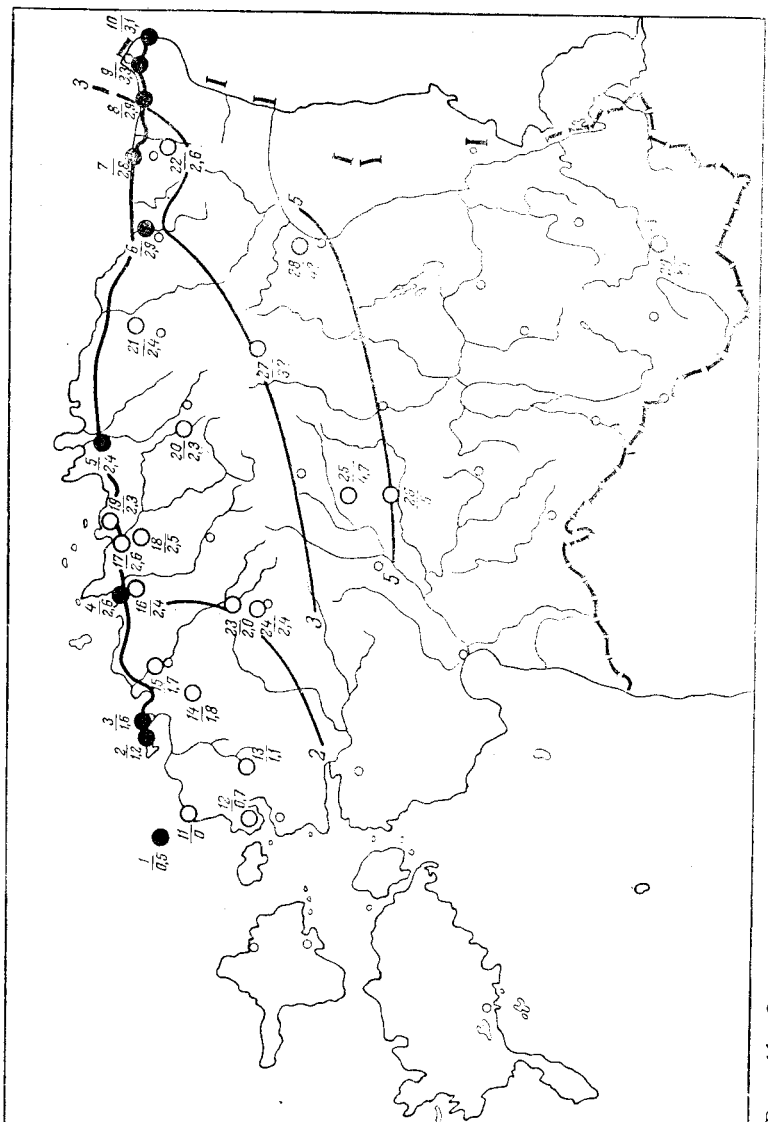


Рис. 11. Основные обнажения (1—10), буровые скважины (11—29) и изопахиты волховского горизонта

1 — глинт на о-ве Осмуссаар; *2* — глинт на о-ве Вяйке-Пакри; *3* — глинт у г. Пальдиски; *4* — глинт у Сухкрумяги (Таллин); *5* — берега р. Валгейыги у водопада Нымме́вески; *6* — берега р. Пуртсе; *7* — глинт у с. Тойла; *8* — берега р. Лаугевоя; *9* — берега р. Тырвайыги; *10* — берега р. Нарвы; *11* — Пыысаспеа; *12* — Ноарооти; *13* — Сельякюла; *14* — Муналаскме; *15* — Кейла; *16* — Мыйгу; *17* — Йыэлихтме; *18* — Раазику; *19* — Каберла; *20* — Лехтсе; *21* — Убья; *22* — Раусвере; *23* — Лоху; *24* — Ралла; *25* — Эйамаа; *26* — Выхма; *27* — Камарику; *28* — Пийлси; *29* — Выру

Подгоризонт $B_{II}\alpha$ распространяется почти на всей территории Эстонии. В нем К. Орвику выделяет пяйтескую ($B_{II}P$) и сакаскую ($B_{II}S$) пачки. Границей между последними является хорошо развитая поверхность перерыва с амфораобразными норками.

Пяйтеская пачка представлена известняком со сравнительно небольшим содержанием зерен глауконита и с мергелистыми прослойками. Мощность пачки колеблется от 0 (на северо-западе) до 1,13 *м* (на северо-востоке).

Для *сакаской пачки* характерен известняк пестроцветный, часто доломитизированный, толстослоистый, с многочисленными относительно крупными зернами глауконита и частыми неровными поверхностями пере-

http://jurassic.ru/

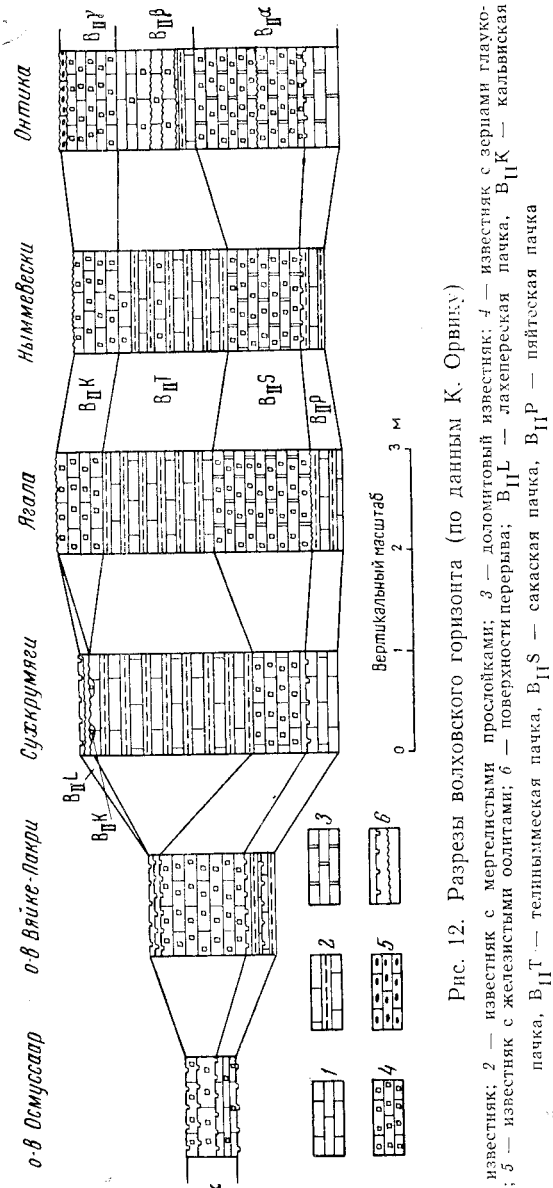


Рис. 12. Разрезы волховского горизонта (по данным К. Орвику)

1 — известняк; *2* — известняк с мергелистыми прослойками; *3* — доломитовый известняк; *4* — известняк с зернами глауконита; *5* — известняк с железистыми оолитами; *6* — поверхности перерыва; $B_{II}L$ — лахепересская пачка, $B_{II}K$ — кальвиская пачка, $B_{II}T$ — телнымметская пачка, $B_{II}S$ — сакаская пачка, $B_{II}P$ — пяйтеская пачка

рыва. К западу от г. Таллина низы пачки местами представлены внутриформационным конгломератом, а в самой северо-западной части выходов волховского горизонта — мергелем. Мощность пачки колеблется от 0 до 1,65 *м*.

Мощность подгоризонта колеблется от 0 до 1,88 *м*.

Подгоризонт $B_{II}\beta$ распространен почти на всей территории Эстонии, выклиниваясь местами в северо-западной части (Ламанский, 1905; Öpik, 1927a).

http://jurassic.ru/

В пределах подгоризонта в северной части Эстонии К. Орвику (1958) выделяет *телинымметскую пачку* ($B_{II}T$), сложенную известняком, почти не содержащим зерен глауконита и чередующимся с многочисленными прослоями мергеля. Последние к востоку от пос. Азери отсутствуют.

В разрезах буровых скважин, расположенных к югу от выходов горизонта, подгоризонт $B_{II}\beta$ представлен зеленовато-серым до серого мергелистым известняком с немногими зернами глауконита.

Мощность подгоризонта колеблется, по К. Орвику (1958), в пределах 0—1,7 *м*, причем наибольшая мощность приурочена к северо-западной части Эстонии.

Подгоризонт $B_{II}\gamma$ распространяется на всей территории Эстонии, кроме ее самой северо-западной части, где он местами выклинивается.

К. Орвику (1958) выделяет в подгоризонте $B_{II}\gamma$ в области его выходов две пачки. В западной части выхода, между Пальдиски и Иру, распространяется лахепереская пачка ($B_{II}L$), а к востоку от последнего пункта — кальвиская пачка ($B_{II}K$).

Для *лахепереской пачки* характерен зеленовато-серый мелкозернистый известняк, в котором иногда встречаются многие поверхности перерыва и фосфоритовые гальки. К северо-западу от с. Калласте в известняк вмят суурупиский известковистый песчаник.

Мощность пачки обычно 0,1 *м*, но иногда достигает 0,5 *м*.

Кальвиская пачка сложена серым плотным, мелкокристаллическим известняком, содержащим в большом количестве мелкие зерна глауконита. Между Ныммевески и р. Лангевоя в верхней части пачки встречается слой мощностью до 0,2 *м*, представленный оолитовым известняком.

Мощность пачки колеблется, по К. Орвику (1958), от 0 до 0,8 *м*.

В разрезах буровых скважин, расположенных к югу от глинта, $B_{II}\gamma$ представлен известняком с многочисленными мелкими зернами глауконита и поверхностями перерыва.

Мощность подгоризонта колеблется от 0 (в северо-западной части Эстонии) до 1 *м* (на северо-востоке).

Фауна горизонта еще недостаточно изучена, в частности, не освещено новыми исследованиями вертикальное распределение трилобитов. Наиболее характерными видами являются: *Revalotrypa gibbosa* (Bassler), *Antigonambonites planus* (Pander), *Ingria nefedyevi* (Eichwald), *Paurorthis parva* (Pander), *Productorthis obtusus* (Pander), *Ogmopsis bocki* (Öpik), *Protallinella grewingki* (Bock), *Tallinnellina primaria* (Öpik), *Ampyx linnarssoni* Schmidt, *Asaphus* (*Asaphus*) *bröggeri* Schmidt, *A.* (*Asaphus*) *lepidurus* Nieszkowski, *Megistaspis* (*Megistaspis*?) cf. *estonica* Tjernvik, *M.* (*Megistaspis*) *gibba* (Schmidt), *M.* (*Megistaspis*) *hyorrhina* (Leuchtenberg), *M.* (*Megistaspidella*) *acuticauda* (Angelin), *Niobe laeviceps* Dalman, *Pterygometopus sclerops* (Dalman), *Ptychopyge truncata* Nieszkowski и др.

Кундаский горизонт (B_{III})

Соответствует в северо-западной части Эстонии «Vaginatenkalk (B_3)» и в северо-восточной — «Vaginatenkalk (B_3)» + нижняя часть «Obere Linsenschicht (C_1a)» Ф. Шмидта (Schmidt, 1897); в западной части Эстонии «подъярус B_{III}» и в восточной части «подъярус B_{III}» + нижняя

http://jurassic.ru/

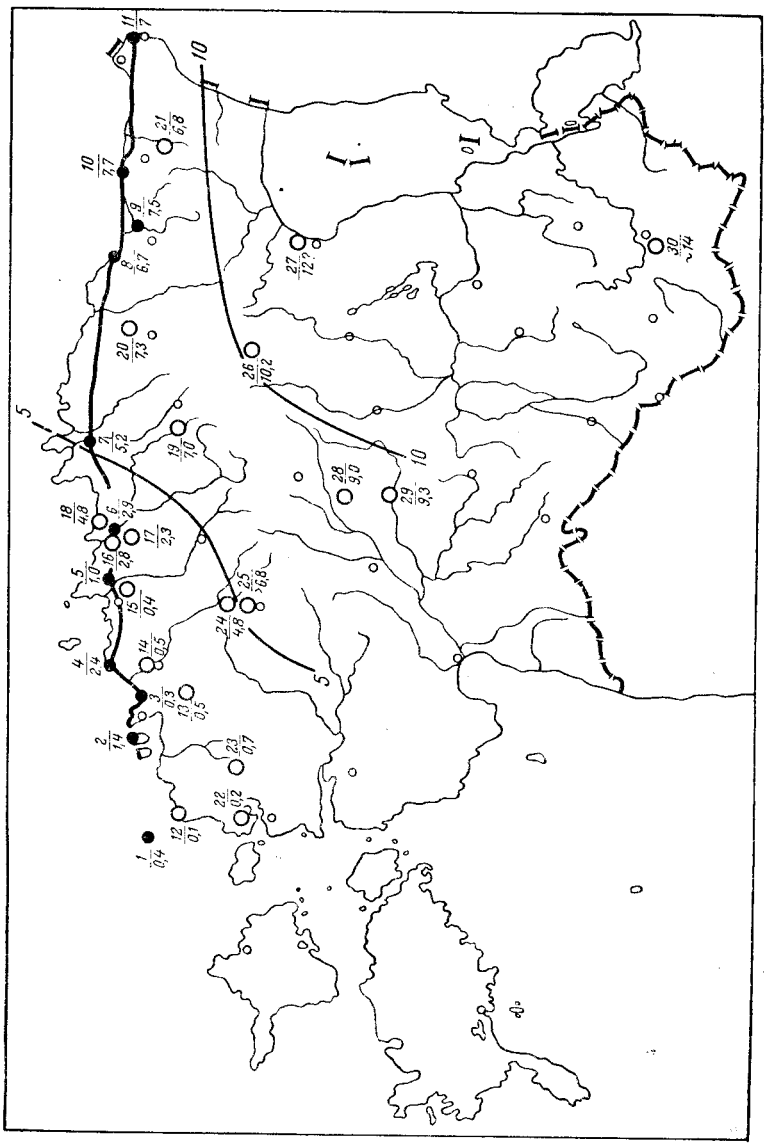


Рис. 13. Основные обнажения (1—11), буровые скважины (12—30) и изопахиты кундаского горизонта
1 — глинт на о-ве Осмуссаар; *2* — глинт на о-ве Вяйке Пакри; *3* — глинт у с. Лахепере; *4* — глинт у с. Суурупи; *5* — Иру; *6* — берега р. Ягала у водопада Ягала-Йоа; *7* — берега р. Валгейыги у водопада Нымметски; *8* — глинт и пос. Азери; *9* — берега р. Пуртсе; *10* — глинт у с. Онтика; *11* — берега р. Нарвы; *12* — Пыысаспее; *13* — Муналаскме; *14* — Кейла; *15* — Мыйгу; *16* — Пыэлахтме; *17* — Раазику; *18* — Каберла; *19* — Лехтсе; *20* — Убья; *21* — Раусвере; *22* — Ноароотси; *23* — Сельякюла; *24* — Лоху; *25* — Рапла; *26* — Камарику; *27* — Пийлси; *28* — Эйамаа; *29* — Выхма; *30* — Выру

часть «Obere Linsenschicht (C_1a)» В. Ламанского (1901); «Kunda-Stufe» + «Oolithen-Zone» (в северо-восточной части Эстонии) К. Орвику (Orviku, 1927); «Vaginatum-Kalkstein» К. Орвику (Orviku, 1929); в северо-западной части Эстонии «Rogö-Sandstein» А. Эпика (Öpik, 1927a).

Нижняя граница горизонта на территории Эстонской ССР фактически представляет нижнюю границу подгоризонта $B_{III}\beta$, так как подгоризонт $B_{III}a$ выклинивается уже на территории Ленинградской области. В северо-западной части Эстонии, от о-ва Осмуссаар до с. Иру, граница эта выражена в виде ровной поверхности перерыва с глубокими ходами и норками, с темной импрегнацией (Орвику, 1958). В северо-восточ-

http://jurassic.ru/

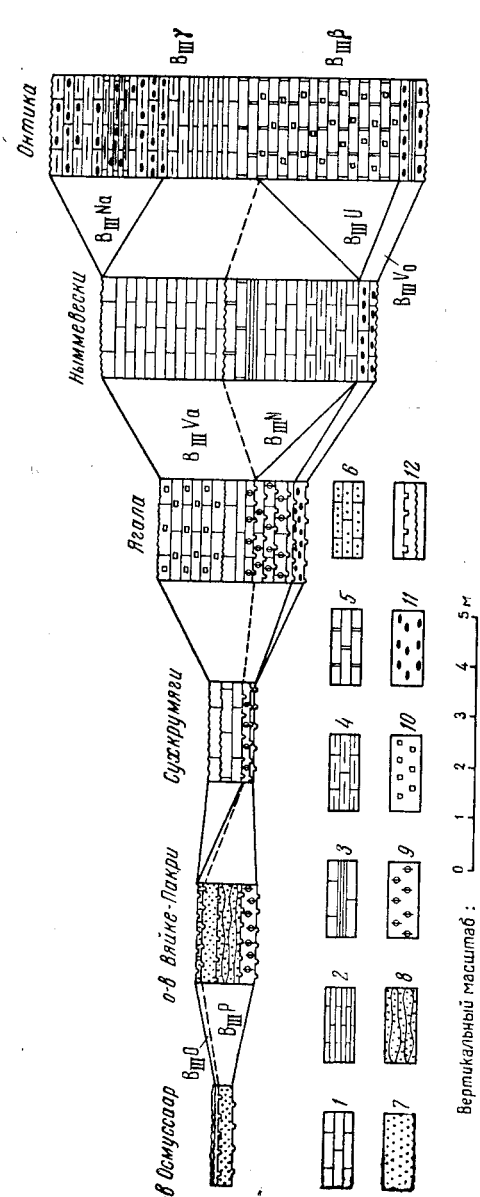


Рис. 14. Разрезы кундаского горизонта (по данным К. Орвику)

1 — известняк; *2* — тонкослоистый известняк; *3* — известняк с прослоями мергеля; *4* — мергелистый известняк; *5* — доломитовый известняк; *6* — песчанистый известняк; *7* — известковистый песчаник; *8* — комковатый известковистый песчаник; *9* — фосфоритовые гальки; *10* — зерна глауконита; *11* — железистые оолиты; *12* — поверхности перерыва. $B_{III}O$ — осмуссаарская пачка, $B_{III}P$ — пакриская пачка, $B_{III}Va$ — валгеяйчиская пачка, $B_{III}Na$ — напаская пачка, $B_{III}U$ — утриаская пачка, $B_{III}Vo$ — вокаская пачка, $B_{III}N$ — нымме-вескиская пачка. Граница между подгоризонтами показана прерывистой линией

ной части (к востоку от с. Иру), где в основании подгоризонта $B_{III}\beta$ присутствует так называемый нижний чечевичный слой, рассматриваемая граница выражена поверхностью перерыва с импрегнацией бурого железняка (Orviku, 1929).

В нижних слоях $B_{III}\beta$ непосредственно над поверхностью перерыва местами (между с. Азери и г. Нарва) встречаются небольшие гальки из нижележащих слоев волховского горизонта (Orviku, 1936).

http://jurassic.ru/

Фаунистически нижняя граница $B_{III}\beta$ характеризуется почти полным обновлением фауны.

Мощность горизонта колеблется от 0,1 до 14 *м* (рис. 13, 14).

В. Ламанский (1901; 1905) расчленил подъярус B_{III} на три горизонта (подгоризонта), начиная снизу: подгоризонт $B_{III}\alpha$ с *Asaphus expansus* и *A. lamanskii*, подгоризонт $B_{III}\beta$ с *Asaphus raniceps* и подгоризонт $B_{III}\gamma$ с *Asaphus eichwaldi* и *Ptychopyge globifrons*.

Эта схема расчленения горизонта была дополнена работами К. Орвику (Orviku, 1927a, 1929, 1930, 1936b; Орвику, 1958) и А. Эпика (Öpik, 1925b, 1927a, 1930a).

К. Орвику отнес к B_{III} еще так называемую оолитовую зону, выделенную им ранее в нижней части азериского горизонта (Orviku, 1927a).

Для подгоризонта $B_{III}\beta$ К. Орвику (1958) предложил название «валастеский», а для подгоризонта $B_{III}\gamma$ — «алуояский». В северной части Эстонии в пределах указанных подгоризонтов он выделяет ряд пачек: в валастеском подгоризонте — вокаскую ($B_{III}V$), утриаскую ($B_{III}U$), ныммевескискую ($B_{III}N$) и пакрискую ($B_{III}P$), а в алуояском подгоризонте — валгейыэскую ($B_{III}Va$), осмуссаарскую ($B_{III}O$) и напаскую ($B_{III}Na$).

Подгоризонт $B_{III}\beta$ в восточной части выходов представлен двумя пачками. В основании подгоризонта залегает *вокаская пачка* мощностью 0,3—0,6 *м*, состоящая из мергелистых известняков с бурыми железистыми оолитами различной величины. Остальная часть подгоризонта — *утриаская пачка* — сложена доломитизированными известняками с мелкими рассеянными глауконитовыми зернами и с многочисленными наутилоидеями. Мощность ее 1,6—3,0 *м*.

В то время как вокаская пачка почти в таком же составе выдержана в западном направлении до окрестностей г. Таллина (с. Иру), утриаская пачка распространена только между г. Нарва и Кунда и замещается к западу ныммевескиской пачкой.

Для *ныммевескиской пачки* характерен светло-серый, слегка зеленоватый мергелистый известняк с прослоями мергеля. Пачка распространяется между г. Кунда и пос. Убари. Мощность 1,95—2,55 *м*.

Фауна вокаской, утриаской и ныммевескиской пачек пока недостаточно изучена; наиболее характерны следующие виды: *Ahtiella baltica* Öpik, *Inversella angulata* Öpik, *Lycophoria nucella* (Dalman), *Ogmoopsis variabilis* Sarv, *Steusloffia polynodulifera* Hessland, *Tallinnella marchica* (Krause), *Asaphus* (*Asaphus*) *raniceps* (Angelin), *Pliomera fischeri* (Eichwald), *Estonioceras perforatum* Schröder и др.

Ныммевескиская пачка к востоку от водопада Ягала замещается *пакриской*, которая распространяется в западном направлении до о-ва Осмуссаар. Для пород пачки характерно наличие кварцевых зерен, фосфоритовых галек и ровных поверхностей перерыва. К востоку от г. Таллина пачка представлена более известковистыми породами, а к западу от него — известковистым песчаником светло-серого или буровато-серого цвета. В основании пачки местами залегает маломощный конгломерат, состоящий из фосфоритовых галек. Мощность 0—2,1 *м*. Фауна пачки довольно богата и своеобразна. В ней присутствуют некоторые новые виды из родов, известных до сих пор только в Скандинавии. Характерными видами являются: *Coscinotrypa*? *praenuntia* (Bassler), *Hemiphragma* sp. n., *Antigonambonites aequistriatus* (Gagel), *Clitambonites adscendens* (Pander), *C. norvegicus* (Brögger),

http://jurassic.ru/

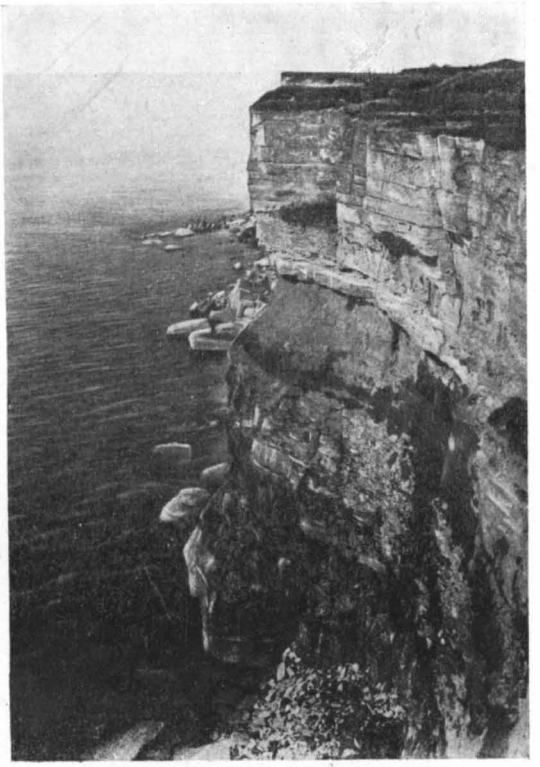


Рис. 15. Северо-Эстонский глинт у Пакерорта, где обнажаются тискреская свита (кембрий) и пакерортский, лээтсеский, волховский, кундаский, азериский и ласнамягиский горизонты ордовика. Фото К. Орвику

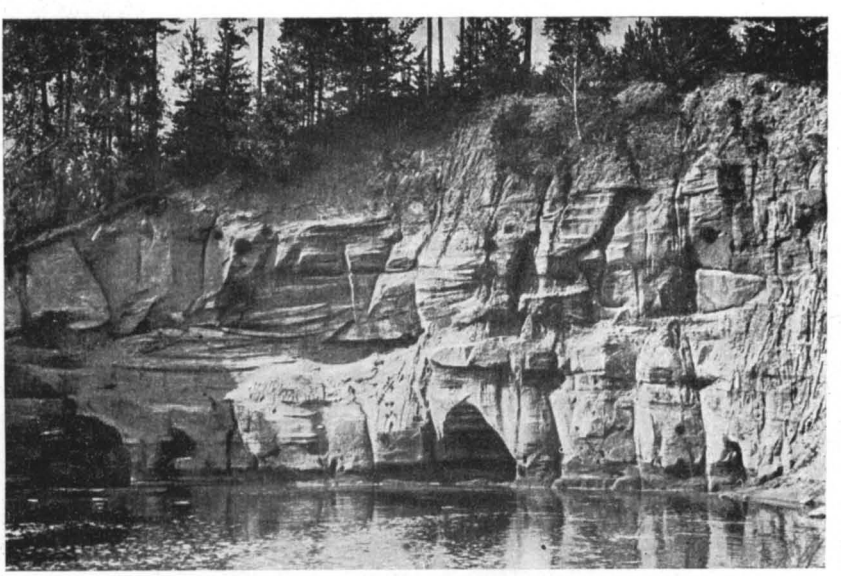


Рис. 16. Обнажение среднедевонских пестроцветных песчаников буртниекского горизонта на р. Ахья, Южная Эстония. Фото Э. Марк

http://jurassic.ru/

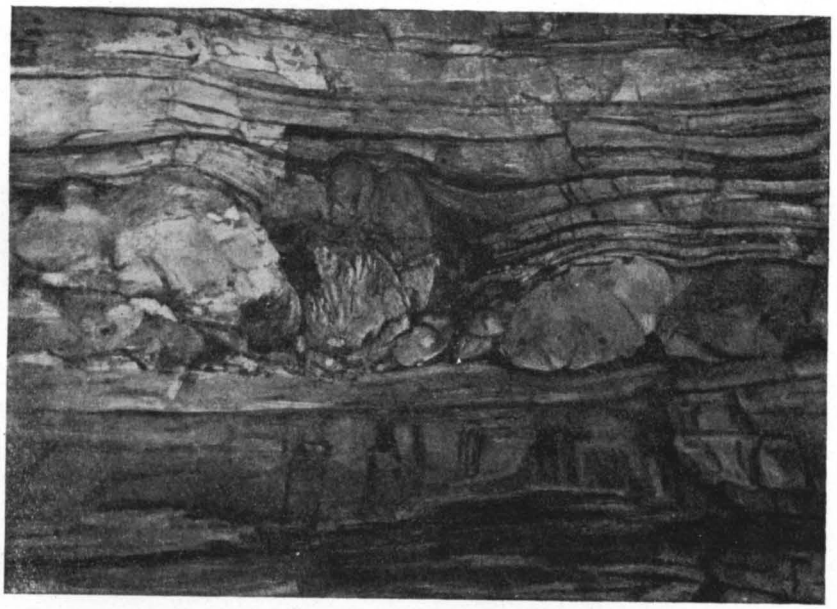


Рис. 17. Базальный конгломерат пакерортского горизонта у мыса Пакерорт. Фото А. Рыымусокса

Рис. 18. Нижняя граница пакерортского горизонта со следами размыва у Орасоя (западнее г. Нарва). Фото К. Мююрисеппа

http://jurassic.ru/

Hemipronites famulus Öpik, *Ingria pakriana* Öpik, *Lacunarites ilmatar* Öpik, *Progonambonites estonus* Öpik, *P. inflexus* (Pander), *Asaphus (Asaphus) raniceps* (Angelin), *Megistaspis (Megistaspidella)? heros* (Dalman), *Pliomera fischeri* (Eichwald), *Pterygometopus sclerops* (Dalman), *Pseudoasaphus globifrons* (Eichwald), *Conchoprimitia distincta* Sarv, *Ogmoopsis vesperi* Sarv, *Tvaerenella modesta* Sarv.

Мощность подгоризонта колеблется в пределах 0—3,3 *м*. Минимальная мощность наблюдается на о-ве Осмуссаар, в буровых скважинах, расположенных в северо-западной части Эстонии и в районе г. Таллина. В скважине Пыысаспэа подгоризонт отсутствует.

Граница между $B_{III}\beta$ и $B_{III}\gamma$ в северо-западной части Эстонии проводится по отчетливо выраженной поверхности перерыва.

Подгоризонт $B_{III}\gamma$ в восточной части выходов представлен валгейыэской и напаской пачками. *Валгейыэская пачка* образует между г. Нарва и пос. Азери нижнюю часть подгоризонта. Литологически она сложена серыми мелкозернистыми плотными известняками, перемежающимися с мергелистыми известняками и мергелем. В восточной части выходов породы пачки доломитизированы. Мощность 1,35—2,4 *м*. Из фауны часто встречаются наутилоидеи. Западнее пос. Азери эта пачка соответствует всему подгоризонту и представлена относительно однородными известняками с многочисленными наутилоидеями.

Напаская пачка представляет верхнюю часть подгоризонта между пос. Азери и г. Нарва и замещается к западу от пос. Азери валгейыэской пачкой. Она соответствует «оолитовой зоне» К. Орвику (Orviku, 1929). Некоторые авторы (Т. Н. Алихова, Е. А. Балашова, З. Г. Балашов и др.) относят «оолитовую зону» по появлению в ней новых элементов фауны к азерискому горизонту. Однако известная из этой пачки фауна — *Lycophoria globosa* (Eichw.), *L. nucella* (Dalm.), *Antigonambonites aequistriatus* (Gagel), *Paurorthis* sp., *Iru concava* (Pahlen), *Pliomera fischeri* (Eichw.), *Megistaspis (Megistaspidella) rudis* (Angelin), *Asaphus (Neoasaphus) pachyophthalmus* var. *minor* Schmidt, *A. (N.) sulevi* Jaanusson и др.) — тесно связана именно с фауной подгоризонта $B_{III}\gamma$, как на это указывал К. Орвику в 1929 г.

Литологически пачка сложена серыми в основном толстослоистыми мергелистыми известняками с бурыми железистыми оолитами неправильной формы. Мощность ее 1,8—3,1 *м*.

К западу от Таллина мощность $B_{III}\gamma$ сильно убывает, а валгейыэская пачка замещается *осмуссаарской пачкой*. Последняя распространена к северо-западу от линии Харку—Телинымме—Лахепере. Для известняков этой пачки характерно наличие зерен кварца до образования песчанистого известняка в самой северо-западной части полосы выходов горизонта (о-в Пакри).

Мощность подгоризонта колеблется в пределах 0—4,5 *м*. Наименьшая мощность приурочена к северо-западной части Эстонии, где подгоризонт местами даже выклинивается.

Фауна довольно богатая, но требует дальнейшего изучения. Основными формами подгоризонта являются: *Ahtiella lirata* Öpik, *Antigonambonites aequistriatus* (Gagel), *Clitambonites adscendens* (Pander), *Inversella borealis* Öpik, *Iru concava* (Pahlen), *Lycophoria globosa* (Eichwald), *L. nucella* (Dalman), *Orthis calligramma* Dalman, *Ampyx volborthi* Schmidt, *Asaphus (Neoasaphus) platyurus latisegmentatus* Nieszkowski, *A. (Neoasaphus) sulevi* Jaanusson, *Cerau-*

http://jurassic.ru/

rinus ornatus (Dalman), *Cyrtometopus affinis* (Angelin), *Illaenus dalmani* Volborth, *Megistaspis (Megistapis?) gibba* (Schmidt), *Pliomera fischeri* (Eichwald), *Pseudoasaphus globifrons* (Eichwald), *Pararaphistoma* (*Pararaphistoma*) *qualteriatum* (Schlotheim), *Cyclendoceras cancellatum* (Eichwald), *Estonioceras ariense* (Schmidt), *E. imperfectum* (Quenstedt), *E. perforatum* Schröder.

Вируская серия

Пуртсеская подсерия

Азериский горизонт (C_1a)

Соответствует верхней части «Obere Linsenschicht (C_1a)» Ф. Шмидта (Schmidt, 1897); в северо-западной части Эстонии — нижним слоям «Reval formation», в северо-восточной — верхней части «Dubowiki formation» П. Э. Раймонда (Raymond, 1916); в северо-западной части Эстонии — «Aseri lade (C_1a)», в северо-восточной — верхней части «Aseri lade (C_1a)» Х. Беккера (Bekker, 1922a); Echinosphaerites—Zone resp. Kalkstein» К. Орвику (Orviku, 1927a), «Aseri-Stufe» К. Орвику (Orviku, 1940a).

Нижняя граница горизонта обнажена во многих местах. Она представлена сильно развитой поверхностью перерыва, детально описанной Орвику (Orviku, 1940a).

Фаунистически нижняя граница горизонта характеризуется прежде всего исчезновением представителей многих родов, характерных для нижележащих слоев (*Ahtiella, Antigonambonites, Asaphus (Asaphus), Megistaspis* (*Megistaspis*), *M. (Megistaspidella), Pliomera* и др.). В то же время появляются представители таких новых родов, как *Echinosphaerites, Bilobia, Leptestia* и др.

Мощность колеблется в пределах 0,10—7 *м*. На полную мощность горизонт обнажен во многих местах на глинте и вблизи последнего (рис. 19, 20).

Основываясь на характерных группах фауны, К. Орвику (Orviku, 1927a, 1927b, 1929, 1930, 1940a) выделяет в горизонте три части (снизу вверх): 1) азафовый известняк, 2) известняк с *Echinosphaerites,* 3) цефалоподовый известняк. Последний расчленяется, в свою очередь, на две части: нижний и верхний цефалоподовый известняк («kowalevskii-Schichten» Jaanusson, 1945).

К. Орвику предложил для этих, по существу, литостратиграфических подразделений горизонта географические названия (Аалоэ и др. 1958; Мянниль и др., 1958). Азафовый известняк был им назван сыткеской (C_1aS), известняк с *Echinosphaerites* — мартсаской ($C_1aм$) и цефалоподовый известняк — оякюлаской (C_1aO) пачкой.

Сыткеская пачка распространена только в восточной части полосы выходов (между пос. Убья и г. Нарва) и выклинивается к западу от пос. Убья. Мартсаская пачка простирается от г. Нарвы до с. Иру. Оякюлаская пачка развита наиболее широко и прослеживается до самых западных обнажений (о-в Осмуссаар). В наиболее типичном виде азериский горизонт представлен в восточной части полосы выходов между пос. Азери и р. Пюхайыги.

Сыткеская пачка представлена серым плотным толстослоистым известняком с редкими небольшими железистыми оолитами главным обра-

http://jurassic.ru/

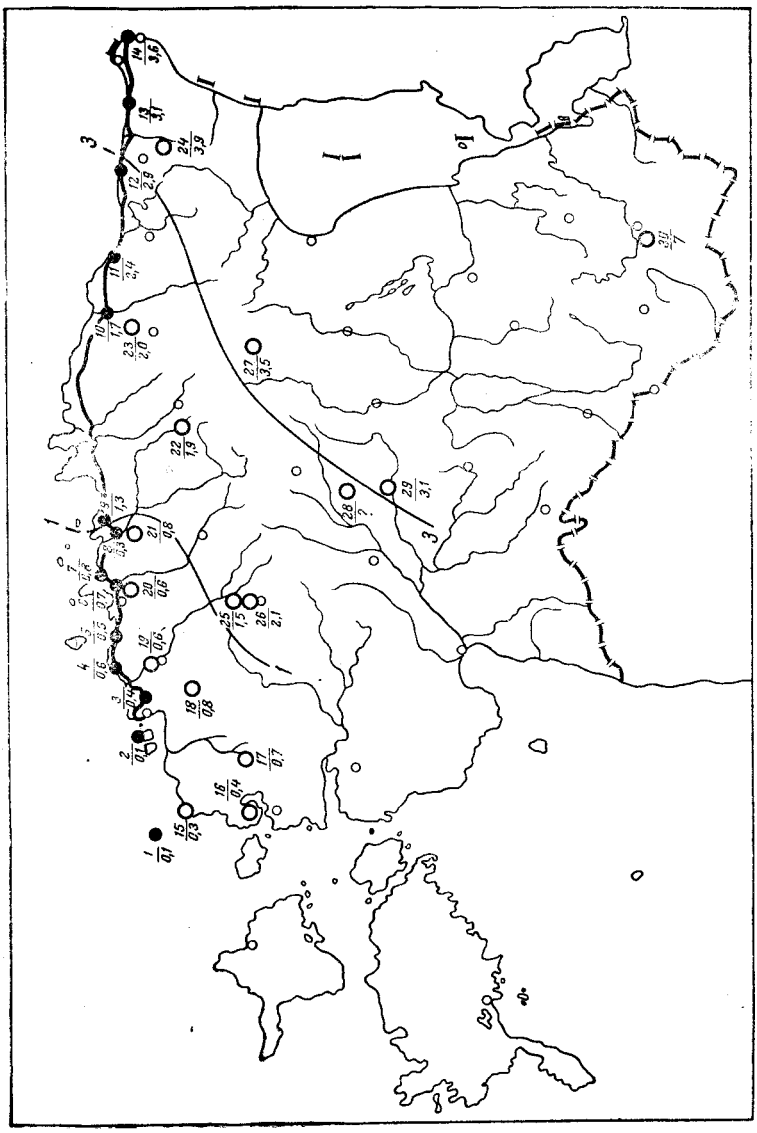


Рис. 19. Основные обнажения (1—14), буровые скважины (15—30) и изопахиты азерского горизонта
1 — глинт на о-ве Осмуссаар; *2* — глинт на о-ве Вийке-Пакри; *3* — глинт у с. Лахепере; *4* — глинт у с. Лийква; *5* — глинт у с. Тискре; *6* — глинт у Сухкрумяги (Таллин); *7* — Иру; *8* — берега р. Ягала у водопада Ягала-Йоа; *10* — Оякюла; *11* — Азери; *12* — Онтика; *13* — берега ручья Сытке; *14* — большие каменоломни в г. Нарве; *15* — Пыысаспеа; *16* — Ноароотси; *17* — Сельякюла; *18* — Муналаскме; *19* — Кейла; *20* — Мыйгу; *21* — Раазику; *22* — Лехтсе; *23* — Убья; *24* — Раусвере; *25* — Лоху, *26* — Рапла; *27* — Камарику; *28* — Эйамаа; *29* — Выхма; *30* — Выру

зом неправильной формы. Мощность пачки в среднем 0,65 *м*. В фауне преобладают трилобиты *Asaphus (Neoasaphus), Illaenus* и др. Появляются первые представители *Echinosphaerites aurantium infra* Hecker.

Мартсаская пачка сложена серым тонкослоистым мергелистым известняком с многочисленными железистыми оолитами, особенно в верхней части разреза. Мощность пачки до 1,20 *м*. Часто встречается *Echinosphaerites aurantium infra* Hecker, а также многочисленные брахиоподы, мшанки и трилобиты.

Оякюлаская пачка представлена серым известняком с многочисленными железистыми оолитами правильной формы. Прослои более чистого и плотного известняка чередуются с мергелистым известняком. В верхней

http://jurassic.ru/

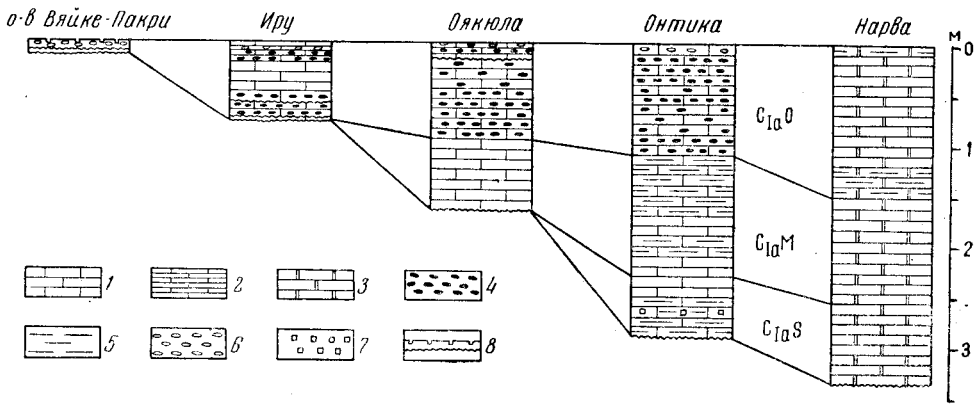


Рис. 20. Разрезы азериского горизонта (Orviku, 1940a)

1 — известняк; *2* — тонкослоистый известняк; *3* — доломитовый известняк; *4* — железистые оолиты; *5* — железистые оолиты неправильной формы; *6* — белые известковистые оолиты; *7* — зерна глауконита; *8* — поверхности перерыва. C_IaS — сыткеская пачка, C_IaM — мартсаская пачка, C_IaO — оякюлаская пачка

части пачки встречаются небольшие известковистые оолиты. В этом комплексе встречается многочисленная и разнообразная фауна, в частности наутилоидей. Мощность пачки достигает 1,20 *м*.

К востоку от р. Пюхайыги известняки азериского горизонта постепенно замещаются доломитами серого, зеленовато-серого или фиолетово-серого цвета, количество оолитов, принимающих более неправильную форму, уменьшается. В районе г. Нарвы весь горизонт представлен доломитами, а оолиты встречаются только в основании и в верхней части оякюлаской пачки.

В средней части полосы выходов в районе г. Кунда сыткеская пачка выклинивается. Мартсаская пачка представлена здесь серым известняком с поверхностями перерыва. Железистые оолиты встречаются только в оякюлаской пачке, причем размеры и количество их гораздо больше, чем в разрезах восточной части полосы выходов. Между гг. Кунда и Таллином в нижней части мартсаской пачки появляются светлые известковистые оолиты, а в верхней части ее встречаются многочисленные небольшие зерна глауконита. В оякюлаской пачке заметную роль играют мергелистые разности с многочисленными крупными железистыми оолитами. В разрезе наблюдаются хорошо выраженные поверхности перерыва. Фауна обеих пачек довольно разнообразна. Мощность горизонта убывает до 0,90 *м*.

В районе г. Таллина азериский горизонт представлен только оякюлаской пачкой, сложенной оолитовым известняком. Западнее Таллина (с. Калласте) в породе появляются в небольшом количестве зерна кварца. В западной части полосы выхода наблюдается сильное уменьшение ее мощности. В западном направлении в известняках постепенно увеличивается количество небольших зерен кварца, а в разрезах островов Осмуссаар и Пакри пачка сложена песчанистым известняком. В разрезах скважин, пройденных в центральной части Эстонии (Лоху, Рапла, Лехтсе, Камарику, Энниксааре и др.), железистые оолиты присутствуют почти во всех слоях горизонта; общий характер разрезов близок к разрезам восточной части полосы выходов. В скважинах Эйамаа и Выхма железистые оолиты в породах горизонта отсутствуют.

http://jurassic.ru/

Фауна горизонта мало изучена[1]. Наиболее распространены: *Echinosphaerites aurantium infra* Hecker, *Clitambonites adscendens* (Pander), *Ladogiella lata* (Pander), *Leptestia* cf. *musculosa* Bekker, *Ukuoa ornata* Öpik, *Asaphus (Neoasaphus) cornutus* Pander, *A. (Neoasaphus) kowalewskii* Lawrow, *A. (Neoasaphus) laewissimus* Schmidt, *A. (Neoasaphus) platyurus latisegmentatus* Nieszkowski, *Illaenus excellens* Holm, *I. sinuatus* Holm, *Pseudoasaphus globifrons* (Eichwald), *Cochlioceras angustiseptatum* Balaschow, *C. avus* (Eichwald).

Ласнамягиский горизонт (C_1b)

Соответствует нижней части «Echinosphaeritenkalk (C_1b)» Ф. Шмидта (Schmidt, 1897); в северо-западной части Эстонии — средним и верхним слоям, в северо-восточной — нижней части «Reval formation» П. Э. Раймонда (Raymond, 1916); нижней части «Tallinna lade (C_1b» Х. Беккера (Bekker, 1922a); «Baukalkstein — Zone resp. Baukalkstein» К. Орвику (Orviku, 1927a); «Lasnamäe — Stufe» К. Орвику (K. Orviku, 1940a).

Нижняя граница горизонта вскрыта во многих обнажениях. В северо-западной части Эстонии она местами представлена поверхностью перерыва, выше которой железистые и известковистые оолиты, характерные для азериского горизонта, обычно отсутствуют. В обнажениях северо-восточной части Эстонии, где поверхность перерыва отсутствует, нижней границей горизонта служит кровля известняков с оолитами азериского горизонта (Orviku, 1927a, 1929, 1940a). Таков же характер границы и в разрезах буровых скважин, расположенных к югу от полосы выходов.

Нижняя граница горизонта характеризуется значительным обновлением фауны (Jaanusson, 1945; Рыымусокс 1956a).

Мощность горизонта колеблется в пределах 4,2—13 *м*. Полная мощность обнажается на о-ве Вяйке-Пакри, в каменоломнях у г. Пальдиски и в большой каменоломне Ласнамяги (рис. 21, 22).

К. Орвику литологически расчленяет ласнамягиский горизонт на три слоя, особенно хорошо выявляющиеся в разрезах северо-западной части Эстонии (снизу вверх): 1) мергелистый тонкослоистый известняк, 2) «доломитовый слой», 3) твердый толстослоистый известняк.

Мергелистый известняк (мощностью 1,3—2,2 *м*) распространен в западной и средней части полосы выходов (до с. Убья, к северу от г. Раквере). Нижняя половина этого комплекса состоит из чистых толстослоистых известняков, верхняя представлена более мергелистыми и тонкослоистыми известняками.

«Доломитовый слой» распространяется в северо-западной части Эстонии и представляет собой кристаллический, слегка пористый доломит или доломитизированный известняк. Мощность его 0,30—0,55 *м*.

Толстослоистый известняк залегает слоями мощностью в среднем 0,20 *м* (в сильно выветрившихся разрезах наблюдаются и более тонкие слои — 0,05—0,07 *м*). На вертикальных поверхностях слоев этого извест-

[1] В последнее время установлено, что некоторые роды из различных групп фауны, известные до сих пор из вышележащего ласнамягиского горизонта, встречаются уже в верхних или средних слоях азериского горизонта («kowalewskii-Schichten», V. Jaanusson, 1945).

http://jurassic.ru/

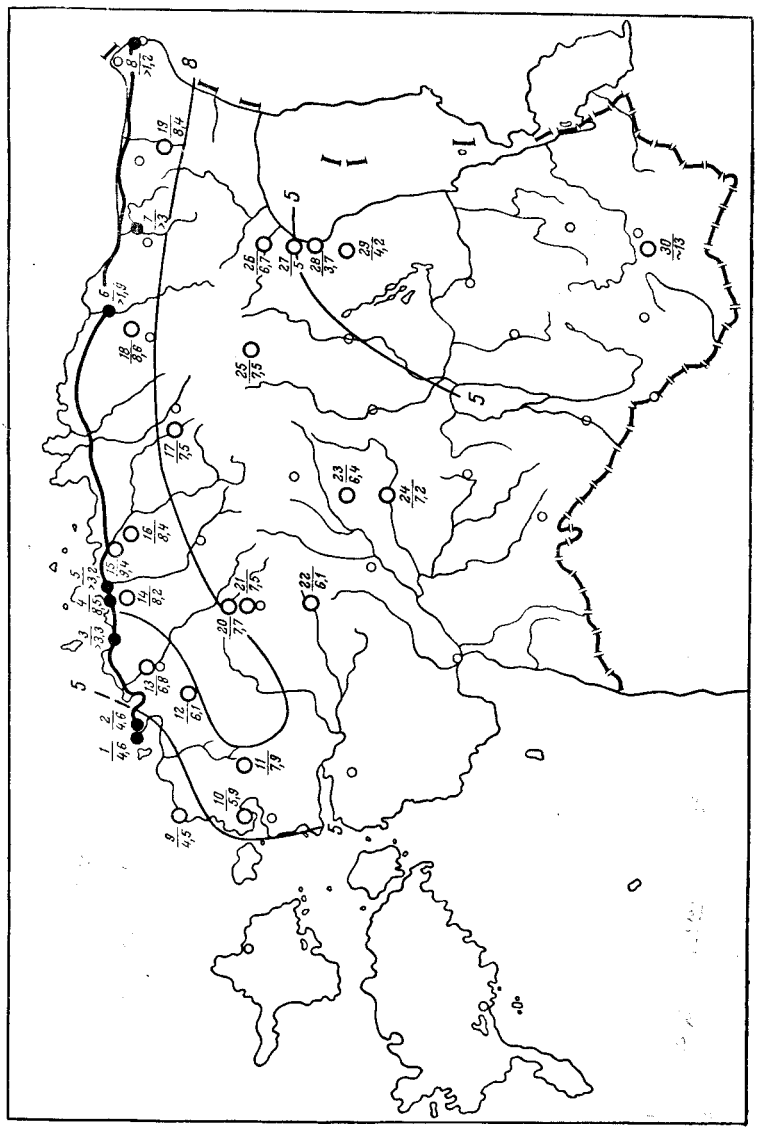


Рис. 21. Основные обнажения (1—8), буровые скважины (9—30) и изопахиты ласнамягиского горизонта

1 — глинт на о-ве Вийке-Пакри; *2* — Пальдиски; *3* — Харку; *4* — Ласнамяги; *5* — Вяо; *6* — Кунда-Ару; *7* — Люганузе; *8* — Нарва; *9* — Пыысаспеа; *10* — Ноапоотси; *11* — Сельякюла; *12* — Муналаскме; *13* — Кейла; *14* — Мыйгу; *15* — Костивере; *16* — Раазику; *17* — Лечуге; *18* — Убья; *19* — Раусвере; *20* — Лоху; *21* — Рапла; *22* — Лихувески; *23* — Эйамаа; *24* — Выхма; *25* — Камарику; *26* — Энниксааре; *27* — Пийлси; *28* — Муствэ; *29* — Козе; *30* — Выру

няка прослеживаются неправильной формы ходы червей, обогащенные пиритом. Сверху они обычно связаны с поверхностями перерыва. Мощность этого комплекса в северо-западной части Эстонии около 3,3 *м*, а в северо-восточной — около 6,5 *м*.

К югу от полосы выходов в данном горизонте можно выделить две части: нижнюю (толстослоистые известняки) и верхнюю (глинистые известняки).

В разрезе буровой скважины у с. Лихувески, расположенной в средней части Эстонии, ласнамягиский горизонт, по данным Р. Мянниля, представлен относительно однородным светло-серым до зеленовато-серого среднезернистым комковатым известняком мощностью 6,06 *м*.

http://jurassic.ru/

В верхней части разреза известняк более глинистый, в нижней части — более плотный и толстослоистый. Встречаются неясно выраженные поверхности перерыва.

К описанному выше разрезу близок разрез буровой скважины у с. Энниксааре, расположенной в восточной части Эстонии. Верхняя часть горизонта слагается здесь зеленовато-серым тонкослоистым известняком с несколькими прослоями мергеля; нижняя часть представлена серым толстослоистым твердым известняком. На границе обоих комплексов наблюдается поверхность перерыва с фосфатной импрегнацией.

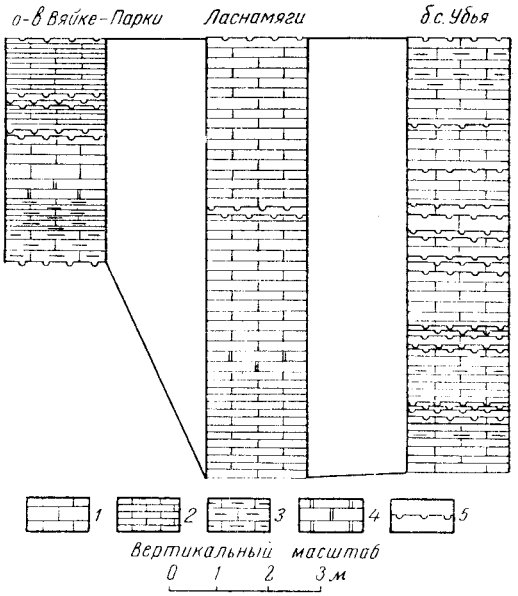


Рис. 22. Разрезы ласнамягиского горизонта (Orviku, 1940 a)

1 — толстослоистый известняк; *2* — тонкослоистый известняк; *3* — мергелистый известняк; *4* — „доломитовый слой"; *5* — поверхность перерыва

Во всех разрезах ласнамягиского горизонта, особенно в самых северо-западных, встречаются многочисленные поверхности перерыва. Хорошо развитая двойная поверхность перерыва с пиритовой импрегнацией находится в средней или нижней части верхнего толстослоистого известняка.

В северо-западной части Эстонии наблюдается локальная доломитизация пород горизонта. В восточной части полосы выходов часто доломитизированы все слои горизонта, вследствие чего разрез имеет довольно пеструю окраску (зеленовато-серую, фиолетово-серую и т. д.).

Фауна горизонта изучена еще недостаточно. Наиболее распространены следующие виды: *Gymnograptus linnarssoni* (Moberg), *Heliocrinites araneus* (Schlotheim), *Christiania oblonga* (Pander), *Clitambonites squamatus* (Pahlen), *Cyrtonotella* cf. *kuckersiana* (Wysogorski), *Daimanella* cf. *navis* Öpik, *Glossorthis* cf. *tacens* Öpik, *Leptestia musculosa* Bekker, *Leptelloidea leptelloides* (Bekker) *Platystrophia dentata* (Pander), *Sowerbyella (Viruella?) orvikui* Rõõmusoks, *Oepikina imbrexoidea* Sokolskaja, *Uhakiella coelodesma* Öpik, *Asaphus (Neoasaphus) ornatus* Pompecki, *Chasmops praecurrens* (Schmidt), *Estoniops panderi* (Schmidt), *Illaenus schmidti* (Nieszkowski), *I. schroeteri* (Schlotheim), *Pseudobasilicus lawrowi* (Schmidt), *Xenasaphus devexus* (Eichwald), *Receptaculites orbis* Eichwald.

Ухакуский горизонт (C_1c)

Соответствует верхней части «Echinosphaeritenkalk (C_1b)» Ф. Шмидта (Schmidt, 1897); верхней части «Reval formation» П. Э. Раймонда (Raymond, 1916); верхней части «Tallinna lade (C_1b)» Х. Беккера (Bekker, 1922a); «Caryocystites—Zone resp. Kalkstein» + нижняя часть «Kukruse—Stufe» К. Орвику (Orviku, 1927, 1930); «Uhaku forma-

http://jurassic.ru/

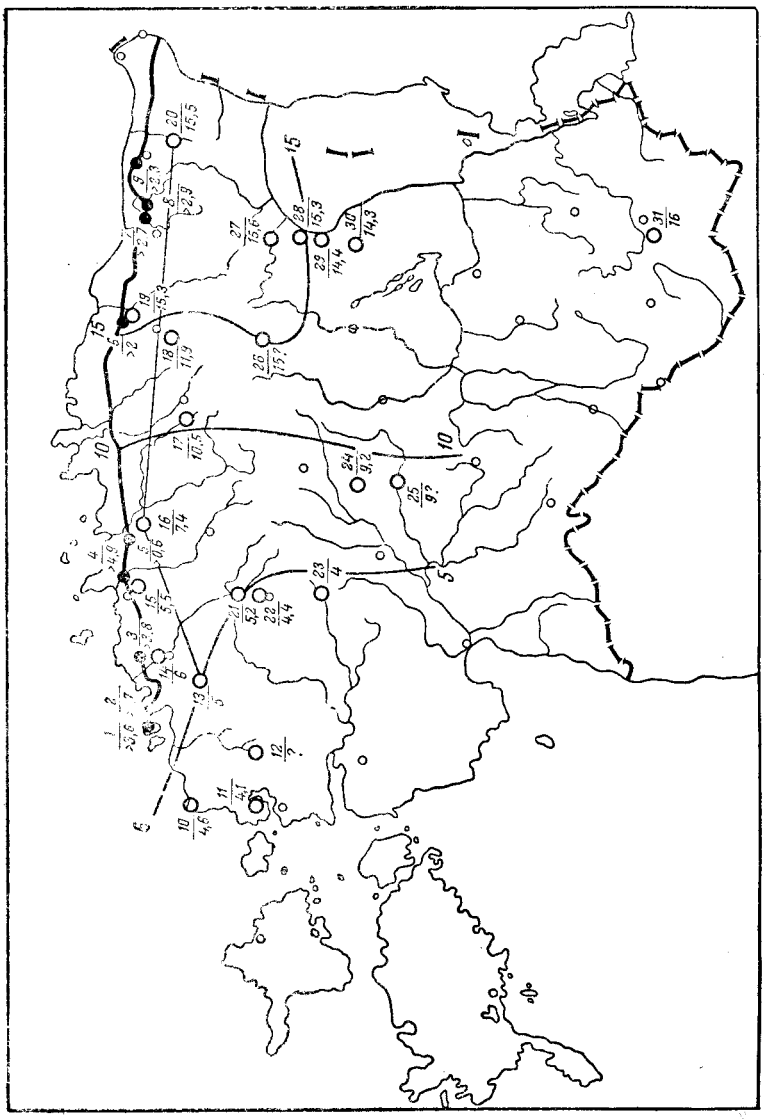


Рис. 23. Основные обнажения (1—9), скважины (10—31), изопахиты и линия разрезов (рис. 24), ухакускому горизонту

1 — глинт на о-ве Вяйке-Пакри; 2 — Пальдиски; 3 — канавы у с. Хумала; 4 — Ласнамяги; 5 — берега р. Пыялихтме у пос. Костивере; 6 — канава у сланцевых карьеров Убья; 7 — берега р. Пуртсе у Кыргесалла; 8 — карстовая область р. Ухаку; 9 — канава у спичечного рудника Кукрузе; 10 — Пыысаскеа; 11 — Ноарооткя; 12 — Сельякюла; 13 — Муналаскме; 14 — Кейла; 15 — Мыйгу; 16 — Раазику; 17 — Лехтсе; 18 — Тырма; 19 — Убья; 20 — Раусвере; 21 — Лоху; 22 — Рапла; 23 — Лихувески; 24 — Эйамаа; 25 — Выхма; 26 — Энниксааре; 27 — Энниксааре; 28 — Пийлси; 29 — Муствээ; 30 — Козе; 31 — Выру

tion» + нижняя часть «Kukruse formation» А. Эпика (Öpik, 1937a); ухакускому горизонту (C_1c) А. Рыымусокса (1956a).

Нижняя граница горизонта в западной части полосы распространения его и в разрезах буровых скважин, расположенных к югу (Румму, Муналаскме, Кейла, Лоху, Рапла, Раазику и др.), проводится по поверхности перерыва, выше которой (до 0,5 *м*) развито еще от 2 до 8 таких поверхностей. Все они выражены более или менее четко и имеют темного цвета импрегнацию. К. Орвику условно относит слои с поверхностями размыва к верхам ласнамягиского горизонта. В восточной части полосы выходов и в разрезах буровых скважин средней и северо-восточной частей Эстонии (Лихувески, Эйамаа, Выхма, Энниксааре, Пийлси и др.) поверх-

http://jurassic.ru/

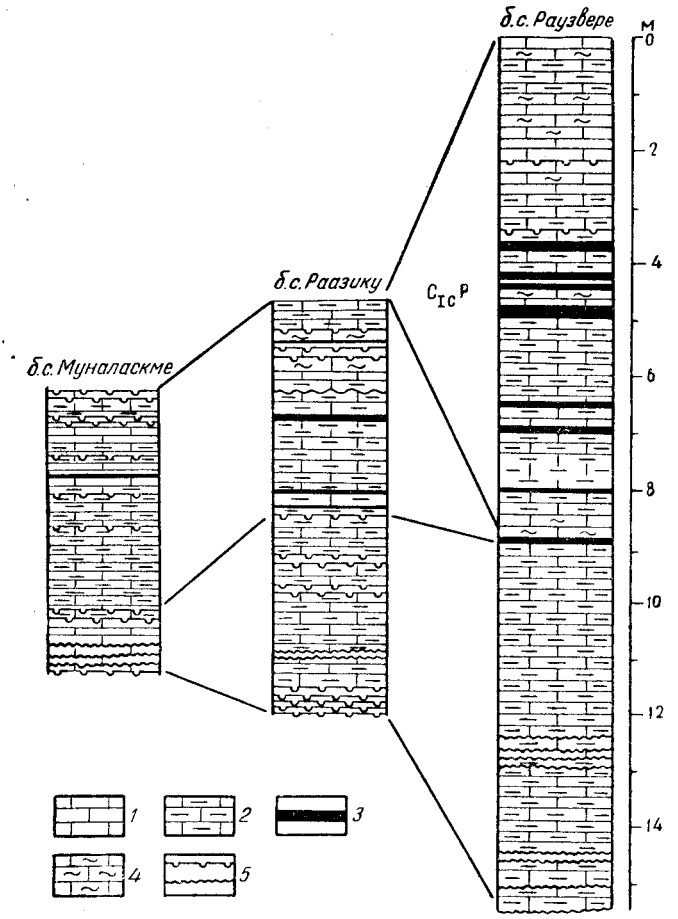


Рис. 24. Разрезы ухакуского горизонта (по данным А. Рыымусокса)

1 — известняк; *2* — мергелистый известняк; *3* — горючий сланец; *4* — известняк с тонкими прослойками горючего сланца; *5* — поверхности перерыва. $C_{I}cP$ — пюссиская пачка

ности размыва отсутствуют или же наблюдается только одна слабо развитая волнистая поверхность.

Фаунистически нижняя граница характеризуется появлением ряда новых видов.

Мощность горизонта колеблется в пределах 4—16 *м* (рис. 23, 24). На полную мощность (6,09 *м*) горизонт был обнажен только у карьера Ласнамяги.

Основные черты стратиграфии горизонта (в его первоначальном объеме) были намечены первыми работами К. Орвику (Orviku, 1927a, 1929, 1930). В дальнейшем (Orviku, 1940a) он установил, что между ухакуским и кукрузеским горизонтами в северо-восточной части Эстонии залегает мощная толща (более 11 *м*) мергелистых известняков с прослоями горючего сланца, стратиграфическое положение которой оставалось неизвестным. В. Яануссон (Jaanusson, 1945), опираясь на фаунистиче-

http://jurassic.ru/

ский материал, собранный из этих слоев, включил их (а также нижние пласты A, B, C горючего сланца) под названием «пюсси» в ухакуский горизонт.

А. Рыымусокс (1953, 1956а, 1957) расчленяет ухакуский горизонт на два подгоризонта: нижний — раазикуский (C_1ca), верхний — убьяский ($C_1c\beta$). Нижний подгоризонт в восточной части полосы выхода соответствует почти полностью ухакускому горизонту К. Орвику (Orviku, 1940a, d).

В подгоризонте C_1ca А. Рыымусокс выделяет два комплекса слоев с различной литологической характеристикой. В основании подгоризонта залегает синевато-серый толстослоистый известняк мощностью 0,1—0,5 *м*, в котором встречаются от двух до восьми более или менее сильно развитых поверхностей перерыва с пиритовой импрегнацией. Остальная часть подгоризонта слагается синевато-серым до зеленовато-серого главным образом тонкослоистым мергелистым известняком и более чистым толстослоистым известняком, ритмично чередующимися в разрезе. В верхней половине C_1ca в разрезах северо-западной и средней частей Эстонии встречаются многочисленные поверхности перерыва, в то время как в разрезах восточной части наблюдаются только единичные такие поверхности. В некоторых разрезах подгоризонта в восточной части Эстонии присутствуют отдельные тонкие прослои горючего сланца и коричневато-серого известняка, который содержит небольшое количество кукерсита, а также очень тонкие ходы червей, заполненные кукерситом.

Мощность подгоризонта колеблется в пределах 1—6,5 *м*; наименьшая — в северо-западной части Эстонии.

Фауна известна главным образом из обнажений, расположенных в восточной части полосы выходов на берегах р. Пуртсе и в карстовой области Ухаку. Наиболее характерна следующая фауна: *Echinosphaerites aurantium supra* Hecker, *Heliocrinites araneus* (Schloth.), *H. balticus* (Eichw.), *Clitambonites squamatus* (Pahl.), *Estlandia marginata* (Pahl.), *Platystrophia biforata* (Schloth.), *Oepikina imbrexoidea* Sokolskaja, *Vellamo simplex* Öpik, *Asaphus (Neoasaphus) nieszkowskii* Schm., *Chasmops odini* (Eichw.), *Illaenus intermedius* Holm., *Euprimites eutropis* (Öpik), *Leperditella semen* Öpik, *Steusloffia rigida* Öpik, *Uhakuella coelodesma* Öpik.

Типичный разрез подгоризонта $C_1c\beta$ наблюдается в обнажениях, расположенных в карьерах Убья. Подгоризонт имеет различный состав и строение. В Северо-Восточной и Средней Эстонии он сложен мергелистым известняком с маломощными прослоями горючего сланца, относительно равномерно распределенными по разрезу. Эту часть целесообразно выделить в пюссискую пачку (C_1cP).

Литологически *пюссиская пачка,* как уже отмечалось выше, характеризуется присутствием горючего сланца. Мощность отдельных слоев его достигает 0,6 *м*. Общее число более толстых прослоев, сосредоточенных в средней части пачки, колеблется от 7 (скважина Убья) до 12 и более (в районе пос. Кохтла-Нымме). Горючий сланец, однако, редко представлен в чистом виде — обычно он содержит линзочки известняка или в большом количестве терригенный материал. Прослои сланца чередуются синевато-серым до зеленовато-серого комковатым тонкослоистым мергелистым известняком. Часто встречаются прослои коричневатого или светло-коричневатого известняка, содержащие кукерсит и ходы червей, заполненные кукерситом.

http://jurassic.ru/

Мощность пачки колеблется в пределах 0—9 *м*. Наибольшая мощность наблюдается в разрезах скважин восточной части Эстонии; в западном и, по-видимому, в юго-западном направлениях она выклинивается и замещается другими слоями подгоризонта.

Фауна пачки, за исключением верхних слоев ее, еще мало изучена. Кроме видов, характерных для $C_1c\beta$ в целом, в пюссиской пачке встречаются: *Glossorthis linda* Öpik, *Kullervo panderi* Öpik, *Palaeostrophomena concava* (Schmidt) «*Schizoramma*» sp. n., *Paraceraurus spinulosus* (Nieszk.), *Lonchodomas rostratus* (Sars) и др., которые в северо-западной части Эстонии неизвестны.

В обнажениях, расположенных в западной части полосы выходов и в разрезах буровых скважин северо-западной части Эстонии, подгоризонт $C_1c\beta$ представлен синевато-серым до желтовато-серого мергелистым, обычно тонкослоистым и комковатым известняком с тонкими ходами червей, заполненными кукерситом; прослои горючего сланца почти отсутствуют. Эти известняки перемежаются с прослоями коричневато-серого известняка, включающими некоторое количество кукерсита и мергелистого горючего сланца (мощностью в среднем 0,02 *м*). В разрезах отмечаются поверхности перерыва темного цвета, число которых увеличивается в западном направлении.

В разрезах буровых скважин Лоху, Рапла и Лихувески подгоризонт представлен синевато-серым тонкослоистым мергелистым известняком. Прослои горючего сланца и коричневато-серого известняка отсутствуют.

Мощность подгоризонта колеблется в пределах 2—9 *м*.

Основная часть фауны $C_1c\beta$ собрана в обнажениях Хумала, Харку и Ласнамяги. Она отличается от фауны нижнего подгоризонта присутствием ряда новых видов: *Atractopyge xipheres* (Öpik), *Estoniops exilis* (Eichw.), *Achatella kuckersianus* (Schm.), *Glossorthis virgata* Öpik, *Kiaeromena juvenilis* (Öpik), *Palaeostrophomena concava* (Schm.), «*Schizoramma*» sp. n., *Vellamo pyramidalis* (Pahl.), *Oepikina jaervensis* (Öpik), *Bucania radiata czekanovskii* Schm., *Kokenospira retifera* Öpik, *Lophospira subalata* (Kok.), *Oxydiscus karki* Öpik, *Pararaphistoma (Pararaphistoma) mutans* (Kok.), *Bockia laevis* Hecker, *B. sculpta Hecker*, *Climacograptus bekkeri* Öpik. Некоторые виды, как *Chasmops odini* (Eichw.), *Leptestia musculosa* Bekk., *Porambonites deformatus* (Eichw.), *Pseudocrania planissima* (Eichw.), *Sowerbyella (Viruella) uhakuana* Rõõmusoks, *Oepikina imbrexoidea* Sokolsk., встречаются довольно часто.

Кукрузеский горизонт (C_{II})

Соответствует частично «Kuckersche Schicht (Brandschiefer) (C_2)» Ф. Шмидта (Schmidt, 1881); «Kukruse lade (C_2)» + нижние слои «Jõhvi lade (D_1)» Х. Беккера (Bekker, 1924a); частично «Kukruse-Stufe (C_2—C_3)» + нижние слои «Jõhvi-Stufe (D_1)» А. Элика (Öpik, 1930a); верхней части «Püssi-Schichten» + «Kukruse-Stufe (C_{II})» В. Яануссона (Jaanusson, 1945); «кукрузескому горизонту (C_{II})» А. Рыымусокса (1957).

Нижняя граница горизонта в северо-восточной части Эстонии проводится по подошве первого промышленного пласта горючих сланцев (слой А). В северо-западной части, где промышленные пласты горючих сланцев не развиты, граница проводится по сильно пиритизированной и

http://jurassic.ru/

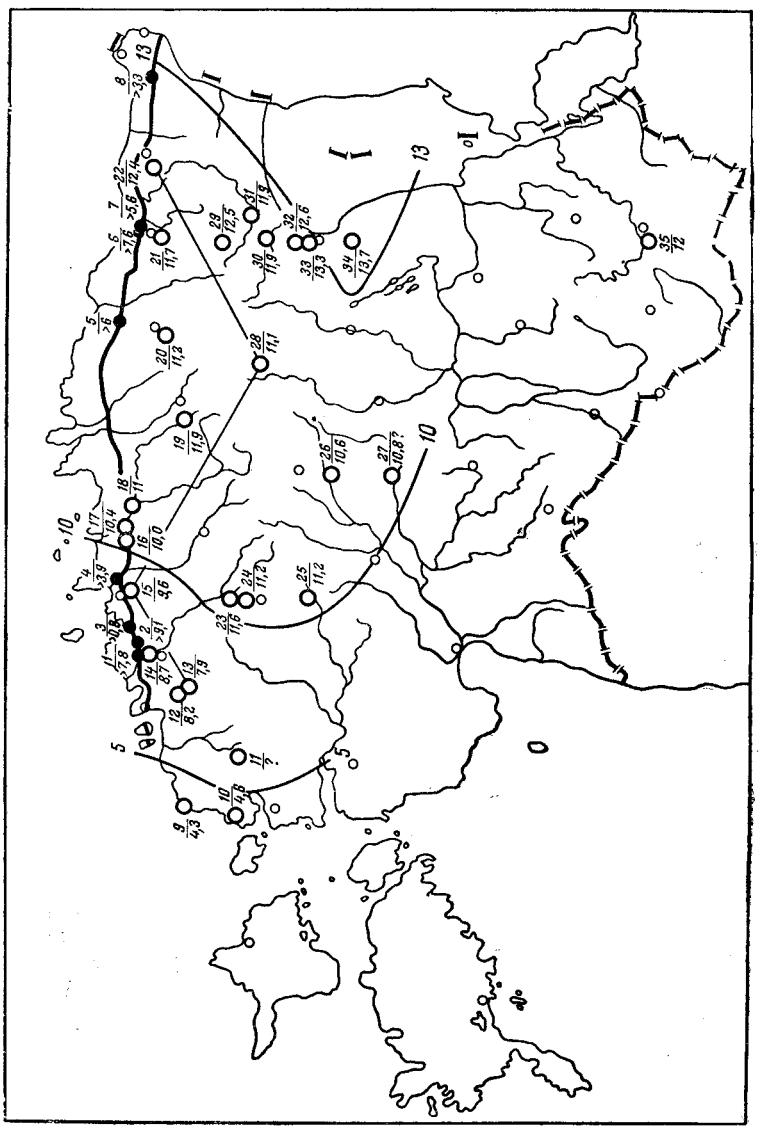


Рис. 25. Основные обнажения (1—8), буровые скважины (9—35), изопахиты и линия разрезов (рис. 26) кукрузеского горизонта

1 — Хумала; *2* — Пээтри; *3* — Харку; *4* — Ласнамяги; *5* — карьеры горючих сланцев у Уйбу; *6* — карьеры горючих сланцев у пос. Кюттейыуд; *7* — берега р. Пуртсе у с. Саавала; *8* — карьеры горючих сланцев у пос. Вийвиконна; *9* — Пыысаспеа; *10* — Ноаротси; *11* — Сельякюла; *12* — Румму; *13* — Муналаскме; *14* — Кейла; *15* — Мыйгу; *16* — Арукюла; *17* — Раазику; *18* — Кехра; *19* — Лехтсе; *20* — Тырма; *21* — Кивиыли; *22* — Сомпа; *23* — Лоху; *24* — Рапла; *25* — Лихувески; *26* — Эйзмаа; *27* — Выхма; *28* — Камарику; *29* — Туду; *30* — Эннякссаре; *31* — Тыкке; *32* — Пийлси; *33* — Муствээ; *34* — Козе; *35* — Выру

хорошо выраженной поверхности перерыва, выше которой в разрезе появляются многочисленные тонкие прослои горючего сланца мощностью до 7 *см* (Рыымусокс, 1957).

В общем такой же характер нижней границы горизонта и в разрезах буровых скважин Муналаскме, Кейла, Лоху, Рапла и др. Местами, однако, пограничная поверхность перерыва менее выражена и прослои горючего сланца в нижней части подгоризонта $C_{II}\alpha$ отсутствуют.

Фаунистически нижняя граница горизонта характеризуется появлением многих новых родов и видов, большинство которых не переходит в вышележащий идавереский горизонт (Рыымусокс, 1957).

Мощность горизонта колеблется в пределах 7,9—13,7 *м* (рис. 25, 26).

А. Рыымусокс (1956а, 1957) расчленяет горизонт на основе различий

http://jurassic.ru/

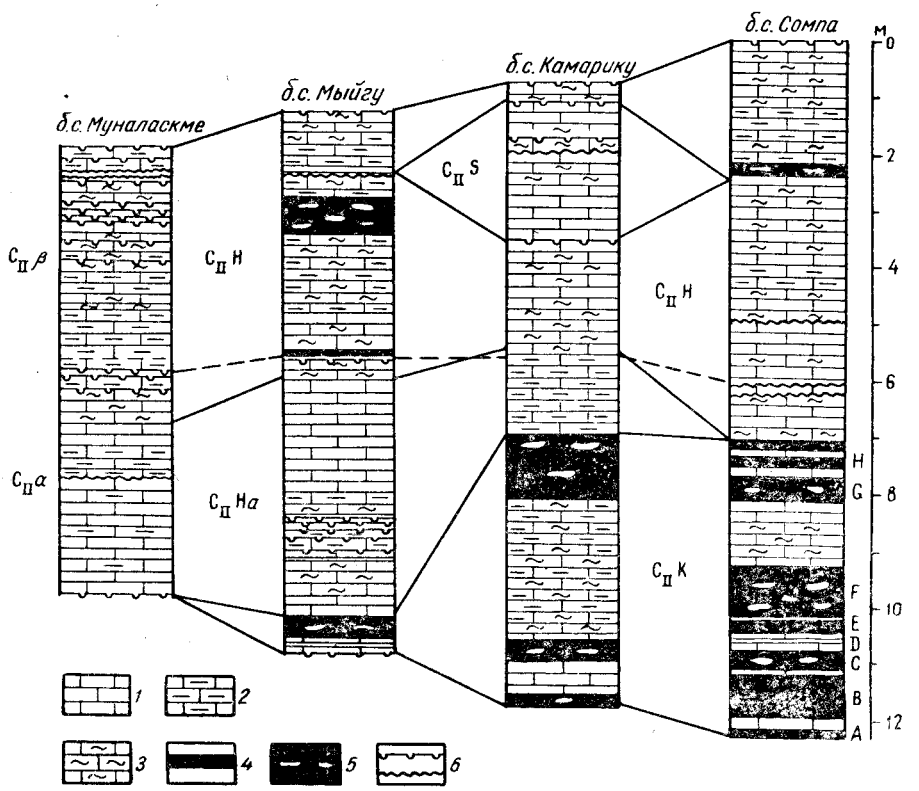


Рис. 26. Разрезы кукрузеского горизонта (по данным А. Рыымусокса)

1 — известняк; *2* — мергелистый известняк; *3* — известняк с тонкими прослойками горючего сланца; *4* — прослой горючего сланца; *5* — горючий сланец с линзами известняка; *6* — поверхность перерыва. $C_{II}H$ — хумалаская пачка; $C_{II}Ha$ — харкуская пачка; $C_{II}S$ — савалаская пачка; $C_{II}K$ — кивиылиская пачка. Граница между подгоризонтами отмечена прерывистой линией

фауны на два подгоризонта: нижний, кохтлаский — $C_{II}\alpha$ (слои I—XVIII + нижняя часть слоя XIX по Х. Беккеру; верхняя часть $C_2\alpha + C_2\beta +$ нижняя часть $C_3\alpha$ по А. Эпику) и верхний, хумалаский — $C_{II}\beta$ (верхняя часть слоя XIX + слои XX—XXIII по Х. Беккеру; верхняя часть $C_3\alpha +$ основная часть $C_3\beta$ по А. Эпику). $C_{II}\alpha$ отличается очень богатой и разнообразной фауной. В $C_{II}\beta$ встречается обедневшая фауна, которая почти полностью исчезает в конце кукрузеского времени.

Мощность $C_{II}\alpha$ колеблется в пределах 3,2—7,4 *м*, причем наименьшая мощность наблюдается в северо-западной, а наибольшая — в восточной части Эстонии.

В пределах горизонта А. Рыымусоксом (1957, 1959) выделяются четыре мезофации (пачки). В нижней части горизонта в северо-западной и центральной частях Эстонии распространена харкуская пачка ($C_{II}Ha$), которая в северо-восточной части Эстонии замещается кивиылиской и хумалаской пачками ($C_{II}K$ и $C_{II}H$). В верхней части горизонта распространена хумалаская пачка, частично замещенная в северо-восточной части Эстонии (рис. 27) савалаской ($C_{II}S$).

http://jurassic.ru/

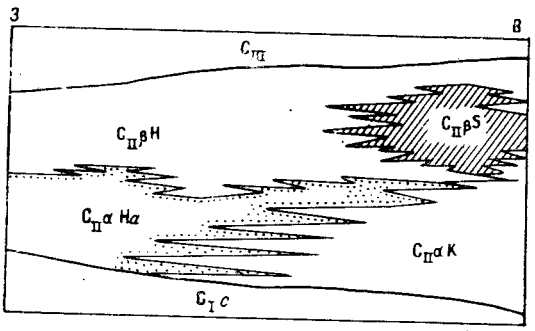


Рис. 27. Схема пачек кукрузеского горизонта в северной части Эстонии между Вазалемма (запад) и Сомпа (восток) (Рыымусокс, 1957)

$C_I c$ — ухакуский горизонт; $C_{II}\alpha$ На — харкуская пачка; $C_{II}\alpha$ К — кивиылиская пачка; $C_{II}\beta$ Н — хумалаская пачка; $C_{II}\beta$ S — савалаская пачка; C_{III} — идавереский горизонт

Для *харкуской пачки* характерны главным образом синевато-серые, зеленовато-серые или коричневато-серые более или менее чистые тонкослоистые комковатые известняки с тонкими (1—2 *см*) прослоями горючего сланца, которые сосредоточены комплексами мощностью 0,2—0,3 *м*. Более толстые прослои встречаются только в разрезах, расположенных в г. Таллине (Ласнамяги) и к востоку от него (скважины Арукюла, Раазику, Кехра и др.). Эти слои относятся, по-видимому, уже к кивиылиской пачке, поскольку в них встречается характерная для последней фауна.

Фауна пачки тесно связана с фауной кивиылиской пачки, но уступает последней по количеству видов. Характерными видами являются (Рыымусокс, 1957): *Hoplocrinus grewingki* Öpik, *Dalmanella navis* Öpik, *Cliftonia dorsata* (Hisinger), *Clitambonites schmidti schmidti* (Pahlen), *Cyrtonotella kuckersiana kuckersiana* (Wys.), *Hesperorthis inostrantzefi* (Wys.), *Kiaeromena estonensis* (Bekker), *Kullervo lacunata* Öpik, *Sowerbyella* (*Viruella*) *minima* Rõõmusoks, *Vellamo pyramidalis* (Pahlen), *V. rara* Öpik, *Bucania radiata czekanowskii* Schmidt, *Clathrospira inflata* Koken, *Cymbularia galeata* Koken, *Eccylimophalus princeps* (Rem.) mut. γ Kok., *Kokenospira retifera* Öpik, *Lesuerilla marginalis* mut. α Koken, *Subulites revaliensis* Koken, *Asaphus* (*Neoasaphus*) *nieszkowskii* Schmidt, *Chasmops tallinnensis* Öpik, *Illaenus oblongatus* var. *kuckersiana* Holm.

Кивиылиская пачка отличается от харкуской прежде всего обилием горючего сланца (см. рис. 26), переслаивающегося с коричневато-серым до светло-коричневатого комковатым известняком с коричневатыми или светлыми ходами. В низах $C_{II}\alpha$ в северо-восточной части Эстонии (в бассейне горючих сланцев) залегают восемь более мощных слоев горючего сланца, которые имеют промышленное значение и разрабатываются многочисленными карьерами и шахтами.

Эти промышленные пласты A, B, C, D, E, F, G и H представлены или полностью горючим сланцем (слои A, B, C, D и H), или же содержат прерывистые прослои комковатого известняка светло-коричневатого цвета (слои E, F, G). Нижние слои горючего сланца постепенно выклиниваются в западном, восточном и южном направлениях, но отдельные сравнительно маломощные прослои распространяются даже до г. Таллина. Особенно быстро происходит выклинивание промышленных пластов в южном направлении. В разрезах скважин Туду, Тыкке, Энниксааре и др., расположенных всего лишь в 20—45 *км* южнее полосы выходов, они уже отсутствуют.

Фауна пачки исключительно богата и разнообразна (319 видов). Наиболее часто встречаются следующие виды: *Echinosphaerites aurantium*

http://jurassic.ru/

supra Hecker, *Pachydictya kuckersensis* Bekker, *Phylloporina furcata* (Eichwald), *Pseudohornera bifida* (Eichwald), *Glossorthis tacens* Öpik, *Hesperorthis inostrantzefi* (Wys.), *Kullervo panderi* Öpik, *Kiaeromena estonensis* (Bekker), *K. juvenilis* (Öpik), *Sowerbyella* (*Viruella*) *liliifera* Öpik, *Aristerella nitiduloides* Bekker, *Clathrospira inflata* Koken, *Cybele* (*Cybelella*) rex (Nieszkowski), *Dimeropyge minuta* Öpik, *Illaenus oblongatus* var. *kuckersiana* Holm, *Lichas kuckersianus* Schmidt, *Nieszkowskia ahti* Öpik, *N. cephaloceras* (Nieszk.), *Otarion planifrons* (Eichwald), *Pseudobasilicus kuckersianus* (Schmidt), *Achatella kuckersianus* (Schmidt), *Reraspis plautini* (Schmidt), *Baltonotella kuckersiana* (Bonnema), *Bolbina kuckersiana* (Bonnema), *Carinobolbina estona estona* (Öpik), *Oepikium tenerum* (Öpik), *Rakverella bonnemai* (Öpik).

Хумалаская пачка литологически характеризуется обилием тонких (1—4 *см*) комковатых прослоев горючего сланца, чередующихся с тонкослоистым мергелистым известняком синевато-серого, коричневато-серого или коричневатого цвета.

Мощность отдельных прослоев горючего сланца в обнажениях достигает в отдельных случаях 10 *см*. Эти прослои сосредоточены комплексами мощностью 0,2—0,8 *м*. В разрезах буровых скважин, расположенных к югу от полосы выходов (Мыйгу, Камарику и др.), встречаются слои горючего сланца мощностью 0,6—1,26 *м*.

В более западных и южных разрезах хумалаской пачки (Муналаскме и др.) в ее верхней части встречаются многочисленные пиритизированные поверхности перерыва (см. рис. 33).

Фауна пачки известна только по обнажениям северо-западной части Эстонии. Присутствуют главным образом виды, которые существовали на территории распространения хумалаской пачки уже в кохтлаское время. Кроме того, известно небольшое количество видов, характерных для кивиылиской пачки, и некоторые виды, появившиеся в северо-западной части Эстонии в конце хумалаского времени. Наиболее распространены следующие виды (Рыымусокс, 1957): *Bilobia musca* (Öpik), *Dalmanella navis* Öpik, *Cyrtonotella kuckersiana kuckersiana* (Wys.), *Estlandia marginata magna* Öpik, *Hesperorthis inostrantzefi* (Wys.), *Leptaena crypta* Öpik, *Platystrophia dentata* (Pander), *P.* cf. *lynx lynx* Eichwald, «*Schizoramma*» *freija* (Öpik), *Oepikina dorsata dorsata* (Bekker), *Polyceratella bicornis* (Neckaja).

Для *савалаской пачки*, в отличие от хумалаской, характерно преобладание коричневато-серого комковатого, с ходами червей известняка, содержащего в незначительном количестве горючий сланец. Последний встречается в виде тонких прослоев мощностью до 4—12 *см*.

Фауна пачки сравнительно однообразна и бедна. Количество встречаемых экземпляров, за исключением некоторых видов, невелико. Основными видами савалаской пачки являются (Рыымусокс, 1957): *Echinosphaerites aurantium supra* Hecker, *Hoplocrinus grewingki* Öpik, *Bilobia musca* (Öpik), *Dalmanella navis* Öpik, *Cyrtonotella kuckersiana kuckersiana* (Wys.), *Hesperorthis inostrantzefi* (Wys.), *Nicolella* cf. *pogrebovi* Alichova, *Porambonites aequirostris* (Schloth.), *Sowerbyella* (*Viruella*) *minima* Rõõmusoks.

Фауна кукрузеского горизонта богатая, разнообразная и наиболее хорошо изученная. По данным А. Рыымусокса (1957), Д. Кальо и др. (1956), в горизонте встречается около 350 видов.

http://jurassic.ru/

Курнаская подсерия

Идавереский горизонт (C_{III})

Соответствует «Itfersche Schicht (C_3)» + неизвестные слои до «Eigentliche Jewesche Schicht (D_1)» Ф. Шмидта (Fr. Schmidt, 1881); «Itfer formation» П. Э. Раймонда (Raymond, 1916); средним слоям «D_1» А. Эпика (Öpik, 1930a); «Idavere-Stufe (C_3)» В. Яануссона (Jaanusson, 1945).

Нижняя граница горизонта проводится по хорошо выраженной пиритизированной двойной поверхности перерыва (Jaanusson, 1945). Эта поверхность распространяется во всех разрезах буровых скважин в северной и средней частях Эстонии и отсутствует лишь в некоторых наиболее южных разрезах Центральной Эстонии, где нижней границей с некоторой условностью считается кровля самого верхнего прослоя горючего сланца. Фаунистически эта граница на западе характеризуется почти полным исчезновением фауны кукрузеского горизонта и появлением новой фауны. В северо-восточной части Эстонской ССР фауна подгоризонта $C_{III}a$ [«Itfersche Schicht (C_3)» по Ф. Шмидту], залегающего в основании идавереского горизонта, включает, кроме новой фауны, также некоторые виды из нижележащего кукрузеского горизонта.

Мощность горизонта колеблется в пределах 1,8—10,6 *м*. В самой северо-западной части Эстонской ССР идавереский горизонт представлен только верхним подгоризонтом небольшой мощности (рис. 28).

В. Яануссон (Jaanusson, 1945) выделяет в идавереском горизонте нижние, идавереские слои [«Itfersche Schicht (C_3)» по Ф. Шмидту] и верхние слои (C_4 по Б. П. Асаткину, 1931). Т. Н. Алихова (1953) называет последние шундоровскими слоями, рассматривая их, аналогично Б. П. Асаткину, в качестве самостоятельного горизонта. Р. Мянниль предложил для идавереских слоев В. Яануссона название «оямаа» (оямааский подгоризонт — $C_{III}a$).

Подгоризонт $C_{III}a$ обнажается на территории Эстонской ССР только между г. Раквере и Йыхви. Выход его протягивается, по меньшей мере, до пос. Раазику, выклиниваясь в северо-западном и северном направлениях.

Подгоризонт слагается, согласно данным Р. Мянниля, светло-серым твердым известняком с многочисленными мелкими включениями гидроокислов железа. В разрезах буровых скважин в $C_{III}a$ наблюдается много пиритизированных поверхностей перерыва, одна из которых является верхней границей подгоризонта. Характерный разрез подгоризонта вскрыт скважиной Кахула, где мощность его 2,12 *м*.

Наилучшие обнажения подгоризонта находятся на левом берегу р. Оямаа, к востоку от с. Савала. По данным Р. Мянниля, здесь обнажаются светло-серые мергелистые с включениями окиси железа известняки мощностью 1,20 *м*.

Мощность $C_{III}a$ колеблется в пределах 0—2,20 *м*.

Фауна подгоризонта состоит, с одной стороны, из некоторых видов, переходящих из нижележащих слоев кукрузеского горизонта (например, *Kiaeromena juvenilis* (Öpik), *Bilobia musca* (Öpik), *Vellamo pyramidalis* (Pahl.), *Hoplocrinus pseudodicyclicus* Öpik и др.), а с другой стороны — из видов, появляющихся здесь впервые: *Clitambonites schmidti epigonus* Öpik, *Parodonta aluverensis* Rõõmusoks (in coll.), *Pla-*

http://jurassic.ru/

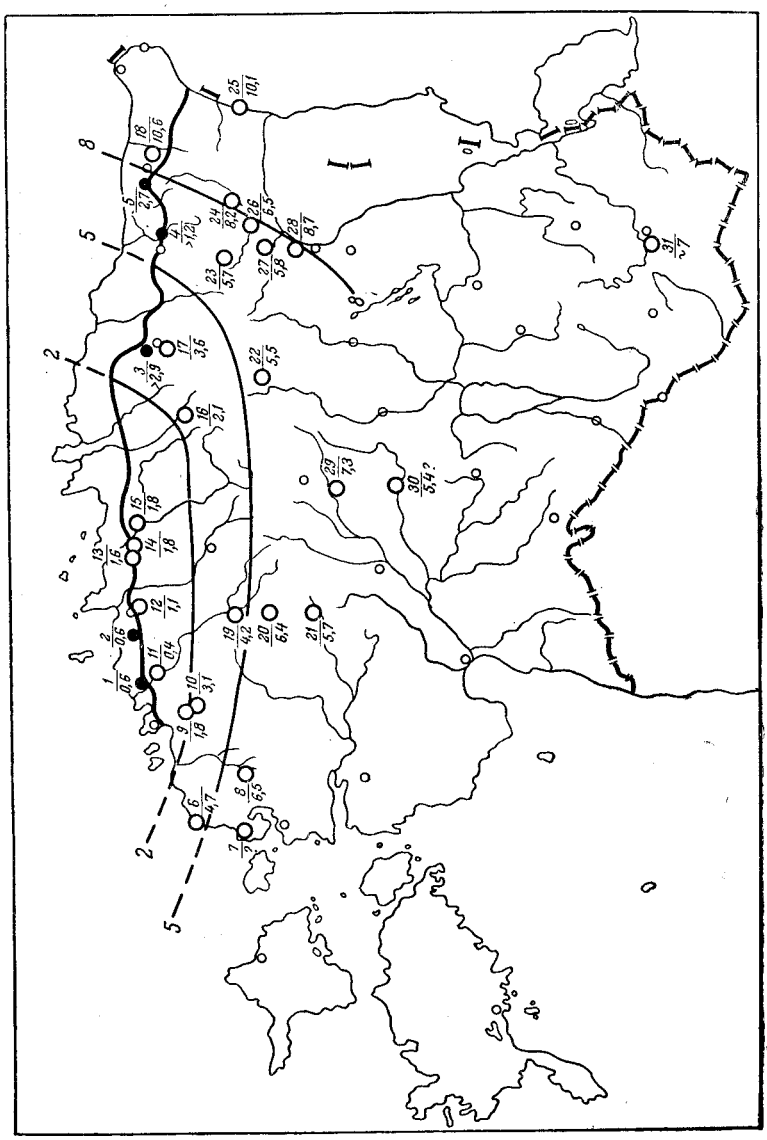


Рис. 28. Основные обнажения (1—5), буровые скважины (6—31) и изопахиты идавереского горизонта

1 — Хумала; *2* — Харку; *3* — Алувере; *4* — берега р. Оямаа; *5* — Ыкхви; *6* — Пыысаспеа; *7* — Ноароотси; *8* — Сельякюла; *9* — Румму; *10* — Муналаскме; *11* — Кейла; *12* — Мыйгу; *13* — Арукюла; *14* — Раазику; *15* — Кехра; *16* — Лехтсе; *17* — Тырма; *18* — Раусвере; *19* — Лоху; *20* — Рапла; *21* — Лихуыески; *22* — Камарику; *23* — Туду; *24* — Лыппе; *25* — Коколок; *26* — Тыкке; *27* — Эннксаарс; *28* — Пийлси; *29* — Эйамаа; *30* — Выхма; *31* — Выру

tystrophia lynx lynx Eichw., *P. chama* Eichw. *Chasmops muticus* (Schm.), *Mastopora concava* Eichw. и др.).

Подгоризонт $C_{III}\beta$ распространяется на всей площади Северной и Центральной Эстонии. Литологически он представлен, по данным Р. Мянниля, синевато-серым мергелистым тонкослоистым известняком с прослоями мергеля или глины. В верхней части подгоризонта встречены два тонких слоя метабентонита (3—7 *см*), один из которых залегает на верхней границе подгоризонта (Jaanusson & Martna, 1948; Юргенсон, 1958).

В западной части Эстонии у с. Хумала мощность подгоризонта 0,61 *м*.

http://jurassic.ru/

В Восточной Эстонии $C_{III}\beta$ полностью обнажен (2,8 *м*) только в каменоломне Алувере.

В разрезах буровых скважин, расположенных к югу от выходов, литологическая характеристика подгоризонта мало отличается от описанной выше. Местами в верхней части подгоризонта наблюдается еще третий слой метабентонита, а также тонкий слой мергелистого горючего сланца.

Мощность подгоризонта колеблется в пределах 0,4—8,4 *м*.

Из фауны подгоризонта наиболее часто встречаются следующие виды: *Echinosphaerites aurantium supra* Hecker, *Clitambonites schmidti epigonus* Öpik, *Oepikina dorsata assatkini* Alichova, *Philhedra kegelensis* Huene, *Platystrophia chama* Eichwald, *P. lynx lynx* Eichwald, *Porambonites baueri* Noetling, *Parodonta aluverensis* Rõõmusoks (in coll.), *Chasmops muticus* (Schmidt), *Illaenus jevensis* Holm, *Sigmobolbina prominesca* var. *jõhviensis* Sarv, *Aulacopium* cf. *aurantium* Oswald, *Ischadites murchisoni* (Eichwald), *Pyritonema subulare* (Roemer).

Йыхвиский горизонт (D_1)

Соответствует верхней части «Eigentliche Jewesche Schicht (D_1)» Ф. Шмидта (Schmidt, 1881); средней и верхней частям «Jõhvi lade (D_1)» Х. Беккера (Bekker, 1922a); верхним слоям «D_1» А. Эпика (Öpik, 1930a); «Jõhvi Stufe (D_1)» В. Яануссона (Jaanusson, 1945).

Нижняя граница горизонта проводится по кровле слоя метабентонита, залегающего в верхах идавереского горизонта.

Фаунистически нижняя граница горизонта характеризуется появлением новых видов: *Clinambon anomalus* (Schloth.), *Estlandia pyron silicificata* Öpik, *Hesperorthis rae* Oraspõld, *Chasmops maximus* (Schm.) и др.

Мощность горизонта колеблется от 3,7 до 12,9 *м* (рис. 29).

Стратиграфическое расчленение его предложено В. Яануссоном (Jaanusson, 1945), который выделил нижний, алувереский и верхний подгоризонты. Более поздними исследованиями, однако, было выяснено, что проведение границы между подгоризонтами обычно затруднительно ввиду большого сходства пород и фауны. Вопросами стратиграфии и литологии занимались в последнее время Р. Мянниль и Э. Юргенсон, а палеоэкологией некоторых групп фауны — А. Ораспыльд.

Литологически горизонт весьма однороден: на всей территории Эстонии распространяется мергелистый тонкослоистый комковатый известняк синевато-серого цвета, чередующийся с тонкими прослоями мергеля.

В разрезах буровых скважин, расположенных к югу от полосы выходов, в северо-западной и средней частях Эстонии, по данным Р. Мянниля, в середине горизонта наблюдается глинистый слой метабентонита. Залегающие выше известняки содержат меньше глинистого материала.

К основным представителям фауны горизонта относятся: *Hemicosmites extraneus* (Eichwald), *Pachydictya cyclostomoides* (Eichwald), *Clinambon anomalus* (Schlotheim), *Clitambonites schmidti epigonus* Öpik, *Cyrtonotella kuckersiana frechi* (Wys.), *Estlandia pyron silicificata* Öpik, *Leptaena alliku* Oraspõld, *Platystrophia chama* Eichwald, *P. lynx lynx* Eichwald, *Porambonites schmidti* Noetling, *Pseudocrania depressa* (Eichwald), *Asaphus (Neoasaphus) nieszkowskii jevensis* Schmidt, *Chasmops emarginatus*

http://jurassic.ru/

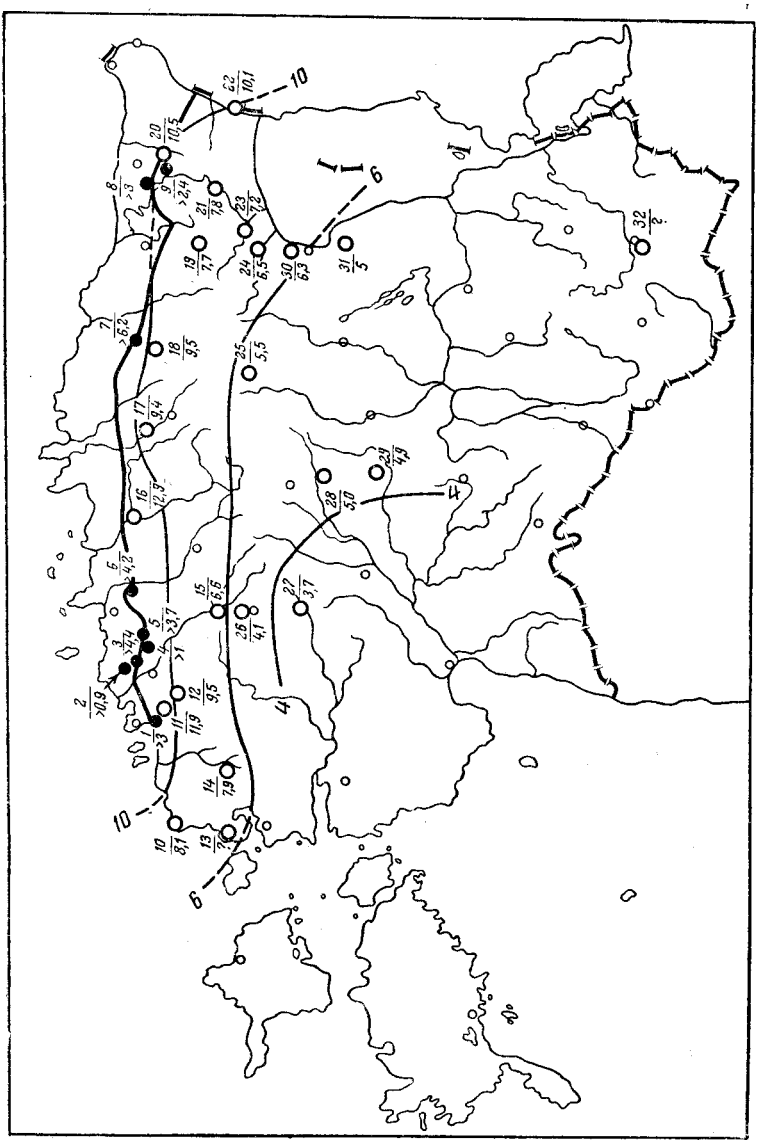


Рис. 29. Основные обнажения (1—9), буровые скважины (10—32) и изопахиты йыхвиского горизонта
1 — Мадизе; *2* — Хумала; *3* — Пээтри; *4* — Аллику; *5* — Пяэскюла; *6* — Раэ; *7* — Адувере; *8* — Йыхви; *9* — Раусвере; *10* — Пыксаспеа; *11* — Румму; *12* — Муналаскме; *13* — Ноароотси; *14* — Сельякюла; *15* — Лоху; *16* — Кехра; *17* — Лехтсе; *18* — Тырма; *19* — Туду; *20* — Раусвере; *21* — Лыппе; *22* — Коколок; *23* — Тыкке; *24* — Энниксаре; *25* — Камарику; *26* — Рапла; *27* — Лихувески; *28* — Эйамаа; *29* — Выхма; *30* — Пийлси; *31* — Козе

(Schmidt), *Ch. wenjukowi* (Schmidt), *Hemisphaerocoryphe pseudohemicranium* (Nieszk.), *Illaenus jevensis* Holm, *Disulcina interminata* Sarv, *Polyceratella aluverensis* Sarv, *Sigmobolbina monoceratina allikuensis* Sarv, *Tallinnopsis memorabilis* (Neckaja), *Mastopora concava* (Eichwald).

Кейлаский горизонт (D_{II})

Соответствует «Kegelsche Schicht (D_2)» Ф. Шмидта (Schmidt, 1881); в северо-западной части Эстонии частично «Kegel formation», в северо-восточной — верхней части «Jewe formation» П. Э. Раймонда

http://jurassic.ru/

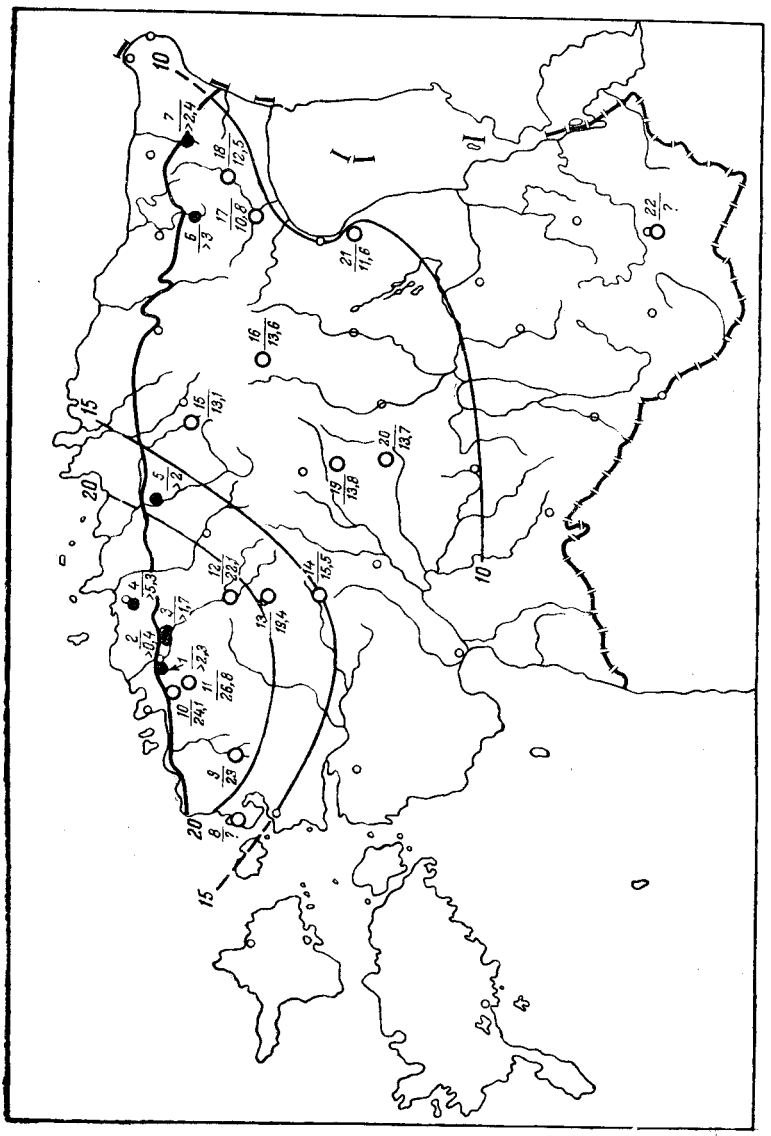


Рис. 30. Основные обнажения (1—7), буровые скважины (8—22) и изопахиты кейлаского горизонта
1 — Кейла; *2* — Сауэ; *3* — Яльгимяги; *4* — Пяэскюла; *5* — Лилли; *6* — берега р. Оанду; *7* — Куртна; *8* — Иоароотси; *9* — Сельякюла; *10* — Румму; *11* — Муналаскме; *12* — Лоху; *13* — Рапла; *14* — Лихувески; *15* — Лехтсе; *16* — Камарику; *17* — Тыкке; *18* — Лыппе; *19* — Эймаа; *20* — Выхма; *21* — Козе; *22* — Выру

(Raymond, 1916); «Keila-Vasalemma lade (D_2)» Х. Беккера (Bekker, 1922a), в северо-западной части Эстонии только нижней части «D_2»; «Keila-Stufe (D_2)» В. Яануссона (Jaanusson, 1945).

На нижней границе горизонта залегает наиболее мощный (до 0,45 *м*) в ордовике Эстонии слой метабентонита (Jaanusson & Martna, 1948 и др.). Он обнажен только у мыса Ристна и в окрестности с. Пяэскюла. По данным Р. Мянниля, в основании слоя метабентонита залегает светло-серый (в выветрелом виде коричневато-желтый) сильно сцементированный мергель мощностью 0,5—1 *см*; средняя часть слоя представлена светло-серой пластичной глиной мощностью 20 *см*; верхняя часть, где встречаются ходы червей и ядра окаменелостей, сложена плотным мергелем мощностью 6 *см*. Благодаря широкому распространению слой мета-

http://jurassic.ru/

бентонита является хорошим репером для точной корреляции отдельных разрезов буровых скважин.

Фаунистически нижняя граница горизонта характеризуется исчезновением многих видов, типичных для нижележащего йыхвиского горизонта, и появлением новых видов.

Мощность горизонта колеблется от 10,8 до 26, 8 *м* (рис. 30).

Стратиграфическое расчленение горизонта для северо-западной части Эстонии предложено В. Яануссоном (Jaanusson, 1945), который в пределах горизонта выделяет (начиная снизу) ристнаские, пяэскюлаские и сауэские слои. Более подробно стратиграфия горизонта рассматривается в работе Р. Мянниля (1958а). Вопросами литологии пород горизонта занималась Э. Юргенсон, вопросами палеоэкологии некоторых групп фауны — А. Ораспыльд.

Р. Мянниль расчленяет горизонт на два подгоризонта: ристнаский $D_{II}\alpha$ (ристнаские слои по В. Яануссону) и лаагриский $D_{II}\beta$ (пяэскюлаские и сауэские слои по В. Яануссону). На основе литологических и фаунистических различий им же выделены в горизонте две фации: в северо-западной части Эстонии кейлаская, а на остальной площади алутагузеская.

Подгоризонт $D_{II}\alpha$ представлен на площади распространения кейлаской фации нижней частью ристнаской пачки (верхняя часть последней относится к лаагрискому подгоризонту). Литологически это слои синевато-серых глинистых известняков с несколькими прослоями мергеля. Содержание терригенного компонента колеблется в них, согласно данным Э. Юргенсон, в пределах 10—30%. В основании подгоризонта залегает метабентонит мощностью до 0,45 *м*.

Полный разрез $D_{II}\alpha$ мощностью 4,34 *м* обнажается в окрестностях с. Пяэскюла.

На площади распространения алутагузеской фации подгоризонт слагается относительно однородным синевато-серым мергелистым, местами доломитизированным известняком ристнаской пачки, очень схожим с известняками кейлаской фации (Мянниль, 1958а). В разрезе скважины Тыкке в основании подгоризонта залегает метабентонит мощностью 0,17 *м*, а над ним — зеленовато-серые комковатые мергелистые известняки 2,7 *м*. Содержание терригенного компонента колеблется в этих породах, по Э. Юргенсон, в пределах 5—30 %.

На площади распространения кейлаской фации мощность колеблется в пределах 4,1—6,9 *м*, а на площади распространения алутагузеской фации 2,1—5,5 *м*.

Характерная фауна подгоризонта включает следующие виды (Мянниль, 1958а): *Monotrypa jevensis* Bassler, *Estlandia pyron silicificata* Öpik, *Kjerulfina occidens* (Oraspõld), *Leptaena cryptoides* Oraspõld, *Platystrophia lynx attenuata* Alichova, *Porambonites ventricosus* Kutorga, *Brachytomaria baltica* (Verneuil), *Sowerbyella* (*Sowerbyella*) *trivia* Rõõmusoks, *Asaphus* (*Neoasaphus*) *nieszkowskii jevensis* Schmidt, *Conolichas aequilobus* (Steinhardt), *C. schmidti* Dames, *Platylichas st. mathiae* Schmidt.

В подгоризонте $D_{II}\beta$ на площади распространения кейлаской фации выделяются, как уже отмечалось выше, в основании ристнаская пачка ($D_{II}R$), а выше нее — пяэскюлаская ($D_{II}P$), сауэская ($D_{II}S$) и вазалеммаская ($D_{II}V$) пачки (рис. 31).

Пяэскюлаская пачка состоит из светло-серых, и желтовато-серых мелкозернистых, относительно плотных известняков с полурако-

http://jurassic.ru/

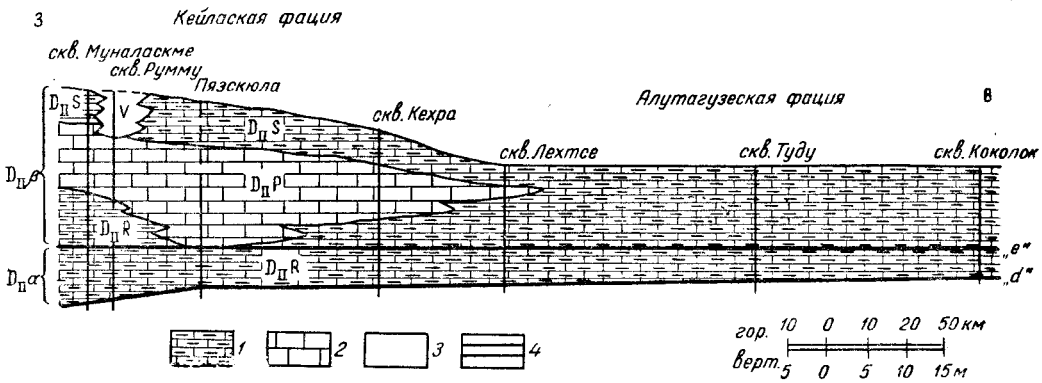


Рис. 31. Схема пачек кейлаского горизонта (Мянниль, 1958 а)

1 — известняки мергелистые и мергели; *2* — известняки со слабо выраженным раковистым изломом; *3* — известняки гемикосмитовые; *4* — метабентониты. $D_{II}\alpha$ — ристнаский подгоризонт; $D_{II}\beta$ — лаагриский подгоризонт; $D_{II}R$ — ристнаская пачка; $D_{II}P$ — пяэскюлаская пачка; $D_{II}S$ — сауэская пачка; $D_{II}V$ — вазалеммаская пачка

вистым изломом. В основании подгоризонта залегает маломощный метабентонит.

В разрезах буровых скважин (Муналаскме, Румму, Кехра) пачка выражена везде светло-серыми до синевато-серых мелкозернистыми твердыми известняками с полураковистым изломом. По данным Э. Юргенсон, пяэскюлаские известняки детритовые до биоморфных, с содержанием терригенного материала 2—15 %.

Мощность пачки составляет, по Р. Мяннилю (1958а), в северо-западной части Эстонии 5—7,5 *м*; к югу и востоку пачка выклинивается, замещаясь частично ристнаской и сауэской пачками.

Пяэскюлаская пачка включает следующие характерные виды (Мянниль, 1958а): *Clinambon anomalus* (Schlotheim), *Kjerulfina occidens* (Oraspõld), *Leptaena rugosoides* Oraspõld, *Porambonites ventricosus* Kutorga, *Sowerbyella (Sowerbyella) trivia* Rõõmusoks, *Eotomaria notabilis* (Eichwald), *Lesuerilla marginalis excendens* Koken, *Asaphus (Neoasaphus) nieszkowskii kegelensis* Schmidt, *Chasmops genuinus* (Schmidt), *Ch. maximus* (Schmidt), *Conolichas aequilobus* (Steinhardt), *C. deflexus* (Angelin), *Pseudobasilicus kegelensis* (Schmidt).

Сауэская пачка представлена желтовато-серыми до синевато-серых тонкослоистыми комковатыми биоморфными или биоморфно-грубодетритусовыми известняками. Содержание терригенного компонента колеблется, по данным Э. Юргенсон, в пределах 6—30%. Мощность пачки достигает 3,8 *м* (скважина Муналаскме).

Фауна пачки очень богата индивидами, но однообразна по видовому составу. Важнейшими представителями фауны являются (Мянниль, 1958а): *Clinambon anomalus* (Schlotheim), *Dalmanella kegelensis* Alichova, *Kjerulfina occidens* (Oraspõld), *Platystrophia lynx attenuata* Alichova, *Sowerbyella (Sowerbyella) forumi* Rõõmusoks, *S. (S.) oepiki* Rõõmusoks, *Asaphus (Neoasaphus) nieszkowskii kegelensis* Schmidt, *Tallinnopsis ovalis* Sarv и др.

Верхи пачки в районе Ялгимяги и Саку слагаются желтовато-серыми сильно мергелистыми известняками с прослоями органодетритового из-

http://jurassic.ru/

вестняка. Фауна в этих слоях очень богата. Кроме упомянутых выше видов, здесь встречаются в массовом количестве *Vellamo magna* Öpik, *Platystrophia crassoplicata* Alichova, *Proavella proavus* (Eichwald) и др. (Мянниль, 1958а).

Вазалеммаская пачка кейлаского горизонта распространяется, по-видимому, на небольшой площади в районе к северо-западу от с. Муналаскме. Она вскрыта в разрезе буровой скважины Румму (см. рис. 31). Литологически эта пачка представлена синевато-серыми твердыми грубокристаллическими, цистоидными (гемикосмитовыми) известняками, в нижней части с тонкими прослоями мергеля. Литологически (возможно и фаунистически) эти породы не отличаются от типичного цистоидного известняка, так называемого вазалеммаского мрамора.

Выделение вазалеммаской пачки кейлаского горизонта обосновано тем, что в разрезе буровой скважины Муналаскме над пяэскюлаской пачкой залегает сауэская пачка с типичной фауной (см. выше). В разрезе скважины Румму, расположенной лишь в 6 *км* к северо-западу от скважины Муналаскме, над пяэскюлаской пачкой залегают не сауэские мергелистые известняки, а цистоидный известняк вазалеммаского типа. Нижняя часть последнего, таким образом, несомненно одновозрастна с сауэской пачкой в разрезе скважины Муналаскме (Мянниль, 1958а).

О фауне вазалеммаской пачки кейлаского горизонта данные пока отсутствуют.

Мощность подгоризонта $D_{II}\beta$ на площади распространения кейлаской фации достигает 20 *м* (буровая скважина Муналаскме).

В пределах распространения алутагузеской фации $D_{II}\beta$ представлен весьма однообразным известняком: например, в разрезе буровой скважины Туду над метабентонитом (0,02 *м*) залегает зеленовато-серый комковатый мергелистый известняк мощностью 9,5 *м*.

Верхняя часть подгоризонта хорошо обнажена на берегах р. Оанду, в восточной части Эстонии, где развиты зеленовато-серые мергелистые и доломитизированные известняки. Содержание терригенного компонента, по даным Э. Юргенсон, колеблется в известняках описываемого подгоризонта в пределах 6—30%.

Мощность $D_{II}\beta$ на площади распространения алутагузеской фации находится, по данным Р. Мянниля, в пределах 7,9—16,6 *м*.

Подгоризонт $D_{II}\beta$ на площади распространения алутагузеской фации характеризуется следующими видами: *Clinambon anomalus* (Schlotheim), *Hesperorthis pljussensis* Alichova, *Kjerulfina asmusi* (Verneuil), *Leptaena rugosoides* Oraspõld, *Oepikina anijana grandis* Alichova, *Platystrophia crassoplicata* Alichova, *P. lynx lynx* Eichwald, *Porambonites ventricosus* Kutorga, *Sowerbyella* (*Sowerbyella*) *forumi* Rõõmusoks, *Vellamo ambisulcata* Öpik, *Asaphus* (*Neoasaphus*) *nieszkowskii kegelensis* Schmidt, *Chasmops maximus* (Schmidt), *Ch. muticus* (Schmidt), *Leiolichas illaenoides* (Nieszkowski), *Sigmobolbina quanta* Sarv, *Sigmoopsis lamina* Sarv, *Tallinnopsis grandis* Sarv.

Следует отметить, что фауна подгоризонта имеет на площади распространения алутагузеской фации много общего с фауной кейлаской фации, но отличается от последней присутствием ряда видов, которые на площади распространения кейлаской фации не встречаются: *Nicolella patens* Oraspõld, *Platystrophia crassoplicata* Alichova, *Pseudocrania depressa* (Eichw.), *Vellamo ambisulcata* Öpik, *Oepikina anijana*

http://jurassic.ru/

grandis Alichova, *Chasmops muticus* (Schm.), *Hemisphaerocoryphe granulata* (Ang.), *Mastopora concava* Eichw. и др.

Наконец, следует подчеркнуть довольно тесную связь фауны горизонта алутагузеской фации с фауной йыхвиского горизонта, в то время как между фаунами пачек кейлаской фации и йыхвиского горизонта общих элементов значительно меньше.

Оандуский горизонт (D_{III})

Соответствует в западной части Эстонской ССР «Wassalemsche Schicht (D_3)» Ф. Шмидта (Schmidt, 1881); в западной части Эстонской ССР частично «Keila-Vasalemma lade (D_3)» Х. Беккера (Bekker, 1922a); в северо-западной части Эстонской ССР «Vasalemma-Stufe (D_3)» и в северо-восточной — нижней части «Rakvere-Stufe (E)» В. Яануссона (Jaanusson, 1945); «Vasalemma-und Oandu-Stufe (D_3)» А. Эпика (Öpik, 1952); «оандускому горизонту (D_{III})» Р. Мянниль (1958б).

Нижняя граница горизонта обнажена только в северо-восточной части Эстонии (в районе г. Раквере и на берегах р. Оанду). Граница литологически довольно резкая. Нижние слои горизонта в обнажениях на р. Оанду представлены, по Р. Мяннилю, зеленовато-синим мергелем, глиной и фиолетово-серым мелкозернистым толстослоистым доломитизированным известняком, в то время как верхи кейлаского горизонта слагаются желтовато-серыми среднезернистыми доломитами.

В разрезах буровых скважин Центральной и Восточной Эстонии рассматриваемая граница проводится по ясно выраженной, иногда двойной пиритизированной поверхности перерыва.

Фаунистически нижняя граница горизонта характеризуется почти полным исчезновением фауны кейлаского горизонта и появлением новой фауны (Jaanusson, 1945; Рыымусокс, 1956а).

Мощность горизонта колеблется, по данным Р. Мянниля, в пределах 0,5—7,1 *м* (рис. 32).

Стратиграфией горизонта занимались А. Эпик (Öpik, 1934a, 1952), В. Яануссон (Jaanusson, 1945) и в последнее время Х. Пальмре и Р. Мянниль (1958б). Литологию горизонта изучали Э. Мэльс (Jürgenson ja Möls 1946), В. И. Степанов и В. П. Маслов (1953) и Э. Юргенсон. Вопросами палеоэкологии занималась А. Ораспыльд.

Р. Мянниль (1958б) выделяет в оандуском горизонте четыре пачки, отличающиеся по составу пород и фауне: вазалеммаскую ($D_{III}V$) и сакускую ($D_{III}S$) в северо-западной части, оандускую ($D_{III}O$) в средней и восточной частях и ярваканьдискую ($D_{III}I$) в центральной части Эстонии.

Вазалеммаская пачка имеет очень ограниченное распространение на территории Эстонии. С востока, юга и, по-видимому, с запада эту площадь окружает полоса развития сакуской пачки ($D_{III}S$)[1]. В пачке приурочены старейшие в ордовике Эстонии рифовые образования (биогермы), на которые впервые обратил внимание Р. Мянниль в 1950 г. (рис. 33).

[1] Валуны из пород вазалеммаского типа открыты недавно на Южно-Финляндских островах (Martinsson, 1955, 1956). Характерная для вазалеммаской пачки форма — *Ilmarinia dimorpha* Öpik найдена из морены на о-ве Эланд (Jaanusson, 1956).

http://jurassic.ru/

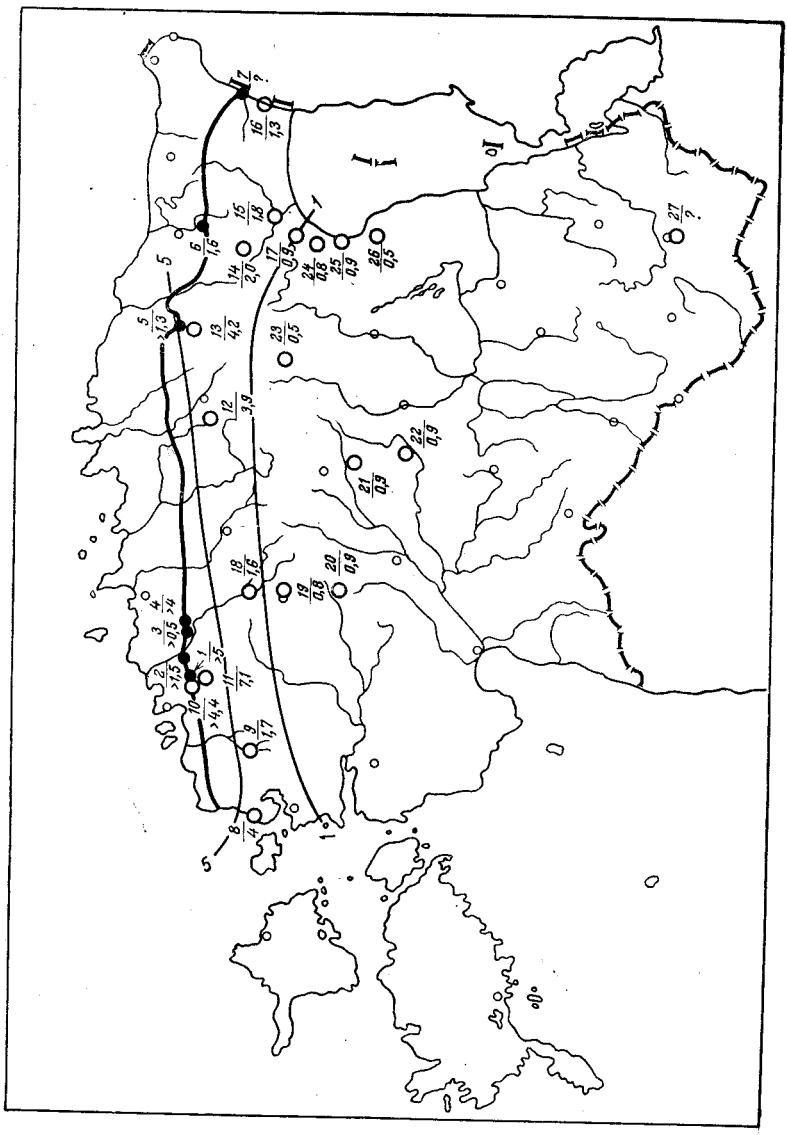


Рис. 32. Основные обнажения (1—7), буровые скважины (8—27) и изопахиты оандуского горизонта
1 — Вазалемма-Румму; *2* — Охту; *3* — Лехтметса; *4* — Саку; *5* — Раквере; *6* — берега р. Оанду; *7* — берега руч. Тоомингоя у р. Нарвы; *8* — Ноароотси; *9* — Сельякюла; *10* — Румму; *11* — Муналаскме; *12* — Лехтсе; *13* — Тырма; *14* — Туду; *15* — Тыкке; *16* — Коколок; *17* — Энниксааре; *18* — Лоху; *19* — Рапла; *20* — Лихувески; *21* — Эйамаа; *22* — Выхма; *23* — Камарику; *24* — Пийлси; *25* — Муствээ; *26* — Козе; *27* — Выру

Литологически вазалеммаская пачка состоит из пород трех типов: 1) грубодетритового цистоидного известняка, 2) биогермного афанитового известняка и 3) биогермного мергелистого известняка.

Грубодетритовый цистоидный известняк распространяется на ограниченной площади в северной части выходов горизонта в окрестностях Румму — Вазалемма, а в южной части выходов пачки встречаются главным образом биогермные породы. Цистоидный известняк, или «вазалеммаский мрамор», состоит в основном из фрагментов пластин и члеников цистоид, сцементированных, по В. И. Степанову и В. П. Маслову (1953), афанитовым материалом или же секундарным кальцитом. Местами в цистоидном известняке встречается довольно много мшанок.

http://jurassic.ru/

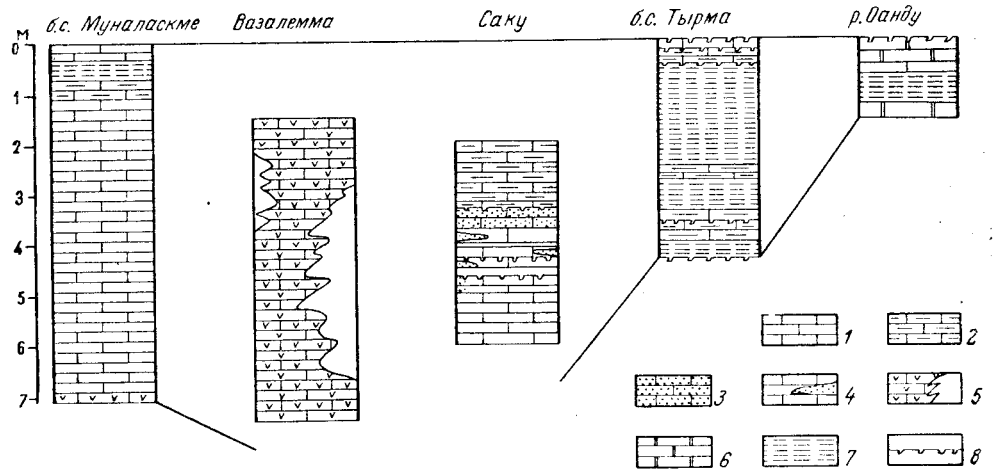


Рис. 33. Разрезы оандуского горизонта (по данным Р. Мянниля)

1 — известняк; *2* — мергелистый известняк; *3* — известково-доломитовый алевролит; *4* — известняк с линзами известково-доломитового алевролита; *5* — цистоидный известняк с биогермами; *6* — доломитовый известняк; *7* — мергель и глина; *8* — поверхность размыва

Распространение биогермного афанитового и биогермного мергелистого цистоидных известняков связано с биогермами, которые встречаются, по данным Р. Мянниля, повсюду в районе Вазалемма, Румму, Туула и Охту, а также на площади распространения сакуских слоев в окрестностях с. Лехтметса (рис. 34).

Мшанково-водорослевые биогермы вазалеммаской пачки в северной части выходов бывают различной формы и величины. Встречаются линзообразные, штокообразные, а также неправильной формы биогермы. Диаметр их достигает 15 *м*, высота 4 *м*. Контакт между породами биогерма и окружающих его слоев часто ясно выраженный, но иногда и постепенный. На периферии биогерм наблюдается частое переслаивание их с окружающими слоями. Слои цистоидного известняка над биогермами иногда вогнуты; местами наблюдается деформация окружающих слоев.

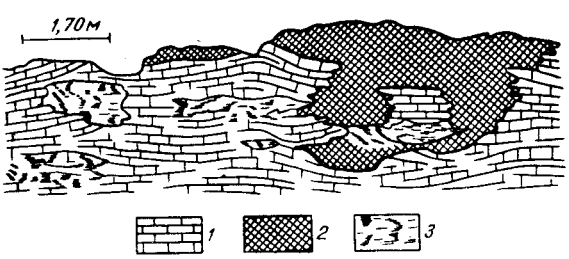


Рис. 34. Разрез биогерма в одном из старых карьеров вблизи ст. Вазалемма (Мянниль и др., 1958)

1 — грубокристаллический цистоидный известняк; *2* — афанитовый биогермный известняк; *3* — мергелистый биогермный известняк

Цистоидный и биогермный афанитовый известняки в большинстве случаев содержат, согласно данным Э. Юргенсон, до 20% терригенного материала. Биогермный мергелистый цистоидный известняк представляет собой обычно массивную, сильно мергелистую породу, в которой встречаются линзообразные тонкие прослои мергеля и глины.

Полная мощность пачки неизвестна.

http://jurassic.ru/

Фауна найдена в основном из биогермного мергелистого известняка. Она состоит из цистоидей, мшанок и табулят. Другие группы фауны представлены немногочисленными видами и экземплярами.

Характерными видами для пачки являются: *Cyathocystis rhizophora* Schmidt, *Hemicosmites pulcherrimus* Jaekel, *Eofletcheria orvikui* (Sokolov), *Liopora grandis* Sokolov, *Proavella proavus* (Eichwald), *Homotrypa similis* Foord, *Homotrypella cribrosa* Bassler, *Orbignyella germana* Bassler, *Ilmarinia dimorpha* Öpik, *Rhynchotrema nobilis* Oraspõld, *Vellamo oandoensis* Öpik, *Tallinnella modulata* Sarv, *Solenopora spongioides* Dybowski.

О распространении *сакуской пачки* имеется мало данных. Наиболее хорошо она обнажена в каменоломне у пос. Саку. Разрез здесь, по данным Р. Мянниля, следующий, начиная снизу (см. рис. 33):

1. Известняк частично доломитизированный, синевато-серый, кристаллический, детритовый; на поверхностях слоев видны волноприбойные знаки . . . . . более 1,05 *м*
2. Известняк светло-серый до темно-серого, часто синевато-серый; встречаются косослойстые линзы известково-доломитового алеврита и мергелистой глины, а также некоторые сильно развитые пиритизированные поверхности размыва; на поверхности слоев наблюдаются волноприбойные знаки . . . . . 1,70 „
3. Известняк желтовато-серый до синевато-серого, в основном тонкослоистый, мергелистый . . . . . более 1,25 „

В связи с присутствием известковистого алевролита и мергелистых прослоев количество терригенного материала в породах пачки достигает, по Э. Юргенсон, 40%.

В разрезах скважины Муналаскме пачка характеризуется, по данным Р. Мянниля, переслаиванием тонких слоев мергеля и мергелистого известняка со слоями кристаллического известняка. В средней части разреза встречается темный синевато-серый мелкокристаллический известняк с тонкими прослоями мергелистой глины, мощностью 0,7 *м*, который, вероятно, относится к вазалеммаской пачке.

Мощность пачки в разрезе скважины Муналаскме 7,1 *м*.

Фауна довольно богата и разнообразна. Характерные формы: *Achradocystites schmidti* Hecker, *Brachyelasma cylindricum* (Troedsson), *Tryplasma praecox* Kaljo, *Proavella proavus* (Eichwald), *Holtedahlina sakuensis* Oraspõld, *Ilmarinia dimorpha* Öpik, *Leptaena? luhai* Sokolskaja, *Platystrophia dentata* var. *evari Oraspõld*, *Rhynchotrema nobilis* Oraspõld, *Vellamo oandoensis* Öpik, *Zygospira gutta* Oraspõld, *Chasmops extensus* (Boeck), *Conolichas eichwaldi* (Nieszkowski), *Solenopora spongioides* Dybowski.

Оандуская пачка развита на всей площади между меридианами г. Таллина и р. Нарвы. По А. Эпику (Öpik, 1952), эта пачка представляет собой «нормальную фацию» оандуского горизонта. Литологически она представлена мергелистым известняком, мергелем и мергелистыми глинами. Типовым разрезом является обнажение на берегах р. Оанду, где мощность пачки 1,6 *м*.

В основном такой же разрез пачки наблюдается и в скважинах северо-восточной части Эстонии. Мощность ее колеблется здесь в пределах 1,2—4,2 *м*, увеличиваясь к западу. Содержание терригенного компонента в породах колеблется, по Э. Юргенсон, в пределах 6—30%.

Фауна пачки очень разнообразна. Ряд видов встречается в массовом количестве. Типичная фауна состоит из следующих видов (Мянниль, 1958б; Ораспыльд и Рыымусокс, 1956): *Bythopora cf. subgracilis* (Ulrich),

http://jurassic.ru/

Pseudohornera bifida excedens Männil, *Homotrypa similis* Foord, *Kukersella borealis* (Bassler), *Stigmatella massalis* Bassler, *Camerella dura* Oraspõld, *Dalmanella wesenbergensis* (Wysogorski), *Leptaena fluviatilis* Oraspõld, *Platystrophia dentata* var. *evari* Oraspõld, *P. crassoplicata* var. *rava* Oraspõld, *Rafinesquina (Rafinesquina) orvikui* Oraspõld, *Rhynchotrema parva* Oraspõld, *Sowerbyella (Sowerbyella) tenera* Rõõmusoks, *Vellamo oandoensis* Öpik, *Brachytomaria baltica* (Verneuil), *Chasmops inge* Rõõmusoks, *Ch. extensus* (Boeck), *Ch. musei* Öpik, *Conolichas eichwaldi* (Nieszkowski), *Bolbina rakverensis* Sarv, *Disulcina perita perita* (Sarv), *Levisulculus? rava* (Sarv), *Parulrichia minima* Sarv, *Platybolbina temperata* Sarv.

Ярваканьдиская пачка распространяется в центральной части Эстонии. Она сложена синевато-серыми мергелистыми известняками, обычно не различимыми от пород нижележащего кейлаского горизонта.

Мощность пачки колеблется от 0,5 до 0,9 *м*.

Из фауны до сих пор установлены следующие общие с кейласким горизонтом виды (Мянниль, 1958б): *Monotrypa jevensis* Bassler, *Asaphus* (*Neoasaphus*) *nieszkowskii* Schmidt, *Bichilina prima* Sarv, *Polyceratella spinosa* Sarv, *Sigmobolbina quanta* Sarv.

Харьюская серия

Раквереский горизонт (E)

Соответствует «Wesenbergsche Schicht (E)» Ф. Шмидта (Schmidt, 1881); «Rakvere lade (E)» Х. Беккера (Bekker, 1922a); в западной части Эстонской ССР «Rakvere-Stufe (E)» и в восточной — средней части «Rakvere-Stufe (E)» (Rakvere-Schichten) В. Яануссона (Jaanusson, 1945).

Нижняя граница горизонта обнажена в районе г. Раквере и на р. Оанду. Низы горизонта представлены в этих обнажениях желтоватыми плотными мелкозернистыми (афанитовыми) известняками с раковистым изломом. На контакте с нижележащим оандуским горизонтом развита сильно пиритизированная поверхность перерыва с глубокими ходами червей. Таков же характер нижней границы горизонта почти во всех разрезах буровых скважин.

Фаунистически нижняя граница горизонта характеризуется исчезновением фауны оандуского горизонта (в раквереский горизонт переходят немногие виды) и появлением ряда новых форм в основании раквереского горизонта.

Мощность горизонта колеблется в пределах 7,9—15,7 *м* (рис. 35).

Стратиграфия горизонта рассматривается в работах В. Яануссона (Jaanusson, 1944, 1945, 1956), Х. Пальмре, Р. Мянниль и А. Ораспыльд. Литология пород раквереского горизонта освещена Э. Мэльсом (Jürgenson ja Möls, 1946). Палеоэкологией фауны горизонта занималась А. Ораспыльд.

Детальное расчленение горизонта до сих пор не дано.

В северо-западной части Эстонии нижние слои горизонта слагаются желтовато-серыми до светло-серых мелкозернистыми плотными твердыми тонкослоистыми известняками с раковистым изломом. В разрезах всех обнажений в низах горизонта присутствуют пиритизированные поверхности перерыва. В каменоломне у с. Рягавере, по данным Х. Пальмре,

http://jurassic.ru/

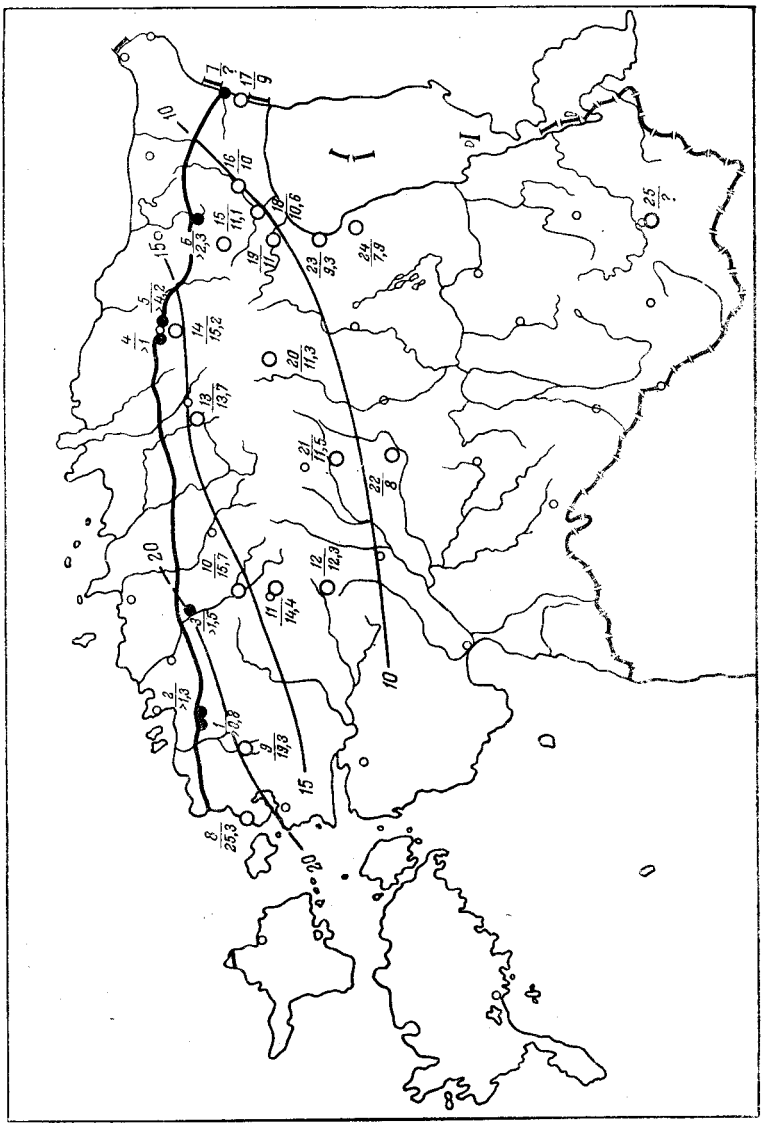


Рис. 35. Основные обнажения (1—7), буровые скважины (8—25) и изопахиты раквереского горизонта
1 — Пээкюла; *2* — Мээра; *3* — Вооре; *4* — Раквере; *5* — Рягавере; *6* — берега р. Оанду; *7* — берега р. Нарва; *8* — Ноаротси; *9* — Сельякюла; *10* — Лоху; *11* — Рапла; *12* — Лихувески; *13* — Лехтсе; *14* — Тырма; *15* — Туду; *16* — Лыппе; *17* — Коколюк; *18* — Тыкке; *19* — Энникаре; *20* — Камарику; *21* — Эламаа; *22* — Выхма; *23* — Муствээ; *24* — Козе; *25* — Выру

обнажена однообразная толща толстослоистых известняков с раковистым изломом мощностью более 4,20 *м*.

В разрезе буровой скважины Лоху горизонт, по данным Р. Мянниля, имеет мощность 15,7 *м* и представлен плотным мелкозернистым известняком с раковистым изломом, в нижней части с многочисленными поверхностями перерыва.

В разрезе буровой скважины Камарику горизонт сложен переслаивающимися слоями известняка и доломита общей мощностью 11,3 *м*.

Для горизонта в целом характерен своеобразный афанитовый известняк с раковистым изломом. В нижней и средней частях разреза встречаются синие разводы, обусловленные присутствием в породе микрокри-

http://jurassic.ru/

сталлов пирита. В более восточных районах (частично уже в разрезе скважины Камарику) раквереские известняки более или менее доломитизированы и пористы; в нижней части горизонта встречается тонкий слой горючего сланца.

Фауна горизонта еще далеко не изучена. Окаменелости встречаются массами на поверхностях мергелистых прослоев известняка, в то время как более плотные слои известняка с раковистым изломом почти немые. Характерной группой для горизонта являются водоросли (*Cyclocrinus*, *Coelosphaeridium*), местами переполняющие отдельные слои (обн. Паэкюла, Мяэра, Муналаскме и др.).

Нижние слои горизонта в северо-западной части Эстонии бедны фауной и этим значительно отличаются от одновозрастных слоев Северо-Восточной Эстонии, где присутствует богатая и разнообразная фауна с *Sowerbyella*, *Dalmanella*, *Conolichas*, *Hemiarges* и другими формами.

Характерные для горизонта формы: *Dalmanella wesenbergensis* (Wysogorski), *Platystrophia lutkevichi lutkevichi* Alichova, *P. lynx ovalis* Alichova, *Porambonites wesenbergensis* Teichert, *Rafinesquina inaequiclina* (Alichova), *Sowerbyella* (*Sowerbyella*) *raegaverensis* Rôômusoks, *Vellamo wesenbergensis* (Pahlen), *Brachytomaria baltica* (Verneuil), *Hormotoma insignis* (Eichwald), *Pararaphistoma* (*Pararaphistoma*) *wesenbergense* (Koken), *Bolbina rakverensis* Sarv, *Disulcina perita perita* (Sarv), *Steusloffia neglecta* Sarv, *Tetradella egorovi* Neckaja, *T. litwiensis* Neckaja, *Chasmops wesenbergensis* (Schmidt), *Encrinuroides seebachi* (Schmidt), *Isotelus remigium* (Eichwald), *Achatella nieszkowskii* (Schmidt), *Cyclocrinus* sp., *Coelosphaeridium wesenbergensis* Stolley.

Набалаский горизонт (F_1a)

Соответствует «Lyckholmer Schicht, untere Abteilung (F_1a)» Ф. Шмидта (Schmidt, 1898) + неизвестные ему слои до раквереского горизонта; нижней части «Saaremõisa lade (F_1)» Х. Беккера (Bekker, 1922a) + неизвестные ему слои до раквереского горизонта; «Saunja kihid» А. Эпика (Öpik, Laasi, 1937) + неизвестные ему слои до раквереского горизонта; «Saunja-Stufe (F_1a)» + верхняя часть «Rakvere-Stufe (E)» В. Яануссона (Jaanusson, 1944); «набаласкому горизонту (F_1a)» Р. Мянниля (1958в).

Обнажения горизонта сосредоточены в двух районах — между пос. Рийсипере и Кохила и в окрестности г. Тапа (рис. 36). Нижняя граница горизонта не обнажается. В разрезах буровых скважин она определена по литологическим признакам. В скважинах Ноароотси, Сельякюла, Лоху, Лехтсе и др. тонкослоистые глинистые с прослоями мергеля комковатые известняки паэкнаской пачки залегают на афанитовых с раковистым изломом известняках раквереского горизонта. На границе наблюдается сильно развитая поверхность перерыва. В разрезах скважин Тырма, Туду, Козе и др. верхи раквереского горизонта представлены мелкозернистым известняком с полураковистым изломом, над которым залегают глинистые известняки паэкнаской пачки. В разрезах буровых скважин Рапла, Лихувески, Камарику и Энниксааре низы набалаского горизонта слагаются мелко- или среднезернистыми известняками с полураковистым изломом, которые залегают на раковистых известняках раквереского горизонта. На границе наблюдается поверхность перерыва.

http://jurassic.ru/

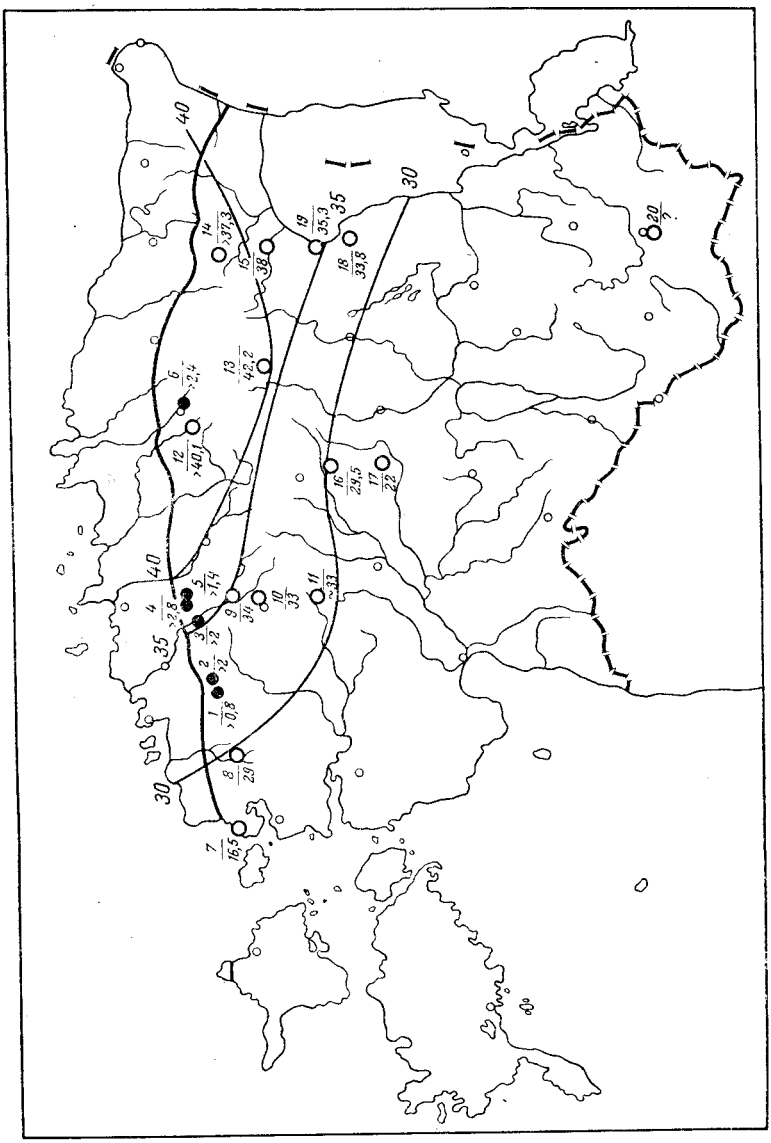


Рис. 36. Основные обнажения (1—6), буровые скважины (7—20) и изопахиты набалаского горизонта
1 — Одулема; *2* — Мынусте (Саунья или Керну); *3* — Сутлема; *4* — Паэкна; *5* — Нымкюла; *6* — Тырма; *7* — Ноароотси; *8* — Сельякюла; *9* — Лоху; *10* — Рапла; *11* — Лихувески; *12* — Лехтсе; *13* — Камарику; *14* — Туду; *15* — Энниксаare; *16* — Эйамаа; *17* — Выхма; *18* — Козе; *19* — Муствээ; *20* — Выру

В разрезах буровых скважин Лоху, Рапла, Лехтсе, Тырма, Камарику и Тыкке Р. Мянниль (1958в) проводит нижнюю границу набалаского горизонта по условной поверхности внутри толщи характерных для раквереского горизонта известняков с раковистым изломом или же внутри известняков с полураковистым изломом. Соответственно этому приводимые им данные о мощности набалаского горизонта несколько отличаются от данных, приведенных в настоящем разделе.

Мощность горизонта колеблется от 22 до 42 *м* (см. рис. 36).

Горизонт расчленяется, по Р. Мяннилю (1958в), на два подгоризонта: нижний — паэкнаский, ($F_1a\alpha$), (верхняя часть раквереского горизонта +

http://jurassic.ru/

паэкнаские слои; Jaanusson, 1944) и верхний — сауньяский, $F_1a\beta$ (сауньяские слои в узком смысле; Jaanusson, 1944).

В нижней части прежнего сааремыйзаского комплекса Р. Мянниль выделяет паэкнаские (F_1aP), сауньяские (F_1aS) и тудулиннаские (F_1aT) слои (пачки). Совокупность паэкнаской и сауньяской пачек — набалаская свита — грубо соответствует набаласкому горизонту. Тудулиннаская пачка частично относится им к набаласкому, частично к вормсискому горизонту. По сопоставлению разрезов ряда близко расположенных друг к другу буровых скважин в восточной части Эстонии выясняется, однако, что тудулиннаская пачка в своей верхней половине фациально замещается верхней частью сауньяской пачки. То же самое наблюдается и в районе Лоху-Рапла. Таким образом, верхние границы сауньяской и тудулиннаской пачек, по всей вероятности, одновозрастны. Эти же пачки на всей территории Северной и Средней Эстонии покрываются литологически хорошо выделяемыми мергелистыми известняками вормсиского горизонта почти одинаковой мощностью.

Паэкнаская пачка представлена в основном синевато-серым до зеленовато-серого мергелистым комковатым известняком, который местами переслаивается мелкозернистым известняком с раковистым изломом.

В разрезе буровых скважин Рапла, Лихувески, Камарику и Энниксааре паэкнаская пачка представлена в нижней половине известняками с полураковистым или даже раковистым изломом, а в верхней — глинистым известняком с прослоями мергеля. В этой части разреза наблюдаются и отдельные слои мелкозернистого известняка с раковистым изломом.

Мощность пачки колеблется в пределах 3,4—14 *м*.

Преобладающая часть фауны пачки найдена в мергелистых известняках; фауна микрокристаллических известняков с раковистым изломом еще мало известна. Наиболее часто в пачке встречаются следующие виды: *Streptelasma* (*Kenophyllum*) *canaliferum* (Reiman), *Cliftonia* (*Oxoplecia*) aff. *perfecta* Cooper & Kindle, *Dalmanella wesenbergensis* (Wysogorski), *Holtedahlina paeknaensis* Rõõmusoks (in coll.), *Nicolella oswaldi mediofida* Alichova, *Sampo* aff. *hiiuensis* Öpik, «*Sowerbyella*» *nabalana* Rõõmusoks (in coll.), *Trigrammaria virve* Rõõmusoks (in coll.), *Vellamo verneuili* (Eichwald), *Eunema* (*Trochonema*) *rupestre* (Eichw.), *Lophospira estona* (Koken), *Hormotoma insignis* (Eichwald), *Illaenus angustifrons* Holm, *Brevibolbina dimorpha dimorpha* Sarv, *Distobolbina nabalensis* Sarv, *Disulcina perita explicata* Sarv, *Tetradella pulchra* Neckaja.

Сауньяская пачка литологически довольно однообразна. Это светло-серые и желтовато-серые известняки большей частью с синеватыми разводами, микрокристаллические (афанитовые), с раковистым изломом. Местами известняк доломитизирован.

В каменоломне у с. Мынусте (Саунья) в верхней части пачки обнажены светло-желтые микрокристаллические известняки с раковистым изломом, которые ниже переходят в коричневато-желтые, средне- или грубозернистые толстослоистые (толщина отдельных слоев 0,7 *м*) доломитизированные известняки и доломиты. Детальное описание известняков пачек приведено в работах Э. Мэльса (Jürgenson ja Möls, 1946) и Ю. Мартна (Martna, 1957). Количество терригенного материала в таких породах небольшое. По данным Э. Юргенсон, аналогичные известняки из разреза скважины Эйамаа содержат только 8—9% терригенного материала.

http://jurassic.ru/

В разрезе скважины Лоху сауньяская пачка, по Р. Мяннилю (1958в), имеет мощность 12,3 *м* и состоит из светло-серых с синими разводами плотных мелкокристаллических известняков с раковистым изломом. Однако в этой же скважине, по данным Э. Мэльс, на типичных сауньяских известняках залегают светло-серые известняки с полураковистым изломом мощностью 8 *м*. На полосе выходов, к северу от скважины Лоху, эти известняки, видимо, замещены типичными афанитовыми известняками, поэтому они в настоящем разделе относятся к сауньяской пачке. В скважине Рапла в соответствующей части разреза вскрыты мергелистые известняки вормсиского типа, одновозрастные с верхней половиной сауньяской пачки и с известняками с полураковистым изломом в скважине Лоху, а также с тудулиннаской пачкой в скважине Лихувески.

В восточной части Эстонии породы пачки более или менее доломитизированные и пористые. В разрезе буровой скважины Энниксааре пачка слагается желтовато-серыми средне- и грубокристаллическими доломитизированными известняками с красными и фиолетовыми разводами, местами кавернозными, мощностью 21,70 *м*.

Мощность пачки колеблется в пределах 1,5—25 *м*.

Интересно отметить, что в пачке встречаются многие виды, являющиеся «руководящими» — распространение их ограничивается только сауньяской пачкой (Jaanusson, 1944, 1956; Мянниль, 1958в). Наиболее характерные виды: *Grewingkia anthelion* Dybowski, *Streptelasma (Kenophyllum) subcylindricum* Dybowski, *Boreadorthis recula* Öpik, *Nicolella oswaldi mediofida* Alichova, *Platystrophia lutkevichi satura* Oraspõld, «*Leptaena*» *schmidti* (Gagel), *Sampo hiiuensis* Öpik, *Vellamo leigeri* Öpik, *V. verneuili* (Eichwald), *Ectomaria kirnaensis* Koken, *Lophospira esthona* Koken, *Hormotoma insignis* (Eichwald), *Subulites enormis* Koken, *S. subula* Koken, *Illaenus angustifrons* Holm, *Sphaerexochus angustifrons* Angelin, *Leperditella globosa* Sarv, *Ulrichia? tapaensis* Sarv.

Тудулиннаская пачка развита в центральной части Эстонии. Она вскрыта скважинами Лихувески, Эйамаа, Выхма, Камарику, Энниксааре, Пийлси, Муствээ, Козе и др. Литологически она представлена глинистыми известняками и мергелями главным образом зеленовато-серого цвета. В разрезах скважин нижняя и верхняя части пачки сложены глинистыми известняками, а в более восточных скважинах преобладают мергели.

В разрезе скважины Лихувески пачка сложена зеленовато-серыми, с фиолетовыми пятнами глинистыми комковатыми известняками и мергелями. Местами в породе встречается глауконит. В скважине Эйамаа пачка в нижней части состоит из глинистых известняков с прослоями мергеля, а в верхней части — из мергеля с несколькими прослоями глинистого известняка. Цвет породы темно-фиолетовый. Часто наблюдаются зеленоватые пятна. В разрезах скважин Пийлси, Муствээ, Козе и др. пачка представлена в основном зеленовато-серыми до темно-серых, с фиолетовыми и зеленоватыми пятнами, тонкослоистыми мергелями.

Мощность пачки колеблется от 0 до 20 *м*, причем наибольшая мощность ее приурочена к восточным разрезам.

Р. Мянниль (1958в) указывает из скважины Лихувески следующие формы: *Porambonites gigas* Schm., *Triplesia insularis* (Eichw.), *Vellamo verneuili* (Eichw.), *Chasmops eichwaldi* Schm., *Illaenus roemeri* Volb., *Heliocrinites* sp. n., *Cystoidea* sp. (n. gen.?). В скважине Выхма обнаружены *Sampo hiiuensis* Öpik, «*Leptaena*» *schmidti* (Gagel). Из них *Triplesia insularis* (Eichw.) и *Sampo hiiuensis* Öpik встречаются часто

http://jurassic.ru/

и в вормсиском горизонте, а *«Leptaena» schmidti* (Gagel), по имеющимся данным, характерен для набалаского горизонта. Представители цистоидей до сих пор найдены только из скважины Лихувески.

Вормсиский горизонт (F_1b)

Соответствует нижней части «Lyckholmer Schicht, obere Abteilung (F_1b)» Ф. Шмидта (Schmidt, 1898); средней части «Saaremõisa lade (F_1)» Х. Беккера (Bekker, 1922a); «Vormsi-Stufe (F_1b)» В. Яануссона (Jaanusson, 1944).

Нижняя граница горизонта проводится в полосе выходов по кровле микрокристаллических известняков сауньяской пачки с раковистым изломом. Она обнажается в Турваste, Мынусте и Сутлема. В каменоломне у с. Мынусте низы горизонта представлены светло-серым среднезернистым комковатым тонкослоистым известняком с тонкими прослоями мергеля. Эта порода залегает на светло-желтом микрокристаллическом известняке с раковистым изломом, принадлежащем к верхам сауньяской пачки. На контакте развита сильно пиритизированная фиолетово-красная поверхность перерыва. Такой же характер имеет нижняя граница горизонта и в обнажении у с. Турваste и Сутлема. В разрезах скважин, расположенных в центральной и северо-восточной частях Эстонии, вормсиские известняки залегают на темно-серых до зеленовато-серых мергелях и глинистых известняках тудулиннаской пачки набалаского горизонта.

Рассматриваемая граница в полосе выходов отмечена появлением многих новых видов, особенно ругоз, наутилоид и табулят, которые большей частью переходят и в пиргуский горизонт.

Мощность горизонта относительно постоянна и колеблется в пределах 5,6—9,5 *м* (рис. 37).

В. Яануссон (Jaanusson, 1944) расчленяет горизонт на два подгоризонта: нижний кыргессааресский ($F_1b\alpha$) и верхний, нымкюлаский ($F_1b\beta$). Хотя это подразделение в области выходов западной части Эстонии имеет некоторое фаунистическое и литологическое основание, его практическое использование вне полосы выходов, по имеющимся в настоящее время данным, невозможно. Поэтому в данном разделе эти подразделения не используются.

В каменоломне у с. Кыргессааре обнажен синевато-серый среднезернистый комковатый глинистый известняк с тонкими прослоями мергеля. Он очень богат окаменелостями. Такой же известняк обнажается и в каменоломнях у сел. Паопа и Палукюла. На западном побережье о-ва Вормси (у с. Саксби) горизонт обнажен на полную мощность (около 9 *м*). Нижняя часть его представлена здесь серым тонкослоистым известняком с прослоями мергеля и окаменелостями; верхняя слагается относительно толстослоистым известняком, бедным фауной. В каменоломне у с. Сааремыйза (Lyckholm) в настоящее время имеется разрез высотой лишь 0,4 *м*. Здесь обнажаются светло-серые тонкослоистые мергелистые комковатые известняки. В каменоломне у с. Нымкюла обнажены коричневато-серые до синевато-серых среднезернистые относительно толстослоистые комковатые известняки с незначительным содержанием мергеля. Аналогичные породы обнажаются и во многих пунктах в окрестностях пос. Кохила и в районе г. Тапа.

В разрезах буровых скважин горизонт представлен в основном глинистыми тонкослоистыми с прослойками мергеля комковатыми известня-

http://jurassic.ru/

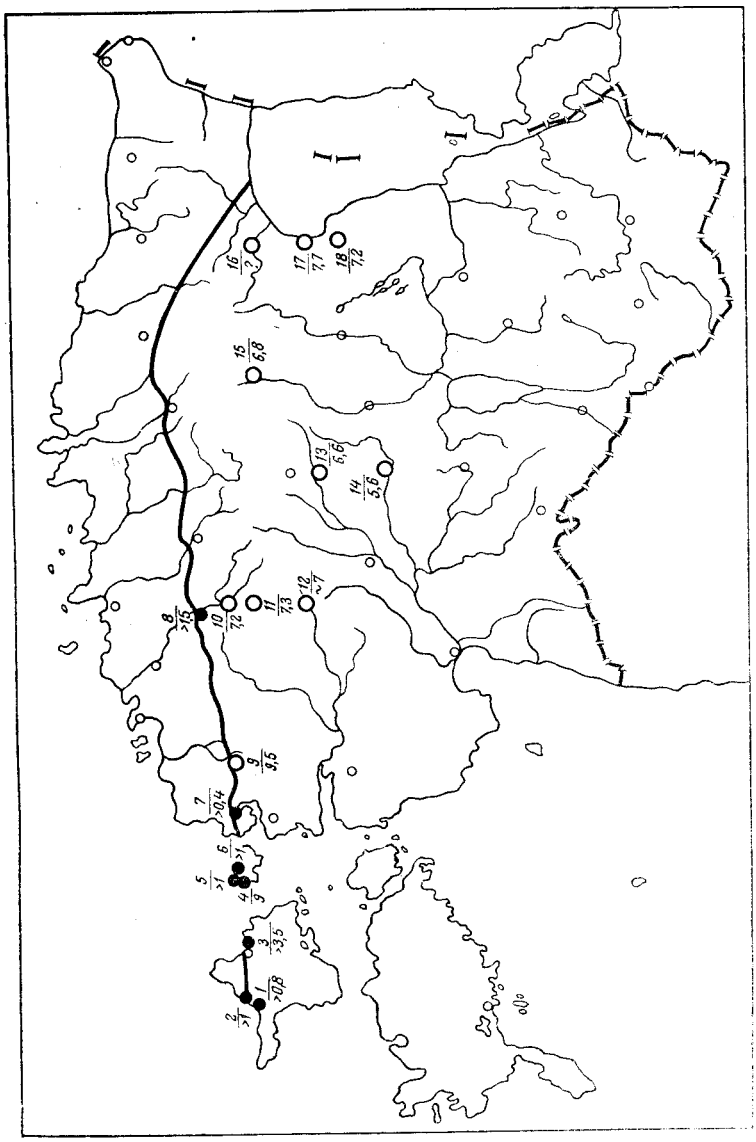


Рис. 37. Основные обнажения (1—8) и буровые скважины (9—18) вормсиского горизонта
1 — Паопа; *2* — Кыргессааре; *3* — Палукюла; *4* — западное побережье о-ва Вормси у с. Сакси; *5* — Кярслятт; *6* — Боррби; *7* — Нымкюла; *8* — окрестности пос. Кохила; *9* — Сельякюла; *10* — Лоху; *11* — Рапла; *12* — Лихувески; *13* — Эйамаа; *14* — Выхма; *15* — Камарику; *16* — Энниксаare; *17* — Муствээ; *18* — Козе

ками светло-серого или синевато-серого цвета. Сильно глинистые известняки наблюдаются в скважине Эйамаа.

Фауна горизонта довольно хорошо изучена (Jaanusson, 1956; Б. С. Соколов, 1951; Кальо, 1956а, 1958а и др.). Особенно часто встречаются ругозы и наутилоиды. К характерным видам относятся: *Brachyelasma diversa* Kaljo, *B. hiumica* Reiman, *Streptelasma* (*Kenophyllum*) *siluricum* (Dybowski), *S.* (*K.*) *subcylindricum* Dybowski, *Grewingkia anthelion* Dybowski, *Streptelasma* (*Streptelasma*) *bystrovi* Reiman, *Boreadorthis crassa* Öpik, *Dinorthis* (*Plaesiomys*) *solaris* (Buch), *Nicolella oswaldi oswaldi* (Buch), «*Orthis*» *lyckholmiensis* Wysogorski, *Sampo hiiuensis* Öpik, *Triplesia insularis* (Eichwald),

http://jurassic.ru/

Vellamo verneuili (Eichwald), *Holopea ampullacea* (Eichwald), *Subulites gigas* (Eichwald), *Leurocycloceras foerstei* Teichert, *Protophragmoceras sphynx* (Schmidt), *Spyroceras senckenbergi* Teichert, *Amphilichas lineatus* (Angelin), *Chasmops eichwaldi* (Schmidt), *Encrinurus? moe* Männil, *Hoplolichas angustus* (Beyrich), *Illaenus roemeri* Volborth.

Пиргуский горизонт (F_1c)

Соответствует верхней части «Lyckholmer Schicht, obere Abteilung (F_1b)» Ф. Шмидта (Schmidt, 1898); верхней части «Saaremõisa lade (F_1)» Х. Беккера (Bekker, 1922a); «Pirgu-Stufe (F_1c)» В. Яануссона (Jaanusson, 1944).

Нижняя граница горизонта не обнажена. В разрезах буровых скважин она условно проводится по кровле глинистых тонкослоистых известняков светло-серого до синевато-серого цвета, которые, по-видимому, относятся к вормсискому горизонту. Низы пиргуского горизонта представлены относительно толстослоистыми комковатыми, крепкими известняками серого до коричневато-серого цвета, с немногими тонкими прослоями темного мергеля.

Почти во всех скважинах в низах горизонта найдены своеобразные окаменелости (*Vermiporella?*), которые встречаются и в средней части горизонта.

Мощность горизонта колеблется в пределах 33,5—57,1 *м* (рис. 38, 39).

В. Яануссон (Jaanusson, 1944) расчленяет пиргуский горизонт на три подгоризонта: нийбиский ($F_1c\alpha$), лохуский ($F_1c\beta$) и пийрсалуский ($F_1c\gamma$). В другой работе В. Яануссон (Jaanusson, 1956) указывает на возможность рассматривать в дальнейшем подгоризонты $F_1c\alpha$ и $F_1c\beta + F_1c\gamma$ в качестве самостоятельных горизонтов. При этом он отмечает, что лохуский подгоризонт ($F_1c\beta$) фаунистически мало охарактеризован, и различия фауны между подгоризонтами $F_1c\beta$ и $F_1c\gamma$ недостаточно выявлены.

Произведенными в последнее время исследованиями на выходах горизонта установлены несомненные фаунистические различия между нижней и верхней частями горизонта. Но из-за недостатка фаунистических данных по буровым скважинам пока невозможно установить соответствующую границу. В то же время в пределах горизонта хорошо выявляются некоторые комплексы с различной литологической характеристикой. Поскольку границы этих комплексов неодновозрастны, их следует рассматривать в качестве литостратиграфических единиц, пачек. Совокупность этих пачек — пиргуская свита, нижняя граница которой совпадает с нижней границей пиргуского горизонта.

В нижней части пиргуской свиты выделяется *моэская пачка* (F_1cM), развитая на всей территории Северной и Центральной Эстонии. Типичное обнажение пачки — каменоломня Моэ, к юго-востоку от г. Тапа. Пачка обнажена на о-ве Вормси и в материковой части Эстонии — в районе с. Нийби, в окрестности пос. Кохила. Она представлена светло-серыми до коричневато-серых относительно толстослоистыми крепкими известняками с тонкими прослоями мергеля. В западной части полосы выходов в нижней части пачки встречаются небольшие биогермы. На о-ве Вормси, недалеко от с. Фяллана, находится останец Хуйтберг, состоящий из светло-серых массивных грубокристаллических биогермных известняков с обильной фауной (табуляты, мшанки, брахиоподы,

http://jurassic.ru/

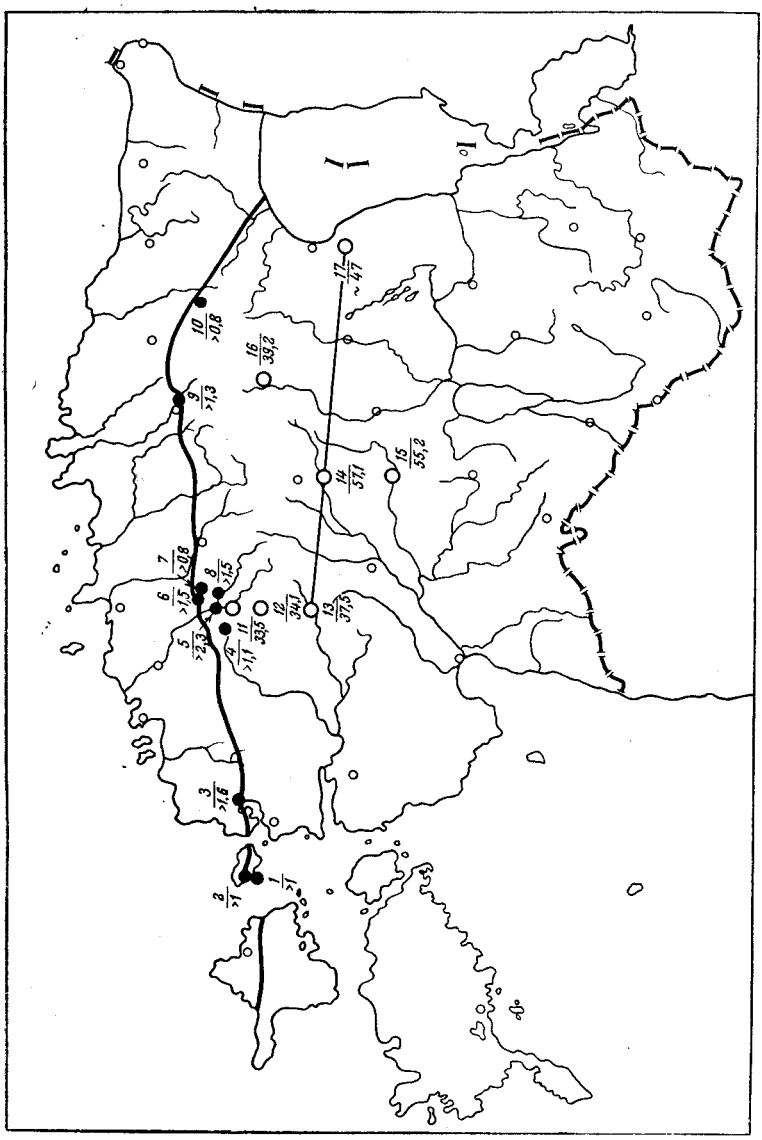


Рис. 38. Основные обнажения (1—10), буровые скважины (11—17) и линия разрезов (рис. 39) пиргуского горизонта

1 — Хосхольм; *2* — Хуйтберг; *3* — Нийби; *4* — Рабивере; *5* — Лоху; *6* — Салутагузе; *7* — Паккла; *8* — берега р. Пиргу; *9* — Моэ; *10* — Арукюла; *11* — Лоху; *12* — Рапла; *13* — Лихувески; *14* — Эйамаа; *15* — Выхма; *16* — Камарику; *17* — Козе

трилобиты). Подобные биогермы известны и в материковой части Эстонии у с. Нийби. Здесь они состоят из светло-серого массивного брекчиевидного известняка с красными пятнами и разводами, включающего обильную фауну (табуляты, брахиоподы, фрагменты иглокожих и др). Эти биогермы были многими авторами приурочены к поркунискому горизонту (Schmidt, 1858, 1881; Twenhofel, 1916; Sauramo, 1929; Stein, 1937; Öpik, 1937d и др.). Правильные выводы о возрасте этих образований были сделаны В. Яануссоном (Jaanusson, 1944). Недалеко от биогермов у с. Нийби (которые, видимо, не находятся в первичном залегании), обнажаются коричневато-серые известняки большей частью толстослоистые, комковатые, с тонкими прослоями мергеля. В известняках и мергелистых

http://jurassic.ru/

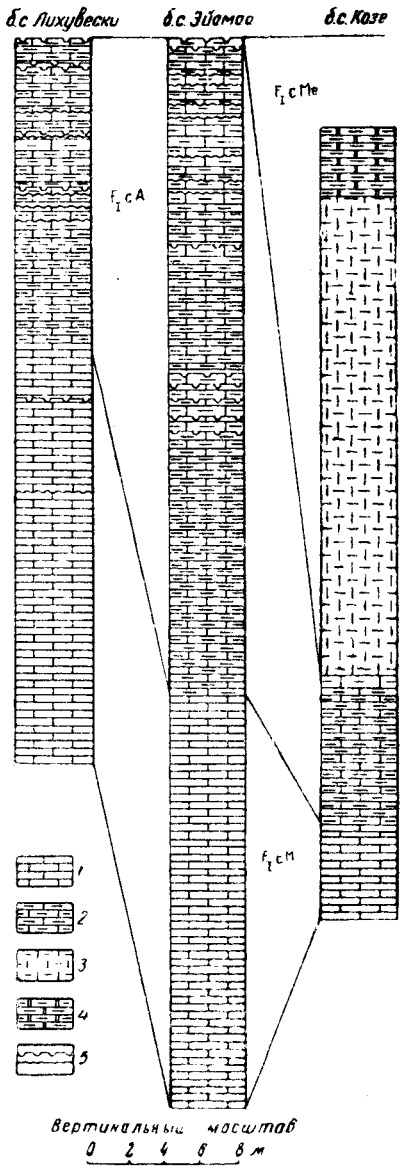


Рис. 39. Разрезы пиргуского горизонта (по данным А. Рыымусокса и Э. Юргенсон)

1 — толстослоистый известняк с немногими прослоями мергеля; *2* — тонкослоистый глинистый известняк с прослоями мергеля; *3* — мергель; *4* — доломитизированный мергель; *5* — поверхности перерыва. F_I cA — адилаская пачка, F_I cMe — «мергелистая пачка»; F_IcM — моэская пачка

прослоях встречаются в массовом количестве членики и фрагменты иглокожих, хелиолитиды, табуляты, брахиоподы и гастроподы.

В разрезе буровой скважины Раппла пачка сложена синевато-серыми до светло-серых плотными известняками с незначительным содержанием мергеля; в разрезе скважины Лихувески — известняками, большей частью коричневато-серыми, тонкослоистыми, с несколькими прослоями мергеля. В скважине Эйамаа пачка состоит из серых главным образом толстослоистых известняков с тонкими прослоями мергеля. Аналогичные породы встречаются и в буровых скважинах Камарику, Козе и др. В последнем разрезе, однако, известняки более мергелистые. В некоторых разрезах в средней и верхней частях пачки встречаются в массовом количестве фрагменты стеблей иглокожих.

Мощность пачки колеблется от 5 до 23 *м*.

Фауна пачки богата и разнообразна. Характерными видами являются: *Stromatopora? niibiensis* Rjabinin, *Brachyelasma duncani* (Dyb.), *B. hiumica* Reiman, *Streptelasma* (*Kenophyltum*) *subcylindricum* Dyb., *Proheliolites dubius* (Schm.), *Stelliporella parvistellus* (Roemer), *Sarcinula organum* (Linnaeus), *Barbarorthis foraminifera* Öpik, *Boreadorthis crassa* Öpik, *Dinorthis* (*Plaesiomys*) *solaris* (Buch), *Hesperorthis? mucronata* Oraspõld, *Nicolella oswaldi oswaldi* (Buch), *Platystrophia humilis* Oraspõld, *Plectatrypa sulevi* Jaanusson, *Eunema* (*Trochonema*) *rupestre* (Eichw.), *Lophospira aista* Koken, *Subulites enormis* Koken, *S. subula* Koken, *Nybyoceras bekkeri* Troedsson, *Amphilichas lineatus* (Angelin), *Ielaenus roemeri* Volb., *Brevibolbina dimorpha altonoda* Sarv, *Foramenella parkis* (Neck.), *Leperditella globosa* Sarv, *Oepikella luminosa* Sarv, *Piretella acmae* Öpik.

В верхней части пиргуской свиты, в полосе выходов и к югу от нее, распространяется *адилаская пачка* (F_IcA) — типичное обнажение у с. Адила, к югу от пос. Хагери (Jaanusson, 1956). Пачка обнажена

http://jurassic.ru/

главным образом в районе г. Хаапсалу и в окрестностях с. Лоху и пос. Кохила. Характеризуется она более высоким содержанием глинистого материала в известняках, чем в породах моэской пачки, и присутствием более толстых прослоев коричневого мергеля.

В разрезе буровой скважины Рапла пачка сложена синевато-серыми и светло-серыми глинистыми относительно тонкослоистыми известняками с прослоями мергеля. В скважине Лихувески встречаются синевато-серые и коричневато-серые глинистые комковатые известняки с прослоями мергеля. В скважине Эйамаа пачка представлена серыми и зеленовато-серыми комковатыми известняками с относительно толстыми прослоями мергеля. Во всех разрезах буровых скважин в верхней половине пачки наблюдаются 8—10 более или менее сильно развитых пиритизированных поверхностей перерыва.

Мощность пачки колеблется от 9 до 35 *м*.

Для фауны пачки характерны: *Streptelasma* (*Kenophyllum*) *subcylindricum* Dyb., *S.* (*Streptelasma*) *rusticum* (Billings), *Kiaerophyllum europaeum* (Roëmer), *Palaeohalysites kuruensis* Sokolov, *P. piirsaluensis* Sokolov, *Sarcinula luhai* Sokolov, *S. organum* (Linnaeus), *Luhaia vardi* Rõõmusoks, *Meristina? cassidea* (Dalman), *Plectatrypa* sp. n., «*Rafinesquina*» *pseudoalternata* (Schm.), *Thaerodonta* sp. n., *Euomphalus carinifer* Koken, *Maclurites neritoides* (Eichw.), *Subulites subula* Koken, *Charactoceras estonicum* Strand, *Discoceras antiquissimum* (Eichw.), *Actractopyge vardiana* Männil, *Eobronteus laticauda* (Wahlenb.), *Illaenus roemeri* Volb., *Sphaerocoryphe erratica* Männil, *Stenopareia linnarssoni* (Holm).

В восточной части Эстонии адилаская пачка почти полностью замещается «*пачкой мергелей*» (F_1cMe), представленной главным образом мергелями темно-серого цвета с тонкими прослоями светло-серого известняка. Пачка вскрыта буровыми скважинами Пийлси, Муствээ и Козе. В последней в нижней и средней частях она сложена мергелями, а в верхней части — доломитизированными мергелями темно-серого, местами темно-бурого цвета.

Мощность пачки около 32 *м*.

Фауна пачки плохо изучена. Из скважины Козе известны следующие формы: *Dalmanella* sp. sp., *Dinorthis* sp., *Kjerulfina* sp. n., *Rafinesquina* sp., *Thaerodonta* sp., *Chasmops* cf. *eichwaldi* (Schm.), *Rugosa* sp. sp.

Возможно, что эта пачка имеет более широкое распространение, поскольку подобные мергели небольшой мощности присутствуют в верхах пиргуской свиты и в скважинах Камарику и Выхма.

В центральной части Эстонии, в буровой скважине Выхма, пиргуская свита состоит из двух частей, которые в дальнейшем, вероятно, можно рассматривать как самостоятельные пачки. В низах свиты развиты темно-красные известняки с полураковистым изломом с многочисленными тонкими жилами и кристаллами кальцита, соответствующие моэской пачке. Остальная часть пиргуской свиты сложена главным образом светлыми и розоватыми биогермными известняками с многочисленными тонкими жилами кальцита, очень похожими и на известняк биогермов моэской пачки (Хуйтберг, Нийби). В этих известняках местами встречаются многочисленные фрагменты окаменелостей и *Vermiporella*?. Рассматриваемая часть пиргуской свиты в северном и северо-восточном направлениях замещается отчасти адилаской пачкой, отчасти «пачкой мергелей».

http://jurassic.ru/

Таблица 6

Корреляция стратиграфических схем ордовика

Прибалтика					Швеция	Норвегия	Англия	
Серия	Подсерия	Горизонт		Подгоризонт	Горизонт, слой	Горизонт, зона	Ярус	Граптолитовая зона
		F_2	Поркунискый		Горизонт с *Dalmanitina*	5*b*	Ашгилл	*Dicellograptus anceps*
Харьюская		F_1c	Пиргуский		Горизонт с *Staurocephalus*	5*a*		*Dicellograptus complanatus*
		F_1b	Вормсиский		Красная формация с *Tretaspis*	4*d*	Карадок	*Pleurograptus linearis*
		F_1a	Набалаский		Средние слои с *Tretaspis*	4*c*		
		E	Раквереский		Черный сланец с *Tretaspis*			
Вируская	Курнаская	D_{III}	Оандуский		Известняк Slandrom			
		D_{II}	Кейлаский		?	4*bδ*		*Dicranograptus clingani*
		D_I	Йыхвиский		Известняк Macrourus	4*bγ*		*Climacograptus wilsoni*
		C_{III}	Идавереский					*Climacograptus peltifer*
	Пуртсеская	C_{II}	Кукрузеский		Известняк Ludibundus	4*bβ* 4*bα* 4*aβ*		*Nemagraptus gracilis*
		C_Ic	Ухакуский		Известняк Crassicauda	$4a\alpha_4$	Ландейло	*Glyptograptus teretiusculus*
		C_Ib	Ласнамягиский		Известняк Schroeteri	$4a\alpha_3$		
		C_Ia	Азериский		Известняк Platyurus	$4a\alpha_{1-2}$	Лланвирн	*Didymograptus murchisoni*
Эландская	Оптикаская	B_{III}	Кундаский	*γ*	Известняк Sulevi	3*cγ*		
				β	Известняк «Raniceps»			*Didymograptus bifidus*
				α	Известняк Expansus	3*cβ*		
		B_{II}	Волховский	*γ*	Известняк Lepidurus	3*cα*	Аренниг	*Didymograptus hirundo*
				β	Известняк «Limbata»	3*bε*		
		B_I	Лээтсеский	*β*	Биллингенский горизонт	3*bδ* 3*bγ*		*Didymograptus extensus*
				α	Хуннебергский горизонт	3*bβ* 3*bα*		
	Ируская		Перерыв		Слои с *Ceratopyge*	3*aγ* 3*aβ*	Тремадок	*Bryograptus*
		A_{2-3}	Пакерортский		Слои с *Dictyonema*	3*aα* 2*e*		*Dictyonema*

http://jurassic.ru/

СОПОСТАВЛЕНИЕ ОРДОВИКА ЭСТОНСКОЙ ССР С ДРУГИМИ ОБЛАСТЯМИ

Предлагаемая схема корреляции (табл. 6) составлена в основном по данным, опубликованным в работах Ф. Хагемана и Н. Спельднеса (Hagemann & Spjeldnaes, 1955), Ю. Мартна, (Martna, 1957), Н. Спельднеса (Spjeldnaes, 1957a, b), Л. Стормера (Størmer, 1953), Т. Э. Чернвика (Tjernvik, 1956), В. Яануссона (Jaanusson, 1956, 1957a, b), В. Яануссона и И. Страхана (Jaanusson & Strachan, 1954) и А. М. Обута (1958).

Наиболее хорошо сопоставляются с соответствующими слоями Скандинавии эландская и вируская серии. Расчленение английского типового разреза дается по В. Ф. Виттарду (Whittard, 1952) и Х. Б. Виттингтону (Whittington, 1954).

Лээтсеский горизонт (B_I) сопоставляется с хуннебергским и нижней частью биллингенского горизонтов. При этом предполагается, что трансгрессия в начале лээтсеского времени в Прибалтике совпадает с таковой в начале аренига в Швеции. Однако, Т. Э. Чернвик (Tjernvik, 1956) и В. Яануссон (Jaanusson, 1957a) коррелируют $B_{I\alpha}$ с верхней частью тремадока Швеции.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

ВВЕДЕНИЕ

Первая стратиграфическая схема силура Эстонии была разработана Ф. Шмидтом, который в 1858 г. отнес к верхнему силуру (силур) слои от юруского до оксеаареского горизонта (Schmidt, 1858). В силурийской системе он выделил три группы слоев (ярусы). Дополненная схема была им представлена осенью 1878 г. (Шмидт, 1879) и в полном виде (табл. 7) опубликована в 1881 г. (Schmidt, 1881). Этой схемой расчленения силура уже в 1879 г. пользовался К. Гревингк (Grewingk, 1879).

Впоследствии Ф. Шмидт подразделил ярусы J и K на две части (Schmidt, 1891).

В. Х. Твенхофел (Twenhofel, 1916) выделил в силуре Эстонии четыре «формации». Он впервые дал названия тамсалуской, адавереской, яниской и сааремааской формациям, а также сагаристиской и каугатомаской зонам. Тамсалуская формация расчленяется В. Х. Твенхофелем на три, сааремааская — на две зоны (см. табл. 7). Разрез силура Эстонии он сопоставил с разрезами других стран.

В дальнейшем силурийские отложения Эстонии изучались многими исследователями.

Х. Беккер рассматривал стратиграфию силура в ряде работ (Bekker, 1922a, 1923, 1925a, 1925b). Им было предложено более детальное расчленение яниского и сааремааского горизонтов.

В работе К. Тейхерта (Teichert, 1928) описываются разрезы обнажений юруского, тамсалуского и райккюлаского горизонтов в западной части Эстонии.

Данные о геологии северной части островов Сааремаа, Муху и западной материковой части Эстонии существенно дополнились работами А. Луха (Luha, 1930). Впервые в истории изучения силура Эстонии им были использованы разрезы буровых скважин. Много внимания

http://jurassic.ru/

Схемы стратиграфии силура

Ф. Б. Шмидт, 1881—1891			В. Х. Твенхофел, 1916			Х. Беккер, 1925			Принимаемая схема			
Ярус	Слой, слои		Формация, зона, слои			Горизонт		Зона	Отдел	Ярус	Горизонт	
К		Слои с *Ilionia*	Эзельская формация		Каугатомаская зона	К	Сааремааский	Охесааресская K_4	Верхний	Нижнелудловский	K_4	Охесааресский
								Каугатомаская K_3			K_3	Каугатумаский
								Паадлаская K_2			K_2	Паадлаский
		Слои с *Eurypterus*			Сагаристиская зона			Роотсикюла-Каармаская K_1			K_1	Каармаский
J	J_2	Доломиты и известняки	Йоханниская формация			J	Яанискый	Тагамыйзаская J_3	Нижний	Венлокский	J_2	Яагарахуский
	J_1	Мергели						Вилсанди-Пангаская J_2			J_1	Яанискый
								Суурикуская J_1				
H	H	Эстонусовый	Аддиферская формация			H	Адавереский			Ландоверийский	H	Адавереский
G	G_3	Райкюльский	Тамсальская формация		Райкюльские слои	G_3	Райккюлаский				G_3	Райккюлаский
	G_2	Бореалисовый			Бореалисовая зона	G_2	Бореалисовый				G_{II}	Тамсалуский
	G_1	Иерденский			Иерденская зона	G_1	Юуруский				G_I	Юуруский
	F_2	Боркгольмский	Боркгольмская формация			F_2	Поркуниский				F_2	Поркуниский

http://jurassic.ru/

А. Луха уделил исследованию различных фаций (пачек) горизонта J_2. Он дал уточненную сводку по фауне горизонтов J_1, J_2 и K_1.

В 1933 г. А. Луха опубликовал в Эстонской энциклопедии краткую сводку по стратиграфии силура Эстонии, в которой приведены основные данные о мощности, литологии и фауне отдельных горизонтов (Luha, 1933a). Силурийская система расчленена им на четыре яруса: салопйан (G_1—G_3), венлок (H—J_2), лудлов (K_1—K_2) и даунтон (?) (K_3—K_4).

В последней работе А. Луха (Luha, 1946) силурийскую систему расчленяет на три яруса: ландовери (F_2—H), венлок (J_1—J_2) и лудлов (K_1—K_4).

К. Х. Хоппе (Hoppe, 1931) кратко рассмотрел литологию, фауну и палеогеографию каармаского, паадлаского, каугатумаского и охесаареского горизонтов.

К. Орвику (Orviku, 1933) дал сжатое описание силурийских известняков и доломитов Эстонии.

В 1934 г. А. Эпик предложил отнести поркуниский горизонт к силуру (Öpik 1934a, 1937d, 1952).

Э. Розенштейн в течение нескольких лет исследовала выходы юруруского, тамсалуского, райккюлаского и адавереского горизонтов и опубликовала полученные ею результаты в ряде статей (Rosenstein, 1938, 1939, 1940a, 1940в). Позднее она опубликовала сводный разрез горизонтов F_2—H для восточной части Эстонии (Rosenstein, 1943a).

Вопрос о положении границы между ордовикской и силурийской системами рассматривался В. Яануссоном (Jaanusson, 1944, 1956). В последней работе он проводит эту границу по подошве юруруского горизонта, полагая, что поркуниский горизонт соответствует верхам ашгилла Англии.

Б. С. Соколов (1951б, 1952, 1953) и В. Н. Рябинин (1951) кратко рассмотрели стратиграфию всех горизонтов силура Эстонии, пользуясь при этом схемой расчленения силура, предложенной А. Луха (Luha, 1946).

Сводный обзор стратиграфии силура Эстонии был опубликован А. Эпиком в 1952 г. (Öpik, 1952).

Работы А. Аалоэ (1956, 1958a, 1958б) посвящены литологии биогермов яагарахуского горизонта, клиффам того же горизонта на северном побережье о-ва Сааремаа и стратиграфии юруруского и тамсалуского горизонтов.

Ряд новых данных по стратиграфии и литологии поркуниского и юруруского горизонтов в районе г. Тапа приведено Ю. Мартна (Martna, 1957). Им кратко рассмотрена и корреляция нижнего силура Эстонии и Норвегии.

В путеводителе геологической экскурсии научной сессии (Мяннииль и др., 1958) приведены описания поркуниского и тамсалуского горизонтов в окрестности пос. Поркуни и Тамсалу.

В обзоре стратиграфии палеозойских и четвертичных отложений Эстонской ССР излагаются новые результаты изучения стратиграфии силура (Аалоэ и др., 1958).

Вопросы корреляции силура Эстонии по граптолитам изложены А. М. Обутом (1958), а также О. И. Никифоровой и А. М. Обутом (1959).

Фауна силура Эстонии изучалась многими палеонтологами. Особый интерес представляли хорошо сохранившиеся остатки древнейших рыб (костнощитковых), главным образом из каармаского горизонта. Их рассматривали в своих работах К. Пандер (Pander, 1856), Ф. Шмидт (Schmidt, 1866, 1893, 1894), В. Рохон (Rohon, 1892, 1893), В. Паттен

http://jurassic.ru/

(Patten, 1931), И. Киаэр (Kiaer, 1932), К. Х. Хоппе (Hoppe, 1931, 1933), Г. М. Робертсон (Robertson, 1935, 1937, 1938, 1939), А. Луха (Luha, 1940c) и В. Гросс (Gross, 1950).

Из беспозвоночных внимание исследователей привлекали многочисленные мерostоматы каармаского горизонта, изучением которых занимались Э. Эйхвальд (Eichwald, 1855), И. Нечковский (Nieszkowski, 1859) и Ф. Шмидт (Schmidt, 1883, 1902, 1904).

Другие группы беспозвоночных были рассмотрены следующими авторами: строматопоры — В. Н. Рябининым (1951); табуляты и гелиолитиды — Б. С. Соколовым (1951б, 1952, 1955); ругозы — В. Дыбовским (Dybowski, 1870), В. Рейманом (1954, 1956, 1958), Д. Кальо (1956, 1958а, в), Д. Кальо и В. Рейманом (1958); брахиоподы — Ф. Хоннингеном-Хуэне (Hoyningen-Huene, 1899, 1900), А. Эпиком (Öpik, 1934a), Э. Розенштейн (Rosenstein, 1939, 1940b, 1943b) и А. Н. Сокольской (1954); мшанки — Р. С. Бассlером (Bassler, 1911) и Р. Мяннилем (1958д); гастроподы Э. Кокеном (Koken, 1925); остракоды — Ф. Шмидтом (Schmidt, 1873, 1883) и К. Стумбуром (1956); трилобиты — И. Нечковским (Nieszkowski, 1857, 1859), Ф. Шмидтом (Schmidt, 1881—1907), А. Эпиком (Öpik, 1937b), Э. Розенштейн (Rosenstein, 1941), А. Луха (Luha, 1939) и Р. Мяннилем (1958 г); граптолиты — А. М. Обутом и Ю. В. Рыцк (1958). Кроме упомянутых авторов, следует отметить еще Э. Эйхвальда (Eichwald, 1855, 1860) и К. Тейхерта (Teichert, 1928), которые занимались несколькими группами фауны.

СТРАТИГРАФИЯ

Силурийские отложения залегают вблизи дневной поверхности в центральной части Эстонской ССР и на островах Сааремаа, Муху, Хийумаа и др. Они простираются здесь с запада на восток и падают на юг. Угол падения слоев обычно небольшой — в среднем 0°15′. Падение слоев юруского, тамсалуского и райккюлаского горизонтов в окрестностях Кохила-Рапла колеблется, по Р. Мяннилю, в пределах 2,2—4,5 *м* на 1 *км*. Падение слоев райккюлаского горизонта в районе возвышенности Пандивере, по Э. Розенштейн (Rosenstein, 1943a), составляет около 2 *м* на 1 *км* к югу и около 0,6 *м* на 1 *км* к западу. Относительно большой угол падения (до 0°45′) юруского, тамсалуского и райккюлаского горизонтов наблюдается в окрестностях с. Прюмли (Rosenstein, 1943a). Локальное нарушение залегания слоев яниского и яагарахуского горизонтов имеет место на клиффе Ниназе о-ва Сааремаа (Luha, 1946). Здесь угол падения слоев достигает 9°. Такие нарушения, однако, довольно редкое явление.

Вопрос о положении нижней границы силура в Эстонской ССР не разрешен однозначно. Различные предложения о проведении этой границы за период 1858—1943 гг. кратко изложены В. Яануссоном (Jaanusson, 1944). С 1934 г. эта граница проводится довольно последовательно по подошве поркуниского горизонта. Впервые такое предложение было сделано А. Эпиком (Öpik, 1934a), который подчеркивал, что поркуниский горизонт соответствует низам ландовери (Öpik, 1937d, 1952).

В работах В. Н. Рябинина (1951), Б. С. Соколова (1951б, 1955), Д. Кальо (1956, 1958а, в), А. М. Обута (1958), а также О. И. Никифоровой и А. М. Обута (1959) приводятся новые данные о вертикальном распространении строматопор, табулят, гелиолитид, ругоз и граптолитов

http://jurassic.ru/

в ордовике и силуре Эстонии, подтверждающие в некоторой степени точку зрения А. Эпика. При этом, однако, следует подчеркнуть, что остальные группы фауны поркуниского горизонта, в частности мшанки, брахиоподы и трилобиты, имеют явно ордовикский облик.

Р. Мянниль, исходя из палеогеографических соображений, предложил проводить рассматриваемую границу по подошве песчанистого известняка, залегающего в верхней части поркуниского горизонта. К аналогичному выводу пришли позже В. Яануссон (Jaanusson, 1956) и Ю. Мартна (Martna, 1957). В. Яануссон при этом коррелирует далманитиновые слои Швеции с поркуниским горизонтом, предполагая, что они соответствуют верхам ашгилла Англии. В настоящее время последняя точка зрения в Скандинавии общепринята (Henningsmoen, 1954; Størmer, 1956; Thorslund, 1958). Поэтому в настоящем разделе поркуниский горизонт относится к силуру только условно.

Верхняя граница силура в Эстонии не вскрыта — отложения, соответствующие верхам силура и низам девона, здесь отсутствуют.

Силур Эстонской ССР подразделяется на два отдела. В нижнем силуре (см. табл. 7) обычно выделяются ландоверийский и венлокский ярусы, а в верхнем силуре лудловский ярус (Schmidt, 1891; Twenhofel, 1916; Bekker, 1923; Luha, 1946; Öpik, 1952; Аалоэ и др. 1958).

Нижний силур (S_1)

Ландоверийский ярус (S_1^1)

Поркуниский горизонт (F_2)

Соответствует «Borkholmsche Schicht (F_2)» + неизвестные слои до «Jördensche Schicht (G_1)» Ф. Шмидта (Schmidt, 1881); «Porkuni lade (F_2)» + неизвестные слои до «Juuru lade (G_1)» Х. Беккера (Bekker, 1922a); «Porkuni-Stufe (F_2)» Э. Розенштейн (Rosenstein, 1943a).

Нижняя граница горизонта вскрыта буровыми скважинами, расположенными близко к полосе выходов. Литологически она нерезкая. Низы горизонта состоят из мергелистых, иногда доломитизированных известняков рёаской пачки. Верхи пиргуского горизонта представлены мергелистыми известняками адилаской пачки с прослоями мергеля. В более южных скважинах нижняя часть горизонта состоит из пород адилаской пачки или же из мергелей «мергелистой пачки», распространяющихся также в верхней половине пиргуского горизонта. В этих случаях нижняя граница поркуниского горизонта проводится по самой верхней поверхности перерыва, которой заканчивается серия подобных поверхностей, характерная для верхов пиргуского горизонта (рис. 39 и 41).

В скважине Выхма низы горизонта сложены мергелями «мергелистой пачки», которые залегают на биогермных известняках пиргуского горизонта.

Мощность горизонта колеблется в пределах 2,8—16,2 *м* (рис. 40).

Стратиграфия горизонта рассматривается Э. Розенштейн (Rosenstein, 1943a), Б. С. Соколовым (1951б), Ю. Мартна (Martna, 1957), а также Р. Мяннилем и Ю. Сирком. Литологией горизонта занималась П. Пальм.

Э. Розенштейн (Rosenstein, 1943a) подразделяет горизонт в разрезе буровой скважины Камарику на три части (снизу вверх): 1) изве-

http://jurassic.ru/

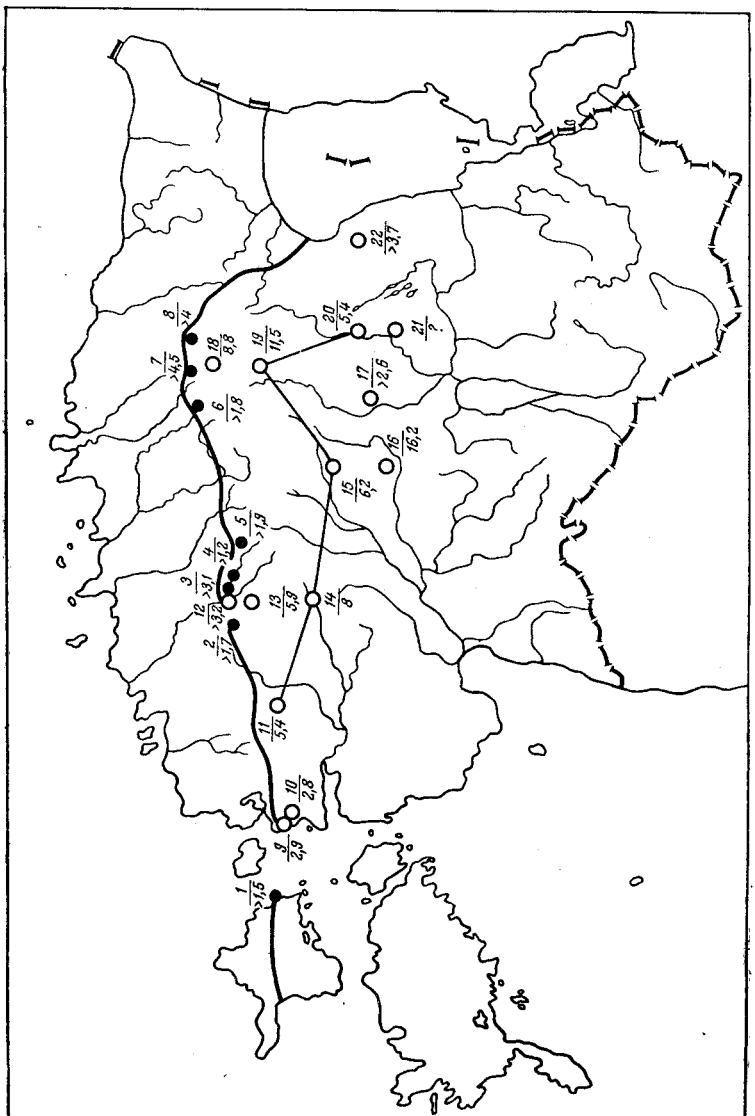


Рис. 40. Основные обнажения (1—8), буровые скважины (9—22) и линия разрезов (рис. 41) поркуниского горизонта

1 — о-в Вохилайд; *2* — Метсакюла; *3* — Рёа-Ягупи; *4* — Сели; *5* — Ийда; *6* — Койги; *7* — Поркуни; *8* — Кехала; *9* — Пуску; *10* — Азукюла; *11* — Колувере; *12* — Лоху; *13* — Рапла; *14* — Лихувески; *15* — Эламаа; *16* — Выхма; *17* — Сулуствере; *18* — Вяйке-Маарья; *19* — Камарику; *20* — Йыгева; *21* — Курси; *22* — Козе

стняк коричневатый, мергелистый; 2) песчаник; 3) известняк светлый, плотный, немой. Подобная общая последовательность основных литологических подразделений горизонта установлена впоследствии и в других скважинах.

Резкая смена седиментации (известняк — песчаник) и следы размыва на подошве песчаника, обнаруженные Р. Мяннилем в разрезе скважины Рапла, дали ему основание понизить верхнюю границу поркуниского горизонта до основания песчаника. Аналогичный вывод был сделан позднее Б. С. Соколовым (1951б), В. Яануссоном (Jaanusson, 1956) и Ю. Мартна (Martna, 1957). Включенные Р. Мяннилем в юруский горизонт слои были им названы койгиским подгоризонтом ($G_1\alpha$).

http://jurassic.ru/

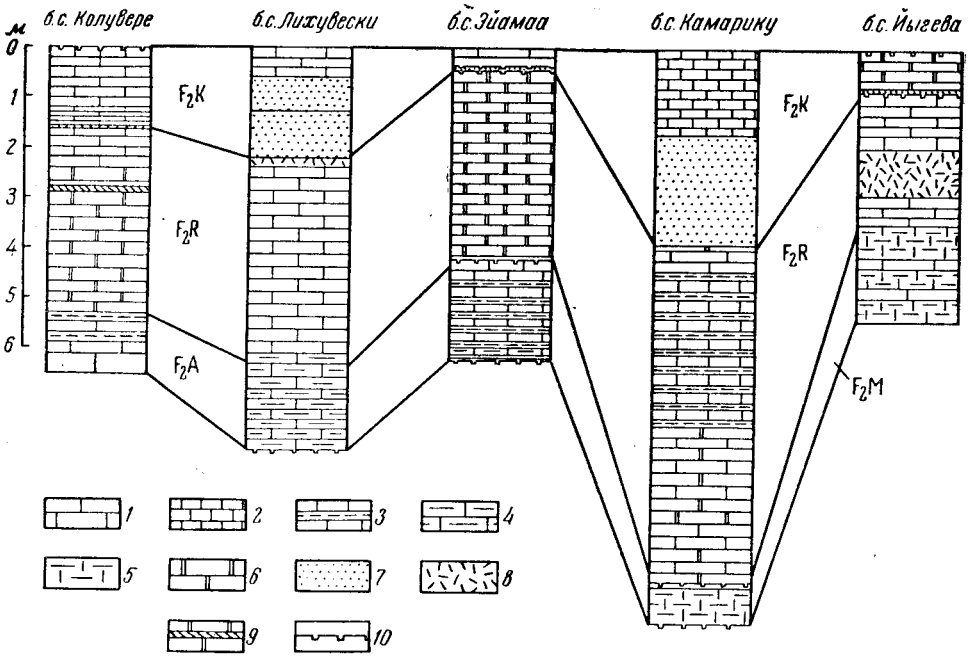


Рис. 41. Разрезы поркуниского горизонта
(по данным Э. Юргенсон, Р. Мянниля и А. Рыымусокса)

1 — толстослоистый известняк; *2* — тонкослоистый известняк; *3* — известняк с прослоями мергеля; *4* — мергелистый известняк; *5* — мергель; *6* — доломитизированный известняк; *7* — песчанистый известняк и известковистый песчаник; *8* — грубодетритусовый известняк; *9* — битуминозный известняк; *10* — поверхность перерыва. F_2K — койгиская пачка; F_2R — рёаская пачка; F_2A — адилаская пачка; F_2M — «мергелистая пачка»

По А. Аалоэ (1958), однако, в известняках, залегающих над песчаником, встречаются типичные для поркуниского горизонта формы, такие как *Leptaena acuteplicata* Öpik, *Graptodictya obliqua* Bassler и *Solenopora* sp. Поэтому он относит эти слои к поркунискому горизонту. В настоящей сводке они рассматриваются как койгиская пачка.

Для доломитизированных известняков, залегающих в низах горизонта (нижняя половина первого комплекса Э. Розенштейн), Ю. Мартна (Martna, 1957) предлагает название «рёаские слои» (Röa beds). Разграничение этих слоев, по исследованиям Ю. Сирка, представляет большие трудности. Доломитизацией нередко бывает охвачена и средняя часть комплекса (а иногда даже весь комплекс, например, в скважине Эйамаа). В связи с неопределенностью положения верхней границы рёаских слоев в трактовке Ю. Мартна представляется целесообразным обозначать этим термином весь первый комплекс Э. Розенштейн, т. е. все слои до основания песчаника. В нижеследующем описании рассматриваемый комплекс называется рёаской пачкой, несмотря на то что эта пачка литологически довольно разнообразна (данные Ю. Сирка).

Низы горизонта в центральной части Эстонии относятся к *адилаской пачке* (F_2A), вскрытой скважинами Колувере, Лихувески, Эйамаа и др. (см. рис. 41). В разрезе буровой скважины Колувере адилаская пачка представлена серыми тонкослоистыми, комковатыми известняками с прослоями мергеля. В скважине Лихувески она сложена в большей части синевато-серыми тонкослоистыми, мергелистыми известняками с редкими

http://jurassic.ru/

прослоями коричневато-серого мергеля. В буровой скважине Эйамаа эта пачка состоит в основном из серых мелкозернистых известняков с довольно толстыми прослоями мергеля (до 10 *см*). Адилаская пачка в северном направлении замещается рёаской, а в южном и восточном направлениях — «мергелистой пачкой».

Мощность верхней части адилаской пачки, охватывающей низы поркуниского горизонта, колеблется в пределах 0,5—2 *м*.

Из фауны пачки известны лишь *Thaerodonta* sp. n. и некоторые мшанки (все из скважины Лихувески).

«Мергелистая пачка» (F_2M) вскрыта скважинами Камарику, Йыгева, Козе и Выхма. Она представлена в скважине Камарику зеленовато-серым тонкослоистым мергелем. В скважине Йыгева эта пачка состоит в основном из синевато-серого мергеля с раковистым изломом с прослоями комковатого мелкозернистого известняка. В скважине Выхма пачка сложена серыми, в нижней части с коричневатым оттенком, доломитизированными мергелями. В общем аналогичные породы вскрыты и скважиной Козе. В отличие от других скважин, в последней в середине пачки наблюдается своеобразный темно-коричневатый (битуминозный?) слой мергеля.

В северном направлении пачка полностью замещается рёаской.

Мощность пачки колеблется в довольно широких пределах — 0,8—16 *м*.

О фауне данных нет.

Рёаская пачка распространяется по всей центральной части Эстонии. Она обнажена во многих местах и вскрыта всеми буровыми скважинами, проходящими поркуниский горизонт, кроме скважин Выхма и Козе.

Литологически пачка разнообразна, что хорошо иллюстрируется на примере разреза каменоломни Поркуни, где вскрытая мощность равна 4,47 *м* (Мянниль и др., 1958). Разрез представлен в следующем виде (снизу вверх):

1. Доломит желтовато-серый, мергелистый, мелкозернистый	0,70 *м*
2. Известняк желтовато-серый до коричневато-серого, толстослоистый, грубокристаллический, детритусовый, местами слабо доломитизированный, с богатой, но плохо сохранившейся фауной	0,65 „
3. Известняк желтовато-серый, мергелистый, мелкозернистый, с многочисленными *Lichenalia concentrica* Hall, иногда с *Mesofavosites dualis* Sok.	0,32 „
4. Известняк желтовато-серый, мергелистый, с линзообразными прослойками известковистого мергеля	0,40 „
5. Известняк коричневато-серый, мелкозернистый, в верхней части (0,70 *м*) слабо битуминозный, с прослойками мергеля и обильной фауной	1,20 „
6. Известняк светло-серый, преимущественно мелкозернистый, с неровными прослойками мергеля и многочисленными кораллами	1,20 „

Хотя мощность и литологический состав отдельных слоев в расположенных близко друг к другу обнажениях быстро изменяются, в полосе выхода для пачки в целом можно считать характерным следующее деление: внизу — известняки доломитизированные или грубодетритусовые, в середине — более или менее битуминозный известняк, а наверху — известняки мелкозернистые, часто афанитовые, богатые кораллами.

В буровых скважинах, расположенных далеко на юг от полосы выходов, пачка литологически более однообразна.

Мощность пачки колеблется в пределах 2,6—6,7 *м*. К югу от скважины Эйамаа и к востоку от скважины Йыгева пачка полностью замещается «мергелистой пачкой».

http://jurassic.ru/

Фауна довольно богатая. Особенно часто встречаются кораллы. При этом следует отметить, что в то время как кораллы пачки имеют в основном силурийский облик, остальные группы фауны представлены ордовикскими родами.

Наиболее характерны следующие виды: *Clathrodictyon variolare* (Rosen), *Calostylis concavifundatus* Reiman, *Codonophyllum rhizobolon* (Dybowski), *Palaeophyllum fasciculus* (Kutorga), *Streptelasma gigantea* Kaljo, *Propora magna* Sokolov, *Proheliolites gracilis* Sokolov, *Mesofavosites dualis* Sokolov, *Multisolenia prisca* Sokolov, *Palaeofavosites corrugatus* Sokolov, *Fenestella striolata* Eichwald, *Lichenalia concentrica* Hall, *Pteropora pennula* Eichwald, *Ptilodictya flabellata* Eichw., *Sceptropora facula* Ulrich, *Barbarorthis porkuniensis* Oraspõld, *Leptaena acuteplicata* Öpik, *Platystrophia humilis* Oraspõld, *Streptis undifera* (Schmidt), *Conocardium* aff. *dipterus* Salter, *Dawsonoceras fenestratum* (Eichwald), *Choneilobarges memorans* Öpik, *Platylichas margaritifer* (Nieszkowski), *Proetus ramisulcatus* Nieszk., *«Bythocypris» aequa* Stumbur, *«B.» intecta* Stumbur.

Койгиская пачка (F_2K) распространяется в полосе выходов и к югу от нее. В обнажениях (например, обнажение Койги) она, по данным Ю. Сирка, представлена биогермными известняками с песчанистыми прослоями. В Центральной Эстонии пачка состоит из двух частей: внизу залегают песчанистые известняки или известковистые песчаники (песчаник по Э. Розенштейн), а наверху — известняки мелкозернистые до скрытокристаллических, иногда с раковистым изломом и тонкими прослоями мергеля. В последних местами встречаются зерна кварца. Песчанистые породы имеют наибольшую мощность в скважинах Рапла, Лихувески и Камарику. К северу от линии Рапла — Камарику они замещаются упомянутыми выше биогермными известняками.

Мощность пачки колеблется в пределах 0,5—4 *м*.

Фауна еще недостаточно изучена. По данным А. Аалоэ (1958) и Ю. Сирка, здесь встречаются: *Holtedahlina* sp., *Leptaena acuteplicata* Öpik, *Rafinesquina* sp., *Thaerodonta*? sp., *Platystrophia saxbyensis* Oraspõld, *Lichenalia concentrica* Hall, *Ptilodictya flabellata* Eichw., *Rhabdotetradium* sp. и др.

Юруский горизонт (G_1)

Соответствует нижней и средней частям «Jördensche Schicht (G_1)» Ф. Шмидта (Schmidt, 1881); нижней и средней частям «Juuru lade (G_1)» Х. Беккера (Bekker, 1922a); «юрускому горизонту (G_1)» А. Аалоэ (1958).

Нижняя граница горизонта не обнажается. В разрезах буровых скважин она проводится по подошве более мощных прослоев мергеля. Известняки в низах горизонта обычно детритусовые. В скважине Вяйке-Маарья на границе наблюдается поверхность перерыва.

Верхи поркуниского горизонта представлены скрытокристаллическими (афанитовыми) комковатыми известняками с раковистым изломом, чередующимися с тонкими прослоями мергеля койгиской пачки.

Мощность горизонта колеблется в пределах 8,5—22 *м* (рис. 42).

Э. Розенштейн подразделяет горизонт в окрестностях с. Амбла и пос. Тамсалу на три зоны (снизу вверх):

http://jurassic.ru/

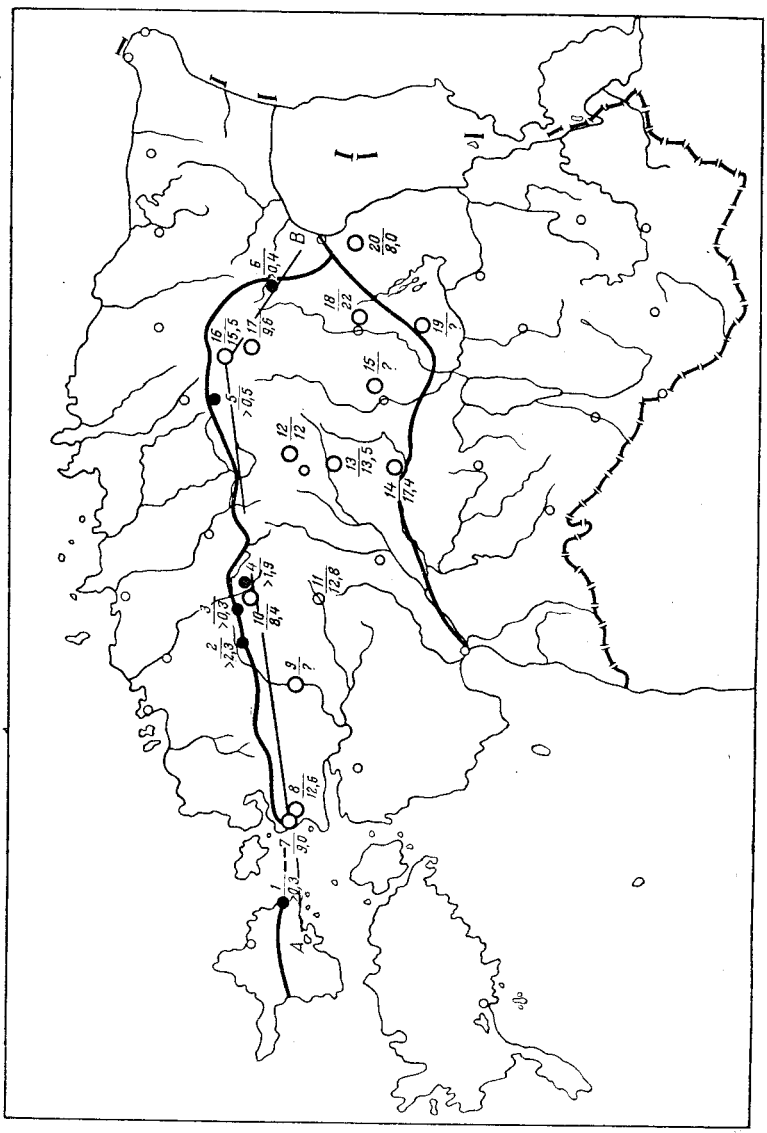


Рис. 42. Основные обнажения (1—6), буровые скважины (7—20) и линия разрезов (рис. 44) юруруского горизонта

1 — Вахтрепа; *2* — колодец городища Варбола; *3* — Кодила; *4* — Юру; *5* — Койги; *6* — Паасвере; *7* — Пуску; *8* — Азукюла; *9* — Колувере; *10* — Рапла; *11* — Лихувески; *12* — Пайде; *13* — Эйамаа; *14* — Выхма; *15* — Сулуствере; *16* — Вийке-Маарья; *17* — Камарику; *18* — Пыгева; *19* — Курси; *20* — Козе

1. Мергель темно-серый до светло-серого в чередовании с серым плитчатым доломитизированным известняком; фауна бедная, наиболее часто встречается *Coelospira duboisi* (Verneuil) . . . . . 5,5—6 *м*

2. Известняк доломитизированный, органогенно-детритусовый, с прослоями мергеля. Часто встречается *Stricklandia* aff. *lens* . . . . . 2—2,5 „

3. Известняк пестрый, доломитизированный, мергелистый, обогащенный окислами железа, с бедной фауной . . . . . 2 „

Р. Мянниль в 1949 г. установил, что слои с *Coelospira* в действительности залегают выше слоев со *Stricklandia*. Исследованиями А. Аалоэ (1958) было установлено, что верхняя зона Э. Розенштейн, во-первых, содержит фауну, тесно связанную с фауной тамсалуского горизонта

http://jurassic.ru/

(*Clathrodictyon conomammillatum* Riab., *Palaeofavosites forbesiformis* var. *limbergensis* Sok., *Homeoaspira aprinis* (Vern.), *Rafinesquina* (R.) *aequalis* Teich. и др.) и, во-вторых, замещается в западной части Эстонии слоями, содержащими местами в большом количестве *Pentamerus borealis* (Eichwald). На основании приведенных выше фактов А. Аалоэ относит эту зону к тамсалускому горизонту.

По фауне и литологическому характеру пород в горизонте им выделяются две пачки: варболаская (G_IV) и паасвереская (G_IP).

Варболаская пачка распространяется в западной и центральной частях Эстонии. К востоку от возвышенности Пандивере она замещается паасвереской пачкой (см. рис. 44). Почти все известные обнажения горизонта находятся в районе распространения рассматриваемой пачки. Пачка вскрыта многими буровыми скважинами. Породы пачки литологически довольно однообразны. На полосе выходов преобладают богатые фауной тонкослоистые мелкокристаллические детритусовые, реже биоморфные брахиоподовые мергелистые узловатые известняки с частыми прослоями мергеля (особенно в нижней части горизонта). В детрите преобладают фрагменты брахиопод, гастропод, мшанок и др. В разрезах буровых скважин, в южной части полосы выходов горизонта, биоморфные известняки отсутствуют, причем количество прослоев известняков уменьшается, а мергеля увеличивается.

Мощность пачки колеблется в пределах 8,5—22 *м*.

Фауна пачки богата, но однообразна. В нижней трети разреза доминирует *Stricklandia lens* (Sow.). Для остальной части характерна *Coelospira duboisi* (Vern.), которая местами встречается даже в массовом количестве. Типичная фауна пачки включает следующие виды: *Brachyelasma estonica* (Dybowski), *Streptelasma whittardi* Smith, *Palaeofavosites rudis* Sokolov, *Coelospira duboisi* (Verneuil), *C. hemisphaerica* (Sow.), *Fardenia pecten* (L.), *Hesperorthis* aff. *davidsoni* (Verneuil), *Parmorthis* sp., *Plectatrypa* sp., *Rhipidomella* sp., *Stricklandia lens* (Sow.) и др.

Паасвереская пачка распространяется к востоку от возвышенности Пандивере, обнажается только в каменоломне у с. Паасвере и вскрыта буровыми скважинами Вяйке-Маарья и Козе. Пачка представлена мелкозернистыми мергелистыми и обычно доломитизированными шламовыми известняками с частыми волнистыми прослойками мергелей. В известняках изредка встречаются членики стеблей иглокожих и мелкий брахиоподовый детрит.

Мощность пачки в скважине Вяйке-Маарья 15,5 *м*.

О фауне пачки имеется очень мало данных. Пока найдены лишь единичные экземпляры *Coelospira duboisi* (Verneuil) и некоторые кораллы.

Тамсалуский горизонт (G_{II})

Соответствует верхней части «Jördensche Schicht (G_1)» + «Borealis-Bank (G_2)» Ф. Шмидта (Schmidt, 1881); верхней части «Juuru lade (G_1)» + «Borealis-lade (G_2)» Х. Беккера (Bekker, 1922a).

Нижняя граница горизонта обнажается только в двух пунктах: в колодце городища Варбола и в пос. Юуру. Литологически она выражена нерезко. В пограничных слоях наблюдается уменьшение характерных для юруского горизонта прослоев мергеля и появление слоев плотного

http://jurassic.ru/

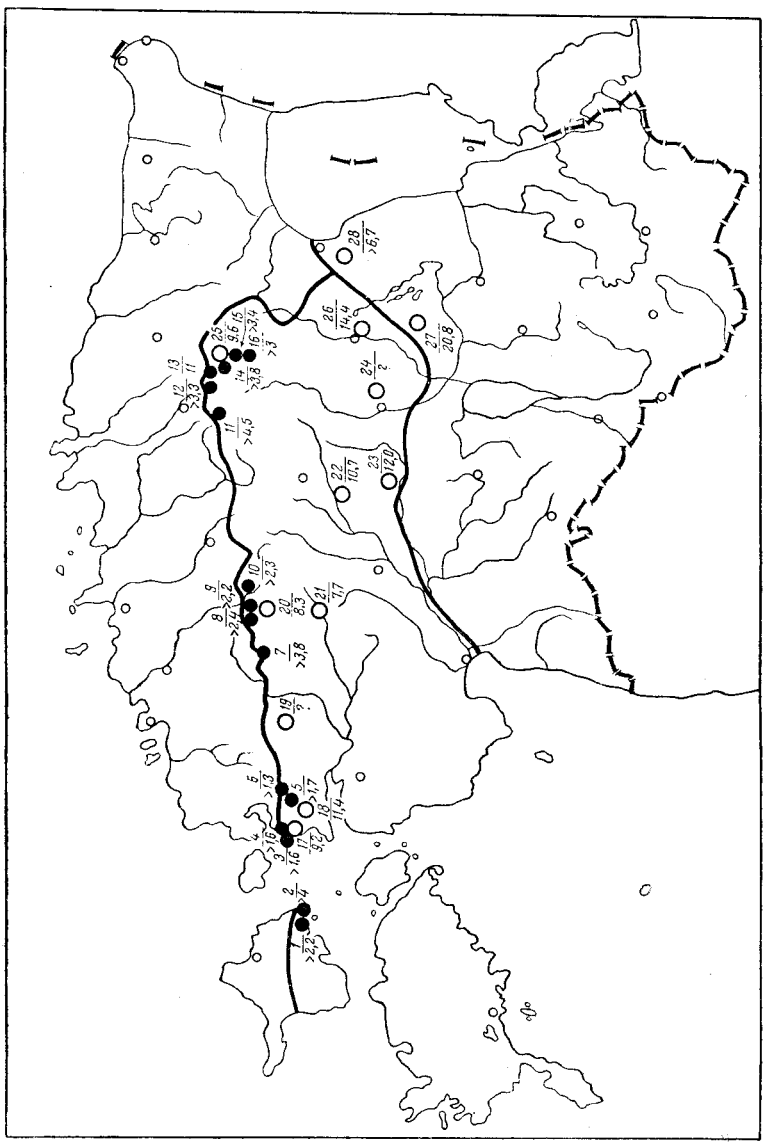


Рис. 43. Основные обнажения (1—16) и буровые скважины (17—27) тамсалуского горизонта
1 — Хиллисте; *2* — Калласто; *3* — Пуллапя; *4* — Кильтси; *5* — Выннну; *6* — Киримяэ; *7* — колодец городища Варбола; *8* — Оэла; *9* — Хагуди; *10* — Юуру; *11* — Тамику; *12* — Тамсалу («Сильва»); *13* — Тамсалу («Лимберг»); *14* — Пыдрангу; *15* — Каарма; *16* — Камарику; *17* — Пуску; *18* — Азукюла; *19* — Колувере; *20* — Рапла; *21* — Лихувески; *22* — Эйамаа; *23* — Выхма; *24* — Сулуствере; *25* — Вяйке-Маарья; *26* — Пыгева; *27* — Курси; *28* — Козе

грубокристаллического известняка. В районе выходов паасвереской пачки юруского горизонта нижняя граница тамсалуского горизонта проводится по подошве мергелей козеской пачки (Аалоэ, 1958).

Фаунистически нижняя граница тамсалуского горизонта маркируется прежде всего исчезновением брахиоподы *Coelospira duboisi* (Vern.), встречающейся в верхах юруского горизонта.

Мощность горизонта колеблется в пределах 6,8—14,40 *м* (рис. 43).

К. Тейхерт (Teichert, 1928) рассматривает вопросы стратиграфии и корреляции отдельных разрезов на о-ве Хийумаа и п-ове Ридала. Э. Розенштейн изучала литологию горизонта в окрестностях пос. Тамсалу.

http://jurassic.ru/

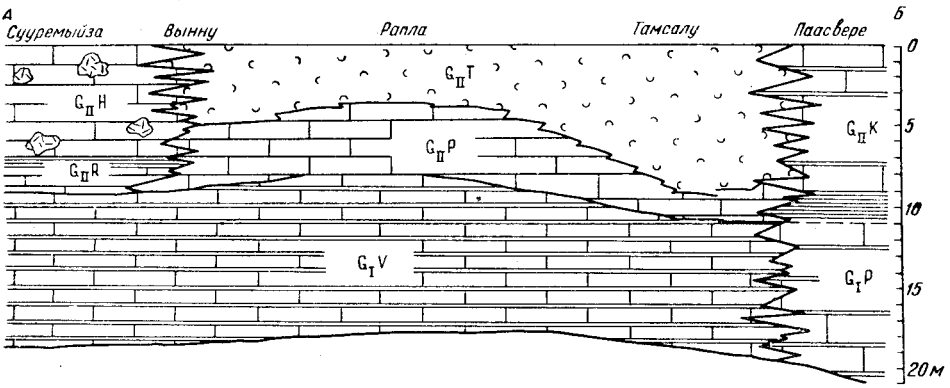


Рис. 44. Разрез юруского (G_I) и тамсалуского (G_{II}) горизонтов по линии Сууремыйза—Рапла—Тамсалу (Аалоэ, 1958) (см. рис. 42)

G_IV — варболаская пачка; G_IP — паасвереская пачка; $G_{II}H$ — хиллистеская пачка; $G_{II}R$ — ридалаская пачка; $G_{II}T$ — таммикуская пачка; $G_{II}P$ — пургаская пачка; $G_{II}K$ — козеская пачка

Л. Аалоэ (1958) выделяет в тамсалуском горизонте пять пачек: ридаласкую ($G_{II}R$), хиллистескую ($G_{II}H$), пургаскую ($G_{II}P$), таммикускую ($G_{II}T$) и козескую ($G_{II}K$) (рис. 44).

Ридалаская пачка распространяется в западной части Эстонии (к западу от меридиана г. Хаапсалу). Она развита в низах горизонта. Максимальная мощность ее 3,3 *м*. Из обнажений можно назвать нижнюю часть карьера Рохукюла, карьеры и естественные обнажения около Пуллапя и Вахтрепа (о-в Хийумаа). Эта пачка вскрыта буровой скважиной Пуску. В пределах пачки выделены три комплекса: низы пачки представлены детритусово-обломочными пентамерусовыми известняками (0,5 *м*); средняя часть пачки сложена детритусовыми, частью песчаниковидными известняками (1,5 *м*); в верхней части пачки залегают тонкослоистые детритусовые, частью биоморфные мергелистые известняки, в которых местами в изобилии встречаются *Aulopora* sp. (около 1 *м*).

Из фауны наиболее часто встречаются следующие формы: *Brachyelasma estonica* (D y b o w s k i), *Aulopora* sp., *Fardenia pecten* (L.), *Pentamerus borealis* (E i c h w a l d) и др.

Хиллистеская пачка мощностью 7,7 *м* имеет то же распространение, как и ридалаская, залегает над ней и обнажена в Пюхалепа и Хиллисте (на о-ве Хийумаа), Рохукюла, Кильтси, Эйглакюла, Калласте и Пуллапя (в западной части материка Эстонии). Литологически она представлена в нижней своей части среднекристаллическими грубодетритусовыми и обломочно-детритусовыми известняками, в средней части — мелкокристаллическими мелкодетритусовыми и шламовыми мергелистыми известняками с прослойками мергелей, в верхней части — грубокристаллическими или разнозернистыми грубодетритусовыми криноидными известняками. Для пачки в целом характерно наличие биогермов, образованных главным образом кораллами, среди которых в большом количестве встречаются *Mesofavosites fleximurinus* var. *similis* S o k., *Palaeofavosites paulus* var. *dagoensis* S o k. и др. Биогермы небольшие — диаметр их не превышает 30 *м*, а мощность не более 3 *м*. Они состоят из скрытокристаллических биогермных известняков. Вблизи биогермов часто встречаются брекчиевидные органогенные породы.

http://jurassic.ru/

Фауна пачки довольно разнообразна. Типичными ее представителями являются: *Cyathophylloides kassariensis* (Dyb.), *Palaeophyllum tubuliferum* Reiman, *Mesofavosites fleximurinus* var. *similis* Sok., *Palaeofavosites paulus* var. *tamsaluensis* Sok., *Homeoaspira aprinis* (Verneuil), *Rafinesquina (R.) aequalis* (Teichert), *Cyclonema hiiumaa* Teichert, *Encrinurus kiltsiensis* Rosenstein.

Пургаская пачка, рассматриваемая ранее как самая верхняя часть юруского горизонта, залегает под таммикуской пачкой и распространяется в центральной части Эстонии. В западном направлении она замещается частью ридалаской, частью же хиллистеской пачкой, а в восточном направлении — козеской пачкой.

Пачка прослеживается во многих обнажениях (колодец на городище Варбола, каменоломни Рыума, Пурга, Юуру, Куйметса, Лимберг и др.) и вскрыта многими буровыми скважинами. Литологически она представлена главным образом тонкослоистыми детритусовыми, мергелистыми известняками, для которых часто характерно большое содержание переотложенных карбонатных частиц в виде обломков или песчинок.

Мощность пачки колеблется в пределах 1,5—10,5 *м*.

Типичная фауна включает следующие формы: *Clathrodictyon kudriavzevi* Riabinin, *Palaeofavosites forbesiformis* Sokolov, *Homeoaspira aprinis* (Verneuil), *Fardenia pecten (L.), Pentamerus borealis* (Eichwald), *Rafinesquina* (*R.*) *aequalis* (Teichert) и др.

Таммикуская пачка залегает выше пургаской и распространяется в той же области, что и последняя. Из обнажений пачки следует назвать карьеры Киримяэ, Хагуди, Таммику, Карину, Камарику, Пыдрангу, Лимберги и др. Она вскрыта многими буровыми скважинами.

Литологически пачка представлена главным образом биоморфными, так называемыми пентамерусовыми известняками, состоящими из раковин и обломков брахиоподы *Pentamerus borealis* (Eichwald).

В полосе выходов преобладают среднекристаллические грубодетритусовые пентамерусовые известняки, состоящие обычно на 50—80% из раковин *Pentamerus* и их фрагментов.

В разрезах буровых скважин, расположенных к югу от выходов, пачка представлена главным образом грубодетритусовыми, мергелистыми пентамерусовыми известняками. Породы пачки местами доломитизированы, диагенетические доломиты встречаются реже.

Мощность пачки колеблется в пределах 1,9—10 *м*.

В восточном направлении таммикуская пачка замещается козеской.

В составе фауны, кроме *P. borealis* (Eichw.), большое значение имеют строматопоры и табуляты: *Clathrodictyon boreale* Riabinin, *C. microvesiculosum* Riabinin, *C. vesiculosum* Nich. et Murch., *Mesofavosites fleximurinus* Sok., *Palaeofavosites balticus* Sokolov, *P. forbesiformis* Sok., *P. forbesiformis* var. *limbergensis* Sok.

Козеская пачка распространяется к востоку от возвышенности Пандивере и вскрыта буровыми скважинами Вяйке-Маарья и Козе.

Литологически она выражена главным образом шламово-детритусовыми мелкозернистыми мергелистыми известняками и мергелями. Породы пачки (мощность 9,5 *м*) иногда доломитизированы.

Фаунистически пачка плохо изучена. Характерно отсутствие в ней *Pentamerus borealis* (Eichw.).

http://jurassic.ru/

Фауна горизонта в целом характеризуется обилием строматопор, табулят и ругоз; все остальные группы фауны имеют второстепенное значение. Среди брахиопод исключительное развитие имеет только один вид — *Pentamerus borealis* (Eichw).

Райккюлаский горизонт (G_3)

Соответствует «Raikülische Schicht (G_3)» Ф. Шмидта (Schmidt, 1881); «Raikülа lade (G_3)» Х. Беккера (Bekker, 1922a).

Нижняя граница горизонта выходит на дневную поверхность в ряде обнажений (Киримяэ, Ристимульгу, Селикюла, Карину, Тамсалу и Пыдрангу). Литологически и фаунистически она выражена вполне отчетливо. Так, например, в обнажении Киримяэ доломиты райккюлаского горизонта, богатые строматопорами и кораллами, залегают на волнистой поверхности детритусового известняка тамсалуского горизонта, в котором в изобилии встречаются раковины *Pentamerus borealis* (Eichw.). На нижней границе горизонта нередко встречается «строматопоровый конгломерат» мощностью 5—18 *см*. В разрезах буровых скважин нижняя граница горизонта проводится по исчезновению раковин *Pentamerus borealis* (Eichw.).

Мощность горизонта колеблется в пределах 49—52 *м* (рис. 45).

Единое стратиграфическое расчленение горизонта отсутствует. Разными авторами были предложены главным образом литостратиграфические расчленения, которые ввиду большого разнообразия пород горизонта имеют более или менее местный характер. По данным П. Ланнуса, горизонт расчленяется в западной части выходов на следующие слои: внизу — известняки, доломитовые известняки и доломиты, в средней части — доломиты и органогенные известняки, а в верхней части горизонта — плитчатые известняки, доломитовые известняки и мергели, пористые доломиты.

В разрезе скважины Лихувески Р. Мянниль расчленяет горизонт также на три части (снизу вверх): слои ярва-яани ($G_3\alpha$), слои мюнди ($G_3\beta$) и слои лубья ($G_3\gamma$). Выделенные им слои в основном соответствуют комплексам П. Ланнуса.

Слои ярва-яани представлены мергелистыми и кристаллическими известняками мощностью 18,53 *м*. В нижних слоях встречается зеленовато-серый узловатый мергелистый известняк, который чередуется с коричневато-серым органогенно-детритусовым известняком. В верхних слоях преобладает зеленовато-серый тонкослоистый узловатый мергелистый известняк.

Слои мюнди сложены кавернозными доломитами мощностью 12,65 *м*.

Слои лубья мощностью 20,60 *м* литологически весьма разнообразны, но преобладают мелкозернистые мергелистые доломиты.

В восточной части выходов горизонта Э. Розенштейн (Rosenstein, 1940b) выделяет следующие слои (снизу вверх):

1) известняк плотный, мелкозернистый, органогенно-детритусовый со *Strophomena expansa* и строматопорами. Верхняя часть этих слоев доломитизирована (Карину и Валасти);

2) мергель серый, доломитовый, с фрагментами граптолитов (Валасти);

3) доломит желтый, мергелистый, местами с кремневыми конкреция-

http://jurassic.ru/

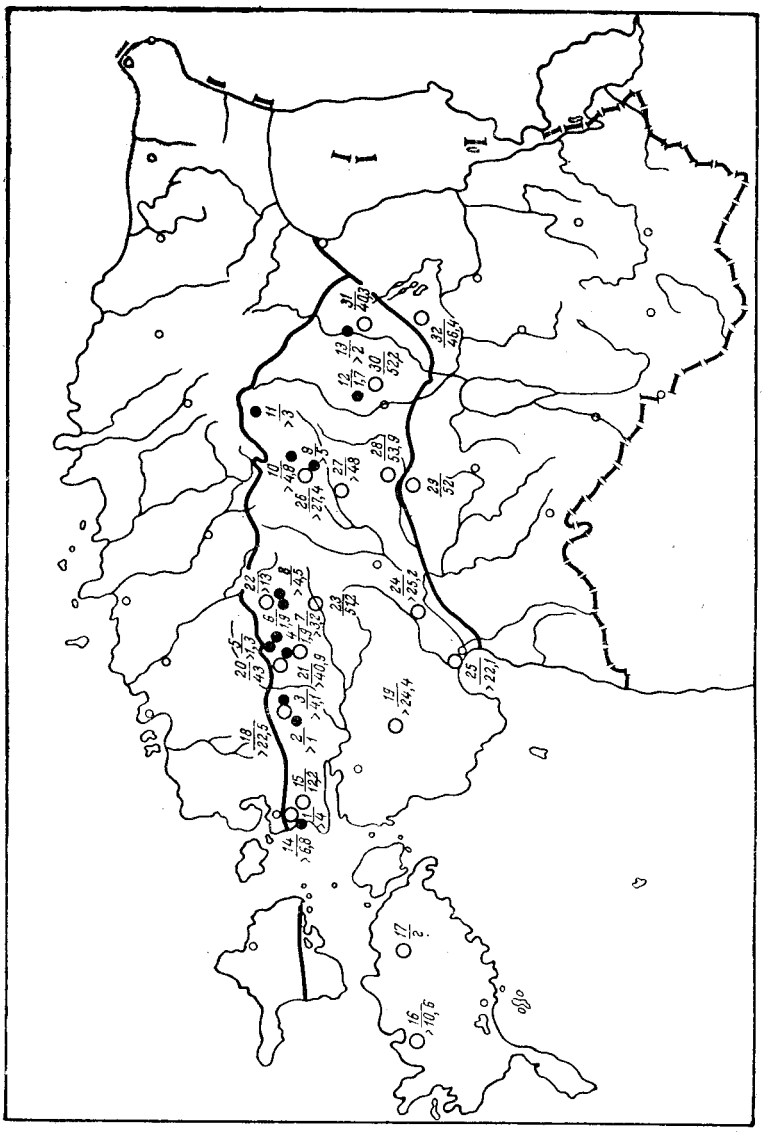


Рис. 45. Основные обнажения (1—13) и буровые скважины (14—32) райккюлаского горизонта

1 — Матсукюла; *2* — Кулламаа; *3* — Пакамяэ; *4* — Оргита; *5* — Охукотку; *6* — Рийдаку; *7* — Райккюла; *8* — Кеава; *9* — Мюнди; *10* — Водья; *11* — Ярва-Яани; *12* — Калана; *13* — Йыгева; *14* — Пуску; *15* — Азукюла; *16* — Мустъяла; *17* — Карья-Пярсамаа; *18* — Колувере; *19* — Коонга; *20* — Оргита; *21* — Хаймре; *22* — Рапла; *23* — Лихувески; *24* — Тори; *25* — Пярну; *26* — Пайде; *27* — Эйамаа; *28* — Выкма; *29* — Лахмузе; *30* — Сулуствере; *31* — Йыгева; *32* — Курси

ми. Из фауны характерны *Isorthis* и *Encrinurus* (Ярва-Яани, Метсатагузе);

4) доломит желтый, мергелистый, с прослоями известняка, богатого брахиоподами и трилобитами (Водья);

5) доломит плитчатый, немой (Мюнди);

6) доломит кавернозный, с многочисленными кораллами и строматопорами (Мюнди).

Взаимоотношения выделенных Э. Розенштейн слоев остались не уточненными.

Первые более точные сведения о райккюласком горизонте в восточной части Эстонии дал разрез буровой скважины Йыгева. Обобщенное описание последнего, по Р. Мяннилю, следующее (снизу вверх):

http://jurassic.ru/

1. Известняки светло-серые, узловатые, доломитизированные, со слоями мергеля . . . . . 23,92 *м*
2. Известняки синевато-серые, узловатые, мелкозернистые, со слоями мергеля и многими конкрециями кремня . . . . . 1,18 „
3. Доломиты светло-серые до желтовато-серых, мелкозернистые, в нижней части с конкрециями кремня . . . . . 2,30 „
4. Известняки желтоватые до темно-красных, мелкозернистые . . . 2,25 „
5. Доломиты светло-серые до желтовато-серых, мергелистые, местами кавернозные . . . . . 9,0 „
6. Известняки желтовато-серые, мелкозернистые . . . . . 1,65 „

В результате детальных литологических исследований кернов буровых скважин и обнажений Э. Юргенсон пришла к выводу, что трехчленное деление горизонта, проведенное Р. Мяннилем в скважине Лихувески, устанавливается в общих чертах и в других скважинах. Из-за недостатка фаунистических данных в настоящее время, однако, более точная корреляция отдельных разрезов невозможна.

Фауна горизонта слабо изучена. По имеющимся данным, преобладают строматопоры, табуляты и ругозы. Из других групп более многочисленны трилобиты и остракоды. Типичными формами являются: *Clathrodictyon petrovi* Riabinin, *C. tammikuense* Riabinin, *C. vesiculosum* var. *lopatini* Riabinin, *Cyathophylloides kassariensis* Dybowski, *Petrozium schrenki* (Dybowski), *Sclerophyllum regulare* (Reiman), *Favosites privatus* Sokolov, *Mesofavosites fleximurinus* Sokolov, *M. fleximurinus* var. *multitabulata* Sokolov, *M. inferior* Sokolov, *Strophomena lindströmi* Gagel, *Deiphon forbesi* Barrande, *Proetus* cf. *distans* Lindström, *Stenopareia* sp., *Leperditia hisingeri* Schmidt.

Адавереский горизонт (H)

Соответствует «Kalk mit Pentamerus estonus Eichw. resp. Estonus-Schicht (H)» Ф. Шмидта (Schmidt, 1881); «Addifer formation» В. Х. Твенхофела (Twenhofel, 1916); «Adavere lade (H)» Х. Беккера (Bekker, 1922a).

Нижняя граница горизонта нигде не обнажается. В буровых скважинах она установлена на основании различных литологических признаков. В скважине Лихувески Р. Мянниль проводит эту границу по поверхности перерыва, отделяющей доломиты верхов райккюлаского горизонта от вышележащих известняков адавереского горизонта. Поверхности перерыва на нижней границе горизонта наблюдаются, по Э. Юргенсон, также в скважинах Пярну, Тори и Сулуствере. В скважинах Коонга, Лахмузе и Курси граница переходная. В скважинах Пыльтсамаа и Сулуствере непосредственно выше границы появляется *Pentamerus oblongus* Sow.

Мощность горизонта колеблется в пределах 27,3—35,4 *м* (рис. 46).

Стратиграфия горизонта рассматривается в работах Э. Розенштейн (Rosenstein, 1939, 1943a). В последнее время вопросами стратиграфии и литологии занимались Э. Ряхни, Р. Мянниль, М. Вийдинг и Х. Пальмре.

Э. Розенштейн (Rosenstein, 1939) расчленила горизонт в западной части выходов на следующие зоны (снизу вверх):

1) нижнюю зону с *Pentamerus oblongus*, для которой характерен желтый более или менее мергелистый доломитовый известняк. Из фауны встречаются *Pentamerus* sp. n. и *P. estonus*. Зона обнажена у сел. Пяри и Кесквере;

http://jurassic.ru/

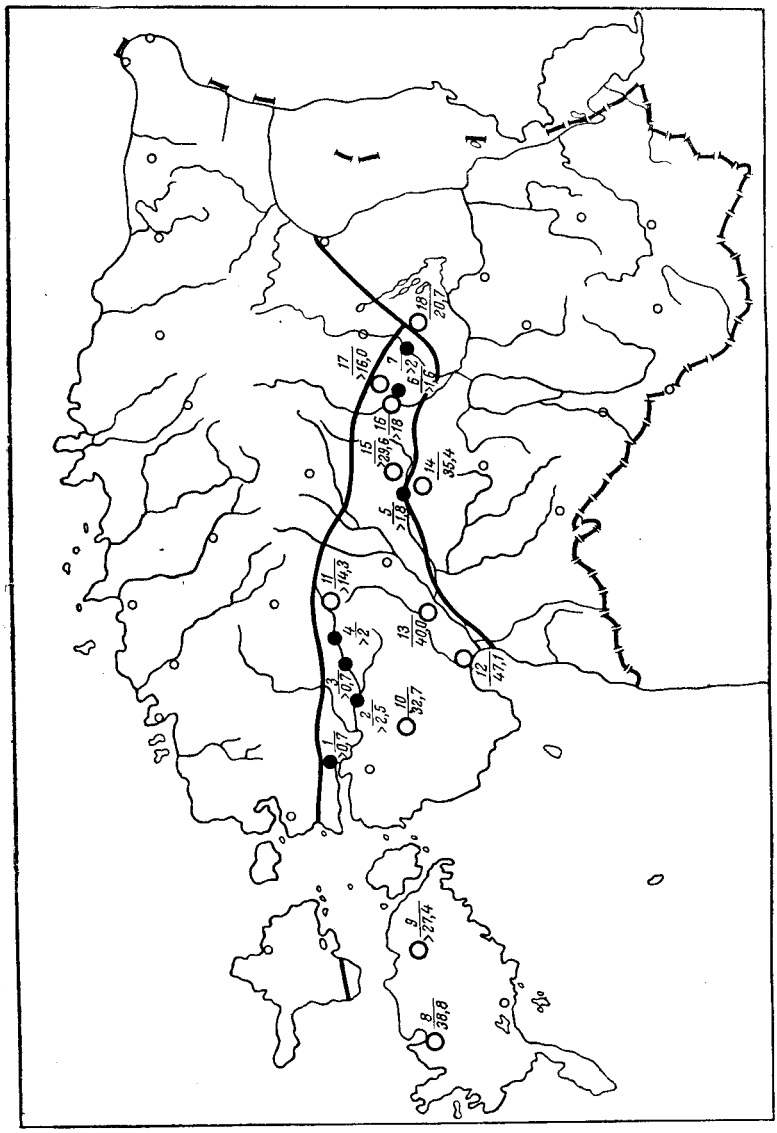


Рис. 46. Основные обнажения (1—7) и буровые скважины (8—18) адаверского горизонта

1 — Кескверe; *2* — русло р. Козе у Румба; *3* — берег р. Козе у Пяэрду; *4* — берег р. Валгу; *5* — берега р. Навести; *6* — берега р. Пыльтсамаа; *7* — Тырве; *8* — Мустъяла; *9* — Карья-Пярсамаа; *10* — Коонга; *11* — Лихувески; *12* — Пярну; *13* — Тори; *14* — Лахмузе; *15* — Выхма; *16* — Пыльтсамаа; *17* — Сулуствере; *18* — Курси

2) зону с *Catazyga furcata*, которая сложена мергелистыми известняками, мергелем и глиной. Главным элементом фауны являются брахиоподы, но *Pentamerus* отсутствует. Зона обнажена в русле р. Валгу;

3) верхнюю зону с *Pentamerus oblongus*, представленную желтыми доломитизированными известняками. Зона обнажается у сел. Рыуде и Пяэрду;

4) зону с *Pentamerus esthonus*, сложенную серыми мергелистыми доломитизированными известняками. Она обнажается у с. Румба.

В восточной части выхода Э. Розенштейн (Rosenstein, 1943а) выделяет в горизонте три части (снизу вверх):

1) доломит светлый до светло-серого, плотный, кремнистый, с *Pentamerus*, в низах со многими кораллами. Обнажение у с. Адавере;

http://jurassic.ru/

2) доломит светло-желтый, грубозернистый, частично пористый. Обнажение у с. Пилиствере;

3) доломит синевато-серый, грубозернистый, с *Pentamerus*. Обнажается у с. Таммику.

Обе приведенные схемы не были Э. Розенштейн сопоставлены.

В разрезе скважины Лихувески адавереский горизонт вскрыт на мощность в 14,25 *м*. По данным Р. Мянниля, здесь литологически выделяются следующие слои (снизу вверх):

1. Известняк желтовато-серый, плотный, с раковистым изломом и с идиоморфными кристаллами доломита	4,55 *м*
2. Известняк главным образом серый, мелкозернистый, узловатый, мергелистый	5,65 „
3. Известняк зеленовато-серый, мергелистый, с *Pentamerus esthonus* Eichwald	4,05 „

Приблизительная корреляция расчленений Э. Розенштейн и разреза скважины Лихувески, по данным Э. Ряхни, следующая: слои зон с *Catazyga furcata* и *Pentamerus esthonus* соответствуют слоям 2 и 3 разреза скважины Лихувески, а слой 1 последнего разреза может быть частично сопоставлен с доломитами выходов в восточной части Эстонии.

Из вышеизложенного видно, что данные по адаверескому горизонту не дают полного представления о его стратиграфии.

В доломитах горизонта в районе Выхма-Мааласте встречается интересное полиметаллическое оруденение в виде кристаллов и скоплений галенита (PbS), сфалерита (ZnS), пирита (FeS_2) и других минералов. Примерно к этому же району приурочен своеобразный брекчиевидный доломит (Orviku, 1935b, Luha, 1946).

По сообщению Х. Пальмре, указанное рудопроявление связано с брекчиевидными доломитами, которые перекрываются неоруденелыми мергелями и мергелистыми доломитами среднего девона.

Фауна горизонта еще мало изучена. Первое место в ней занимают кораллы (табуляты и ругозы), затем следуют брахиоподы и трилобиты. Для нижней части горизонта типичны следующие виды: *Clathrodictyon adaverense* Riabinin, *Calostylis luhai* Kaljo, *Favosites adaverensis* Sokolov, *F. favosiformis* Sokolov, *Mesofavosites balticus* (Rukhin), *Atrypa* aff. *reticularis* Linnarsson, *«Catazyga» furcata* (Sow.), *«Leptaena»* cf. *rhomboidalis* (Wilck.), *Pentamerus esthonus* Eichw., *«Plectodonta» millinensis* var. *canastonensis* Jones, *Calymene frontosa* Lindström, *Encrinurus rumbaënsis* Rosenstein, *E. palmrei* Männil, *Proetus concinnus* Dalman, *Scutellum estonicum* Schmidt, *S. marklini* (Angelin), *Stenopareia proles* (Holm), *Phacops elliptifrons* Esm., *Leperditia hisingeri* var. *semicircularis* Schmidt.

Венлокский ярус (S_1^2)

Яаниский горизонт (J_1)

Соответствует нижней части «Untere Oeselsche Schichtengruppe (J)» Ф. Шмидта (Schmidt, 1881); нижней части «St. Johannis formation» В. Х. Твенхофела (Twenhofel, 1916); «Jaani lademe Suuriku vöö (J_1)» Х. Беккера (Bekker, 1925b); «Jaani lade» А. Луха (Luha, 1934).

Нижняя граница горизонта не обнажена. Она вскрыта буровыми скважинами Карья-Пярсамаа, Мустъяла, Пярну, Тори и Коонга. В раз-

http://jurassic.ru/

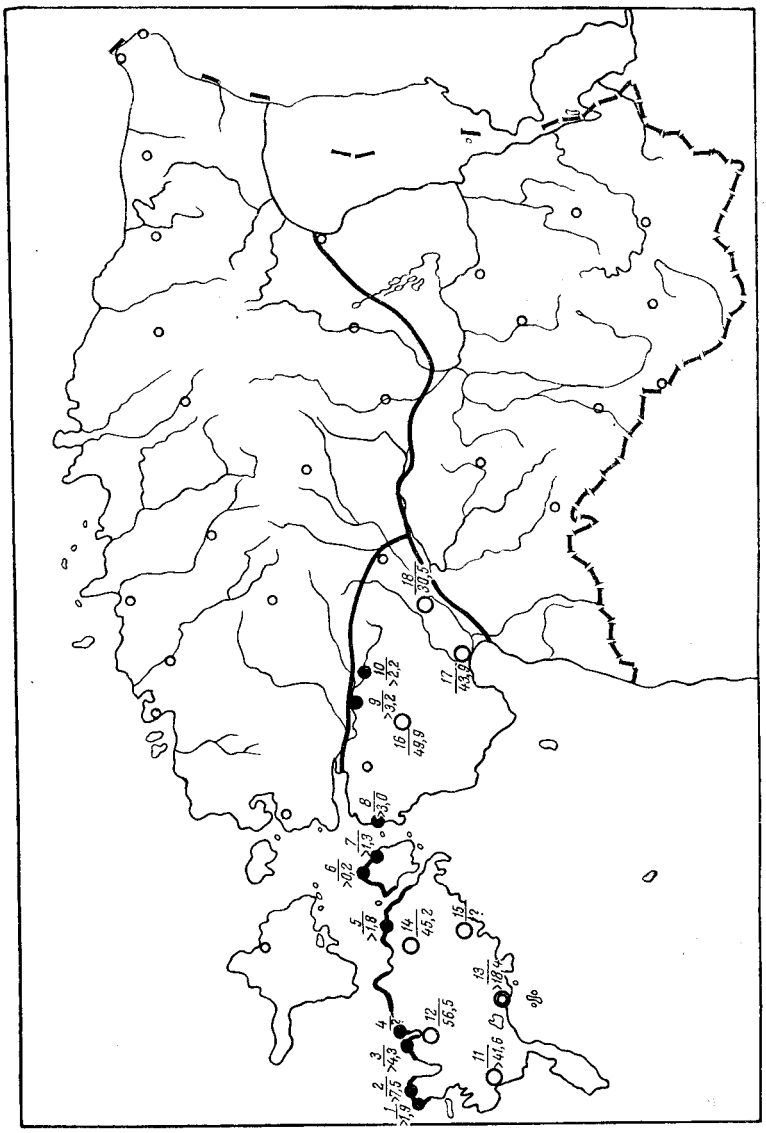


Рис. 47. Основные обнажения (1—10) и буровые скважины (11—18) яниского горизонта

1 — клифф Унлва; *2* — клифф Суурику; *3* — клифф Ниназе; *4* — клифф Панга; *5* — клифф Парамая; *6* — клифф Юогу; *7* — клифф Пюссина; *8* — клифф Уйсу; *9* — Ава сте; *10* — берега р. Казари у с. Ядивере; *11* — Кипи; *12* — Мустъяла; *13* — Кингисепп; *14* — Карья-Пярсамаа; *15* — Сакла; *16* — Коонга; *17* — Пярну; *18* — Тори

резе скважины Карья-Пярсамаа как верхи адавереского, так и низы яниского горизонта представлены литологически однообразными доломитовыми мергелями. Граница проводится условно по тонкому слою метабентонита. В разрезе скважины Коонга нижняя граница горизонта довольно резкая: на толстослоистых доломитах адавереского горизонта залегает яниский тонкослоистый доломитизированный мергель.

Мощность горизонта колеблется от 30 до 56,5 *м* (рис. 47).

Стратиграфия горизонта рассматривается в работах А. Луха (Luha, 1930, 1934). В последнее время изучением ее занимался А. Аалоэ.

В северной части о-ва Сааремаа горизонт представлен однообразным синевато-серым тонкослоистым мергелем с богатой фауной. На материковой части Эстонии, на островах Кесселайд и Муху и в северо-восточной

http://jurassic.ru/

части о-ва Сааремаа мергель доломитизирован и беден фауной. В виде исключения наблюдается доломитизация и в северо-западной части о-ва Сааремаа, на клиффах Ниназе и Панга, где верхи горизонта местами представлены доломитизированными породами с богатой фауной (Luha, 1930).

На клиффах Курику, Суурику и Ундва (Luha, 1934) горизонт обнажен в разрезах высотой 5,7—7 *м* (снизу вверх):

1. Известняк мергелистый . . . . . 0,7 *м*
2. Известняк кристаллический, состоящий из фрагментов иглокожих и мшанок . . . . . 2—2,5 „
3. Известняк и мергель . . . . . 3—4 „

В северо-восточной части о-ва Сааремаа, около пос. Яани, на самом берегу, обнажаются синевато-серые мергели, очень богатые фауной. Примерно в 0,5 *км* к западу, на небольшом клиффе Парамая, на протяжении 100 *м* обнажен разрез высотой 1,5 *м*, где выходят те же слои.

На материковой части Эстонии одним из важнейших обнажений горизонта является русло небольшой рч. Ядивере, где на протяжении 2 *км* наблюдается разрез высотой 4—5 *м*; обнажаются синевато-серые доломитизированные мергели без фауны.

Фауна горизонта очень богата и разнообразна. Главными элементами ее являются табуляты, строматопоры, брахиоподы и трилобиты. Типичными для горизонта являются следующие виды: *Actinostroma sokolovi* Riabinin, *Clathrodictyon jaani* Riabinin, *Palaeohalysites parallelus* (Schmidt), *Favosites serratus* Sokolov, *F. jaaniensis* Sokolov, *Palaeofavosites balticus* var. *septosa* Sok., *P. luhai* Sokolov, *Syringolites kunthianus* (Lindstr.), *Atrypa reticularis* var. *dzwinogrodensis* Kozl., *Dicoelosia* cf. *biloba* (L.), *Camarotoechia bidentata* (Hisinger), *Dolerorthis rustica osiliensis* (Schrenk), «*Leptaena*» *rhomboidalis* (Wilck.), *Meristella tumida* (Dav.), *Parmorthis elegantula* (Dalman), «*Plectodonta*» cf. *transversalis* (Wahl.), *Spirifer* (*Eospirifer*) *radiatus* Sow., *Sphaerirhynchia* (*Estonirhynchia*) *estonica* H. Schmidt, *Bumastus barriensis* (Murch.), *Calymene tuberculata* Brünn., *Encrinurus punctatus* (Wahl.), *Phacops elliptifrons* Esm., *Proetus concinnus osiliensis* Schm., *Scutellum marklini* (Angelin), *Beyrichia buchiana nutans* Kiesow.

Ягарахуский горизонт (J_2)

Соответствует верхней части «Untere Oeselsche Schichtengruppe (J)» Ф. Шмидта (Schmidt, 1881); верхней части «St. Johannis formation» В. Х. Твенхофела (Twenhofel, 1916); «Dolomitkomplex von Muhu und Kesselaid (J_2O)» + «Pangamägi-Jaagarahu-Kalkstein (J_2W)» А. Луха (Luha, 1930); «Jaagarahu lade (J_2)» А. Луха (Luha, 1946).

Нижняя граница горизонта видна во многих обнажениях на северном берегу о-вов Сааремаа, Муху и Кесселайд. Она вскрыта и скважинами Мустъяла, Кингисепп, Кипи, Сакла, Тори и др. Литологически эта граница очень резка: толстослоистый доломитовый известняк или биогермный доломит ягарахуского горизонта залегает на тонкослоистом мергеле или доломитовом мергеле яниского горизонта (см. рис. 60). Только в скважине Сакла граница переходная и точно пока еще не установлена.

http://jurassic.ru/

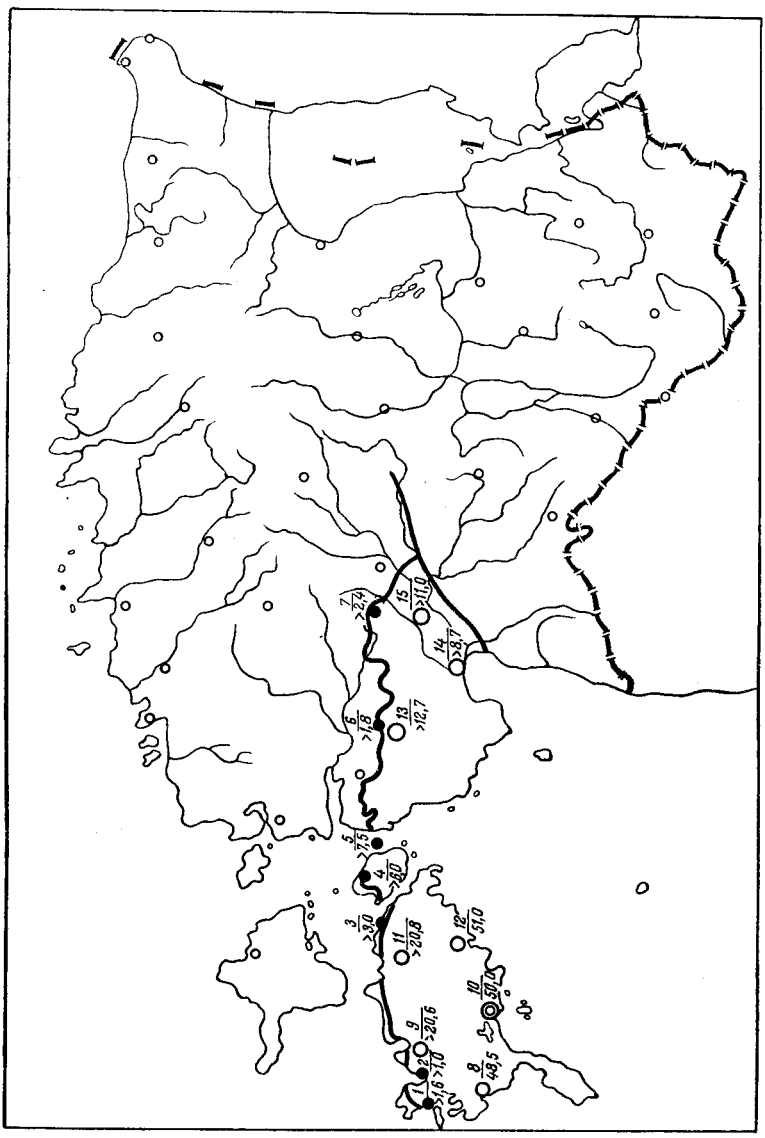


Рис. 48. Основные обнажения (1—7) и буровые скважины (8—15) яагарахуского горизонта
1 — Яагараху; *2* — Каранди; *3* — клифф Ойу; *4* — клифф Юйгу; *5* — клифф на о-ве Кесселайд; *6* — Курезе; *7* — Кайсма; *8* — Кипи; *9* — Мустъяла; *10* — Кингисепп; *11* — Карья-Пярсамаа; *12* — Сакла; *13* — Коонга; *14* — Пярну; *15* — Тори

Мощность горизонта колеблется от 48,5 до 50,0 *м*. В разрезе скважины Сакла мощность горизонта, вероятно, несколько превышает 50 *м* (рис. 48).

А. Луха (1930) выделяет в горизонте две фации — известняк Пангамяэ-Яагараху (J_2W) на западе и доломитовый комплекс Муху и Кесселайд (J_2O) на востоке. Первая из них, в свою очередь, разделяется на фации известняка Пангамяэ и известняка Яагараху (это главным образом рифовая фация), вторая — на фации плитчатых доломитов Кесселайд (J_2Oa), рифовых доломитов Муху (J_2Ob) и плитчатых доломитов Маази-Рангла (J_2Oc).

А. Аалоэ (1958) выделяет в горизонте три пачки. Пангамягиская пачка (J_2P), соответствующая J_2W, по А. Луха, распространяется в за-

http://jurassic.ru/

падной части о-ва Сааремаа, к западу от п-ова Трийги. К востоку от п-ова Трийги эта пачка замещается кесселайдской (J_2K), соответствующей J_2O, по А. Луха, и распространяющейся в восточной части о-ва Сааремаа, на островах Муху и Кесселайд, а также на материковой части Эстонии. В северо-восточной части о-ва Сааремаа и на о-ве Муху на кесселайдской пачке залегает маазиская пачка (J_2M), соответствующая J_2Oc по А. Луха.

Пангамягиская пачка хорошо прослеживается во многих обнажениях на п-ове Тагамыйза. Она состоит главным образом из известняков, мергелей и органогенных (криноидных) известняков. Литологически пачка относительно однообразна, что хорошо иллюстрируется разрезом (снизу вверх) скважины Пангамяги (Luha, 1930).

1. Мергель зеленоватый до коричневато-серого, с строматопорами, мшанками и кораллами	4 *м*
2. Известняк светлый, с остракодами	2 „
3. Известняк узловатый, с органогенным детритусом	9—11 „
4. Известняк со строматопорами и кораллами	1,5 „
5. Известняк с богатой разнообразной фауной	около 2,5 „

Довольно характерными для пачки являются биогермы. Они сложены в общем массивными кавернозными известняками (например, биогермы в окрестностях с. Яагараху). Главными рифообразователями являются строматопоры (*Stromatopora typica* Rosen и др.), известковые водоросли и мшанки (Аалоэ, 1956).

Фауна пачки относительно богата. Характерными представителями ее являются: *Stromatopora typica* Rosen, *S. typica* var. *cylindrica* Riabinin, *Acervularia ananas* (L.), *Evenkiella articulata* (Wahl.), *Saaremolites inversus* Sokolov, *Favosites mirandus* Sokolov, *Amphistrophia podolica*? (Siemiradzki), *Atrypa reticularis* var. *dzwinogrodensis* Kozl., *Dolerorthis rustica osiliensis* (Schrenk), «*Leptaena*» *rhomboidalis* (Wilck.), *Parmorthis elegantula* (Dalman), *Spirifer* (*Howelella*) *laeviplicatus* Kozl., *Encrinurus punctatus* (Wahl.), *Solenopora* sp., *Spongistroma* sp.

Кесселайдская пачка обнажается на клиффах островов Муху и Кесселайд и во многих каменоломнях на материковой части Эстонии. Она представлена доломитизированными известняками. Характерный разрез имеется на северо-западном берегу о-ва Кесселайд, где на протяжении 300 *м* обнажены следующие (снизу вверх) слои (Luha, 1937):

1. Доломит глинистый, тонкослоистый, верхи яниского горизонта	3 *м*
2. Доломит плитчатый, тонкослоистый	1,5 „
3. Доломит плитчатый, тонкослоистый, в нижней части (до 1 *м*) с крупными конкрециями пирита	3 „
4. Доломит светлый, крепкий, мелкозернистый, переходит в пористый известняк с неровными бугристыми поверхностями наслоения (биогермы Пюссина)	2—2,5 „

Доломиты в этом разрезе, как и во всей пачке, по А. Аалоэ (1956), фактически среднекристаллические доломитизированные известняки.

В материковой части Эстонии рассматриваемая пачка имеет в общем такой же характер.

В кесселайдской пачке довольно часто встречаются биогермы разной величины. В материковой части они имеют диаметр до 500 *м* и высоту до 10 *м*, на островах — достигают длины в несколько километров и высоты более 15 *м* (Аалоэ, 1956). Биогермы сложены кавернозными и массивными доломитизированными известняками серого или желтовато-

http://jurassic.ru/

серого (иногда даже красного) цвета. Основную массу в породе образуют скелеты рифостроящих организмов вместе с органогенно-детритусовым материалом.

Фауна биогермов немногочисленна и состоит главным образом из ругоз, брахиопод и гастропод.

В окрестностях Пярну-Яагупи и Кергу вблизи биогермов встречаются органогенно-обломочные породы. Величина окатанных фрагментов мшанок и брахиопод, в изобилии встречающихся в этих породах, колеблется обычно от 0,5 до 5 *мм*. Около пос. Кергу в породе встречаются и обломки биогермного доломитизированного известняка размером до 10 *см*, которые, по-видимому, представляют продукты абразии самих биогермов (Аалоэ, 1956).

Фауна пачки бедна.

Маазиская пачка распространяется на очень ограниченной площади в северо-восточной части о-ва Сааремаа и на о-ве Муху (обнажения Маази, Рангла и др.). Она представлена главным образом желтоватыми среднекристаллическими доломитизированными известняками, в которых местами в массовом количестве встречаются спонгиостромиды. Фауна пачки бедна и встречается редко. Интересно, однако, что из пачки найдены наиболее древние в Эстонии фрагменты *Eurypterus* (Луха, 1930; Аалоэ, 1956).

Верхний силур (S_2)

Лудловский ярус (S_2^1)

Каармаский горизонт (K_1)

Соответствует нижней половине нижней части «Obere Oeselsche Schicht (K)» Ф. Шмидта (Schmidt, 1881); нижней части «Sagaristi zone of Oesel formation» В. Х. Твенхофела (Twenhofel, 1916); «Saaremaa lademe Rootsiküla-Kaarma vöö (K_1)» Х. Беккера (Bekker, 1925b); «Kaarmaa lade (K_1)» А. Луха (Luha, 1933a).

Нижняя граница горизонта вскрыта скважинами Кипи, Кингисеппа, Сагаристи и Сакла. В первых двух она отчетлива и выражена ясной, сильно неровной поверхностью перерыва, которой сопутствует значительное изменение литологического и фаунистического состава.

Мощность горизонта обычно колеблется (по данным А. Аалоэ и Р. Эйнасто) в пределах от 26,31 до 34,80 *м* (рис. 49). В скважине Сакла она около 50 *м*.

Горизонт в западной части о-ва Сааремаа литологически разнообразен, хотя и представлен главным образом мелкокристаллическими и тонкослоистыми известняками. В основании горизонта в разрезах скважин Атла и Везику, по А. Луха (Luha, 1930), залегают так называемые эвриптерусовые слои — светлый тонкослоистый мелкозернистый глинистый доломит с фрагментами *Eurypterus* и другими меростоматами. Такой же доломит обнажается в каменоломне Вийта, где фрагменты эвриптерусов встречаются особенно часто. Эвриптерусовый доломит повторяется многократно в разрезе горизонта в районе Атла и Везику, чередуясь с «остракодовым известняком» и другими породами. «Остракодовый известняк» представляет собой светлую ясно слоистую породу, в которой массами встречаются остракоды *Leperditia phaseolus* His., *Primitia mundulata* (Jones) и др. Кроме названных пород, в разрезе встречается комплекс чередования глинистых и известковистых слоев, обнажающихся

http://jurassic.ru/

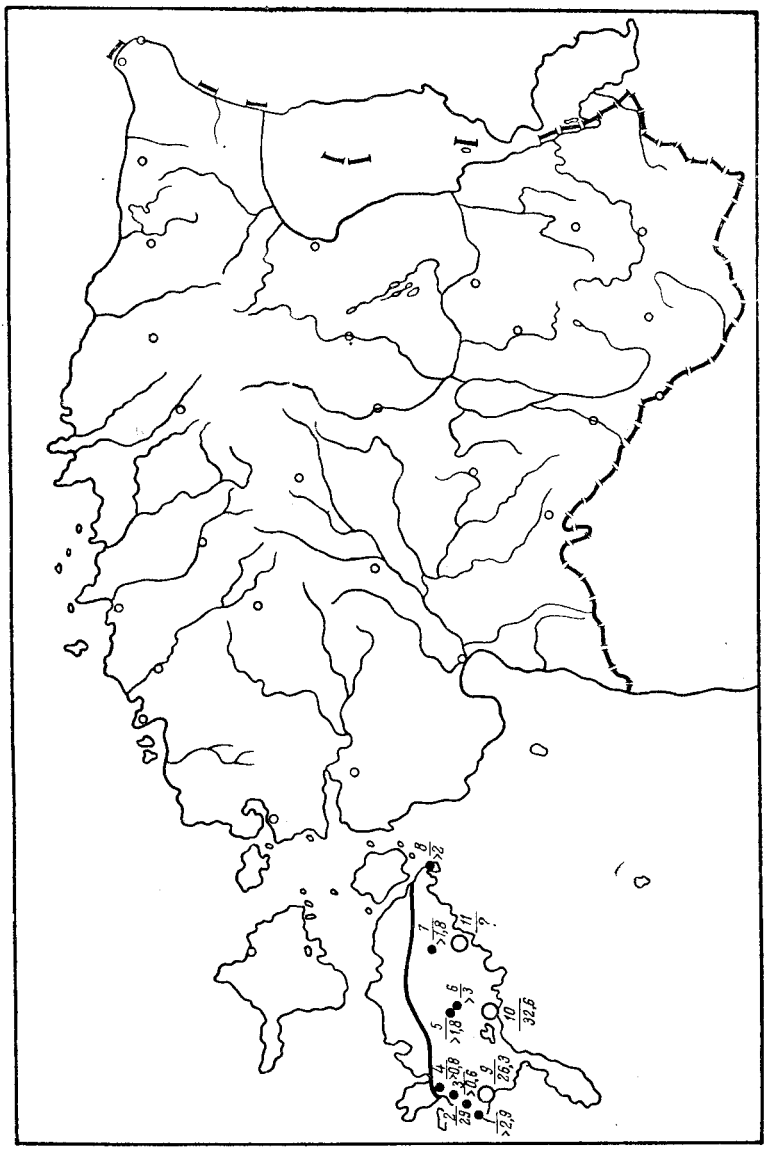


Рис. 49. Основные обнажения (1—8) и буровые скважины (9—11) каармаского горизонта
1 — клифф Соэгинина; *2* — Атла; *3* — Химмисте-Куйгу; *4* — Вийта; *5* — Лоона; *6* — Каарма; *7* — Кокси; *8* — клифф Аникайтсе; *9* — Кипи; *10* — Кингисепп; *11* — Сакла

в русле ручья Везику. Самые верхние слои этого обнажения сложены своеобразной конгломератовидной породой, глинистая основная масса которой включает гальки мелкозернистого известняка с раковистым изломом. На поверхности наслоения часто встречаются следы усыхания и псевдоморфозы по каменной соли. В самой верхней части разреза горизонта, на западе о-ва Сааремаа, залегают тонко- и толстослоистые светлые доломиты (каменоломня у Химмисте-Куйгу), частично кавернозные в центральной и восточной частях острова. Местами встречаются тонкие прослои мергеля с *Eurypterus* и костнощитковыми. Эти доломиты давно и широко используются в качестве строительного камня. В разрезе буровой скважины Каали горизонт почти полностью представлен доломитами,

http://jurassic.ru/

верхние слои которых хорошо обнажаются в известном метеоритном кратере Каали. Корреляция разрезов скважин Атла, Везику и Каали затруднена ввиду сильной доломитизации пород последнего разреза, однако некоторые литологические комплексы разреза Атла-Везику устанавливаются и в разрезе Каали (Luha, 1930).

В верхних слоях горизонта (около 20 *м* выше от слоев Вийта), по данным А. Луха (Luha, 1940c), встречаются определенные формы родов *Trematapis*, *Dartmuthia*, *Oeselaspis*.

Согласно Э. Бэлау, горизонт расчленяется на два подгоризонта: подгоризонт с *Trematapis schmidti* и подгоризонт с *Trematapis mammillata*. К первому относятся слои Вийта и Везику, а ко второму — слои Химмисте-Куйгу. Эта схема расчленения основывается, однако, только на фауне костнощитковых и требует, несомненно, уточнения с привлечением и других групп фауны.

Фауна горизонта крайне своеобразна. Основную роль в ней играют меростоматы, костнощитковые и остракоды, в то время как остальные группы отсутствуют совсем или представлены лишь единичными формами.

Мировой известностью по местонахождению костнощитковых и меростомат пользуются каменоломни Вийта («Роотсикюла») и Химмисте-Куйгу. Первое обнажение было открыто А. Шренком в 1852 г. Коллекционированием фауны занимались здесь такие известные палеонтологи, как Э. Эйхвальд, Ф. Шмидт, В. Рохон, Х. Беккер, В. Паттен, А. Луха и др. В настоящее время каменоломня Вийта почти полностью заросла. Обнажение у с. Химмисте-Куйгу было открыто А. Луха в 1929 г., который здесь нашел прекрасно сохранившиеся экземпляры *Phlebolepis elegans* Pander. В 1929—1932 гг. обильный материал костнощитковых был собран там же В. Паттеном, коллекции которого частично были обработаны Т. М. Робертсоном.

Наиболее часто встречаются следующие виды (буквой «а» обозначены костнощитковые, характерные для подгоризонта с *T. schmidti*, а буквой «b» соответствующие виды подгоризонта с *T. mammillata*): *Stromatopora typica* Rosen, *Conchidium conchidium* (L.), *Spirifer* (*Howelella*) *laeviplicatus* Kozl., *Eurypterus remipes tetragonophtalmus* Fischer, *Bunodes lunula* Eichwald, *Pterygotus osiliensis* Schmidt, *Stylonurus* (?) *simonsoni* Schmidt, *Primitia mundulata* (Jones), *Anaspida* gen. et sp. indet. (b), *Cephalaspis* (?) *oeselensis* Robertson, *Dartmuthia gemmifera* Patten (b), *Oeselaspis pustulata* Patten (b), *Phlebolepis elegans* Pander (b), *Rotsiküllaspis obrutschewi* Robertson (a), *Saaremaaspis mickwitzi* (Rohon) (a), *Thyestes verrucosus* Eichwald (a), *Trematapis mammillata* Patten (b), *T. milleri* Patten (b), *T. rohoni* Robertson (b), *T. schmidti* Rohon (a), *Witaaspis schrenki* (Patten) (a).

Паадлаский горизонт (K_2)

Соответствует верхней половине нижней части «Obere Oeselsche Schicht (K)» Ф. Шмидта (Schmidt, 1881); верхней части «Sagaristi zone of Oesel formation» В. Х. Твенхофела (Twenhofel, 1916); «Saaremaa lademe Paadla vöö (K_2)» Х. Беккера (Bekker, 1925b); «Paadla lade (K_2)» А. Луха (Luha, 1933a).

Нижняя граница горизонта прослеживается в нескольких обнажениях и вскрыта буровыми скважинами Атла, Сакла, Кингисеппа, Кипи и Сагаристи (рис. 50). Как литологически, так и фаунистически она довольно

http://jurassic.ru/

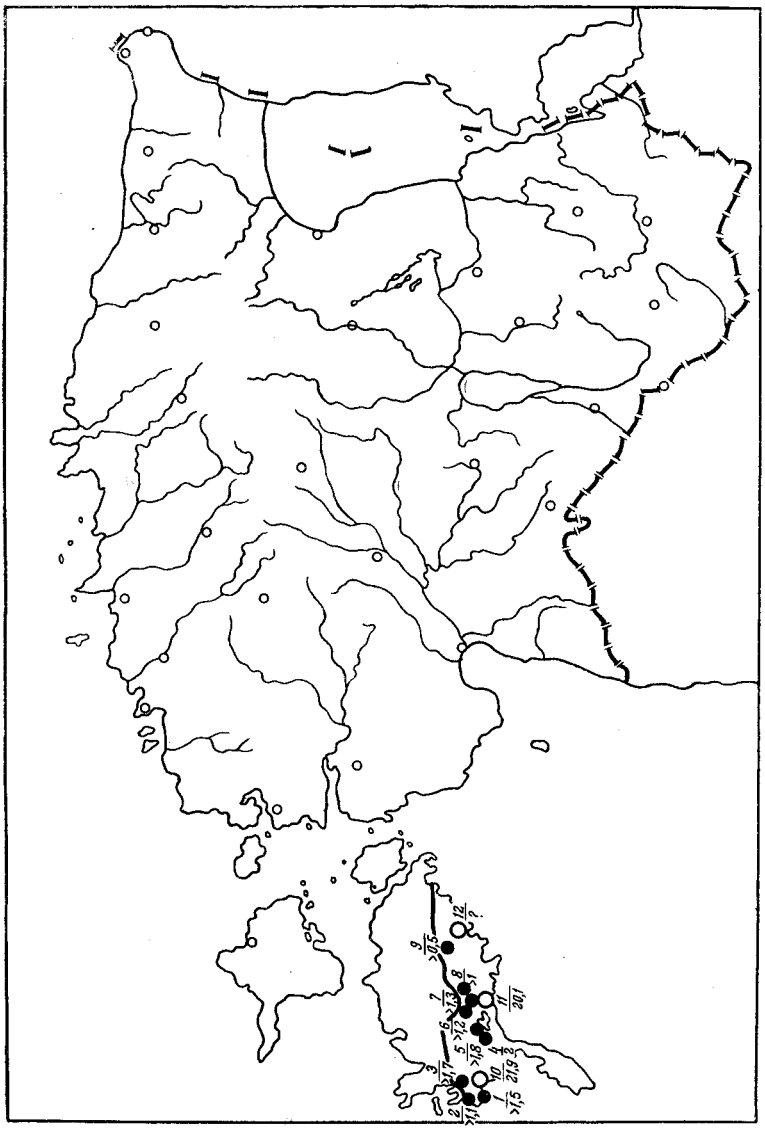


Рис. 50. Основные обнажения (1—9) и буровые скважины (10—12) паадлаского горизонта
1 — клифф Катри; *2* — Атла; *3* — Люманда; *4* — Когула; *5* — Паадла; *6* — Ираза; *7* — Пакла; *8* — Удувере; *9* — Сагариссте; *10* — Кипи; *11* — Кингисепп; *12* — Сакла

резкая. В каменоломнях Химмисте-Куйгу верхи каармаского горизонта сложены светло-серым толстослоистым доломитом. На слабо волнистой поверхности последнего залегают относящиеся к паадласкому горизонту тонкий слой желтого мергеля и коричневато-серый до серого кристаллический органогенно-детритусовый тонкослоистый комковатый известняк. Верхи каармаского горизонта в этом обнажении заключают бедную фауну беспозвоночных и богатую — костнощитковых. В низах паадлаского горизонта, наоборот, в изобилии встречаются строматопоры и брахиоподы. В обнажении Пярни на доломитах каармаского горизонта залегает светлый мелкозернистый известняк (Норре, 1931) с железистыми оолитами и остракодами (*Leperditia*). В скважинах Кипи и Кингисеппа граница маркируется серией поверхностей перерыва.

Мощность горизонта колеблется от 20,1 до 21,9 *м* (см. рис. 50).

http://jurassic.ru/

Стратиграфию горизонта разрабатывали К. Х. Хоппе (Hoppe, 1931), А. Луха (Luha, 1930), а в последнее время Э. Клааманн (Аалоэ и др., 1958).

Э. Клааманн выделяет в горизонте атласскую (K_2A), иразескую (K_2I) и когуласскую (K_2K) пачки.

Атласская пачка распространяется в нижней части горизонта в западной части о-ва Сааремаа. Литологически она представлена мелко- или грубодетритусовыми известняками с биогермами, встречающимися в основном в верхней части пачки.

В обнажениях у Рийумяги, у с. Химмисте-Куйгу и Пильгузе, нижняя часть пачки представлена коричневато-серыми до синевато-серых мелкодетритусовыми известняками. Близ с. Атла обнажены средние слои пачки. Они сложены коричневато-серыми грубодетритусовыми известняками, состоящими из фрагментов кораллов, водорослей и брахиопод. Иногда встречаются прослои мергелистого известняка.

Относящиеся к этой пачке биогермы распространяются в окрестности с. Атла, Ведрика и Лээдри, а также на клиффе Катри. Они состоят в основном из колоний строматопор (*Stromatopora paadla* Riab. и др.), сцементированных мелкодетритусовым материалом. Часто встречаются тонкие прослойки коричневатого мергеля, количество которых внизу возрастает.

Мощность пачки около 5 *м*.

Фауна разнообразная и довольно богатая, но наиболее часто встречаются строматопоры и табуляты. Характерными формами пачки являются: *Stromatopora paadla* Riab., *Thecia swinderniana* (Goldf.), *Favosites forbesi* Edw. et Haime, *Ptilodictya lanceolata* Goldf., *Protathyris didyma* (Dalm.), *Leperditia phaseolus* His., *Crotalocrinus rugosus* Mill., *Solenopora* sp. и др.

Иразеская пачка распространяется в нижней части горизонта в средней и восточной части выходов. К западу пачка замещается атласской пачкой. Литологически она разнообразна, но представлена главным образом грубодетритусовыми известняками с богатой фауной. В восточной части выходов породы пачки доломитизированы.

Нижняя часть пачки в районе сел. Иразе и Пяхкла сложена (снизу вверх) мергелистыми известняками светло-серого цвета, тонкослоистыми известняками коричневато-серого цвета с многочисленными строматопорами и тонкослоистыми желтовато-серыми органогенными известняками с небольшими железистыми оолитами. В последних известняках обильно встречаются *Leperditia phaseolus* His. и *Murchisonia compressa* Lindstr. В обнажениях, расположенных в районе с. Удувере, кроме названных форм, в массовом количестве встречается и *Protathyris didyma* (Dalm.). К востоку от с. Удувере нижняя часть пачки представлена в разрезе часто переслаивающимися слоями доломитизированного мергеля и мергелистого известняка.

Верхняя часть пачки обнажена в окрестности сел. Саувере, Йыэмпа, Кирику, Пайкюла. Она сложена тонкослоистыми серыми до коричневато-серых детритусовыми известняками с многочисленными тонкими прослойками мергеля.

Мощность пачки колеблется в пределах 5—8 *м*.

Фауна пачки богата. Наиболее часто встречаются *Favosites coreaniformis* Sok., *Actinostroma himmestum* Riab., *Chonetes striatella* Dalm., *Protathyris didyma* (Dalm.), *Bellerophon taenia* Lindstr., *Murchiso-*

http://jurassic.ru/

nia compressa Lindstr., *Pleurotomaria* cf. *aequilatera* Wahlenb., *Armenoceras imbricata* Wahlenb., *Leperditia phaseolus* His.

В верхней части горизонта в районе сел. Люманда и Паадла залегает *когулаская пачка.* Низы ее представлены толстослоистыми, в основном мелкозернистыми доломитизированными известняками серого или желтовато-серого цвета. Местами порода мелкодетритусовая, состоящая из фрагментов криноид. Верхняя часть пачки сложена тонкослоистыми известняками, в которых массами встречается *Ilionia prisca* His. Наиболее верхние слои обнажены в окрестности Когула. Это мелкозернистые мергелистые мелкодетритусовые известняки серого или желтовато-серого цвета.

Мощность пачки точно не установлена (приблизительно 6—7 *м*).

Из фауны пачки наиболее часто встречаются: *Favosites coreaniformis* Sok., *F. kogulaensis* Sok., *Protathyris didyma* (Dalm.), *Schellwienella (Schellwienella)* sp. n., *Spirifer (Delthyris)* sp. n., *Murchisonia compressa* Lindstr., *Pycnomphalus acutus* Lindstr., *Ilionia prisca* His., *Crotalocrinus rugosus* Mill., *Solenopora* sp.

Фауна горизонта очень разнообразна и довольно богата. Большое значение имеют в ней строматопоры и табуляты. Довольно часто встречаются брахиоподы, гастроподы и др. Типичная фауна горизонта следующая: *Actinostroma himmestum* Riabinin, *Labechia* cf. *conferta* Londs., *Stromatopora paadla* Riabinin, *Favosites coreaniformis* Sokolov, *F. kogulaensis* Sokolov, *F. pseudoforbesi* Sokolov, *F. subgothlandicus* Sokolov, *Chonetes striatellus* (Dalman), *Schellwienella (Schellwienella)* sp. n., *Pygnomphalus acutus* Lindström, *Ilionia prisca* Hisinger, *Thelodus schmidti* (Pander).

Каугатумаский горизонт (K_3)

Соответствует нижней половине верхней части «Obere Oeselsche Schicht (K)» Ф. Шмидта (Schmidt, 1881); нижней части «Kaugatoma Zone of Oesel formation» В. Х. Твенхофела (Twenhofel, 1916); «Saaremaa lademe Kaugatoma vöö (K_3)» Х. Беккера (Bekker, 1925b); «Kaugatoma lade (K_3)» А. Луха (Luha, 1933a).

Нижняя граница горизонта вскрыта буровыми скважинами Кингисеппа и Сакла. Она имеет переходный характер и может быть установлена лишь фаунистически.

Мощность горизонта неизвестна. В скважине Вяйке-Роотси пройдено более 45 *м* пород горизонта, но нижняя граница при этом еще не была достигнута (рис. 51).

К. Х. Хоппе (Hoppe, 1931) расчленяет горизонт на три зоны: нижнюю с *Atrypa* (= *Lissatrypa*) и *Pterinea,* реже с *Crotalocrinus* (обн. Няссумаа и Ванамыйза); среднюю с *Crotalocrinus* и часто *Atrypa* (= *Lissatrypa*) — обнажается в юго-восточной части о-ва Сааремаа; верхнюю с *Crotalocrinus* — обнажается на п-ове Сырве.

Однако исследованиями А. Клааманн установлено, что нижняя и средняя зоны К. Х. Хоппе в действительности одновозрастны. Поэтому указанным подразделением мы не пользуемся.

Нижняя часть горизонта обнажается, по данным А. Клааманн в окрестностях г. Кингисеппа и восточнее его, у с. Муратси. Она представлена переслаивающимися слоями детритусового мергелистого коричневато-серого или синевато-серого известняка и мергеля. Фауна в этих породах

http://jurassic.ru/

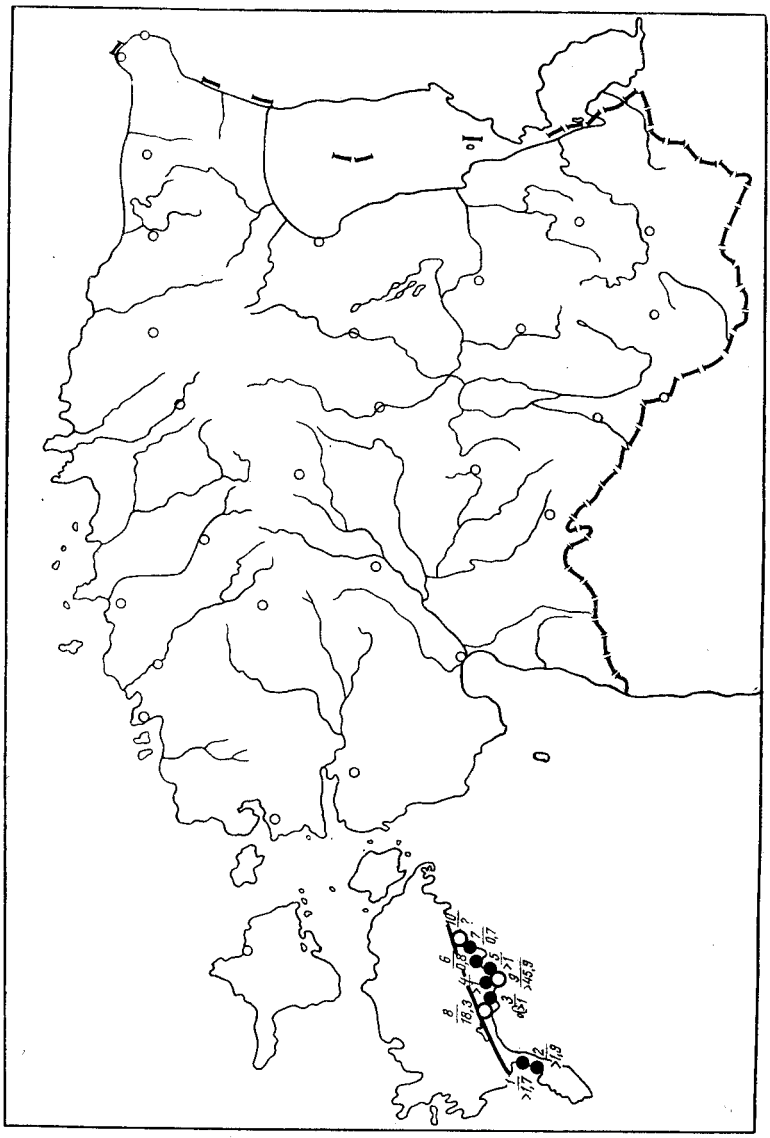


Рис. 51. Основные обнажения (1—7) и буровые скважины (8—10) каугатумаского горизонта
1 — клифф Лыо; *2* — клифф Каугатума; *3* — Мураtси; *4* — Эйгу; *5* — Вяйке-Роотси; *6* — Лейна; *7* — Нюссумаа; *8* — Кингисепп; *9* — Вяйке-Роотси; *10* — Сакла

богатая. Наиболее часты находки *Lissatrypa prunum* (D a l m.). У с. Мураtси выходят синевато-серые, частью коричневато-серые мелко- или грубодетритусовые, местами мергелистые известняки, в которых в большом количестве встречается *Lissatrypa prunum* (D a l m). В юго-восточной части о-ва Сааремаа нижняя часть горизонта представлена грубодетритусовым доломитом эпигенетического происхождения.

Верхняя часть горизонта сложена в основном криноидными известняками. Наиболее часто в них встречается *Crotalocrinus*. В окрестностях с. Лейна и Вяйке-Роотси обнажаются коричневато-серые грубодетритусовые известняки с многочисленными фрагментами криноид и богатой фауной. На клиффах Каугатума и Лыо обнажены верхи горизонта. Раз-

http://jurassic.ru/

рез клиффа Каугатума, по данным А. Клааманн, следующий (снизу вверх):

1. Известняк темно-серый, мелкодетритусовый, комковатый с тонкими прослойками зеленовато-серого мергеля	0,61 *м*
2. Известняк синевато-серый, грубодетритусовый, тонкослоистый с члениками криноид, с богатой фауной	1,10 „

Грубодетритусовые известняки верхней части горизонта местами переходят в настоящий криноидный известняк (обн. Ласнамаа и Венекюла).

Фауна горизонта весьма богата и разнообразна. Главными элементами ее являются табуляты и брахиоподы, в частности *Lissatrypa prunum* (Dalman). Исключительно большое распространение имеет *Crotalocrinus*. Типичны следующие формы: *Stromatopora kaugatomica* Riabinin, *Actinostroma podolicum* Yavorski, *Favosites pseudoforbesi* var. *muratsiensis* Sok. *F.* cf. *yavorskyi* Tchern., *F. terrae-novae* Tchernychev, *Multisolenia reliqua* Sokolov, *Palaeofavosites moribundus* Sokolov, *Ptilodictya lanceolata* Goldf., *Camarotoechia baltica* (Gagel), *Lissatrypa prunum* (Dalman), *Rhynchospirina bouchardii* (Dav.), *Rh. salteri* (Dav.), *Calymene intermedia* Lindström, *Leperditia gregaria* Kiesow, *Crotalocrinus rugosus* Miller, *Onchus roemeri* Hoppe, *O. tenuistriatus Ag.*

Охесаареский горизонт (K_4)

Соответствует верхней половине верхней части «Obere Oeselsche Schicht (K)» Ф. Шмидта (Schmidt, 1881); верхней части «Kaugatoma zone of Oesel formation» В. Х. Твенхофела (Twenhofel, 1916); «Saaremaa lademe Ohesaare vöö (K_4)» Х. Беккера (Bekker, 1925b).

Границы горизонта неизвестны, предполагаемая мощность его приблизительно 10 *м* (Luha, 1946).

Литологически горизонт довольно разнообразен, но основными типами пород являются мелко- и грубокристаллические известняки, органогенно-детритусовые известняки, мергелистые известняки и известковистые песчаники.

На клиффе Охесааре (рис. 52), по К. Орвику (Orviku, 1934b), имеется следующий разрез горизонта (снизу вверх):

1. Известняк серый, мелкокристаллический, толстослоистый с прослоями мергеля, с богатой фауной	0,40 *м*
2. Известняк серый, мелкозернистый, тонкослоистый, мергелистый, с бедной фауной	0,25 „
3. Известняк мелкозернистый, узловатый, с прослоями зеленоватого мергеля и богатой фауной (фрагменты рыб)	0,20 „
4. Известняк серый, мелкокристаллический, детритусовый, плотный	0,25 „
5. Известняк мелкокристаллический до мелкозернистого, узловатый, с богатой фауной, с прослоями зеленоватого мергеля или глины; на верхней границе — поверхность перерыва	0,55 „
6. Известняк темно-серый, мелкокристаллический, детритусовый, местами состоящий из фрагментов рыб	0,15 „
7. Известняк светло-серый, мелкокристаллический, с бугристой поверхностью, включает прослои зеленой глины	0,35 „
8. Известняк темно-серый, с богатой фауной	0,12 „
9. Известняк зеленовато-серый до светло-серого, мергелистый, с прослоями мергеля: богат пластинчатожаберными	0,38 „

http://jurassic.ru/

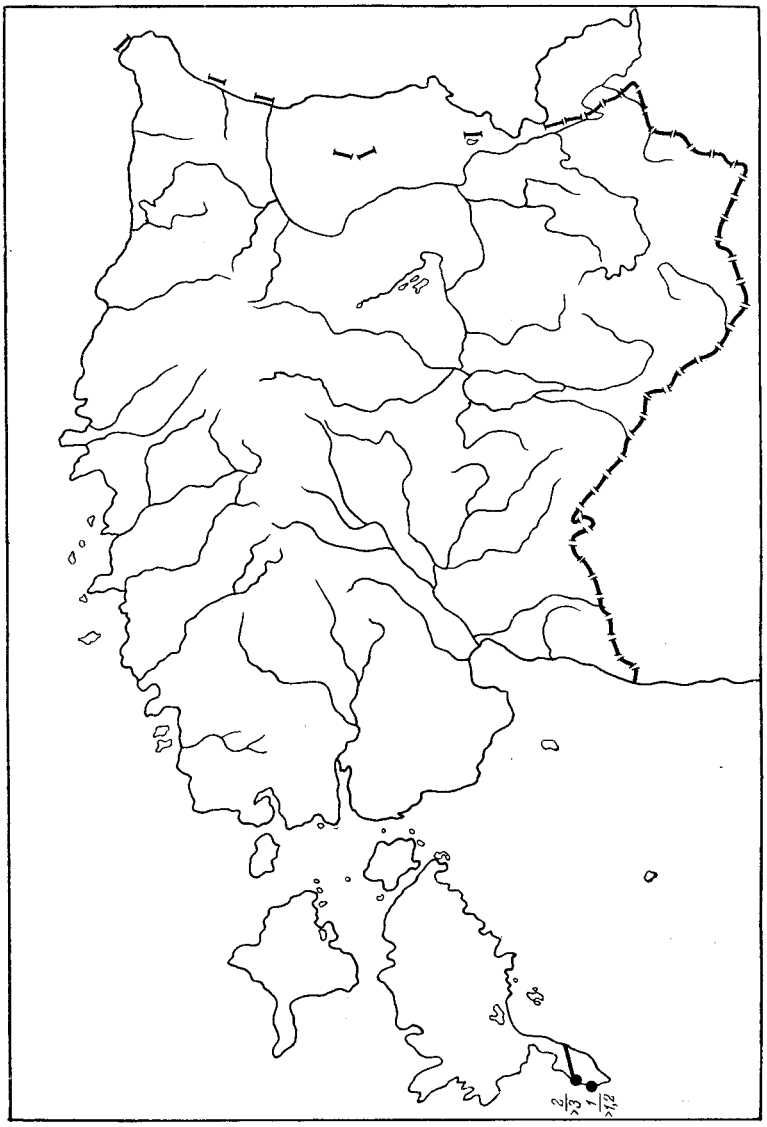


Рис. 52. Основные обнажения охесаареского горизонта
1 — клифф Лооде; *2* — клифф Охесааре

10. Известняк темно-серый, мелкозернистый, толстослоистый с тонкими прослоями мергеля; на верхней границе имеется поверхность перерыва; в нижней части слоя в изобилии встречаются фрагменты рыб . . . . . 0,50 *м*

11. Известняк, местами песчанистый, зеленовато-серый, грубокристаллический, толстослоистый, с прослоями мергеля, богатый фауной . . . . 0,47 „

12. Песчаник зеленовато-серый, тонкослоистый, слюдистый, глинистый . 0,14 „

Более верхние слои горизонта выходят на клиффе Лооде, расположенном на расстоянии около 3 *км* к югу от клиффа Охесааре. В нижней части разреза, по А. Клааманн, залегают в основном грубодетритусовые мергелистые известняки, переслаивающиеся со слоями мергеля, а в верхней части — грубодетритусовые, более чистые известняки без прослоев мергеля.

http://jurassic.ru/

Фауна горизонта весьма своеобразна. Главными являются моллюски, трилобиты и рыбы. Характерные формы: *Clathrodictyon* sp., *Favosites forbesi* var. *similis* Sokolov, *F. humilis* Sokolov, *Spirifer* (*Delthyris*) *elevatus* Dalman, *Tentaculites annulatus* His., *Grammysia cingulata* His., *Pterinea reticulata* His., *Acaste downingiae* (Murch.), *Calymene laevigata* Schmidt, *C. conspicua* Schmidt, *Beyrichia tuberculata* Kloed., *Primitia reticristata* Jones, *Gomphodus sandelensis* Pander, *Onchus murchisoni* Ag., *Nostolepis striata* Pander, *Thelodus parvidens* (Ag.).

СОПОСТАВЛЕНИЕ СИЛУРА ЭСТОНИИ С ДРУГИМИ ОБЛАСТЯМИ

Предлагаемая в табл. 8 схема сопоставления основывается главным образом на данных, приведенных в работах И. Киаэра (Kiaer, 1908), Л. Стормера (Størmer, 1934), П. Турслунда и А. Н. Вестергорда (Thorslund & Westergård, 1938), Б. Ваэрна (Waern, 1948) и В. Яануссона (Jaanusson, 1956). Кроме того, использованы новые исследования А. Аалоэ.

Таблица 8

Корреляция стратиграфических схем силура

Эстонская ССР		Готланд	Осло	Швеция	Англия
Отдел	Горизонт				
Верхний силур	Охесаареский	Экэ-мергель			
	Каугатумаский	Хемсе-группа	9d—9e	Слои с *Colonus*	Нижний лудлов
	Паадлаский				
	Каармаский	Клинтеберг — известняк	9a – 9c		
Нижний силур	Ягарахуский	Мулде — мергель Халла — известняк Слите — группа Тофта — известняк Хэгклинт — известняк Верхн. Висбью — мергель Нижн. Висбью — мергель	8	Слои с *Cyrtograptus*	Венлок
	Яниский				
	Адавереский		7c	Слои с *Retiolites*	
	Райккюлаский		7b		
	Тамсалуский		6c – 7a	Слои с *Rastrites*	Ландовери
	Юуруский		6a – 6b		
	Поркуниский		5b	Слои с *Dalmanitina*	

http://jurassic.ru/

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

ВВЕДЕНИЕ

Первые сведения о девонских отложениях Эстонии относятся к первой половине XIX столетия (Engelhardt u. Ulprecht, 1830, Kutorga, 1835, 1837). Однако возраст их не сразу был определен правильно. Несколько позднее Э. Гофман (Hofmann, 1841) и Д. И. Соколов (1844) установили существование девонской системы в Эстонии.

Во второй половине прошлого века изучением девона занимались Э. Эйхвальд (Eichwald, 1854), К. Шмидт (C. Schmidt, 1857, a, b), К. Гревингк (Grewingk, 1861, 1874b, 1878b, 1879, 1889), Х. Пандер (Pander, 1860), И. Лемберг (Lemberg, 1868) и др. Данные о границе между силуром и девоном содержат работы А. Шренка (Schrenck, 1854) и Ф. Шмидта (Schmidt, 1858, 1859, 1881).

Впервые расчленение девона Главного девонского поля дал Х. Пандер (Соколов, 1844). Его три яруса: нижний песчаниковый, средний известняковый и верхний, состоящий из песчаников и известняков, — получили позже иную интерпретацию.

Из работ XIX в. наиболее важными являются исследования К. Гревингка (Grewingk, 1861, 1879), который подразделил девонские отложения Прибалтики также на три яруса: нижний и верхний песчаниковые и средний доломитовый. Он относил их соответственно к нижнему, среднему и верхнему девону. В среднем ярусе К. Гревингк выделил две фации: фацию р. Великой и фацию р. Двины, которые в дальнейшем получили иную интерпретацию (Обручев, 1935; Геккер, 1953).

В классических работах П. Н. Венюкова (1884, 1886) средний, известняковый ярус на основании изучения фауны беспозвоночных был подразделен на четыре горизонта [1]. Этот и нижний песчаниковый ярус были отнесены Венюковым к среднему девону.

В первой половине XX в. было опубликовано довольно много статей и работ по различным вопросам геологии девона, из которых наибольшую ценность представляют работы Х. Беккера, (Bekker, 1924e), К. Орвику (Orviku, 1930c, 1932, 1935b, 1938), А. Луха (Luha 1932, 1933b, c), В. Пауля (Paul, 1934, 1939), А. Эпика (Öpik, 1935d, 1939), В. Гросса (Gross, 1933, 1934, 1940 a, b) и П. В. Томсона (Thomson, 1940).

Большое значение имели также работы по девону восточной половины Главного поля Д. В. Обручева (1931, 1933, 1935), Р. Ф. Геккера (1932, 1934, 1937, 1939, 1941), Б. П. Асаткина (1934) и Л. А. Черейского (1934), а также исследования латвийских геологов Э. Крауса (Kraus, 1930, 1931 a, b, 1934, 1937), Н. Делле (Delle, 1935, 1937) и Х. Биленштейна (Bielenstein, 1938).

Х. Беккер (Bekker, 1924c) дал детальное расчленение нижней части известняковой толщи, выделив в ней три горизонта под названиями городищенский, ирбоскаский и дубникский; он считал их среднедевонскими. Ирбоскаский горизонт он подразделил на четыре зоны (см. табл. 9) [2].

К. Орвику своими исследованиями уточнил стратиграфию нижней песчаниковой толщи, выделив в 1930 г. ее нижнюю часть в самостоятельную стратиграфическую единицу под названием «нижних слоев среднего

[1] Четвертый горизонт схемы П. Н. Венюкова относится уже к верхней пестроцветной толще.

[2] В табл. 9 даются стратиграфические схемы девона Эстонии и соседних областей разных авторов.

http://jurassic.ru/

Стратиграфические схемы девона Главного поля

Эстонская ССР					Ленинградская и Псковская области	Латвийская ССР			Схемы, общие для Главного поля			Схема, принятая в настоящем томе
Х. Беккер, 1924[1] К. Орвику, 1930—1932	В. Гросс, 1933	В. Гросс, 1940	В. Гросс, 1942	К. Орвику, 1946—1948 А. Луха, 1946	Р. Ф. Геккер, Д. В. Обручев, 1932—1938	Э. Краус, Н. Делле, 1930—1935	П. П. Лиепиньш, 1953	П. П. Лиепиньш, 1956	Унифицированная схема, 1951 (ВНИГРИ)	Д. В. Обручев, 1951		
										Прибалтика	Район Луги-Плюссы	
Дубникский горизонт	D. o. 3. — D. o. 1		Морские и лагунные слои	Дубникский горизонт	Частью шелонские слои	c_1	Саласпилсская свита (c)	Саласпилсская свита ($D_3 sl p$)	Частью шелонские слои	—		Нижнешелонский горизонт ($D_3 šl_1$)
Ирбоскаский горизонт: Верхняя зона *Spirifer* и *Pugnax*				Ирбоскаский горизонт	Чудовские слои	b_4	Плявинская свита (b)	Плявинская свита ($D_3 pl$)	Чудовские слои			Чудовский горизонт ($D_3 čd$)
Ирбоскаский горизонт: Зона *Meyendorfi*					Псковские слои	$b_2 + b_3$			Псковские слои			Псковский горизонт ($D_3 ps$)
Ирбоскаский горизонт: Зона *Stromatopora concentrica*												
Ирбоскаский горизонт: Нижная зона *Spirifer* и *Pugnax*												
Городищенский горизонт	Мергель *Bothriolepis cellulosa*		Мергель *cellulosa*	Городищенский горизонт	Снетогорские слои	b_1			Снетогорские слои (?)			Снетогорский горизонт ($D_3 sn$)
												Перерыв
		Слои *Asterolepis radiata*	Зона *Asterolepis radiata*	Горизонт *Laccognathus*: Вастселийнаский горизонт	Подснетогорские слои	a_4	Аматская свита (a_4)	Аматская свита ($D_3 amt$)		Подснетогорские слои	Старицкие слои	Аматский горизонт ($D_3 am$)
	Зона *Asterolepis* (D. m. 5 — D. m. 4)								Подснетогорские слои (включая оредежские слои)			
		Слои *Asterolepis ornata*	Зона *Asterolepis ornata*		Оредежские слои	a_3	Гауйская свита (a_3): Верхняя подсвита (a_3^2)	Гауйская свита ($D_3 gj$)		Гауйские слои	Перерыв	Гауйский горизонт ($D_3 gj$)
							Гауйская свита (a_3): Нижняя подсвита (a_3^1)					
			Перерыв							Перерыв		Перерыв
Олд Ред	Зона *Heterostius* (D. m. 3)	Слои *Heterostius*: Верхние слои *Heterostius*	Слои *Heterostius*: Зона *Pycnosteus tuberculatus*	Горизонт *Actinolepis*: Тартуский горизонт	Лужские слои	a_2	Салацкая свита (a_2): Верхнесалацкая подсвита (a_2^2)	Салацкая свита ($D_2 slc$)	Тартуские слои (лужские слои)	Верхнетартуские слои	Ящерские слои (?)	Буртниекский горизонт ($D_2 br$)
		Слои *Heterostius*: Нижние слои *Heterostius*	Слои *Heterostius*: Зона *Pycnosteus palaeformis*				Салацкая свита (a_2): Нижнесалацкая подсвита (a_2^1)	Тартуская свита ($D_2 tr$)		Нижнетартуские слои	Лужские слои	Арукюлаский горизонт ($D_2 ar$)
Нижние слои среднего девона: Слои мергелей			Зона *Pterichthys concatenatus*	Наровский горизонт	Наровские слои	a_1	Пярну-наровская свита (a_1): Наровская подсвита (a_1^2)	Наровская свита ($D_2 nr$)	Наровские слои	Наровские слои		Наровский горизонт ($D_2 nr$)
												Перерыв
Торисский песчаник: Трохилисковый песчаник	Зона *Pterichthys* (D. m. 2 — D. m. 1)	Слои *Pterichthys*		Торисский горизонт	Перновские слои		Пярну-наровская свита (a_1): Пярнуская подсвита (a_1^1)	Пярнуская свита	Пярнуские слои (?)	Пярнуские слои		Пярнуский горизонт ($D_2 pr$)
Торисский песчаник: Песчаник *Aulacophycus*			Зона *Schizosteus heterolepis*									

[1] Беккер включил весь разрез девона Эстонии в средний девон.

═══ граница среднего и верхнего девона.

http://jurassic.ru/

девона». Он расчленил их на три комплекса (снизу вверх): песчаник с *Aulacophycus*, трохилисковый песчаник и слои мергеля. В 1932 г. К. Орвику предложил объединить песчаник с *Aulacophycus* и трохилиский песчаник в один горизонт под общим названием ториский песчаник.

В. Гросс (Gross, 1933) положил основу биостратиграфическому изучению девона Прибалтики. Средний девон он расчленил по фауне рыб на следующие три зоны: 1) зону Pterichthys (с подразделениями D.m.1 и D.m.2), 2) зону Heterostius (D.m.3) и 3) зону Asterolepis (с подразделениями D.m.4 и D.m.5). Для каждой зоны им были даны списки фауны. Границу между средним и верхним девоном Гросс провел над зоной Asterolepis, а вышележащие слои верхнего девона, соответствующие городищенскому горизонту Х. Беккера, он назвал мергелем с *Bothriolepis cellulosa*.

В работе 1935 г. К. Орвику назвал песчаник с *Aulacophycus* ториским песчаником, а трохилисковый песчаник — таммеским. Верхней части зоны Pterichthys в пределах уезда Вильянди он дал название пельдаских слоев.

А. Эпик в статье об *Amphipora ramosa* (Öpik, 1935e) нижнюю часть ирбоскаского горизонта назвал тийрханнаскими слоями, а его верхнюю часть — ирбоскаскими слоями в узком смысле. Границу верхнего и среднего девона он провел несколько выше — под ирбоскаскими слоями sensu stricto.

В 1940 г. появились две работы В. Гросса. Первая из них посвящена фауне и биостратиграфии слоев Heterostius, а также некоторым вопросам биостратиграфии вышележащих слоев. Вторая работа посвящена палеогеографии девона Русской платформы.

П. В. Томсон (Thomson, 1940), описав макроскопические растительные остатки и споры девона Эстонии, переименовал песчаник с *Aulacophycus* в псилофитовый песчаник.

Во время второй мировой войны вышли работы В. Гросса (Gross, 1942) и Э. Белау (Bölau, 1943, 1944). Первая из них посвящена биостратиграфии девона Прибалтики. В ней даются списки фаун для горизонтов девона, которые обозначены русскими названиями (перновские, наровские, лужские и другие слои). Одновременно с этим В. Гросс уточнил биостратиграфическое расчленение девона.

Работа Э. Белау (Bölau, 1944) является результатом детального литологического и палеонтологического изучения пограничных слоев нижней песчаниковой и карбонатной толщи девона.

После второй мировой войны началось интенсивное планомерное изучение Главного девонского поля. Из работ эстонских геологов отметим следующие: Л. Юргенсон и Э. Мэльс (Jürgenson ja Mõls, 1946); А. Луха (1946), Х. Пальмре (Palmre, 1946), К. Орвику (Orviku, 1946, 1948c), А. Верте (1955), А. Верте и Э. Марк (1957); Э. Марк (1955, 1958).

Большое значение для понимания геологии Эстонской ССР имеют работы геологов соседних советских республик, в которых часто приводятся конкретные данные о девоне Эстонии. К ним относятся работы Л. Б. Рухина (1946, 1947a, 1947б, 1948), Л. Б. Рухина, В. Т. Белоусовой и Е. В. Рухиной (1949), Л. С. Петрова (1956), П. П. Лиепиньша (1951, 1952a, 1952б, 1953, 1955), Д. В. Обручева (1951, 1953, 1958), Р. Ф. Геккера (1953), Д. В. Наливкина (1953), С. Н. Наумовой и С. В. Тихомирова (1953), В. А. Котлукова и Б. Б. Митгарц (1955), В. А. Селивановой и О. Н. Элькина (1956), Е. М. Люткевича и М. И. Пейсика (1957).

http://jurassic.ru/

Необходимо также отметить большое значение крупного биостратиграфического исследования В. Гросса (Gross, 1950), в котором даются списки фаун рыб для отдельных горизонтов девона Главного поля.

Особо следует отметить работы, в которых описаны фауна и флора девона Эстонии. Фауна беспозвоночных была исследована С. Куторгой (Kutorga, 1837, 1846), Х. Беккером (Bekker, 1924) и А. Эпиком (Öpik, 1935b, 1935d). Изучением ихтиофауны занимались: Х. Асмусс (Asmuss, 1856), С. Куторга (Kutorga, 1835), Х. Пандер (Pander, 1857), Э. Эйхвальд (Eichwald, 1860), И. А. Преображенский (1911), О. Абель (Abel, 1927), А. Гейнц (Heintz, 1928, 1930, 1934), В. Гросс (Gross, 1930, 1933, 1934, 1935, 1936a, 1936b; 1940a, 1941, 1942, 1953, 1956, 1957), В. Пауль (Paul, 1940), Д. В. Обручев (1940), Э. Марк (1953a, 1953б, 1955, 1956), О. П. Обручева (1956) и В. Каратаюте-Талимаа (1958a, 1958б, 1958в). Растительные остатки описаны Э. Эйхвальдом (Eichwald, 1860), А. П. Карпинским (Karpinsky, 1906) и П. В. Томсоном (Thomson, 1935, 1936b, 1937, 1940).

СТРАТИГРАФИЯ

Девонские отложения, распространенные по всему югу Эстонской ССР, ложатся со стратиграфическим несогласием на сильно размытую неровную поверхность более древних толщ палеозоя, а также на архейские образования (в пределах Локновского поднятия). Их граница с более древними отложениями прослеживается (см. геологическую карту) севернее о-ва Кихну, на материке проходит по рекам Пярну и Навести, поворачивается на восток, а затем протягивается в северо-восточном направлении к берегу озера Пейпси у г. Муствээ. Кроме того, отдельные выходы девона имеются в Северо-Восточной Эстонии в районе среднего течения р. Нарвы.

Разрез девона начинается среднедевонскими (живетскими) отложениями, которые представлены прибрежно-морскими и континентальными осадками. Эти отложения сменяются без видимого перерыва верхнедевонскими отложениями нижнефранского подъяруса, представленными внизу континентальными фациями, а вверху — лагунными и морскими.

Общая мощность девонских отложений в пределах республики порядка 360 *м*, причем мощность среднего девона составляет около 200 *м*, а верхнего 160 *м*.

Среднедевонские отложения Эстонии подразделяются на следующие четыре горизонта (снизу вверх): пярнуский, наровский, арукюлаский и буртниекский [1]. Отложения верхнего девона представлены шестью горизонтами (снизу вверх): гауйским, аматским, снетогорским, псковским, чудовским и нижнешелонским. Возможно, что на отдельных участках на юго-востоке Эстонии сохранились также отложения верхнешелонского горизонта.

[1] Решением Всесоюзного совещания по выработке унифицированной стратиграфической схемы девонских и додевонских отложений Русской платформы (1951) пярнуский и частично наровский горизонты отнесены к нижнеживетскому подъярусу, часть наровского и тартуский (арукюлаский и буртниекский) — к верхнеживетскому подъярусу.

http://jurassic.ru/

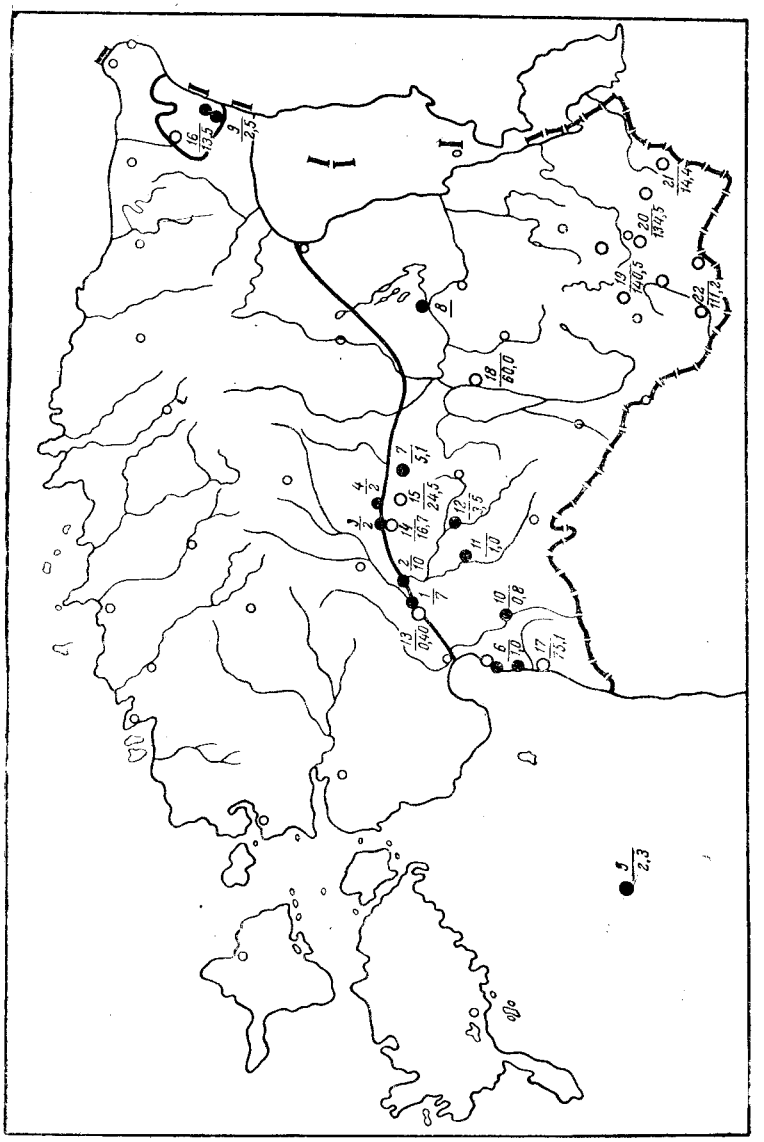


Рис. 53. Основные обнажения и буровые скважины пярнуского и наровского горизонтов

1-3 — обнажения пярнуского горизонта; *4* — обнажения пярнуского и наровского горизонтов; *5—12* — обнажения наровского горизонта; *13—14* — скважины, вскрывшие пярнуский горизонт; *15, 16, 21* — скважины, вскрывшие наровский горизонт; *17—20, 22* — скважины, вскрывшие пярнуский и наровский горизонты. *1* — Оope; *2* — Тори: *3* — Паэ; *4* — Тамме; *5* — Флисбака; *6* — Тахкурана; *7* — Пельда; *8* — Мууга; *9* — Городенко; *10* — Кулу; *11* — Вардья; *12* — Солувески; *13* — Тори; *14* — Коотси; *15* — Лахмузе; *16* — Консу; *17* — Хяэдемээсте; *18* — Тамме; *19* — Палу; *20* — Выру; *21* — Илли; *22* — Мыниste. В скважинах *17—20* и *22* указана мощность пярнуского и наровского горизонтов вместе. Жирной линией показана северная граница распространения пярнуского и наровского горизонтов

Средний девон (D_2)

Пярнуский горизонт (D_2pr)

Соответствует части слоев «Keskdevoni põhikihid», K. Orviku, 1930; «Tori liivakivi», K. Orviku, 1932; «перновским слоям», Д. В. Обручев, 1933; частью «Pterichthys-Zone (D. m. 1 — D. m. 2)», W. Gross, 1933; «Schizosteus heterolepis-Zone», W. Gross, 1942; «Tori lade», K. Orviku, 1948; «пярнуским слоям», Д. В. Обручев, 1951.

Разрез среднего девона на территории Эстонской ССР начинается пярнуским горизонтом, отложения которого характеризуются резкой фациальной изменчивостью и колебаниями мощностей. Этот горизонт сложен различными континентальными и прибрежно-морскими отложениями.

http://jurassic.ru/

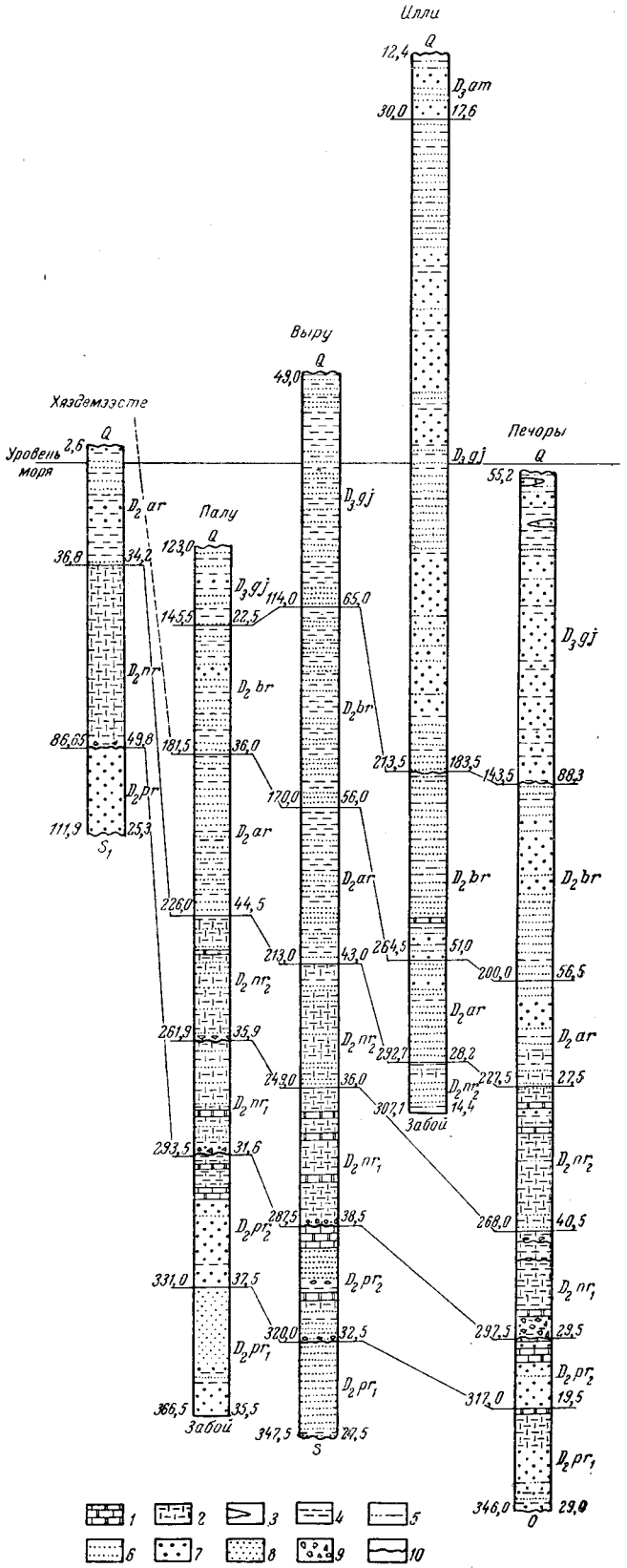


Рис. 54. Сопоставление разрезов девонских отложений по линии Хяэдемяэсте—Печоры (направление линии примерно З—В)

1 — известняк доломитизированный; *2* — глина известковая; *3* — линзы; *4* — глина; *5* — глина алевритовая; *6* — алеврит; *7* — песчаник; *8* — песок; *9* — брекчия; *10* — размыв

http://jurassic.ru/

Разобщенные выходы пярнуских отложений наблюдаются в юго-западной части Эстонской ССР по р. Пярну на участке Кярса-Тори и по р. Навести от дер. Тохера до дер. Тамме. Лучшие обнажения находятся на левом и правом берегах р. Пярну, соответственно у с. Тори и против деревень Оope и Сохлу, а также на р. Навести у деревень Тохера, Тиллеоя, Паэ и Тамме (рис. 53). В обнажениях у дер. Тамме можно видеть контакт пярнуских песчаников с доломитами адавереского горизонта.

Южнее и юго-восточнее естественных выходов пярнуские отложения постепенно погружаются под более молодые слои девона. Здесь они вскрыты рядом глубоких скважин, которыми установлено их налегание в районах Вяймела и Выру на нижнесилурийские породы, а в районе Мынисте непосредственно на кристаллический фундамент.

Пярнуский горизонт подразделяется в естественных выходах на две части: нижнюю — ториские и верхнюю — таммеские песчаники (Orviku, 1935b).

Ториский, или псилофитовый, песчаник желтовато-белый, мелко- и среднезернистый, слюдистый, полевошпатово-кварцевый, внизу слабосцементированный, а вверху крепкий с тонкими прослоями глин и глиняных галек; мощность его до 10 *м*. Песчаник обладает косой слоистостью, свойственной образованиям текучих вод.

В минеральном составе тяжелой фракции этого песчаника у с. Тори содержится рудных минералов в среднем 14%, граната 75% и циркона 11% (Верте и Марк, 1957).

К. Орвику (Orviku, 1930c) отмечает, что в некоторых обнажениях по рекам Пярну и Навести непосредственно на ториском песчанике залегают мергели наровского горизонта.

Таммеский или трохилисковый песчаник буровато-серый, желтый плотный и твердый, реже рыхлый, мелкозернистый, кварцевый, слегка известковистый, мощностью от 0,5 до 2 *м*.

Разрез пярнуских отложений (рис. 54), вскрытый буровыми скважинами в южной и юго-восточной частях Эстонской ССР (Мынисте, Палу, Вяймела, Выру, Холста и др.), разделяется по Л. Б. Паасикиви на две части: нижнюю терригенную (pr_1) и верхнюю карбонатно-терригенную (pr_2) — выруский тип разреза. В основании пярнуских отложений обычно залегает базальный слой гравелитового песчаника, содержащего окатанные обломки подстилающих пород и переотложенной фауны ордовикского и силурийского возрастов. В строении терригенной части разреза принимают участие неотсортированные, сильно слюдистые песчаники и алевролиты бело-розовых, светло-серых, розовато-серых, кирпично-розовых и красновато-коричневых цветов. Среди них различают рыхлые разности с глинистым (гидрослюдистым) цементом и крепкие — с карбонатным (доломитовым). Спорадически (по разрезу) в песчаниках наблюдается регенерация зерен кварца. Породы обладают косой слоистостью, характерной для отложений текучих вод и озерно-дельтовых образований.

Песчано-алевритовые породы переслаиваются с буро-коричневыми, буро-красными, синевато-серыми и почти черными тонкодисперсными алевритовыми глинами гидрослюдистого состава и тонкослоистого сложения прерывистого и линзовидного характера.

Среди терригенных образований встречаются на различных стратиграфических уровнях редкие тонкие прослои и линзообразные включения мергеля и доломита (Мынисте и Палу).

Мощность нижней терригенной части разреза (pr_1) колеблется от 27,5 (Выру) до 35,5 *м* (Палу).

http://jurassic.ru/

Верхняя часть разреза, как и нижняя, характеризуется пестротой строения. Здесь преобладают терригенные образования: гравелиты, неравнозернистые и отсортированные мелкозернистые песчаники и алевролиты полевошпатово-кварцевые, сильно слюдистые, серые, зеленовато-серые, розово-серые и красновато-коричневые. В неотсортированных песчаниках наблюдаются включения плоской красновато-коричневой глинянной гальки.

Породы обычно слабо, участками крепко сцементированы глинистым карбонатом. В разрезе отмечается перемежаемость пород с косой слоистостью озерно-дельтового и морского типов. В песчаниках верхней части разреза зерна полевого шпата и кварца регенерированы. Местами в составе обломочного материала наблюдаются окатанные зерна зеленого глауконита.

Обломочные породы разобщены редкими прослоями серых, зеленовато-серых, реже красновато-коричневых глин гидрослюдистого и каолинитового состава (иногда монтмориллонитового).

Венчается разрез трохилисковым розово-серым и сиренево-серым кварцевым песчаником с карбонатным базальным цементом, который перекрывается водорослевым палевым доломитизированным известняком, обогащенным буро-коричневым органическим веществом. Известняк характеризуется тонкой ровной (иногда волнистой) слоистостью и тонкоплитчатой отдельностью. В нем обнаружены трещины усыхания и псевдоморфозы по NaCl, круглые и почковидные включения (1—2 *мм*) осадочного кремнезема (опала).

Водорослевые известняки переслаиваются с темно-серыми глинами, микрозернистыми доломитизированными желтовато-серыми тонкослоистыми известняками и буровато-серыми алевролитами. Мощность карбонатной пачки меняется от 5 до 16 *м*. Наиболее полно она представлена в разрезе скважины Палу.

Мощность верхней карбонатно-терригенной части разреза (pr_2) колеблется от 13,2 (Мынисте) до 37,5 *м* (Палу).

На разных стратиграфических уровнях карбонатной пачки в пределах южной части Эстонской ССР, по данным Л. Б. Паасикиви, залегает осадочная брекчия, принадлежащая уже наровскому горизонту и свидетельствующая о размыве пярнуских отложений.

В северной краевой части девонского поля в разрезе пярнуских отложений отсутствует карбонатная пачка пород, что также подтверждает наличие размыва верхней части пярнуского горизонта. Поэтому на участке Кярса-Тори на р. Пярну сохранились только песчаники этого горизонта (Верте и Марк, 1957).

В минеральном составе обломочных пород пярнуского горизонта основную роль играет кварц. Подчиненное значение имеют полевые шпаты, слюды (мусковит, биотит) и хлорит. Руководящими минералами терригенных компонентов являются гранат, иногда совместно с цирконом, содержание которого в тяжелой фракции меняется от 33,5 до 89%, а для нижней части — барит (0,96—51%). Западнее, в районе Мынисте, отложения пярнуского горизонта сильно обогащены водными и безводными окислами железа, придающими им темную буро-красную окраску. Содержание в них железистых соединений достигает 25—55%.

Мощность отложений пярнуского горизонта в разрезах буровых скважин меняется от 25,3 (Хяэдемээсте) до 73 *м* (Палу).

Органический мир пярнуского времени довольно богат. В ториских песчаниках встречается фауна рыб, состоящая из следующих форм:

http://jurassic.ru/

Schizosteus heterolepis (Preobr.), *Schizosteus* sp., *Tartuosteus* sp., ? *Devononchus concinnus* Gross, *Byssacanthus dilatatus* (Eichw.), *Actinolepis tuberculata* Ag., *Homostius* sp., *Porolepis posnaniensis* Kade, *Osteolepidae* gen. et sp. indet., *Glyptolepis* sp. и *Dipterus* sp.

В этих же песчаниках найдены остатки псилофитов (*Asteroxylon*, *Aneurophyton*) и споры, из которых П. В. Томсон (Thomson, 1940) описал 17—18 разных видов. Позже споры из ториских песчаников были определены С. Н. Наумовой (Наумова и Тихомиров, 1953), указывающей на преобладание форм *Leiotriletes rugosus* Naum., *Hymenozonotriletes polymorphus* Naum. и *H. proteus* Naum.

В таммеских песчаниках содержится много трохилисков. В разрезах, вскрытых скважинами, обнаружены спорадически массовые скопления *Trochiliscus* sp. и сине-зеленые (?) водоросли. С трохилисками ассоциируются известковые оолиты и остракоды. В нижней части горизонта непосредственно над базальным слоем (скважина Выру) в глинах найдено много беззамковых брахиопод — *Lingula* cf. *bicarinata*. Из остатков рыб встречены *Osteolepidae* inc. gen. К прослоям с регенерированными зернами кварца и полевого шпата приурочены следы от корешков растений и их остатки.

Наровский горизонт (D_2nr)

Соответствует части слоев «Keskdevoni põhikihid», K. Orviku, 1930; «наровским слоям», Д. В. Обручев, 1933; частью «Pterichthys-Zone (D. m. 1—D. m. 2)», W. Gross, 1933; «Pelda kihid», K. Orviku, 1935; «Pterichthys concatenatus-Zone», W. Gross, 1942; «Narvajõe lade (наровский ярус)», K. Orviku, 1946.

Отложения наровского горизонта протягиваются полосой шириной до 30 *км* от Рижского залива до озера Пейпси, уходя далее на восток на территорию Ленинградской области. Кроме того, в бассейне р. Нарвы имеются изолированные выходы отложений этого горизонта. Обнажения расположены по долинам рек Нарвы (с притоками Боровней и Городенко), Навести (с притоками Пельдой и Кыпу), Халлисте, а также на побережье Рижского залива, к югу от г. Пярну и на о-ве Рухну. Наровские отложения пересечены многими буровыми скважинами в южной и юго-восточной частях Эстонии (см. рис. 53).

По данным К. Орвику (Orviku, 1930c, 1946, 1948c), отложения наровского горизонта, обнажающиеся в бассейне р. Нарвы, литологически отличаются от отложений, выходящих в обнажениях на реках Навести, Кыпу, Халлисте и на берегу Рижского залива.

В бассейне р. Нарвы (Orviku, 1948c) горизонт представлен (снизу вверх) следующими породами:

1. Глинистые доломиты желтовато-серые, с редкими тонкими зеленовато-серого цвета прослоями мергелей	2,86— 3,79 *м*
2. Чередующиеся слои глинистых доломитов и разнородных мергелей с прослоями песчаников	9,49—12,89 „
3. Мергели буровато-красные, лиловато-серые и доломитовые мергели светло-серые, чередующиеся с твердыми светло-серыми песчаниками, сменяющиеся кверху песчаными мергелями и светлыми рыхлыми песчаниками (песками) с тонкими одиночными прослоями глинистого доломита	около 6,5 „
4. Песчаники буро-красные, косослоистые с прослоями мергелей и светлых песчаников	около 5 „

http://jurassic.ru/

Общая мощность наровского горизонта в бассейне р. Нарвы достигает 28 *м*.

В приведенном разрезе отмечается закономерное, от нижних слоев к верхним, уменьшение роли карбонатных пород и возрастание значения терригенных образований.

В юго-западной части Эстонии в обнажениях, относимых к наровскому горизонту, наблюдается чередование разноцветных мергелей, глин и доломитов с зеленовато-серыми, редко с красноватыми песчаниками даже в нижней его части. Общая мощность отложений достигает здесь 25 *м*; по скважинам в Хяэдемээсте и Мыйзакюла она равна 48—50 *м*. По данным К. Орвику (Orviku, 1948c), в восточной части Эстонии (бассейн р. Нарвы) фациальное изменение наровского горизонта в сторону континентальности наблюдается в более низких слоях, чем на юго-западе территории республики.

В районе Пыльва—Вериора наровский горизонт, по данным керна буровых скважин, представлен розоватыми и серыми слюдистыми песчаниками, переслаивающимися с лиловатыми и серыми глинами и мергелями общей мощностью до 75 *м*.

В юго-восточной части Эстонской ССР разрез наровского горизонта (см. рис. 54), вскрытый скважинами Палу, Мынисте, Краби и др., согласно трактовке Л. Б. Паасикиви, начинается седиментационной брекчией, залегающей на эродированной поверхности и различных стратиграфических уровнях пярнуских отложений. Брекчия сложена угловатыми и полуокатанными обломками карбонатных и терригенных пород пярнуского горизонта, сцементированных карбонатной каолинитово-гидрослюдистой глиной с примесью сингенетичного коричневого органического вещества и аутигенного пирита. Брекчия сопровождается часто сульфатами — гипсом и ангидритом — и является базальным слоем наровского осадочного цикла.

Наровские отложения в указанных выше разрезах отчетливо разделяются на два циклических комплекса (nr_1 и nr_2); каждый из них начинается грубообломочными породами (брекчией и песчаником) и заканчивается карбонатными с прослоями терригенных пород.

Нижняя часть комплекса nr_1 выше брекчий (в Краби) состоит обычно из сероцветных с желтоватым оттенком доломитов, известняков, доломитизированных в различной степени, и мергелей с подчиненными прослоями глин. Породы этой части разреза значительно сульфатизованы. Гипс содержится в основной карбонатной массе и образует маломощные прослои (0,4 *м*) коричнево-серого звездчатого и розового мелкозернистого и волокнистого гипса (селенита).

Верхняя часть разреза комплекса сложена преимущественно пестроцветными мергелями зеленовато-серыми, с буро-лиловыми и красно-коричневыми прожилами и пятнами, с прослоями алевролитов и песчаников (мощность 2—3 *м*).

Севернее, в разрезах Вяймела, Выру и западнее, в Мынисте, карбонатные породы слабо огипсованы, в разрезе Палу они, кроме того, разобщены частыми прослоями алевролитов. Здесь сингенетичный гипс обнаружен в основном в карбонатной массе в виде микрозернистых, неправильных («лапчатых») выделений. Широким распространением пользуется также осадочный кремнезем, раскристаллизованный и перешедший в халцедон и кварц.

Терригенные породы нижнего наровского комплекса характеризуются тонкой косой слоистостью. В доломитах и доломитизированных известня-

http://jurassic.ru/

ках встречаются трещины усыхания и псевдоморфозы кальцита и доломита по NaCl.

Мощность нижнего комплекса 30,8 (Мынисте) — 38,5 *м* (Выру).

Верхний наровский комплекс (nr_2) сложен карбонатными породами, среди которых преобладают мергели. Им подчинены доломиты и доломитизированные известняки. В основании залегают песчаники, алевролиты или песчанистые мергели, иногда с галькой карбонатных пород (Палу) и гравием кварца. В нижней части разреза породы имеют сероцветную окраску, в верхней — пестроцветную. Пестроцветные мергели, чередуясь с алевролитами и глинами, заканчивают разрез верхнего комплекса. Породы комплекса слабо огипсованы. Гипс развит преимущественно эпигенетический — розовый и белый волокнистый (селенит) и мелкозернистый, выполняющий трещины и пустоты в породе.

К северу (скважина Палу) разрез комплекса обогащен прослоями полевошпатово-кварцевых алевролитов (мощность 1—3 *м*). Они характеризуются линзовидной и прерывистой косой слоистостью, свойственной морским осадкам. В породообразующей карбонатной массе наблюдается осадочный кремнезем, а в доломитах — пустоты кубической формы (от NaCl).

Мощность верхнего комплекса колеблется от 35,9 (Палу) до 38,5 *м* (Мынисте).

Корреляционными минералами терригенных компонентов наровского горизонта являются гранат и циркон, содержание которых в тяжелой фракции соответственно колеблется от 8,15 до 30% и от 8,33 до 15,33%. Породообразующие минералы — кварц и полевой шпат — спорадически бывают регенерированы.

Нижняя часть наровских отложений местами более огипсована.

Мощность отложений горизонта по разрезам скважин меняется от 31,9 (Тамме) до 74,5 *м* (Выру).

Органическими остатками наровские отложения значительно богаче, чем пярнуские. В их составе определены беспозвоночные: *Lingula bicarinata* Kut., *Lingula* sp., *Leperditia geographica* Heck. и *Asmussia* (= *Estheria*) *membranacea* Pacht.

Фауна позвоночных представлена рыбами: *Schizosteus striatus* (Gross), *Haplacanthus marginalis* Ag., *Homacanthus gracilis* (Eichw.), *Devononchus concinnus* Gross, *Actinolepis tuberculata* Ag., *Holonema* sp., *Heterostius* ? sp., *Coccosteus orvikui* Gross, *Byssacanthus dilatatus* Eichw., «*Osteolepis fischeri*» Eichw., *Glyptolepis quadrata* Eichw., *Dipterus serratus* (Eichw.) и *Orvikuina vardiaensis* Gross.

Следует отметить, что в ряде обнажений Юго-Западной Эстонии, относящихся по литологическим признакам к наровскому горизонту (Вардья на р. Халлисте, Мууга вблизи г. Тарту и обнажения о-ва Рухну), встречаются слои, содержащие элементы ихтиофауны вышележащего, арукюлаского горизонта (*Tartuosteus giganteus* Gross, *Pycnosteus* sp.). Эти данные дали В. Гроссу (Gross, 1940) повод думать, что соответствующие слои принадлежат к переходным слоям или же к нижней части арукюлаского горизонта.

В юго-восточной части Эстонской ССР, в отложениях, вскрытых скважинами, обнаружены в кровле горизонта *Charophyta* gen. et sp. indet. и *Trochiliscus* sp. (Палу); широко распространены по всему разрезу *Lingula bicarinata* Kut. и *Lingula* sp. Ракообразные — *Asmussia* (= *Estheria*) *pogrebovi* Lutk. и *A. membranacea* Pacht — встречаются в нижней гипсовой части разреза, обычно с обедненной фауной (Палу и

http://jurassic.ru/

Печоры). Из остатков рыб Д. В. Обручевым определены *Psammosteidae* inc. gen., *Acanthodii*, *Actinolepis tuberculata* Ag., *Asterolepis* sp., *Byssacanthus dilatatus* Eichw., *Osteolepidae* inc. gen. и *Glyptolepis* sp. indet.

В кровле каждого циклического комплекса чаще всего обнаруживаются неопределимые растительные остатки и следы, по-видимому, от корешков растений и жизнедеятельности червей.

Арукюлаский горизонт (D_2ar)

Соответствует частью «лужским слоям», Д. В. Обручев, 1933; частью «Heterostius-Zone (D. m. 3)», W. Gross, 1933; «Untere Heterostius-Schichten», W. Gross, 1940; нижней части лужских слоев, Д. В. Обручев, 1940; «Pycnosteus palaeformis-Zone», W. Gross, 1942; частью «Tartu lade (Тартуский ярус)», K. Orviku, 1946; «нижнетартуским слоям», Д. В. Обручев, 1951; частью «салацкой свите», П. Лиепиньш, 1953; «тартуской свите», P. Liepinš, 1956; «арукюласкому горизонту», Э. Марк, 1958.

Отложения арукюлаского горизонта выходят под четвертичным покровом в виде полосы шириной от 17 до 50 *км*, пересекающей с запада на восток всю территорию республики. Северная граница проходит от устья руч. Кадака на берегу Рижского залива, севернее Рийсселья и южнее Канакюла к с. Кыпу, затем несколько севернее г. Сууре-Яани, огибая возвышенность Сакала, проходит к истоку р. Эмайыги на северный берег оз. Выртсъярв и далее примерно через пос. Вольди и Ярве к д. Кодавере на берегу оз. Пейпси. Горизонт пересечен многими буровыми скважинами в южной части Эстонии (рис. 55).

Отложения арукюлаского горизонта представлены в основном красными, розово-красными, желтыми и редко белыми мелкозернистыми кварцевыми слюдистыми косослоистыми слабо сцементированными песчаниками, чередующимися с пачками красных глин с прослоями пестрых (голубых, серых и зеленоватых) алевролитов и карбонатных глин, иногда с линзообразными слоями светло-желтого доломита.

Преобладающее падение косой слоистости юго-восточное. В тяжелой фракции песчаников, по А. Верте (1955), имеется рудных минералов (магнетит и ильменит) 40—70%, граната 2—36% и циркона — от следов до 40%.

В юго-восточной части Эстонской ССР арукюлаский горизонт наиболее полно охарактеризован разрезами скважин Палу, Мынисте, Краби, Сянна и Илли (см. рис. 54). В этих районах наровские отложения, по данным Л. Б. Паасикиви, постепенно сменяются терригенными арукюласкими, представленными часто перемежающимися между собой рыхлыми песчаниками, алевритами, глинистыми алевролитами и глинами. Песчано-алевритовые породы по составу полевошпатово-кварцевые, имеют желтые, розовые и кирпично-красные цвета. Глинистые алевролиты и глины окрашены в буро-красный цвет различных оттенков с зеленовато-серыми пятнами и прожилками.

В нижней части горизонта преобладают рыхлые песчаники и алевриты, в основании которых залегает базальный неотсортированный песчаник с карбонатным цементом. В районе Мынисте в нижней части появляются прослои песчано-алевритовых мергелей. Верхняя часть разреза заканчивается глинистыми разностями, в которых спорадически по разрезу встречаются известковистые «журавчики».

Одним из основных минералов терригенных компонентов пород ару-

http://jurassic.ru/

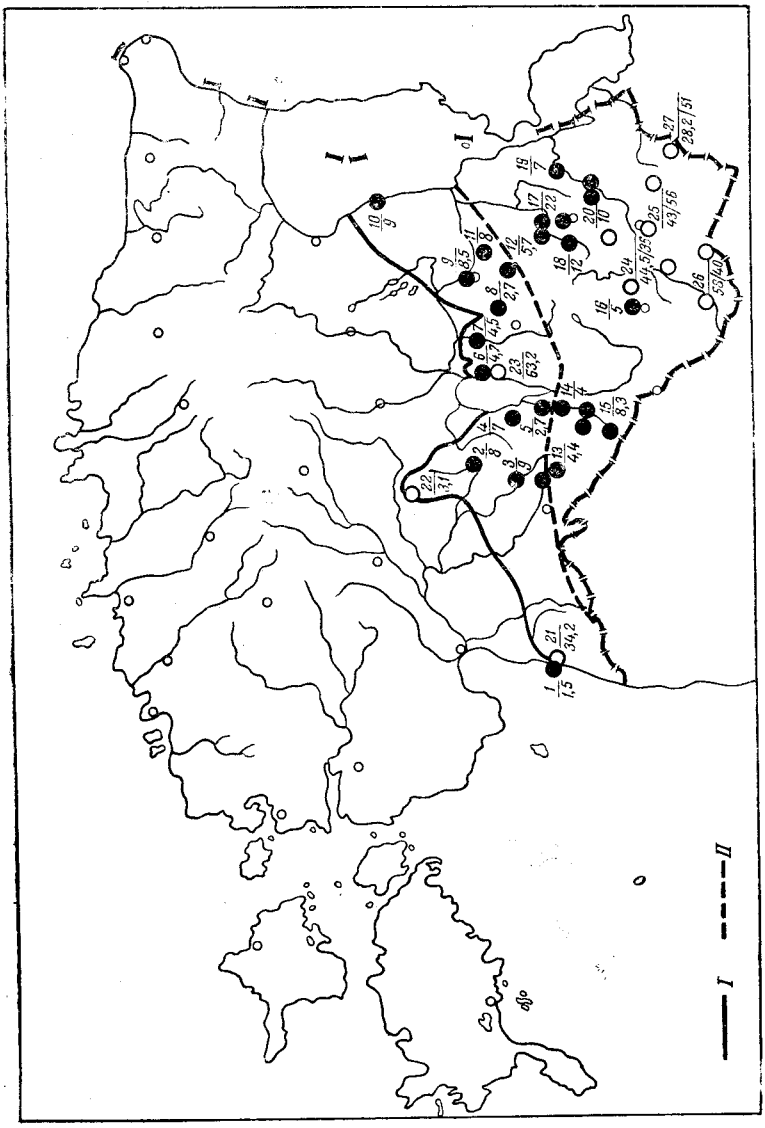


Рис. 55. Основные обнажения и буровые скважины арукюлаского и буртниекского горизонтов

1—12 — обнажения арукюлаского горизонта; *13—20* обнажения буртниекского горизонта; *21—23* — скважины, вскрывшие арукюлаский горизонт; *24—27* — скважины, вскрывшие арукюлаский и буртниекский горизонты. *1* — Хяэдемээсте; *2* — Вильянди; *3* — Ыйзу; *4* — Тарвасту; *5* — Суйслепа; *6* — Таамме; *7* — Кавильда; *8* — Вапрамяэ; *9* — Тарту; *10* — Калласте; *11* — Хааслава; *12* — Камбья; *13* — Каркси; *14* — Воору; *15* — Хярма; *16* — Антсла; *17* — Суур-Таэваскода; *18* — Тилле; *19* — Лээваку *20* — Сковахавва; *21* — Хяэдемээсте; *22* — Лахмузе; *23* — Таамме; *24* — Палу; *25* — Выру; *26* — Мыниste; *27* — Илли. У тт. 24—27 в знаменателе верхняя цифра указывает мощность арукюлаского горизонта, нижняя — мощность буртниекского горизонта. I — северная граница распространения арукюлаского горизонта, II — северная граница распространения буртниекского горизонта

кюлаского горизонта является циркон. Содержание его в породах, вскрытых скважиной в Илли, составляет 20—22%, в Палу 11,11—18,14%.

Мощность горизонта на юго-западе Эстонской ССР достигает 97,6 *м* (Абья-Палуоя), на юго-востоке она составляет 28—72,5 *м*, по данным бурения в Илли и Краби.

Фауна безпозвоночных этого горизонта представлена *Lingula bicarinata* Kut. и остракодами, найденными лишь в одном обнажении в г. Тарту, *Leperditia tartuensis* Öpik, *Drepanella orvikui* Öpik, *Kloedenella rubra* Öpik, *K. taehtverensis* Öpik, *Kloedenella* sp. aff. *taehtverensis* Öpik и *Pontocypris? rubescens* Öpik.

В составе фауны рыб в арукюласком горизонте находятся следующие формы: *Tartuosteus giganteus* (Gross), *T. luhai* Mark in litt., *Psammo-*

http://jurassic.ru/

lepis proia Mark in litt., *Pycnosteus palaeformis* Preobr., *P. imperfectus* (Preobr.), *P. pauli* Mark, *Ganosteus obtusus* Mark in litt., *G. artus* Mark in litt., *Haplacanthus marginalis* Ag., *Homacanthus gracilis* (Eichw.), *Devononchus concinnus* Gross, *Nodocosta pauli* Gross, *Actinolepis tuberculata* Ag., *Holonema obrutshevi* Mark, *Homostius sulcatus* (Kutorga), *H. formosissimus* Asmuss, *H. latus* Asmuss, *Homostius* sp., *Heterostius* sp. sp., *Coccosteus grossi* O. Obr. in litt., *Asterolepis estonica* Gross, *Byssacanthus dilatatus* Eichw., *Porolepis posnaniensis* Kade, *Osteolepidae* gen. et sp. indet., *Glyptolepis* sp. sp. и *Dipterus* sp. sp. В разрезах скважин, кроме указанных остатков, обнаружены *Lingula* sp. indet., *Byssacanthus* sp. indet. и *Onychodus* sp. indet.

В верхней части горизонта появляются некоторые формы, характерные уже для вышележащего буртниекского горизонта, как *Tartuosteus maximus?* и *Ganosteus stellatus* Rohon.

В арукюласком горизонте в обнажениях г. Тарту найдены трохилиски (Karpinsky, 1906).

Буртниекский горизонт (D_2br)

Соответствует частью «лужским слоям», Д. В. Обручев, 1933; частью «Heterostius-Zone» (D. m. 3.), W. Gross, 1933; «Obere Heterostius-Schichten», W. Gross, 1940; верхней части лужских слоев, Д. В. Обручев, 1940; «Pycnosteus tuberculatus-Zone», W. Gross, 1942; частью «Tartu lade (тартуский ярус)», K. Orviku, 1946; «верхнетартуским слоям», Д. В. Обручев, 1951; частью «салацкой свите», П. Лиепиньш, 1953; «салацкой свите», P. Liepiņš, 1956; «буртниекскому горизонту», Э. Марк, 1958.

Буртниекский горизонт прослеживается в пределах Эстонии южнее выходов арукюлаского горизонта в виде полосы шириной до 50 *км*. Его северная граница начинается недалеко от берега Рижского залива, около границы с Латвийской ССР, далее проходит немного южнее г. Мыйзакюла, потом севернее Каркси и Пикасилла, а затем, отклоняясь в северо-восточном направлении, пересекает берег оз. Пейпси южнее устья р. Эмайыги.

Обнажения, в которых встречена ихтиофауна буртниекского горизонта, расположены у с. Каркси, на р. Ыхне у хут. Хярма вблизи г. Тырва и в Сымерпалу. Кроме того, имеются обнажения у с. Хельме и Кооркюла, у г. Тырва, в долине р. Ахья от Тилле до Таэваскоя, у с. Пыльва и в долине р. Выханду от с. Лээви до с. Лээваку. Данный горизонт пересечен также несколькими буровыми скважинами (см. рис. 54).

Буртниекский горизонт представлен в основном песчаниками светлыми — белыми, зеленовато- и желтовато-серыми, розоватыми и лиловатыми, — а также красными и желтыми кварцевыми, слюдистыми косослоистыми слабосцементированными, чередующимися с пачками небольшой мощности красных, зеленоватых и лилово-серых глин с прослоями разноцветных алевролитов.

В песчаниках этого горизонта наблюдается увеличение диаметра зерен в сравнении с песчаниками нижележащего арукюлаского горизонта. В них встречаются мелкая кварцевая галька и линзы песчанистого конгломерата. Песчаники содержат в тяжелой фракции, по А. Верте (1955), 55—85% рудных минералов (магнетит и ильменит), 0,5—1,5% граната и 6,5—41% циркона. Преобладающим направлением косой слоистости является юго-восточное.

http://jurassic.ru/

На юге Эстонской ССР (Локновское поднятие) буртниекский горизонт, вскрытый буровыми скважинами в Палу, Мынисте, Сянна и Илли, по данным Л. Б. Паасикиви, сложен глинистыми алевролитами и глинами с пачками песчано-алевролитовых пород, обладающих тонкой косой слоистостью, свойственной текучим водам и озерным отложениям.

Венчается разрез зоной алевролитовых и глинистых пород (мощностью 10—20 *м*) с известковистыми «журавчиками», образовавшимися, вероятно, на месте разложившихся корешков растений. К этой зоне приурочены значительные вторичные изменения минералов: каолинизация полевых шпатов и гидрослюд, регенерация зерен кварца и полевого шпата, гидратизация гидрослюд с выделением гидроокислов железа. Железистые соединения образуют нередко крустификационную кайму вокруг обломочных зерен.

Корреляционными минералами терригенных компонентов буртниекского горизонта, по Л. Б. Паасикиви, являются циркон и ставролит. Циркон составляет 19,0—36,94% (скважина Илли) и 17,12—28,1% (скважина Палу) тяжелой фракции. Ставролит — соответственно 0,1—2,28 и 0,11—0,38%.

Мощность буртниекского горизонта на юге Эстонии, по данным бурения, меняется от 36 (Палу) до 56 *м* (Выру).

Фауна буртниекского горизонта представлена рыбами: *Psammolepis* sp., *Tartuosteus maximus* Mark in litt., *Yoglinia bergi* Obr., *Pycnosteus tuberculatus* (Rohon), *Ganosteus stellatus* Rohon, *Devononchus concinnus* Gross, *Haplacanthus marginalis* Ag., *Actinolepis* sp., *Holonema härmae* Mark, *Homostius* sp., *Heterostius* sp., *Coccosteus markae* O. Obr. in litt., *Asterolepis dellei* Gross, *Asterolepis* sp., *Osteolepidae* gen. et sp. indet., *Glyptolepis* sp. и *Dipterus* sp.

Верхний девон (D_3)

Гауйский горизонт (D_3gj)

Соответствует частью «Asterolepis-Zone (D. m. 4 — D. m. 5), W. Gross, 1933; «Asterolepis ornata—Schichten», W. Gross, 1940; «гауйским слоям», Д. В. Обручев, 1951; «гауйской свите», П. Лиепиньш, 1953; «гауйскому (пиузаскому) горизонту», А. Верте, 1955.

Гауйским горизонтом начинается верхний девон. Его выходы находятся в юго-восточной части Эстонской ССР. Полоса выходов имеет ширину примерно 15—25 *км*. На территории Эстонской ССР он пока мало изучен и поэтому границы его распространения не уточнены.

Обнажения данного горизонта встречаются преимущественно по рекам Пиуза, Мустйыги и ее притока р. Пярли (около Сянна), а также у оз. Хинни.

Гауйский горизонт сложен кварцевыми песчаниками, глинами и алевролитами. Первые из них косослоистые белые, желтовато-белые, красновато-желтые, светло-красные и лиловые. Местами они содержат линзы грубозернистого материала и крупные кварцевые гальки. В некоторых обнажениях в песчаниках встречаются мелкие шаровидные железистые конкреции. Алевролиты голубоватой и серой окраски переслаиваются с пестроокрашенными красными, лиловыми, желтовато-, зеленовато-серыми и черновато-зелеными глинами.

http://jurassic.ru/

Для данного горизонта характерна фауна рыб, состоящая из следующих форм: *Psammolepis venyukovi* Obr. in litt., *Psl. alata* Obr. in litt., *Psl. paradoxa* Ag., *Psl. heteraster* Gross, *Devononchus concinnus* Gross, *Plourdosteus livonicus* (Eastm.), *Asterolepis ornata* Eichw., *Glyptolepis baltica* Gross и *Laccognathus panderi* Gross. В глинах найдены остатки папоротника (*Archaeopteris*) и споры, описанные П. В. Томсоном (Thomson, 1940).

Полный разрез гауйского горизонта вскрыт буровыми скважинами во впадинах доверхнедевонского рельефа в районах Миссо и Илли. Мощность гауйских отложений, по данным Л. Б. Паасикиви, достигает в Илли 183 *м*, и они со следами незначительного видимого перерыва залегают на буртниекских. В разрезе отложений Л. Б. Паасикиви выделяет два циклических комплекса, каждый из которых начинается неотсортированными песчано-алевритовыми породами, иногда с галькой, и заканчивается глинами и глинистыми алевролитами (см. рис. 54).

Нижняя часть первого (снизу) циклического комплекса сложена слюдистыми кварцевыми розовыми и желтыми мелкозернистыми песками и алевритами, иногда уплотненными до состояния слабых песчаников. Среди них встречаются твердые песчаники с карбонатным цементом и мелкими шариковыми известковыми стяжениями. Песчано-алевритовые породы разобщены глинистыми алевролитами и глинами (гидрослюдистыми) пестрой окраски блеклых тонов, зеленовато-голубых с желтыми и лилово-серыми пятнами, разводами и прожилками.

Верхняя часть разреза представлена частым чередованием зеленовато-голубых и пестрых — сиренево-серых с желтыми и красновато-коричневыми пятнами и прожилками — глинистых алевролитов полевошпатово-кварцевых и гидрослюдистых глин.

В кровле алевролитово-глинистых разностей развиты известковистые «журавчики». Здесь же отмечается регенерация зерен полевого шпата и кварца.

Верхний комплекс имеет такое же строение и сложен аналогичными породами. В глинах и глинистых алевролитах, венчающих разрез гауйского горизонта, отмечаются следы от корешков растений, выполненных гидроокислами железа.

Основными минералами тяжелой фракции гауйского горизонта, по данным Л. Б. Паасикиви (скважина Илли) являются циркон (13,34—38,25%), ставролит (0,11—6,92%) и дистен (0,1—2,24%).

Песчано-алевролитовые породы гауйского горизонта характеризуются косой слоистостью, свойственной озерно-дельтовым образованиям и обусловленной чередованием тонких слоев (1—3 *мм*) различной окраски и неравномерным обогащением слюдой. Серии косых слоев, падающих в одном направлении под углом $< 30°$, срезаются горизонтальными.

Из глинистых алевролитов верхней части гауйского горизонта (на глубине 39—39,8 *м* в скважине Илли) Д. В. Обручевым определены *Asterolepis ornata* Eichw. и *Laccognathus panderi* Gross. Кроме этой фауны, были встречены единичные *Sycidium* sp., *Lingula* sp. и *Asmussia* (= *Estheria*) sp. (скважина Печоры).

Аматский горизонт (D_3am)

Соответствует «подснетогорским слоям», Д. В. Обручев, 1933; частью «Asterolepis-Zone (D.m.4 — D.m.5), W. Gross, 1933; «Asterolepis radiata-Schichten», W. Gross, 1940; «аматской свите (a_4)», П. Лиепиньш, 1953;

http://jurassic.ru/

«подснетогорскому (вастселийнаскому) горизонту», А. Верте, 1955; «аматскому горизонту», Э. Марк, 1958.

Выходы аматского горизонта образуют полосу шириной примерно 2,5—3 *км* севернее полосы выходов карбонатной толщи девона в юго-восточной части Эстонии.

Обнажаются отложения горизонта около Вастселийна по руч. Мээкси, р. Пээтри (приток р. Мустйыги), около Рыуге в руч. Ахепалу и в других местах.

Нижняя часть горизонта (Верте, 1955) состоит из светлых песчаников — белых, беловато-серых, беловато-зеленых, желтовато-белых, а также желтых и красноватых. Песчаники желтого и красного цвета встречаются в самой нижней части горизонта. Песчаники косослоистые, содержат кварцевые и глинистые гальки, а также выклинивающиеся прослойки лиловых и красных глин. Над песчаниками лежат переслаивающиеся слои тугоплавких лиловых, красных, зеленых глин, зеленоватых алевролитов и белых песчаников, причем глины преобладают. Местами глины над песчаниками отсутствуют или имеют небольшую мощность (например, в обнажениях около Тоброва и в руч. Мээкси).

На юге в пределах Локновского поднятия отложения аматского горизонта, по данным Л. Б. Паасикиви, вскрыты скважинами в Илли, Миссо и др. (рис. 56). Здесь они представлены голубовато-серыми, белыми и желтовато-розовыми кварцевыми и слюдистыми песками и алевритами, которые переслаиваются с глинистыми алевролитами и глинами буровато-фиолетовыми и кирпично-красными. Глинистые породы в верхней части разреза местами обогащены песчано-алев-

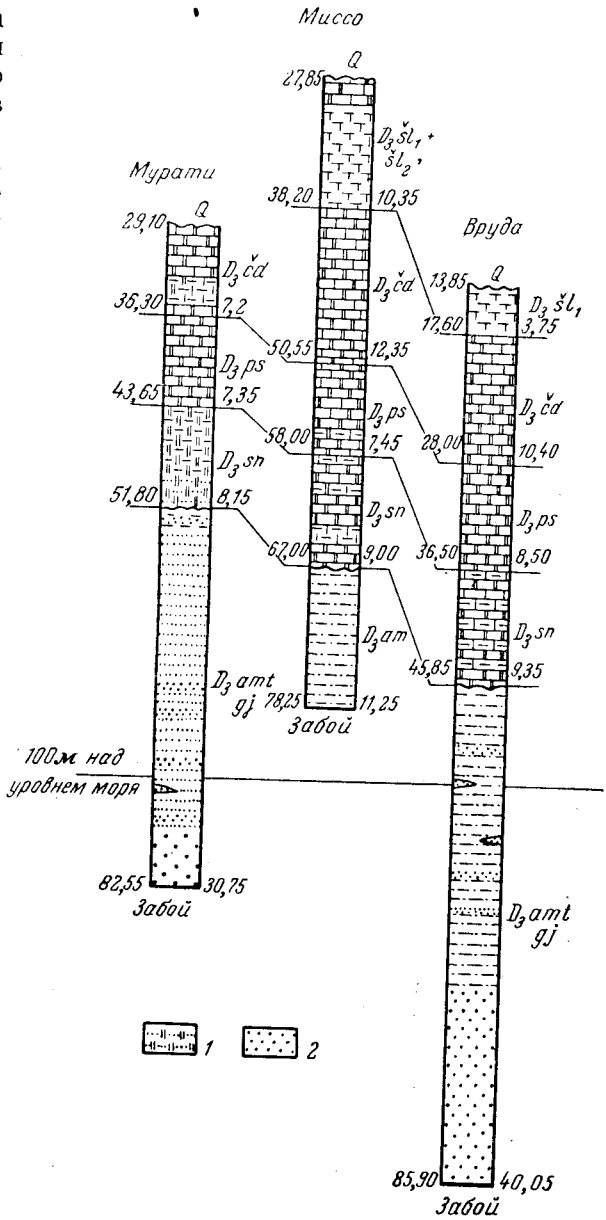


Рис. 56. Сопоставление разрезов верхнедевонских отложений по линии Мурати — Вруда (направление линии примерно ЮЗ—СВ).

1 — доломит алевритовый; *2* — алеврит. Другие условные обозначения см. на рис. 54

http://jurassic.ru/

ролитовым материалом, пронизаны тонкими извилистыми ожелезненными прожилками, трубочками и содержат известковистые «журавчики», представляющие, вероятно, остатки корешков растений.

В минеральном составе пород аматского горизонта основную роль играет кварц, содержание которого доходит до 90%. Подчиненное значение имеют полевые шпаты и светлая слюда (мусковит). В составе тяжелой фракции резко преобладают циркон (30,25%) и рудные минералы (52,12%).

Глины и глинистый цемент сложены гидрослюдистыми минералами, в различной степени и неравномерно пропитанные окислами и гидроокислами железа. В верхней части разреза существенную роль (в составе глин) приобретает каолинит.

Отложения аматского горизонта на Локновском поднятии частично размыты в снетогорское время (Л. Б. Паасикиви). Мощность их в Миссо и Илли равна соответственно 11,25 и 17,6 *м*. Фауна аматского горизонта представлена рыбами: *Psammolepis undulata* Ag., *Asterolepis radiata* Rohon, *Panderichthys rhombolepis* Gross, *Glyptolepis* sp. и *Laccognathus panderi* Gross.

Снетогорский горизонт (D_3sn)

Соответствует «Gorodiščše lade», H. Bekker, 1924; «снетогорским — тесовским слоям», Д. В. Обручев, 1931; «снетогорским слоям», Р. Ф. Геккер, 1932; «Bothriolepis cellulosa-Mergel», W. Gross, 1933; «Bothriolepis cellulosa + Bothriolepis tuberculata-Zone», W. Gross, 1942.

Отложения снетогорского горизонта распространены в юго-восточной части Эстонии в виде полосы шириной до 4 *км*. Кроме того, его останцы (в виде островов) расположены у сс. Лоози и Орава среди выходов аматских и гаудских отложений.

Обнажения снетогорского горизонта известны у пос. Вастселийна и у деревень Тийрханна, Тоброва, Плия, Рыуге, Саарлазе, а также по реке Пээтри.

Отложения снетогорского горизонта залегают трансгрессивно на различных стратиграфических уровнях аматского горизонта. Они представлены главным образом карбонатными породами — голубовато- и зеленовато-серыми, а также сиренево-розовыми пятнистыми доломитами и доломитовыми мергелями с подчиненными прослоями серых и зеленовато-серых глин, белых и буровато-серых песчаников. Последние встречены лишь в обнажениях у поселка Паланде и у Лепа, где они залегают под песчанистыми доломитами. По данным Л. Б. Паасикиви, (скважина в Мурати) песчанистые доломиты в подошве (см. рис. 56) имеют конгломератовидное сложение и чередуются с маломощными (0,05 *м*) прослоями серой с бурыми разводами глины. Как показывает изучение этого и других разрезов, отложения обогащены песчано-алевритовым материалом, содержание которого в карбонатных породах вверх по разрезу уменьшается от 21,5 до 8,7%.

Отличительной особенностью снетогорских отложений является тонкая ровная слоистость карбонатных пород и их тонкоплитчатая отдельность. Слоистость обусловлена чередованием тонких (1—5 *мм*) прослоев серых алевролитов среди мергелей. В доломитах встречаются мелкие кубические пустоты и псевдоморфозы доломита по NaCl.

Мощность горизонта, по данным Л. Б. Паасикиви, колеблется от 7 до 12 *м*.

http://jurassic.ru/

Находки фауны в снетогорском горизонте редки. Из беспозвоночных Э. Белау (Bëlau, 1944) отмечены *Lyriopecten* sp. и отпечатки раковин гастропод. Л. Б. Паасикиви в разрезах скважины обнаружены скопления *Asmussia* (= *Estheria*) *vulgaris* Lutk. Кроме того, найдены остатки рыб: *Bothriolepis cellulosa* Pander, *Grossilepis tuberculata* (Gross) и др.

Псковский горизонт (D_3ps)

Соответствует частью «Irboska lade», H. Bekker, 1924; «сяськимпсковским слоям», Д. В. Обручев, 1931; «псковским слоям», Р. Ф. Геккер, 1932.

Отложения псковского горизонта распространены в юго-восточной части Эстонии. Преобладающая часть их покрыта мощными четвертичными отложениями и поэтому обнаженность их плохая.

Обнажения известны у деревень Тийрханна, Китсе, Лоози, Орава, Рыуге и Саарлазе, а также по реке Пээтри.

В составе псковского горизонта на западе преобладают коричневато-серые массивные и твердые плотные тонкослоистые доломиты крупно- и мелкозернистые, а на востоке палево-серые, светло-серые мелко- и крупнозернистые, а также серые, зеленовато-серые с вишнево-красными и фиолетовыми пятнами глинистые различно доломитизированные известняки с примазками и включениями зеленой глины.

Мощность горизонта на юго-востоке колеблется от 7,35 до 8,5 *м*, достигая 13 *м* в Холста.

Фауна представлена беспозвоночными: *Lamellispirifer muralis* (Vern.), *Camarotoechia pskovensis* Nal., *Anatrypa micans* (Buch), *Atrypa tenuisulcata* (Wen.), *Lyriopecten ingriae* (Vern.), *Aulopora cylindrica* B. B. Tchern., строматопороидеями и криноидами. Кроме того, найдены известковые водоросли.

Чудовский горизонт ($D_3čd$)

Соответствует частью «Irboska lade», H. Bekker, 1924; «чудовскимвыбутским слоям», Д. В. Обручев, 1931; «чудовским слоям», Р. Ф. Геккер, 1932.

Отложения чудовского горизонта известны в юго-восточной части Эстонской ССР лишь по данным скважин в Миссо, Тсийстре, Мурати (см. рис. 56). По Л. Б. Паасикиви, они представлены серыми, темно-серыми с коричневым оттенком крепкими, участками кавернозными мелко- и среднекристаллическими доломитами и доломитизированными известняками массивного сложения, прослоями — тонкослоистого; поверхности наслоения покрыты налетом зеленой глины.

Полная мощность горизонта равна 10,4—12,35 *м*. Фауна в породах чудовского горизонта не обнаружена. Отсутствие ее связано, по-видимому, с условиями образования осадка и последующими процессами его диагенеза (доломитизации).

Нижнешелонский горизонт ($D_3šl_1$)

Соответствует «Dubniki lade», H. Bekker, 1924; частью «шелонским слоям», Д. В. Обручев, 1931.

http://jurassic.ru/

На территории Эстонской ССР отложения нижнешелонского горизонта известны только на юге в Миссо, где они были вскрыты буровой скважиной (см. рис. 56). По данным Л. Б. Паасикиви, здесь они разделяются на две части. Разрез нижней, основной, части мощностью 8,8 *м* однообразен и сложен песчанистыми и известковистыми глинами голубовато-зеленого цвета с редкими фиолетовыми пятнами. Фауна в них скудная и представлена местами скоплениями *Asmussia* (= *Estheria*) sp. и редкими находками *Tentaculites* sp.

В верхней части горизонта над глинами залегает глинистый доломитизированный коричнево-серый микрозернистый ноздреватый и трещиноватый известняк мощностью 1,55 *м*, возможно, относящийся к верхнешелонскому горизонту.

СОПОСТАВЛЕНИЕ ДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЭСТОНСКОЙ ССР И СОСЕДНИХ ОБЛАСТЕЙ

Площадь развития девонских отложений в Эстонской ССР образует северо-западную часть Главного девонского поля Русской платформы. Описанный выше разрез этих отложений имеет много общего с разрезами девона Ленинградской и Псковской областей и Латвийской ССР.

Пярнуский горизонт на Главном девонском поле обнажается только в юго-западной части Эстонской ССР в виде пачки песчаников. На юге и юго-востоке республики за пределами естественных выходов он вскрыт только глубокими скважинами и имеет более разнообразный состав и значительную мощность. На западе (Мыйзакюла) он представлен терригенными образованиями, на востоке (Мынисте, Палу, Вяймела и Выру) среди них появляются прослои карбонатных пород.

Одновременно с увеличением мощности отложений над трохилисковым песчаником местами появляется пачка карбонатных пород, которая отчетливо выделяется в некоторых разрезах (Палу, Вяймела, Выру). Подобная последовательность слоев отмечается Л. Б. Паасикиви в разрезах скважин центральной части Латвийского прогиба (Отте, Бауска, Акниете, Плявиняс), где пярнуский горизонт имеет большую мощность (в Отте 111 *м*, в Плявиняс 135 *м*). В восточной части Локновского поднятия терригенные образования частично замещаются карбонатными и разрез горизонта приобретает закономерное двучленное циклическое строение (Понкули, Печоры, Локно и др.); мощность горизонта здесь от 29 до 48,5 *м*.

При сопоставлении разрезов Л. Б. Паасикиви установлено, что пярнуские отложения прослеживаются во многих разрезах северо-западных и центральных областей Русской платформы (Невель, Орша, Городок, Зубцов, Москва и др.), где имеют также двучленное циклическое строение. В Ленинградской области пярнуский горизонт мощностью до 2,5 *м* давно известен в районе Веймарна и в других местах (Обручев, 1933; Черейский, 1934).

Наровский горизонт в пределах Эстонской ССР, как и в соседних областях, имеет относительно разнообразный литологический характер. Разрез этого горизонта в районе р. Нарвы начинается мергелистыми доломитами и мергелями и кончается песчаниками. Здесь К. Орвику (Orviku, 1948) выделяет четыре пачки, хорошо сопоставляемые с сабскими, руйскими, лемовжскими и хотнежскими слоями, установленными Б. П. Асаткиным и Л. А. Черейским (1934) в Ленинградской области.

http://jurassic.ru/

В обоих указанных районах наровский горизонт имеет одинаковую мощность, примерно 30 *м*.

В Южной Эстонии намечается увеличение мощности наровского горизонта, в Латвийской ССР она достигает 128 *м* (в скважине Плявиняс). В области Локновского поднятия мощность наровского горизонта, по данным Л. Б. Паасикиви, не превышает 70,5—75,5 *м*.

Основываясь на материале ряда опорных скважин Прибалтики и Белоруссии (Вильнюс, Плявиняс, Дрисса, Городок и др.), З. Н. Ипатова (Петров, 1956) составила сводный разрез наровского горизонта, расчленив его на шесть литологических комплексов, первый из которых включается Л. Б. Паасикиви в состав пярнуского горизонта.

Сводный разрез З. Н. Ипатовой, несмотря на большие различия в мощностях, соответствует в общих чертах разрезам наровского горизонта в районе р. Нарвы в Эстонии и в Ленинградской области. Сопоставление же его с разрезом наровского горизонта юго-запада Эстонской ССР представляет значительную трудность.

Разрез наровского горизонта юго-востока Эстонской ССР (Локновское поднятие) отчетливо сопоставляется по двум крупным циклическим комплексам (деления Л. Б. Паасикиви) с разрезами Латвийской седловины (Плявиняс, Акниете) и Московской синеклизы (Невель, Орша, Городок, Зубцов и Москва). Эти комплексы отражают закономерную смену (снизу вверх по разрезу) лагунно-морских образований морскими и континентальными, и показывают замещение лагунно-морских фаций (на запад от Московской синеклизы к Локновскому поднятию) континентальными.

Арукюлаский горизонт имеет в Эстонской ССР наибольшую в сравнении с соседними областями мощность (почти 100 *м*). В Латвийской ССР мощность его достигает 60 *м* (Liepiņš, 1956). В Ленинградской области арукюласкому горизонту соответствуют, по А. Верте (1955), слои, образующие кемский цикл, подстилающие их слои, а также частично ифенские пески. Все эти слои имеют общую мощность до 70 *м*.

Буртниекский горизонт представлен наиболее полно на территории Латвийской ССР, где он имеет мощность до 80 *м*. В Ленинградской области мощность горизонта уменьшается. Буртниекскому горизонту соответствуют здесь, по А. Верте (1955), верхняя часть ифенских слоев, которая представлена переслаивающимися пестроцветными глинами и песками мощностью до 15 *м*, а также ящерские слои, в состав которых входят белые, реже розоватые пески в нижней части с линзами глин, общей мощностью до 30 *м*. Верхние слои буртниекского горизонта в Ленинградской области, по-видимому, размыты.

Разрез гауйского горизонта, принадлежащего уже к верхнему девону, наиболее детально охарактеризован и изучен в Латвийской ССР, где его мощность достигает 100 *м*. П. П. Лиепиньш (1948) подразделяет гауйскую свиту на две подсвиты, нижнюю и верхнюю. Они отвечают двум циклическим комплексам, выделенным Л. Б. Паасикиви в гауйском горизонте в Эстонии.

В Эстонии гауйский горизонт максимальной мощности достигает во впадинах древнего рельефа. В разрезе Илли она равна 183 *м*.

Аматский горизонт имеет в пределах северо-западной части Главного поля относительно постоянную мощность. В Латвии, в Ленинградской и Псковской областях она достигает 35 *м*. В Ленинградской и Псковской областях аматскому горизонту соответствуют старицкие слои и собственно подснетогорские слои.

http://jurassic.ru/

Мощность снетогорского горизонта в Латвии увеличивается с запада на восток, достигая в верхнем течении р. Гауи 5 *м*. В пределах Эстонии снетогорский горизонт становится еще более мощным (до 12 *м*). В Псковской области, в районе Старого Изборска, мощность горизонта также довольно большая, 13—15 *м* (Петров, 1956).

Псковский горизонт сложен в северо-западной части Главного девонского поля преимущественно доломитами или доломитизированными известняками. В Латвийской ССР мощность горизонта увеличивается с запада на восток. В Эстонии мощность псковского горизонта достигает 13 *м* (Л. Б. Паасикиви). Здесь в западной части своего распространения в разрезах этого горизонта преобладают, как и в Латвии, доломиты. В восточной части горизонт представлен доломитизированными известняками, приближаясь в этом отношении к разрезам Псковской области. В последнем районе мощность псковского горизонта достигает 17 *м* — у Старого Изборска (Петров, 1956) и 11 *м* — на р. Великой (Обручев, 1935). Дальше на северо-восток в разрезе псковского горизонта наблюдается обогащение терригенным материалом.

Чудовский горизонт имеет на территории Эстонии ограниченное распространение. Достигая несколько большей мощности в сравнении с соседними областями (до 12,5 *м*, по Л. Б. Паасикиви), его разрез занимает промежуточное положение между разрезами Латвийской ССР и Псковской области.

Нижнешелонский горизонт мощностью около 10 *м* в Эстонской ССР представлен глинами с полутораметровым слоем известняка в кровле, принадлежащий, по-видимому, к верхнешелонскому горизонту. В Латвийской ССР им частью соответствует саласпилская свита мощностью до 40 *м* (по данным П. П. Лиепиньша). Общая мощность нижнешелонского и верхнешелонского горизонтов в Ленинградской области колеблется от 11 до 45 *м* (Александрова и Петрова, 1957).

По сравнению с отложениями других систем девонские отложения в Эстонской ССР изучены относительно меньше. Для решения разных практических и теоретических вопросов необходимо шире провести буровые работы и корреляцию разрезов скважин и обнажений, дать детальную литологическую характеристику условиям образования осадков, а также уточнить биостратиграфию девонских отложений при помощи разработки ряда мало изученных групп беспозвоночных и ихтиофауны.

КАЙНОЗОЙ

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ (АНТРОПОГЕНОВАЯ) СИСТЕМА

ВВЕДЕНИЕ

К изучению четвертичных отложений территории Эстонской ССР исследователи приступили уже в начале XIX в. Так, на геологической карте, приложенной к работе М. Энгельгардта (Engelhardt и Ulprecht, 1830), обозначены области распространения поверхностных (четвертичных) отложений.

Более углубленное изучение этой территории началось с середины XIX в. Здесь в первую очередь следует упомянуть Ф. Б. Шмидта. Уже первые его работы (Schmidt, 1854, 1858) содержат многочисленный фактический материал по четвертичной геологии Северной Эстонии. Предложенное им стратиграфическое деление четвертичных отложений Север-

http://jurassic.ru/

ной Эстонии (Schmidt, 1897) послужило основой, исходя из которой в последующем велась дальнейшая детализация стратиграфической шкалы четвертичного периода Эстонской ССР (Орвику, 1958в; Аалоэ и др., 1958).

Во второй половине XIX в. над вопросами четвертичной геологии Южной Эстонии много работал К. Гревингк. Он изучал эрратические валуны и первый отметил разновозрастность морен на территории Эстонии (Grewingk, 1879). Им же были изучены остатки позвоночных из четвертичных отложений Эстонии (Grewingk, 1881 и др.).

Вопросы четвертичной геологии Эстонии затронуты в некоторых работах Г. Гельмерсена (Helmersen, 1869, 1882), Г. Гольма (Holm, 1886) и А. Натгорста (Nathorst, 1892).

В начале XX столетия было начато изучение геологии озер Эстонии. Из работ этого направления следует особо отметить работу Л. Цюр Мюлена (Zur Mühlen, 1918), в которой дается комплексное геологическое описание оз. Выртсъярв и геологическое развитие его в голоцене. В связи с вопросом водоснабжения г. Тарту Б. Досс (Doss, 1906) и Л. Цюр Мюлен (1913) описали древние погребенные долины и заполняющие их подморенные водно-ледниковые отложения в г. Тарту.

Особое значение в изучении четвертичной геологии Эстонии имеют работы Х. Хаузена (Hausen, 1913a, 1913b). Они содержат многочисленный фактический материал и дают полную картину геологического развития территории республики в этом периоде.

20-е и 30-е годы по сравнению с первыми десятилетиями XX столетия характеризуются значительным оживлением изучения четвертичных отложений Эстонии. В 1929 г. была выполнена первая детальная геологическая съемка четвертичных отложений в пределах п-ова Сырве (Orviku, 1935c). Коллективом сотрудников секции геологии и географии Общества естествоиспытателей под руководством А. Таммеканна к 1935 г. была составлена обзорная карта четвертичных отложений Эстонии. В 1938 г. Геологический комитет приступил под руководством А. Луха к систематической детальной геологической съемке четвертичных отложений территории Эстонии (Luha, 1940).

Сравнительно детально изучалась геология древних береговых образований, в частности северо-восточной части Эстонии (Tammekann, 1926), п-ова Сырве (Orviku, 1935c) и др. Вопросы древних береговых образований всей территории затронуты В. Рамзеем (Ramsay, 1929) и П. Кентсом (1938).

В 20-х годах были начаты палинологические работы, которые позволили уточнить стратиграфию голоценовых озерных и болотных отложений (Thomson, 1929, 1939). На основе находок костей из плейстоценовых и голоценовых отложений была уточнена фауна позвоночных Эстонии (Lepiksaar, 1930, 1935, 1937a).

В 1940 г. К. Орвику дает описание первого местонахождения органогенных межледниковых отложений из Рынгу.

Новый этап в изучении геологии четвертичных отложений начался в 1940 г. с установлением в Эстонии Советской власти. Уже в 1940—1941 гг. был проведен ряд поисковых и разведочных работ на полезные ископаемые четвертичного возраста. Но эти работы были прерваны в 1941 г.

В послевоенные годы объем работ по геологии четвертичных отложений резко увеличился.

http://jurassic.ru/

Быстрый рост народного хозяйства обусловил проведение большого количества работ по поискам и разведке гравия, песка, глин, известкового туфа и озерного мергеля, торфяных залежей, эрратических валунов, природного горючего газа. Эти работы послужили основой для составления Институтом геологии АН ЭССР в 1953 г. кадастра и карты полезных ископаемых. Первая сводка о полезных ископаемых четвертичного возраста составлена А. Луха (Luha, 1946).

В 1946—1950 гг. Геологическим управлением Министерства геологии и охраны недр СССР в рамках комплексной геологической съемки была произведена и съемка четвертичных отложений Северной и Западной Эстонии.

С основанием в 1946 г. Академии наук Эстонской ССР и Института геологии началось систематическое и целеустремленное изучение четвертичной геологии Эстонии. К 1953 г. Институтом геологии была составлена сводная работа по четвертичной геологии Эстонии «Объяснительная записка к карте четвертичных отложений Эстонии» с приложением карт: четвертичных отложений, мощностей четвертичных отложений, геоморфологическая и рельефа коренных пород.

В области изучения плейстоценовых отложений уточнены вопросы литологии морены последнего оледенения (Орвику, 1957б, 1958а), распространения и петрографии эрратических валунов (Viiding, 1955, Вийдинг, 1957), а также размещения и образования озовых отложений (Ряхни, 1957, 1960).

Особое внимание в последние годы уделялось изучению геологии голоценовых отложений. Много нового дало изучение геологии Балтийского ледникового озера (Пярна, 1960), анцилового озера, литоринового и лимниевого морей (Ряста, 1957; Кессел, 1960). Изучались также озерные (Л. Орвику, 1958) и аллювиальные отложения (Каяк, 1959). Подготовлены краткие сводные работы по геологии болот (Вебер, и др., 1957).

Детально изучались моллюски из голоценовых отложений Балтийского моря (Кессел, 1958а). Начато изучение и пресноводных моллюсков из озерного мергеля. В Институте зоологии и ботаники Эстонской ССР изучаются остатки позвоночных из четвертичных отложений (Paaver, 1956); определяется их возраст на основе спорово-пыльцевого метода (L. Orviku, 1956). Все больше палинологических работ выполняется при решении вопросов стратиграфии голоценовых отложений (Л. Орвику, 1960, Veber, 1957).

Исследования последних лет по геологии четвертичных отложений дали возможность уточнить и стратиграфическую схему отложений четвертичной системы Эстонии (Орвику, 1956, 1957а; Аалоэ и др., 1958).

Вышеизложенное показывает, что в послевоенные годы изучение четвертичной геологии Эстонии быстро расширяется и углубляется.

СТРАТИГРАФИЯ

Отложения четвертичной (антропогеновой) системы распространены на территории Эстонской ССР повсеместно и представлены многими генетическими типами. Большое распространение имеют ледниковые, водноледниковые и озерно-ледниковые отложения. Широко распространены также морские, озерные, аллювиальные, болотные, эоловые отложения

http://jurassic.ru/

и отложения подземных вод. Характер распространения всех этих различных по генезису отложений весьма сложный, но в то же время в распределении их на площади наблюдается ряд закономерностей.

Мощность покрова четвертичных отложений в Эстонии (рис. 57) колеблется в значительных пределах. На равнинах Северной Эстонии, где

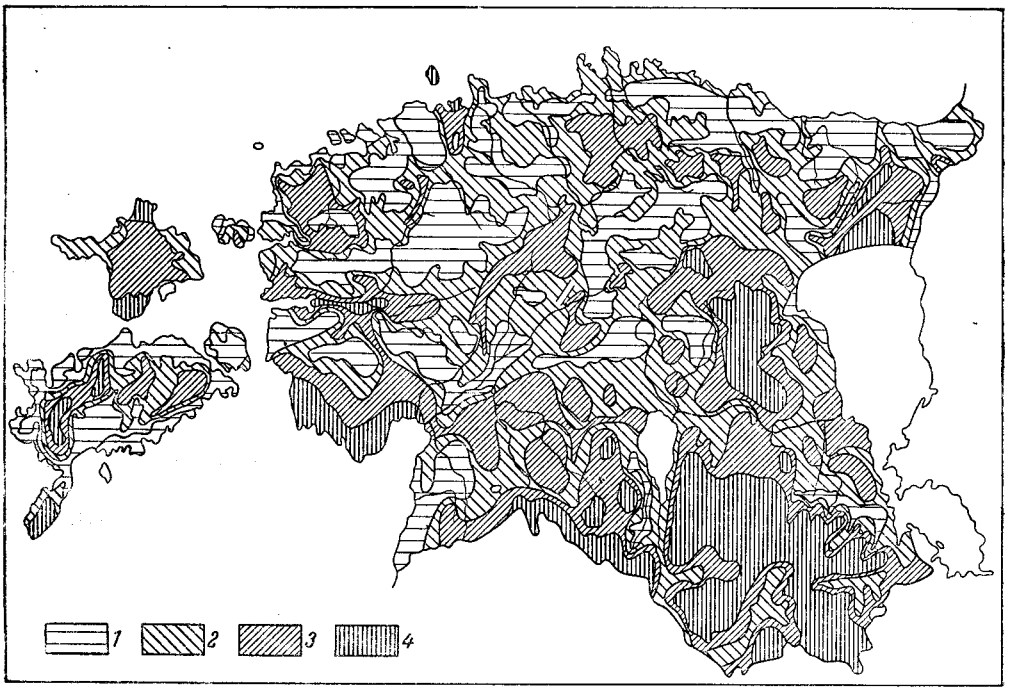


Рис. 57. Мощность четвертичных (антропогеновых) отложений в Эстонии
1 — мощность отложений менее 5 *м*; *2* — мощность отложений от 5 до 10 *м*; *3* — мощность отложений от 10 до 20 *м*; *4* — мощность отложений более 20 *м*

коренные породы представлены известняками и доломитами древнего палеозоя, мощность четвертичных отложений в большинстве случаев незначительна. Во многих местах четвертичный покров практически отсутствует и на поверхности земли обнажаются коренные породы — это альварные участки, которые неоднократно упоминаются в геологической литературе, начиная с середины XIX в. Особенно характерны альвары для разновозрастных террас Балтийского моря, на которых в результате абразионной деятельности был смыт маломощный покров гляциальных отложений последнего оледенения.

В Южной Эстонии, где коренными породами являются песчанистые и глинистые породы девона, четвертичный покров в общем имеет более значительную мощность. На равнинах южноэстонских возвышенностей она не менее 2—4 *м*, а во многих случаях значительно больше. Наиболее мощные четвертичные отложения как в Северной, так и в Южной Эстонии встречаются или в понижениях древнего дочетвертичного рельефа или же в местах распространения аккумулятивных форм материкового льда, морских и эоловых.

http://jurassic.ru/

В Северной Эстонии значительные мощности четвертичных отложений — обычно не более 20 *м* — связаны с холмисто-моренным рельефом, конечными моренами, камами и озами последнего оледенения, а также береговыми валами и дюнами. Значительно большие мощности четвертичного покрова (до 90 *м*) установлены в пределах Саадъярвских друмлинов и на некоторых островах Финского залива, например, по данным В. А. Крылова (1948), на о-ве Суур-Прангли до 123 *м*.

В Южной Эстонии четвертичный покров значительной мощности наблюдается в пределах холмисто-моренного рельефа Отепя — до 100 *м* и Хаанья — до 150 *м*.

Большие мощности четвертичных отложений установлены в древних погребенных долинах, как в Северной так и в Южной Эстонии. В качестве примера можно указать на древние погребенные долины в пределах г. Тарту (см. рис. 83), мощность четвертичных отложений которых достигает 98 *м* (Doss, 1906; Цюр Мюлен, 1913; Orviku, 1946). Из числа древних долин Северной Эстонии, заполненных четвертичными отложениями, можно назвать древнюю долину Вяэна — в ней пройдены четвертичные отложения мощностью примерно 100 *м*.

Таким образом, мощность четвертичных отложений в Эстонии в большинстве случаев незначительная — в пределах нескольких метров, но местами, в основном там, где имеются значительные неровности в древнем или современном рельефе, мощность четвертичных отложений достигает нескольких десятков метров и даже более 100 *м*. Характерны изменения мощности четвертичного покрова на коротких расстояниях.

Четвертичная система, покрывающая более или менее мощным покровом древний рельеф территории Эстонии, представлена не полностью (Орвику, 1956; Аалоэ и др., 1958). Пока еще не установлены отложения нижнеплейстоценового отдела и старобинского яруса среднеплейстоценового отдела. Очень мало данных об осадках днепровского и муравинского ярусов. Отложения четвертичной системы, встречаемые на территории Эстонии, представлены в основном образованиями неманского яруса и голоценового отдела. Отсутствие в Эстонии отложений более древних, чем отложения неманского яруса, или распространение их на ограниченных участках объясняется полным или частичным уносом их материковым льдом, который в течение четвертичного периода неоднократно продвигался через территорию Эстонии. Необходимо отметить, что из-за недостатка глубоких буровых скважин там, где мощность четвертичных отложений значительна, стратиграфия более древних образований четвертичного периода Эстонии еще недостаточно изучена. Поэтому последующие стратиграфические исследования могут выяснить более древние четвертичные осадки и значительно большее распространение их, чем это до сих пор установлено.

Плейстоцен (Q_{I-III})

Среднеплейстоценовый отдел (Q_{II})

Днепровский ярус (Q_{II}^{2})

Самым древним образованием четвертичной системы, стратиграфическое положение которого не вызывает сомнения, является основная морена днепровского яруса, установленная в Рынгу и Карукюла под отложениями муравинского яруса. Эта основная морена серая, с фиолетовым

http://jurassic.ru/

оттенком, содержит больше обломков и валунов карбонатных пород ордовика и силура и меньше песчанистых пород среднего девона, чем основная морена неманского яруса (Орвику, 1958а). Образование серой морены связывается с днепровским оледенением. Слои, вскрытые буровой скв. 2 на о-ве Суур-Прангли на глубине 87,3—109,7 *м* и представленные, по данным В. А. Крылова (1948), коричнево-красной глиной с большим количеством гальки и валунов, условно можно считать мореной днепровского яруса. Гальки и валуны в основном являются кристаллическими; среди них встречается немало темных эффузивных пород.

В Южной Эстонии часто встречаются четвертичные отложения, покрытые основной мореной неманского яруса. Представлены они главным образом водно-ледниковыми гравием и песками (в пределах Саадъярвского друмлинового поля и в древних погребенных долинах в Тарту они достигают мощности нескольких десятков метров) или же фиолетово-серой основной мореной, местами также значительной мощности, в частности, в пределах холмисто-моренного рельефа Отепя и Хаанья. Стратиграфия этих отложений окончательно еще не выяснена, отчасти они могут быть условно отнесены в днепровскому ярусу.

Верхнеплейстоценовый отдел (Q_{III})

Муравинский ярус (Q^1_{III})

Муравинский ярус в Эстонии в виде межледниковых озерных, болотных и морских отложений имеет небольшое распространение. Межморенные органогенные отложения распространены местами в Южной Эстонии.

Местонахождения этих же отложений, в частности морских, известны также к северу от Северо-Эстонского глинта.

Более детально изучены отложения муравинского яруса на плато Уганди, в нескольких километрах к западу от местечка Рынгу (Orviku, 1939; Thomson, 1941; Гричук, 1950).

Местонахождение межморенной толщи Рынгу расположено в пределах друмлинизированной моренной равнины, где покровным слоем является типичная красно-бурая основная морена валдайского оледенения мощностью около 1 *м*, а под ней залегают водно-ледниковые пески того же оледенения также незначительной мощности (около 1 *м*). Ниже следуют озерные и болотные отложения муравинского яруса, максимальная установленная мощность которых достигает 5 *м*. Озерные осадки представлены глиной, песком и гравием, в основном уплотненным сапропелитом, содержащим не только пыльцу и споры, но и макроскопические остатки растений, а также чешуи и кости рыб. Подстилаются озерные отложения серой основной мореной днепровского яруса, вскрытая мощность которой 5 *м*.

В нижних слоях озерного сапропелита найдены семена граба (*Carpinus betulus*), наяса (*Najas flexilis*), бразении (*Brasenia purpurea*) и остатки плода водяного ореха (*Trapa natans*). В тех же слоях обнаружены позвонки, оперкулярная кость, ктеноидные и циклоидные чешуи костистых рыб (*Teleostei*), чешуи *Acanthopterygii*, глоточные зубы карповых (*Cyprinidae*) (Lepiksaar, 1940).

Спорово-пыльцевая диаграмма (рис. 58) озерно-болотных отложений Рынгу характеризуется чередованием максимумов пыльцы (снизу вверх): сосна, береза, смешанный дубовый лес (до 33%), причем пыльца дуба

http://jurassic.ru/

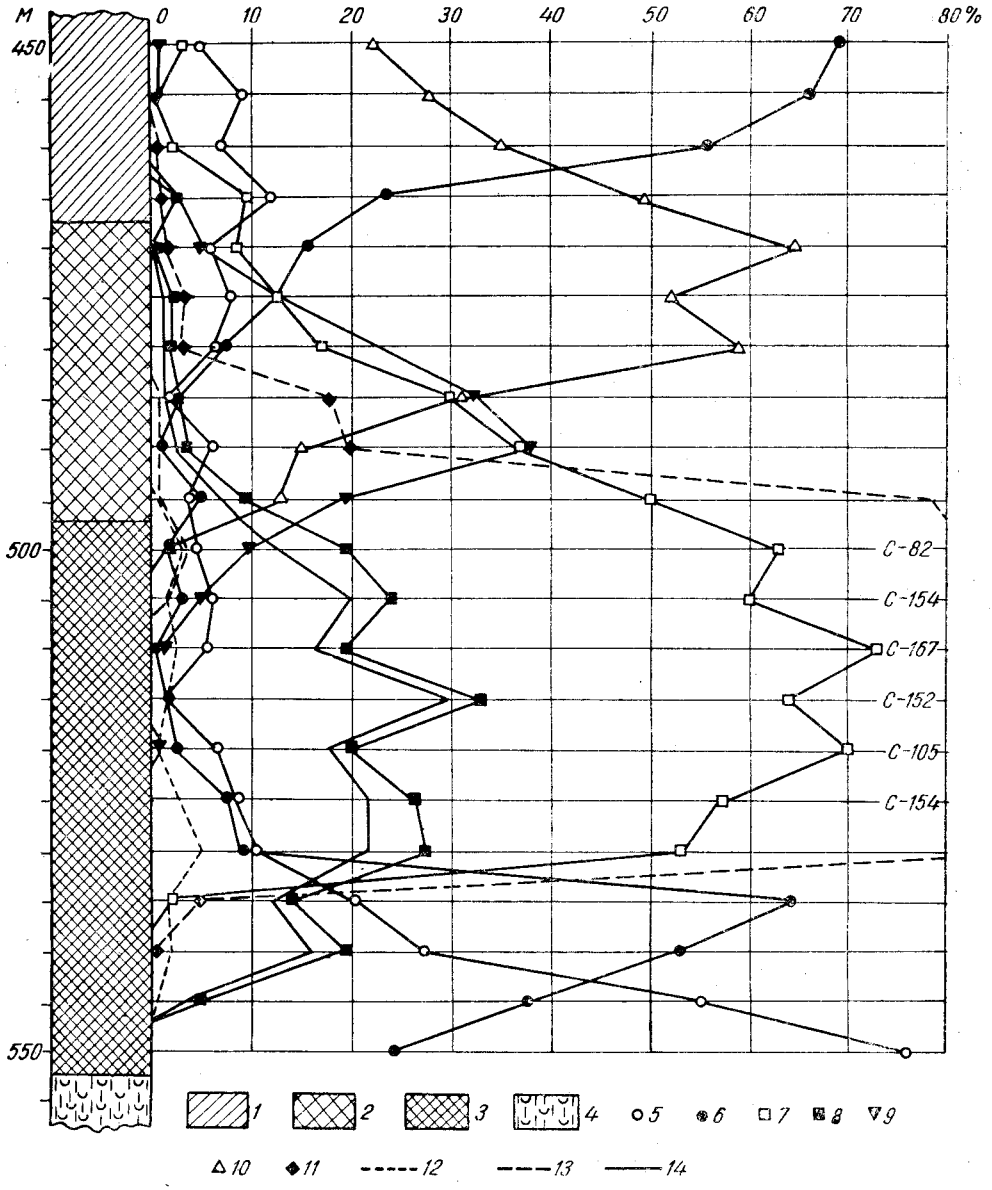


Рис. 58. Пыльцевая диаграмма межледниковых отложений нижней части муравинского яруса в Рынгу (по П. Томсону)

1 — слоистый торф с примесью глины; *2* — серовато-бурый кусковатый сапропелит; *3* — зеленовато-серый кусковатый сапропелит; *4* — известковый сапропелит. Пыльца деревьев: *5* — *Betula*, *6* — *Pinus*; *7* — *Alnus*; *8* — смешанный дубовый лес; *9* — *Carpinus*; *10* — *Picea*; *11* — *Corylus*; *12* — *Ulmus*; *13* — *Tilia*; *14* — *Quercus*

появляется рано и является преобладающей. Пыльца ольхи и орешника достигает своего максимума почти одновременно с пыльцой смешанного дубового леса; особенно характерен максимум пыльцы орешника (167%). Затем следуют максимум пыльцы бука (до 38%), ели (до 64,5%) и, наконец, быстрое увеличение пыльцы сосны.

http://jurassic.ru/

На основе макроскопических остатков растений и палинологических данных озерные и болотные отложения отнесены к нижней части муравинского яруса (Orviku, 1944).

В Карукюла (Юго-Западная Эстония) в нескольких километрах к югу от местечка Килинги-Нымме, представляющем собой друмлинизированную моренную равнину, под маломощной красно-бурой мореной валдайского оледенения также залегают озерные и болотные отложения. В Карукюла установлена и морена днепровского яруса. В озерном сапропелите найдены остатки рыб, главным образом чешуи костистых рыб, а в залегающих выше слоях торфа — остатки растений, древесины.

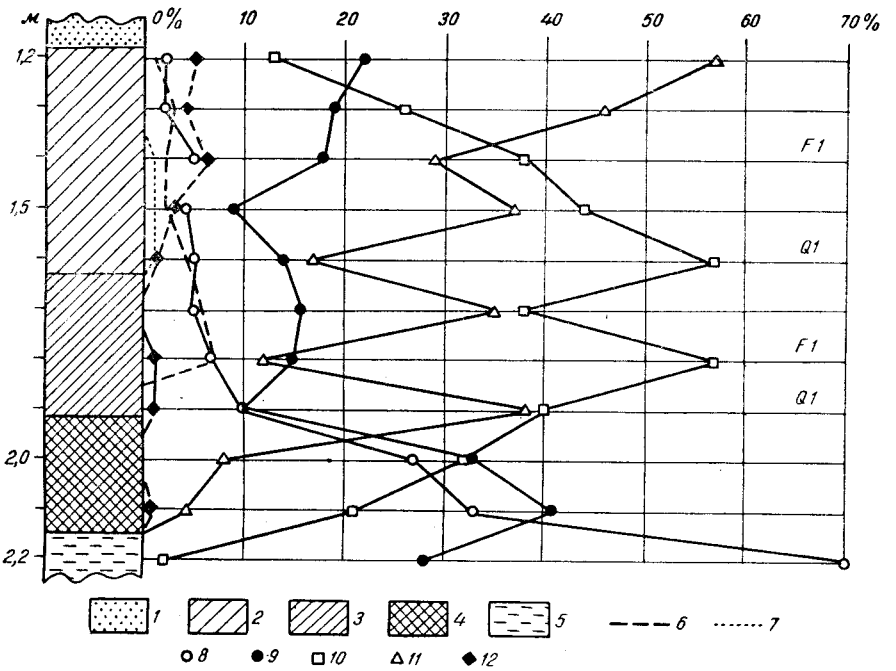


Рис. 59. Пыльцевая диаграмма межледниковых отложений верхней части муравинского яруса в Карукюла

1 — песок; *2* — лесной торф; *3* — низинный торф; *4* — сапропелит; *5* — глина. Пыльца деревьев: *6* — *Ulmus*; *7* — *Tilia*; *8* — *Betula*; *9* — *Pinus*; *10* — *Alnus*; *11* — *Picea*; *12* — *Corylus*

Как показывают палинологические данные (рис. 59), в нижних слоях озерных отложений преобладает пыльца березы и сосны, затем почти одновременно появляется пыльца ольхи и ели, причем пыльца ольхи достигает своего максимума раньше. На основе этих данных озерные и болотные отложения Карукюла К. Орвику отнес к верхней части муравинского яруса (Orviku, 1944).

Органогенные отложения муравинского яруса в Рынгу и Карукюла показывают, что дальнейшие исследования, связанные с глубоким бурением, могут дать еще много ценного материала по геологии муравинского века в Эстонии. В этом отношении особый интерес представляют четвертичные отложения в тех частях Северной Эстонии, где встречаются газопроявления. Скважинами, пребуренными в послевоенные годы на

http://jurassic.ru/

о-ве Суур-Прангли между литологически разными моренами, на глубине 50—66 *м* установлены зеленовато-серые слоистые глины с остатками растений и, по данным Н. Н. Соколова, со створками пелеципод (*Pectunculus*), которые В. А. Крыловым (1948) условно считаются морскими отложениями верхней половины муравинского яруса.

Неманский ярус (Q^2_{III})

На территории Эстонии неманский ярус представлен ледниковыми, водно-ледниковыми, озерно-ледниковыми и межстадиальными отложениями только одного — валдайского — оледенения. Если упомянутую выше фиолетово-серую морену, встречающуюся во многих местах в Южной Эстонии, отнести к неманскому, а не к днепровскому ярусу, то можно предполагать наличие отложений двух оледенений неманского яруса. Кроме этого, в неманский ярус входят отложения стадии Балтийского ледникового озера и соответствующие им континентальные осадки.

Отложения валдайского оледенения в Эстонии неодновозрастные — они образовались здесь как при наступании ледника, так и при его отступании, в последнем случае в течение двух-трех стадий. Однако проведенные до настоящего времени исследования не позволяют, за отдельными исключениями, подразделить их на разновозрастные стадиальные комплексы.

Отложения последнего оледенения в Эстонии широко распространены, и во многих случаях четвертичный покров состоит только из них. Мощность их колеблется в значительных пределах — от долей метра до нескольких десятков метров. Эти отложения являются рельефообразующими — их накопление обусловило образование многих форм рельефа, хорошо сохранившихся до настоящего времени. Они влияют в значительной мере на режим грунтовых и поверхностных вод, а также и на характер растительности, на торфообразование, образование почв и т. д.

Ледниковые отложения

Ледниковые отложения последнего оледенения представлены основной мореной, которая залегает почти непрерывным покровом на более древних отложениях и во многих случаях покрыта более молодыми отложениями неманского яруса и голоценового отдела. На равнинах мощность морены в Северной Эстонии часто достигает лишь 1—2 *м*, местами она совсем отсутствует (на альварах), в Южной Эстонии ее мощность часто составляет 3—4 *м*. В пределах конечных морен, друмлиновых полей, друмлинизированного и всхолмленного рельефа и в понижениях древнего рельефа мощность морены значительно увеличивается. Все это указывает на непостоянство и быструю изменчивость мощности основной морены.

Основная морена последнего оледенения в Эстонии представлена различными супесями и суглинками, содержащими гравийные, галечные и валунные компоненты в разных соотношениях. По составу можно выделить три основных типа морены, в пределах которых в свою очередь имеется возможность выделить ряд разновидностей (К. Орвику, 1958).

В предглинтовой полосе на севере Эстонии, где вблизи от дневной поверхности залегают песчанистые и глинистые отложения нижнего кембрия, распространена синевато-серая глинистая морена, валунно-галечный материал которой состоит почти полностью из кристаллических пород.

http://jurassic.ru/

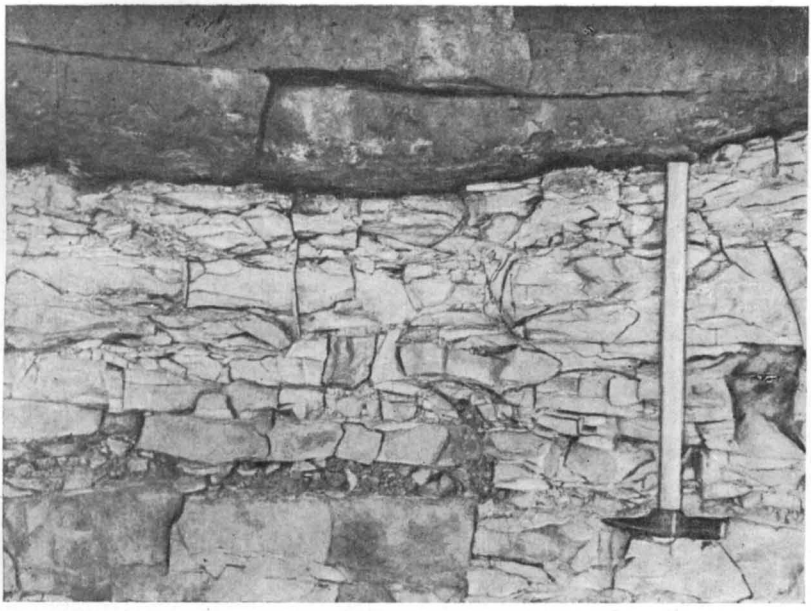


Рис. 60. Граница яаниского и яагарахуского горизонтов на клиффе Пулли. Фото А. Аалоэ

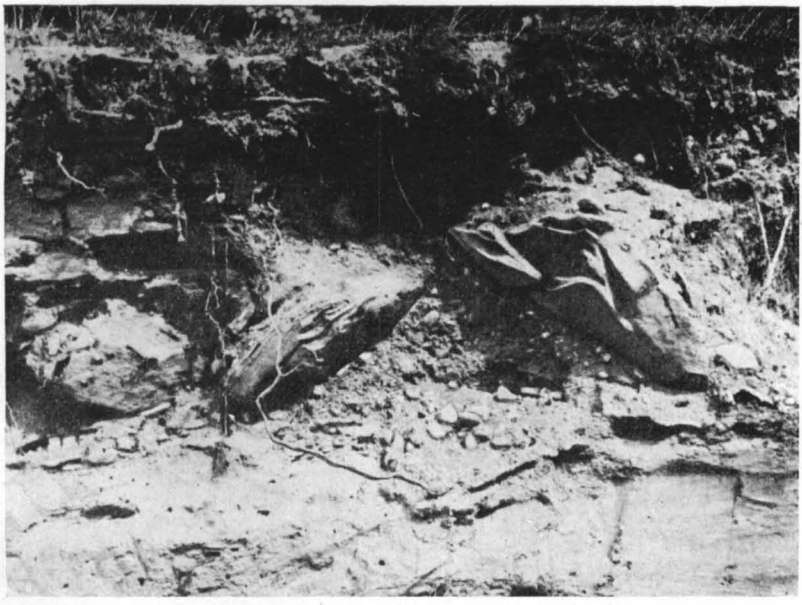


Рис. 61. Разрез локальной морены с крупными глыбами среднедевонских песчаников, залегающей на песчаниках арукюлаского горизонта (средний девон). Южный склон долины Вильянди восточнее г. Вильянди. Фото К. Орвику

http://jurassic.ru/

Рис. 62. Валунное поле на северном, пологом склоне древней долины Суур-Эмайыги у Ыви. Фото К. Орвику

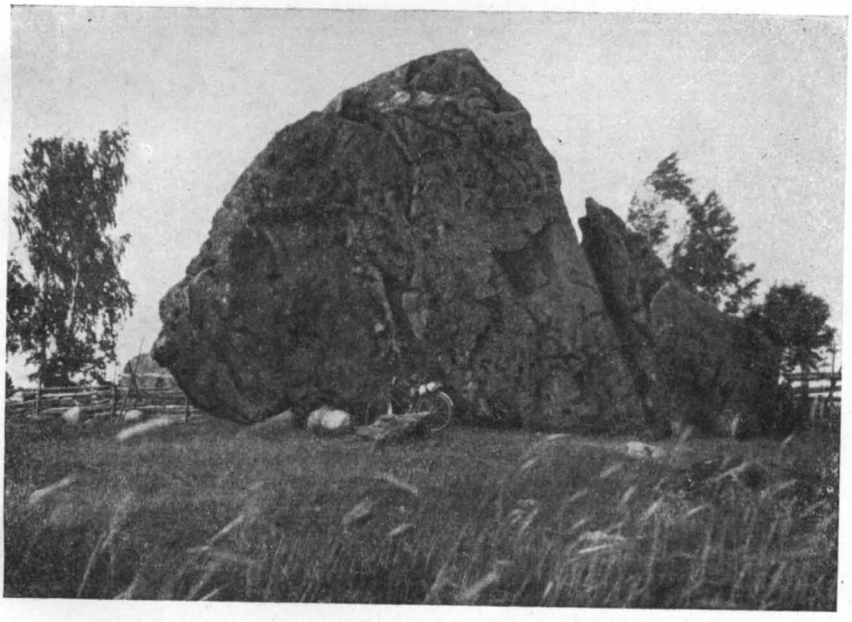


Рис. 63. Крупный (высота 8 *м*) эрратический валун Яанитоома Сууркиви в Казиспеа, Северная Эстония

http://jurassic.ru/

В пределах выходов ордовикских и силурийских карбонатных пород, а также выходов светлых песчанистых и мергелистых пород пярнуского и наровского горизонтов среднего девона распространена серая, суглинистая морена с различным содержанием крупных фракций. В алевролитовой и глинистой фракциях значительно содержание мелкозема из местных карбонатных пород, в более грубых фракциях очень много обломков и галек местных карбонатных пород.

В пределах выходов средне- и верхнедевонских песчанистых, глинистых и карбонатных пород, за исключением выходов пород пярнуского и наровского горизонтов, в Эстонии распространена красно-бурая, супесчаная морена различных оттенков и с разным содержанием крупных фракций. В мелких фракциях морены много частиц девонских пестроцветных пород, которые и определяют цвет красно-бурой морены (рис. 61).

Эрратические валуны в основной морене встречаются в разных количествах и разной величины. Местами валуны на поверхности земли образуют валунные поля (рис. 62), в которых количество валунов превышает 1 $м^3/_{ар}$, местами до 10 $м^3/_{ар}$. Кроме того, известны вторичные накопления валунов вдоль древних и современных морских берегов.

Так как эрратические валуны почти полностью состоят из устойчивых изверженных и метаморфических пород, выходы которых в Эстонии отсутствуют, то они являются ценным строительным материалом; но большое количество их на полях препятствует интенсивному использованию последних.

Распространение и петрография эрратических валунов изучались, начиная с середины XIX в. (Grewingk, 1861; Helmersen, 1869, 1882; Hausen, 1913a, 1913b и др.). Много ценных сведений в этой области дали исследования Х. Вийдинга (Viiding, 1955; Вийдинг, 1957), применявшего количественный метод. Эрратические валуны на поверхности земли в основном встречаются на южном побережье Финского залива, в северо-западной части Эстонии и на островах. Одной из причин этого надо считать вторичное накопление валунов вследствие деятельности вод Балтийского моря. Валунов меньше в возвышенной, южной, части территории Эстонии. Но здесь картина распространения валунов сильно изменена деятельностью человека.

Величина эрратических валунов колеблется в больших пределах. В большинстве случаев средний диаметр их на поверхности земли до 0,5 *м*. В общем величина валунов в Северной Эстонии больше, чем в Южной Эстонии. Нередко они имеют объем от нескольких десятков до нескольких сот кубических метров (рис. 63). Например, валун «Укукиви» в Руйла (Кейлаский район) имеет длину 9,1 *м*, ширину 6,7 *м*, высоту 6 *м*; «Соррукиви» в Вийнисту (Раквереский район) имеет длину 12,8 *м*, ширину 10,8 *м*, высоту 5 *м* и т. д. Многие из таких валунов охраняются как свидетели деятельности материкового льда в Эстонии.

Среди эрратических валунов очень многие представлены изверженными породами, начиная от самых кислых и кончая ультраосновными. Кроме гранитов, встречаются кварцевые порфиры, пегматиты, аплиты, сиениты, диориты, габбро, порфиры, порфириты, диабазы и др. Метаморфические породы представлены в основном гнейсами, реже лептитами, амфиболитами, филлитами, кристаллическими сланцами, кварцитами. Количественные соотношения групп пород эрратических валунов в западном и восточном районах материковой части и островов Эстонии различны, что обусловлено расположением коренных выходов тех или дру-

http://jurassic.ru/

гих пород в Финляндии и на дне Балтийского моря, откуда валуны приносились ледником (Вийдинг, 1957).

Среди кристаллических пород эрратических валунов имеются такие, которые могут иметь значение руководящих для определения направления движения ледников. Такими являются, по Х. Вийдингу (1957), выборгский рапакиви, хогландский (суурсаарский) кварцевый порфир, уралитовый порфирит из Пеллинге и Таммела, метаморфизованный плагиоклазовый порфирит, оливиновый диабаз из Сатакунта, рапакиви из Юго-Западной Финляндии, ботнические порфириты и гранофир, аландские рапакиви и кварцевые порфиры, а также красный (балтийский) кварцевый порфир.

На основании ореола рассеивания этих руководящих валунов можно сказать, что во время последнего оледенения в Эстонии господствовало южное направление движения льда.

Устанавливаются факты залегания основной морены последнего оледенения двумя слоями, местами разделенными водно-ледниковыми или озерно-ледниковыми отложениями. Такое залегание свидетельствует о том, что существуют морены разных стадий или осцилляций последнего оледенения.

Одним из разрезов, где можно предположительно выделить морены двух стадий и межстадиальные отложения, является разрез Камера в северной части холмисто-моренного рельефа Отепя.

1. Q^2_{III} *lgl* — красно-бурые слоистые глины и суглинки с остатками моллюсков . . . . . 3,85 *м*
2. Q^2_{III} *gl* — красно-бурая основная морена . . . . . 1,55 „
3. Q^2_{III} *lgl* — серые слоистые супесь и песок с остатками субарктической (тундровой) растительности (*Dryas octopetala*, *Betula nana*., *Salix polaris*) и остатки моллюсков . . . . . 0,50 „
4. Q^2_{III} *gl* — фиолетово-серая основная морена, в которой встречаются комки суглинка и супеси с остатками тундровых растений . . . . . 1,33 „
5. Q^2_{III} *fgl* — песчаный слоистый гравий с остатками тундровых растений и моллюсков . . . . . 1,00 „

Из местонахождений, где между двумя разными моренами залегают озерно-ледниковые отложения, наиболее интересным является место, расположенное на правобережье р. Нарвы, восточнее Кренгольма. По данным инженерно-геологических изысканий, в целом ряде скважин установлена верхняя желто-серая морена невской стадии мощностью до 2,6 *м*, которая покрывает серый, отчасти слоистый суглинок озерно-ледникового происхождения мощностью до 2 *м*, причисленный к лужско-невским межстадиальным слоям. Под суглинком залегает серая морена лужской стадии мощностью 5 *м*.

Приведенные и другие примеры показывают, что в Эстонии имеются моренные пачки последнего, валдайского оледенения, литологически отличающиеся друг от друга. В одних случаях такие морены, например в Тарту, Иру, непосредственно соприкасаются между собой, в других — между ними находятся немые водно-ледниковые или озерно-ледниковые отложения, позволяющие считать их или осцилляционными, или же стадиальными, а залегающие между ними слоистые отложения — соответственно межосцилляционными, или межстадиальными.

Учитывая опыт по выделению стадиальных и межстадиальных отложений в Ленинградской, Новгородской и Псковской областях, можно условно принять, что при наличии двух литологически разных морен

http://jurassic.ru/

в одном разрезе нижняя соответствует лужской стадии, верхняя — невской.

Но так как по территории Эстонии имеется очень мало фактического материала о стадиальных моренах и межстадиальных отложениях, то пока нет достаточных оснований выделить их на сводной карте четвертичных отложений. Только условно и косвенным путем по расположению зон краевых образований можно выделить в Эстонии четыре стадии последнего оледенения: Хаанья, Отепя-Карула, Северную и Северо-Западную.

При изучении основной морены последнего оледенения необходимо учитывать и то, что верхняя часть ее может быть сильно изменена процессами почвообразования. Это относится, в частности, к районам распространения подзолистых почв в южной, возвышенной части Эстонии. В низинных же частях, где морена подвергалась абразии вод древних водоемов, из верхней части ее вымыт мелкозем и она представлена на абразионных террасах маломощным слоем (в несколько дециметров) так называемой перемытой морены, состоящей в основном из галек гравия, галечника и валунов.

Вышеизложенное показывает, насколько разнообразна основная морена валдайского оледенения. Это необходимо иметь в виду и при изучении водно-ледниковых отложений, литологический характер которых обусловлен составом основной морены.

Водно-ледниковые отложения

Водно-ледниковые отложения последнего оледенения в Эстонии представлены отложениями озов, зандровых полей и ледниковых дельт с характерной более или менее ясной слоистостью и отсортированностью. Они обыкновенно залегают на основной морене последнего оледенения и часто являются поверхностным слоем; в низинной части территории и в древних долинах часто покрыты молодыми морскими, озерными, аллювиальными и болотными отложениями. Водно-ледниковые осадки, покрытые мореной, обыкновенно являются более древними, чем отложения неманского яруса.

Водно-ледниковые отложения последнего оледенения широко распространены в пределах полос краевых образований; в пределах моренных равнин их распространение ограничено.

Лучше изучены озовые отложения (см. рис. 66), особенно часто встречающиеся в Северной Эстонии в области краевых образований на северном, северо-западном и северо-восточном склонах возвышенности Пандивере. Мощность этих отложений колеблется от нескольких метров до 20 *м* и более.

Гранулометрический состав озовых отложений очень разнообразен и может меняться уже в пределах одного оза. Они представлены песками, гравием, галечниками; изредка встречаются алевриты и глины. Гальки обычно хорошо окатаны. Слоистость озовых отложений разнообразная — горизонтальная, косая и диагональная. Текстура озовых отложений свидетельствует о накоплении их талыми ледниковыми водами, быстрота течения которых часто резко менялась. Встречаются озы, проксимальная часть которых представлена грубыми, менее отсортированными, неясно слоистыми гравием и галечниками, содержащими местами неокатанные глыбы известняковых пород; дистальная же часть оза состоит из

http://jurassic.ru/

хорошо отсортированных и яснослоистых песков и гравия. Такое строение имеют отложения в озе у Раквере. В Северной Эстонии они более богаты грубым галечниковым материалом, чем в Южной Эстонии, что объясняется различиями гранулометрического состава основной морены.

Особенно четко можно проследить тесную связь озовых отложений с составом основной морены при определении литологического состава первых. В Северной Эстонии, где основная морена богата обломками местных карбонатных пород, озовые гравий и галечник также состоят в основном из карбонатных пород, например озы у Воозе, Паункюла, Ристи-Паливере и др. Местами зерна карбонатных пород в большом количестве встречаются и в песках, например в озовой гряде у Пийбе, северо-западнее железнодорожной ст. Вягева. В более северных и северо-западных озовых отложениях, например у Койтъярве, Аэгвийду и др., карбонатных пород значительно меньше, а озовые отложения более мелкозернисты, так как материал последних отложений вымыт из основной морены, в которой карбонатные породы отсутствуют или их очень мало. В пределах распространения красно-бурой основной морены в Южной Эстонии можно также установить тесную связь между литологическим составом морены и озовых отложений — в последних обычно меньше грубых частиц и сравнительно много зерен и галек девонских пород, как, например, в озах (оз. Синиаллику и др.) окрестностей Вильянди (Orviku, 1935b).

Интересно, что там, где в Юго-Восточной Эстонии встречается более светлая разность красно-бурой морены, содержащая больше крупных фракций и карбонатных пород, озовые отложения также содержат больше крупных фракций и галек карбонатных пород, например в пределах краевых образований Карула (Каяк, 1953).

Зандровые и дельтовые отложения в Эстонии мощностью от нескольких метров (Карула) до 20 *м* (Нымме) распространены в краевых зонах последнего оледенения. Их довольно много в пределах краевых образований Хаанья, Карула, Отепя. Больше всего зандровых отложений в Северной Эстонии, между Кунда и Таллином, где они связаны с краевыми образованиями Северной и Северо-Западной Эстонии. Необходимо отметить, что залегают они и в пределах некоторых древних долин и их пологих склонов и развиты также на более низких краевых частях среднедевонских возвышенностей, образуя долинно-зандровые отложения. Распространение их в древней долине Вяйке-Эмайыги более детально описано К. Каяком (1959).

Зандровые отложения весьма разнозернисты, но в общем более мелкозернисты и менее отсортированы, чем озовые. Литологический состав их также связан с литологическим материалом исходной морены.

Как в озовых, так и в зандровых и дельтовых отложениях местами наблюдаются сбросовые структуры; возникновение последних объясняется термокарстовым процессом.

Озерно-ледниковые отложения

Камовые отложения в Эстонии распространены также в пределах зон краевых образований. Эти осадки отлагались в небольших внутриледниковых бассейнах. Часто они тесно связаны с озовыми отложениями и по составу иногда трудно отделимы от последних. Камовые осадки представлены в виде горизонтальнослоистых мелкозернистых пе-

http://jurassic.ru/

сков, а также супесей и гравия. Состав камовых отложений связан с литологическим материалом исходной морены, как это можно видеть, например, в Кайуских камах.

Типичными озерно-ледниковыми отложениями в Эстонии являются осадки местных приледниковых озер. Последние по времени своего существования разновозрастны и образовались в соответствии с отступанием ледника с территории в позднеледниковое время и с условиями запруживания со стороны ледника. В связи с этим озерно-ледниковые отложения встречаются в Эстонии на различных абсолютных отметках и распространены на более или менее значительных пространствах. Высота уровня вод приледниковых озер, например на западном склоне возвышенности Сакала, достигала 64—59 *м* (Лыокене, 1959), на северо-западном склоне возвышенности Пандивере, когда край ледника успел отступить туда, доходила до 85 *м* (Пярна, 1960). По мере того как ледник отступал в северо-западном направлении, уровень воды во вновь возникающих приледниковых озерах оказался более низким. Так, например, уровень приледникового оз. Нымме-Мяннику достигал лишь 41 *м*, а позже он стоял еще значительно ниже (Пярна, 1960).

Озерно-ледниковые отложения представлены в основном ленточными глинами. Последние установлены в Эстонии во многих местах низинной части территории. Они широко распространены на равнине севернее оз. Пейпси, в пределах озерной равнины Выртсъярв, в бассейнах рек Пярну и Казари, на предглинтовой равнине, на островах Западно-Эстонского архипелага. Ленточные глины встречаются и в древних долинах Южной Эстонии, например в долине рек Суур-Эмайыги, Вильянди, Камбья, Вяйке-Эмайыги и др.

Мощность ленточных глин колеблется в значительных пределах. Часто она достигает 1 *м*, например в некоторых местах на озерной равнине Выртсъярв, на о-ве Сааремаа, но местами доходит до 10 *м* и более. В окрестностях Вана-Вигала, в Западной Эстонии, под покровом суглинков мощностью в 1,5 *м* установлены ленточные глины мощностью 9,7 *м*, залегающие на основной морене. Обычно они залегают на основной морене, но могут залегать на водно-ледниковых отложениях или на более мелководных озерно-ледниковых отложениях последнего оледенения. Э. Лыокене (1959) дает разрез устьевой части древней долины Раудна, в которой на дельтовых песках мощностью до 10 *м* залегают ленточные глины; К. Каяк (1959) приводит данные о залегании этих глин мощностью до 14 *м* на озерно-ледниковых слоистых суглинках. Известно залегание их и непосредственно на коренных породах. Над ленточными глинами последнего оледенения могут залегать более молодые отложения — часто это маломощный покров озерно-ледниковых супесей и суглинков, отложившихся в бывшем приледниковом озере при понижении уровня воды последнего. Ленточные глины местами, например в окрестностях г. Нарвы, покрыты основной мореной; в таком случае их можно считать межстадиальными отложениями последнего оледенения. Иногда они покрыты голоценовыми морскими, озерными, аллювиальными и болотными отложениями. Ленточные глины состоят в основном из глинистых частиц, но с примесью алевритовых и даже песчаных. При этом последние включены в глину в виде тонких прослоев, что обусловливает и типичную текстуру ленточных глин — ясную слоистость: чистые глинистые слои перемежаются с более грубозернистыми прослойками. Эта слоистость местами прослеживается очень хорошо. Для геохронологических целей ленточные глины Эстонии мало использованы (Sauramo, 1925).

http://jurassic.ru/

Ленточные глины в залежах обычно плотные. Но ниже уровня грунтовых вод они не успели еще полностью уплотниться и находятся в полужидком состоянии. Это хорошо наблюдается на месторождениях Лаэва, Вана-Вигала и др.

Кроме ленточных глин, в приледниковых озерах осаждались также слоистые суглинки, супеси и мелкозернистые пески; последние отлагались в мелководных частях приледниковых озер одновременно с ленточными глинами либо до или после их отложения. В последнем случае в условиях обмеления приледникового озера.

Эти отложения генетически тесно связаны с ленточными глинами. Южнее оза Йизаку они образуют платообразную возвышенность (Rähni, 1959). Слоистые пески и супеси встречаются и в более низких частях южноэстонских возвышенностей, например в западной части и на северном склоне возвышенности Сакала (Лыокене, 1959). Алевритово-песчаные отложения часто очень маломощные, и их прослеживание затруднено из-за изменений, внесенных процессами почвообразования, а в районах перекрытия этих отложений более поздними осадками разных стадий Балтийского моря — из-за сходства их состава с составом более молодых осадков. На северном и западном склонах возвышенности Сакала вдоль берегов бывших приледниковых озер распространены эоловые пески малой мощности, как, например, у Метскюла, Яравере, Пыхьяка (Лыокене, 1959).

Самые молодые отложения неманского века образовались уже после того как вся территория Эстонии была освобождена от покрова ледника — примерно в последние 2—3 тысячи лет неманского века, в течение которых отлагались континентальные отложения, характеризующиеся, по данным спорово-пыльцевого анализа, как фазы XII, XI и X, по Посту — Нильсону, или I, II и III, по Иессену — Фризу. Эти фазы условно можно назвать поздним позднеледниковым временем. По М. И. Нейштадту (1957 и др.), это в основном древний голоцен.

К концу позднеледникового времени на более высокой части территории началась деятельность различных процессов в условиях суши. Так как растительность была еще скудной, а климатические условия суровыми (арктическими), то на склонах холмов и долин должны были произойти значительные солифлюкционные явления. О последних свидетельствуют, по всей вероятности, мелкоскладчатые текстуры в поверхностных слоях песков, установленные в некоторых обнажениях, например в низовьях рек Пуртсе, Валгейыги и др.

К позднеледниковым отложениям, вероятно, относятся и некоторые делювиальные глины небольшой мощности, характеризующиеся непостоянством литологического состава. Последние встречаются в понижениях между холмами и грядами, а также в ложбинах на слегка волнистых моренных равнинах.

Отложениями этого же возраста, по-видимому, являются озерные глины во многих существующих или уже заросших озерах. Например, глины, накопившиеся на дне бывшего оз. Кунда, по палинологическим данным, образовались в конце позднеледникового времени (рис. 64, I) (Orviku, 1948; Thomson, 1929). Здесь над водно-ледниковыми песками залегает синеватая озерная глина мощностью примерно 2 *м* с остатками субарктических растений (*Salix polaris, Dryas octopetala, Betula nana* и др. (Nathorst, 1892), отнесенная палинологически к нижним дриадовым слоям (фаза XII, по Посту). Над ней залегает известковистая глина мощностью около 1 *м*, нижняя часть которой, по палинологи-

http://jurassic.ru/

ческим данным, представляет собой аллерёдские слои (фаза XI, по Посту), а верхняя часть, содержащая остатки растений и пресноводных моллюсков, — верхние дриадовые слои (фаза X, по Посту).

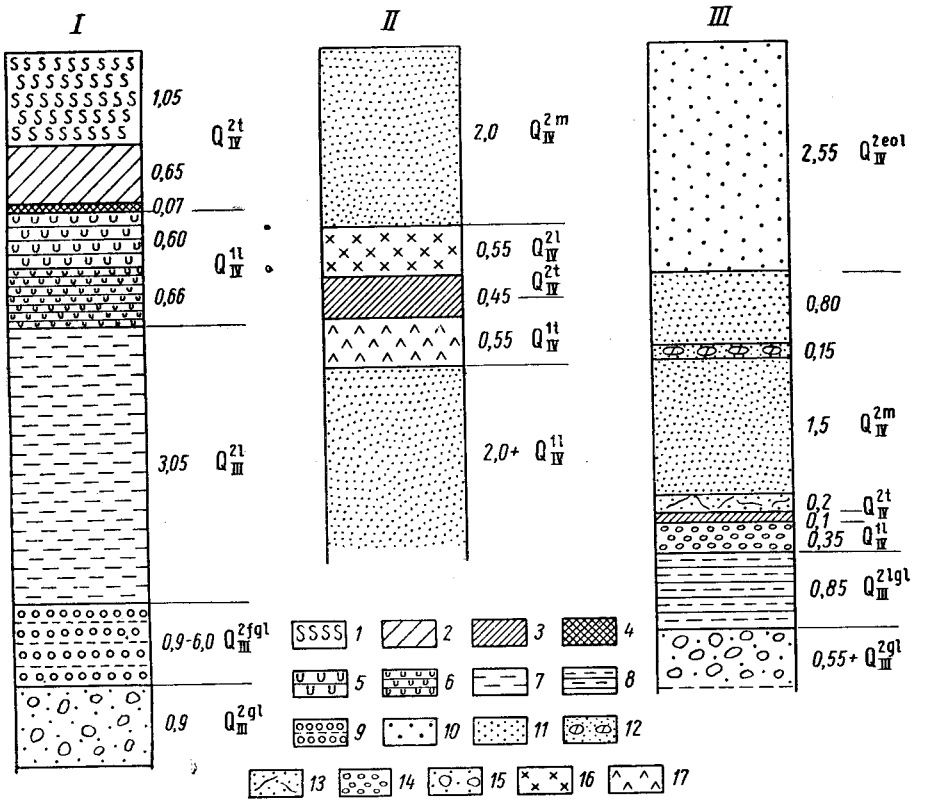


Рис. 64. Разрезы отложений балтийского века в Эстонии: озерных отложений древнего оз. Кунда (Северная Эстония) (I), погребенных континентальных отложений в Тырвала (Северо-Восточная Эстония) (II) и погребенного торфа в Раннаметса (Юго-Западная Эстония) (III)

1 — сфагновый торф; *2* — лесо-топяной торф; *3* — торф; *4* — сапропелит; *5* — озерный мергель; *6* — глинистый озерный мергель; *7* —глины; *8* — ленточная глина; *9* — слоистый песок и гравий; *10* — дюнный песок; *11* — морской песок; *12* — морской песок с гальками из торфа; *13* — песок с корнями растений; *14* — крупный гравий; *15* — морена; *16* — диатомит; *17* — охра

В конце позднеледникового времени образовались также отложения стадии Балтийского ледникового озера (Ramsay, 1929; Пярна, 1960). Эти отложения в Северной и Западной Эстонии встречаются до абсолютных отметок 70 *м* (между Валгейыги и Козе). Балтийское ледниковое озеро в пределах Эстонии трансгрессировало и покрыло большие площади, освободившиеся от покрова вод местных приледниковых озер. Его отложения покрывают различные по составу и возрасту ледниковые, водно-ледниковые и озерно-ледниковые образования. Налегания их на более древние континентальные отложения еще нигде не наблюдалось.

Из отложений Балтийского ледникового озера лучше изучены береговые отложения, например между Вызу и Навести, в районе между Варбола, Таммику, Райккюла-Пакка (Пярна, 1960), а также на запад-

http://jurassic.ru/

ном склоне возвышенности Сакала. Состав береговых отложений различный. В зависимости от того, какие более древние отложения подвергались абразии и последующей аккумуляции, береговые валы сложены щебнем и галечником ордовикских и силурийских известняков, гравием и галечником, вымытым из морены или зандровых и озовых отложений, песчаным материалом из озовых и зандровых накоплений и т. д. Галечниковые береговые валы наблюдаются в Ангерья и Варбола. Между Тюри, Вана-Вяндра и Кяру широко распространены песчаные береговые валы. Мощность этих береговых отложений не превышает нескольких метров.

Непосредственно с древними берегами Балтийского ледникового озера связано распространение эоловых песков (береговые дюны). Они распространены в районе между Тюри, Кяру и Вана-Вяндра и особенно в устьях долин Навести и Раудна, где мощность эоловых песков достигает 12 *м*. Эоловые пески встречаются также и на северо-западном склоне плато Кыпу, но мощность их здесь лишь 1—3 *м*.

В пределах аккумулятивной террасы местных приледниковых озер севернее оз. Пейпси нередки материковые дюны конца позднеледникового времени (Rähni, 1959) высотой до 20 *м*, сложенные мелкозернистыми песками.

Из плейстоценовых отложений Эстонии известны немногие ископаемые остатки млекопитающих (рис. 65). В большинстве случаев это находки остатков мамонта (*Mammonteus primigenius* (B l u m b.) (Grewingk, 1861, 1881 и др.). Часть находок сделана в Северной Эстонии в голоценовых отложениях, где остатки мамонта, вымытые из более древних отложений, находятся в переотложенном состоянии. Другая часть находок остатков мамонта относится к территории Южной Эстонии. Находки из водно-ледниковых песков и гравия днепровского яруса у Тахкумяэ на р. Пээтри описаны К. Гревингком (Grewingk, 1881); в таких же условиях залегания найдены, по данным К. Орвику, (Orviku, 1938d) и К. Каяка (1953), остатки мамонта в карьере Сару-Кялласте. В Эстонии дважды найдены остатки длиннорогого быка (*Bison priscus* B o j) и остатки шерстистого носорога (*Rhinoceros antiquitatis* B l u m b.) (Grewingk, 1881).

Голоцен (Q_{IV})

Сюда относятся отложения, образовавшиеся со времени улучшения климата после отступания последнего валдайского ледника. Таким образом, голоценовый отдел соответствует послеледниковому времени и рассматривается как один ярус, который целесообразно назвать балтийским (см. табл. 3). Этот ярус разделяется на три горизонта. К нижнебалтийскому горизонту (Q_{IV}^1) относятся отложения, характеризующиеся максимумами пыльцы березы, сосны и началом появления пыльцы ольхи, вяза и орешника. Осадки среднебалтийского горизонта (Q_{IV}^2) характеризуются максимумами пыльцы ольхи, вяза, орешника, широколиственных пород и липы, а также дуба и первым максимумом пыльцы ели. К верхнебалтийскому горизонту (Q_{IV}^3) относятся отложения, характеризующиеся вторыми максимумами пыльцы ольхи, ели, сосны (Thomson, 1939a; Аалоэ и др., 1958; Орвику, 1956).

Отложения балтийского яруса бассейна Балтийского моря принято подразделять по фауне моллюсков на пять подгоризонтов — ильдиевый,

http://jurassic.ru/

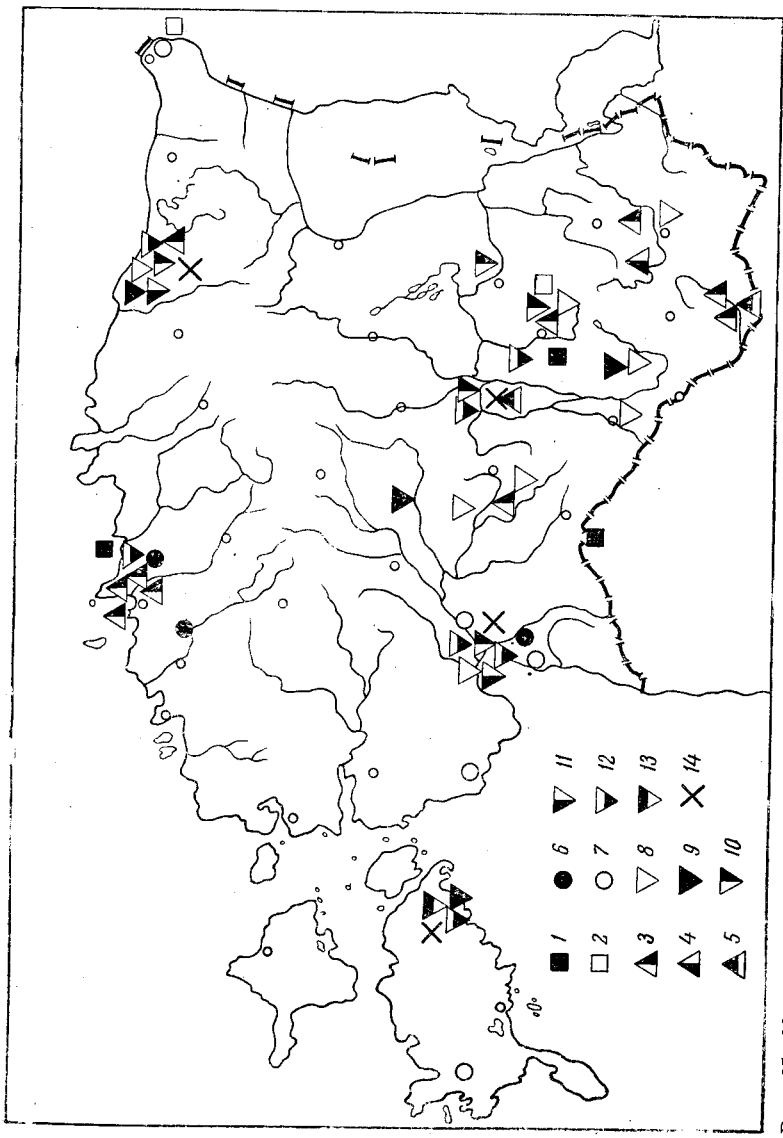


Рис. 65. Местонахождения костей позвоночных и погребенных органогенных отложений четвертичного (антропогенового) периода в Эстонии

Плейстоцен: *1* — межледниковые отложения микулинского века; *2* — межстадиальные отложения неманского века; *3* — мамонт (*Elephas primigenius* Blumb.); *4* — шерстистый носорог (*Rhinoceras antiquitatis* Blumb.); *5* — длиннорогий бык. (*Bison priscus* Boj.). Голоцен: *6* — болотные и озерные отложения под отложениями анцилового озера; *7* — болотные и озерные отложения под отложениями литоринового моря; *8* — первобытный бык (*Bos primigenius* Boj.); *9* — лось (*Alces alces* L.); *10* — северный олень (*Rangifer tarandus*); *11* — кабан (*Sus scropha* L.); *12* — бобр (*Castor biber* L.); *13* — гренландский тюлень (*Phoca groenlandica Erxl*); *14* — остатки рыб

анциловый, литориновый, лимниевый и мидиевый; соответствующие отрезки времен принято называть стадиями.

Отложения самого нижнего, ио льдиевого подгоризонта (см. рис. 67) балтийского яруса на территории Эстонии не выделены. Условно к этому подгоризонту относятся береговые отложения, которые, по данным П. Кентса (1938) и А. Лаази (Laasi, 1940), в Северо-Западной Эстонии местами прослеживаются ниже самого низкого уровня береговых образований Балтийского ледникового озера и выше самых высоких береговых образований анцилового озера, т. е. примерно между абсолютными отметками 30—50 *м*.

Верхнюю часть нижнебалтийского горизонта в Эстонии образуют озерные отложения анцилового подгоризонта. Представлены

http://jurassic.ru/

они прибрежными супесями и песками, а также береговыми песками, гравием и галечниками, узкой полосой распространяющимися вдоль древних берегов анцилового озера. Там, где абрадировались палеозойские породы, береговые отложения анцилового озера заключают гравий и гальки соответствующих известняков (береговые валы-косы в Крооди и Иру, восточнее Таллина).

Мощность отложений анцилового подгоризонта сильно колеблется, но в общем не превышает нескольких метров. Более мощными являются самые древние (A_1). В Северо-Западной Эстонии максимальная высота этих осадков 45 *м* выше уровня моря. В юго-восточном направлении максимальная высота залегания анциловых отложений постепенно уменьшается — южнее Пярну они уже встречаются на высоте не более нескольких метров над уровнем моря. Эти отложения подразделяются в Эстонии на пять разновозрастных пачек, соответственно пяти сериям разновозрастных береговых линий того времени.

В 35 местонахождениях анциловых отложений в Эстонии найдены остатки моллюсков (Крооди, Ойдерма, Кулли, Поотси, Ристи и др.). Наиболее распространенными формами являются *Ancylus fluviatilis* Müller и *Radix ovata* (Drap.) var *baltica* Nilss. Кроме того, встречаются *Bithynia tentaculata* (L.), *Pisidium amnicum* (Müller), *Sphaerium nitidum* Clessin, *Valvata piscinalis* Müller, *Planorbis planorbis*, L., *Anisus contortus* (L.), *Physa fontinalis* L., *Anodonta cygnea* (L.), *Unio tumidus* Philipsson (Ряста, 1957; Кессел, 1958).

Анциловые отложения залегают на различных горизонтах более древних образований, главным образом плейстоценовых. В некоторых местах анциловые осадки залегают на болотных и озерных отложениях начала нижнебалтийского горизонта. Это доказывает, что анциловое озеро в Эстонии в начальной стадии было трансгрессивным.

Основная часть среднебалтийского горизонта представлена морскими накоплениями литоринового подгоризонта. Последние состоят из прибрежных разнозернистых образований, мощность которых достигает нескольких метров. Только в древних заливах к северу от глинта мощность их местами превышает 10 *м*. Лучше изучены литориновые береговые отложения, состоящие из песков, гравия, галечника, мощность которых обычно около 2 *м*. Много гравия и галечника, состоящего из местных известняков. Там, где более древние образования песчаные, литориновые также представлены песками.

Литориновые отложения распространяются узкой полосой в Северо-Западной Эстонии и на островах Западно-Эстонского архипелага. В Северо-Западной Эстонии максимальная высота этих отложений 27 *м* выше уровня моря; в юго-восточном направлении высота их залегания понижается и южнее Пярну они встречаются на высоте не более нескольких метров над уровнем моря. Литориновые отложения в Эстонии подразделяются на пять пачек, соответственно пяти сериям разновозрастных береговых линий того времени.

В литориновых осадках, например в Кыпу, Кейла-Йоа, Иллурма, Уулу, Колга, Санга, Вихтерпалу, Сутлема, найдены остатки моллюсков. Типичными формами этого подгоризонта являются солоноватоводные формы: *Littorina littorea* (L.), L. *saxatilis* (Od.) var. *rudis* (Maton); очень редко встречаются *Zippora membranacea* J. Adams, *Rissoa inconspicua* Ald., *Scrobicularia piperata* Gmelin. В большом количестве обнаружены *Cardium edule* L., *Mytilus edulis* L., *Macoma baltica* (L.), *Hydrobia ventrosa* (Mont.) var. *baltica* Nilss., *Hydrobia ulvae* (Penn.),

http://jurassic.ru/

сравнительно малочисленны *Theodoxus fluviatilis* (L.) var. *littoralis* L. (Ряста, 1957; Кессел, 1958).

Литориновые отложения залегают на более древних отложениях, возраст которых весьма различный. Так, в Вяэна на озерном мергеле (низы среднебалтийского горизонта) залегает морской сапропель, содержащий солоновато-водные водоросли, главным образом *Campylodiscus clypeus*. Этот сапропель свидетельствует о том, что в Северо-Западной Эстонии самые древние литориновые отложения (пачка L_I) залегают трансгрессивно (Thomson, 1939a).

Имеются данные о том, что в юго-восточном направлении на максимальной высоте залегают не самые древние из литориновых отложений (пачка L_I), а более молодые (пачка L_{II}), что указывает на трансгрессивный характер залегания последних (см. рис. 64 II, III). В Тырвала, в нижнем течении р. Нарвы, на диатомите, соответствующем по палинологическим данным пачке L_I, залегают трансгрессивно литориновые морские пески L_{II} (Salmi, 1945). На побережье Пярнуского залива у Раннаметса, южнее г. Пярну, на торфе, образовавшемся в начале среднебалтийского времени, залегают морские литориновые пески (L_{II}).

Морские отложения лимниевого подгоризонта (рис. 68), соответствующие верхам среднебалтийского горизонта и почти всему верхнебалтийскому горизонту, по литологическому характеру и мощности очень близки отложениям литоринового подгоризонта. Распространяются они узкой полосой в Северо-Западной Эстонии и на островах Западно-Эстонского архипелага. На северо-западе максимальная высота этих отложений 13 *м* выше уровня моря; в юго-восточном направлении эта граница постепенно понижается и на берегу Пярнуского залива южнее г. Пярну она достигает почти уровня современного моря. Лимниевые отложения в Эстонии подразделяются на пять разновозрастных пачек, соответственно пяти сериям разновозрастных береговых линий того времени. В лимниевых отложениях местами, например в Ванамыйза, Роослепа, Хаапсалу, Рейу, Сууремыйза, Вихтерпалу, Куркссе, встречаются остатки моллюсков, свидетельствующие о постепенном понижении солености морской воды. В комплексе фауны здесь отсутствуют типичные солоноватоводные формы, характерные для литориновых отложений (*Littorina, Scrobicularia* и др.). Характерными являются: *Cardium edule* L., *Mytilus edulis* L., *Macoma baltica* (L.), *Hydrobia ventrosa* (Mont.), *Hydrobia ulvae* (Penn.), *Theodoxus fluviatilis* (L.). В нижних слоях подгоризонта (Lm_{I-II}) появляются *Radix ovata* (Drap.), в средних слоях (начиная с Lm_{III}) — *Limnea stagnalis* (L.), еще выше — *Bithynia tentaculata* (L.), *Stagnicola palustris* (Müller) (Ряста 1957; Кессел, 1958). Из лимниевых отложений в Асва (о-в Сааремаа) найдены ископаемые остатки гренландского тюленя (*Physa groenlandica* (Erxl.) и некоторых рыб: осетра (*Acipenser sturio* L.), язя (*Leuciscus idus* L.), рыбца (*Abramis vimba* L.), щуки (*Esox lucius* L.) и окуня (*Perca fluviatilis* L.) (Lepiksaar, 1935).

Самыми молодыми отложениями бассейна Балтийского моря являются мидиевые, образовавшиеся в течение последних 500 лет. Они встречаются на северо-западе Эстонии до высоты примерно 1 *м* выше уровня современного моря. Эти отложения литологически сходны с лимниевыми и литориновыми; фауна моллюсков их такая же, как и в лимниевых отложениях; присоединяется (см. рис. 68) лишь *Mya arenaria* (Ряста, 1957; Кессел, 1958).

http://jurassic.ru/

Среди отложений Балтийского яруса бассейна Балтийского моря необходимо упомянуть и морские сапропелиты, которые распространены на побережье Северо-Западной Эстонии и островов Западно-Эстонского архипелага в пределах современного моря и образовались в защищенных бухтах и лагунах. Возраст их не уточнен. Используются они в лечебных целях.

Озерные отложения балтийского яруса в Эстонии имеют широкое распространение. Уже выше упомянуты озерные осадки анцилового подгоризонта. Но, кроме последних, имеются отложения, образовавшиеся в многочисленных современных озерах. В пределы Эстонии входит значительная часть площади озер Пейпси и Пихква (примерно 1800 *км*^{2}), в Центральной Эстонии находится большое озеро Выртсъярв (около 270 *км*^{2}). Всего в Эстонии в настоящее время насчитывается более 1500 озер, большинство из них мелкие. Эти озера на территории республики распределены неравномерно. Особенно много их в Южной Эстонии, что обусловлено холмисто-моренным рельефом и древними долинами. Это в основном озера ледникового происхождения. На равнинах низинной части территории нередко встречаются реликтовые озера, образовавшиеся вследствие отступания вод Балтийского моря. Во всех этих озерах осадконакопление происходит и в настоящее время, многие из них сейчас находятся на разных этапах зарастания. Имеется ряд древних озер, которые полностью исчезли из-за изменения режима поверхностных вод.

Осадконакопление в озерах началось с момента их возникновения после таяния ледника или после освобождения той или иной части территории от вод бассейна Балтийского моря и продолжается в настоящее время. Таким образом, начало заполнения осадками озерных котловин разновременное. Среди озерных отложений более древними являются кластические образования: пески, супеси, суглинки и глины. Мощность их в большинстве случаев незначительная: лишь в некоторых более крупных озерах она достигает нескольких метров. Кластические отложения голоценового возраста имеют большое распространение в бассейне оз. Выртсъярв, где они залегают на больших площадях под маломощным покровом торфа на озерной равнине. Озерные пески и супеси хорошо прослеживаются и в береговых обрывах р. Кунда в пределах древнего оз. Кунда (Orviku, 1948); здесь они в основном позднеледниковые,

Среди озерных отложений балтийского яруса имеют особое значение озерный мергель и органический ил — сапропель или гиттия.

Озерный мергель в пределах древних и современных озерных котловин в Эстонии имеет сравнительно большое распространение. Например, дно оз. Валгъярв в Северо-Западной Эстонии полностью покрыто озерным мергелем, мощность которого достигает 3 *м*. Во многих случаях озерный мергель установлен в пределах уже полностью заросших озер или заросших частей еще существующих озер под покровом торфа. В Варангу на южном склоне возвышенности Пандивере озерный мергель имеет мощность до 2 *м* и покрыт лишь гумусовым торфом мощностью 0,2—0,3 *м*. В долинах рек Кунда, Лообу и Валгейыги имеются залежи озерного мергеля, свидетельствующие о том, что в этих долинах еще в начале балтийского века существовали озера, но в начале среднебалтийского времени исчезли вследствие прорыва вод через природные запруды этих озер. Наиболее изучена залежь озерного мергеля оз. Кунда, которая использовалась в прошлом столетии цементной фабрикой в Кунда. Здесь в озерном мергеле найдены орудия доисторического человека, а на острове бывшего озера — его стоянка (Grewingk, 1882; Orviku,

http://jurassic.ru/

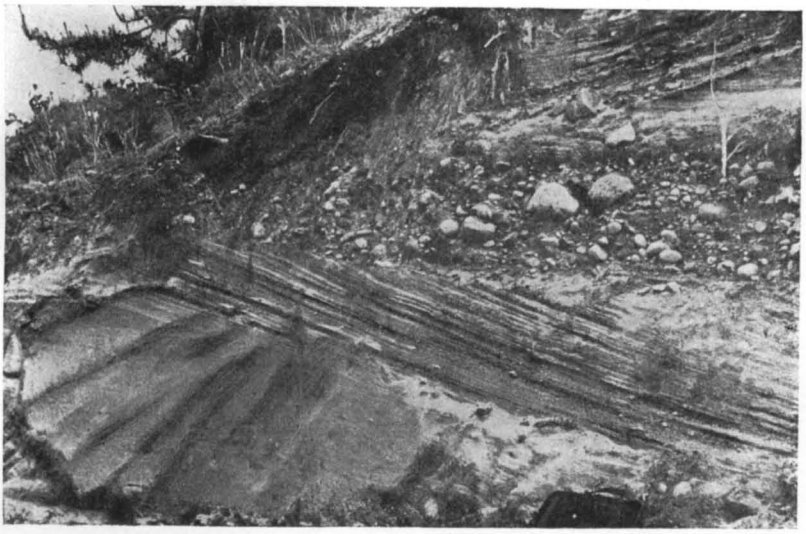


Рис. 66. Косослоистые водно-ледниковые гравий и пески в озе Таагепера (Южная Эстония). Фото Э. Ряхни

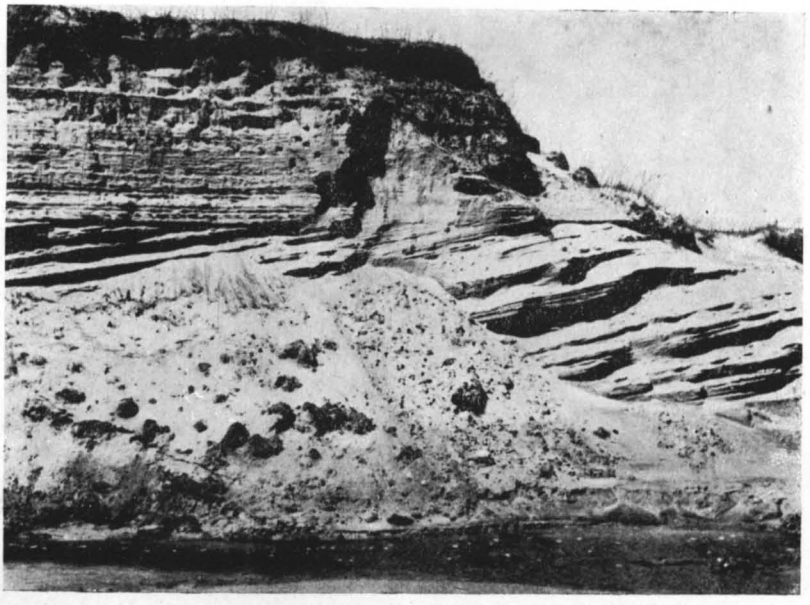


Рис. 67. Горизонтальнослоистые пески анцилового озера, несогласно залегающие на наклоннослоистых иольдиевых песках. Крооди (Северная Эстония). Фото К. Орвику

http://jurassic.ru/

Рис. 68. Песок с гравием лимниевого моря со створками *Cardium edule* у Ярве (о-в Сааремаа). Фото К. Орвику

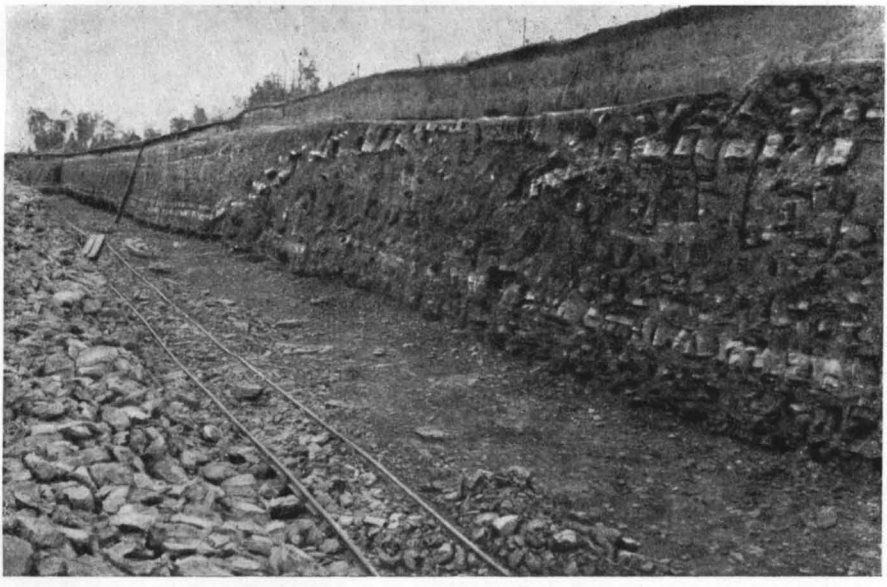


Рис. 69. Нарушенное залегание слоев в нижней части кукрузеского горизонта в сланцевом карьере Кюттейыу, обусловленное гляциодислокацией. Фото К. Орвику

http://jurassic.ru/

1948). Мощность озерного мергеля не превышает 2 *м*. Образование его в долинах рек, текущих по склонам возвышенности Пандивере, связано с подземными водами, богатыми карбонатными соединениями.

Большое распространение имеет озерный мергель и в пределах древнего озера Суур-Выртсъярв. Мощность его здесь различна. В южной части площади, занимавшейся озером, мощность иногда достигает 2 *м*. Местами озерный мергель покрыт не только торфом, но и песками (Л. Орвику, 1958); он встречается и среди отложений стариц, например в долине р. Суур-Эмайыги. В Эстонии он образовался главным образом во второй половине нижнебалтийского времени.

Озерный мергель обычно содержит в большем или меньшем количестве створки пресноводных моллюсков. Р. Арике отмечает некоторую закономерность в распределении моллюсков в озерном мергеле. В небольших его залежах количество отдельных видов моллюсков невелико, но створки раковин крупные; ряд видов встречается в большом количестве. В этом отношении типична залежь Тапа, в которой много створок *Limnea stagnalis* L., *Radix ovata* D r a p., *Planorbis planorbis* L., *Bithynia tentaculata* L., кроме того, *Radix pereger* M ü l l e r, *Galba palustris* M., *Physa fontinalis* L., *Planorbis carinatus* M., *Bithynia leachi* S h e p p a r d, *Pisidium* sp. Примерно такой же состав моллюсков в озерном мергеле Варангу. В залежах Суур-Выртсъярв видовой состав пресноводных моллюсков значительно богаче. Здесь установлено более 30 видов пресноводных моллюсков и более 10 видов наземных моллюсков. Но створки раковин здесь значительно меньше. Часто встречаются виды *Radix ovata* D r a p., *Planorbis carinatus* M., *Coretus corneus* L., *Anisus contortus* L., *Valvata piscinalis* M., *Valvata cristata* M., *Bithynia tentaculata* L., виды *Pisidium* и др. Некоторые виды — *Amphipeplea glutinosa* M., *Goretus corneus* L., *Acroloxus lacustris* L. — установлены только в озерном мергеле Суур-Выртсъярва.

Сапропель в озерах встречается довольно часто. В оз. Кахала, в Северной Эстонии, глубина воды около 1 *м*, а мощность сапропеля — более 4 *м*. Сапропель начал здесь образовываться уже в середине нижнебалтийского времени (Thomson, 1929).

Мощность сапропеля более 10 *м* установлена в южной заросшей части оз. Сойтсъярв в друмлиновом поле Саадъярв. В заросших озерах или в заросших частях современных озер сапропель уплотнен и покрыт торфом мощностью в несколько метров. Мощность сапропелита под торфом обыкновенно достигает нескольких дециметров. Сапропелит встречается и среди отложений стариц. В нем обнаружены створки моллюсков, в частности *Anodonta*, например, в сапропелите у Иру и Тарту.

Озерный мергель и сапропелит часто дают ряд переходных разновидностей, они могут содержать также большее или меньшее количество глинистого и алевритового материала.

В числе озерных отложений следует упомянуть еще детритовый торф, часто смешанный с сапропелитом; в этом случае его можно назвать детритовым сапропелитом.

Озерный мергель и сапропелит часто содержат споры и пыльцы растений. Это позволяет определить их возраст палинологическим методом (см. болотные отложения).

В чередовании различных типов озерных отложений в разрезе устанавливается следующая закономерность: внизу лежат гравийные и песчанистые отложения, над ними — алевриты и глины, вверху — озерный мергель и сапропель. В заросших озерах серия озерных отложений кон-

http://jurassic.ru/

чается вверху сапропелитами, покрытыми тростниковым торфом. При изучении оз. Суур-Выртсъярв выяснено, что озерные отложения залегают местами и на торфе. Это говорит о трансгрессивном характере вод в бассейне оз. Выртсъярв во второй половине нижнебалтийского времени (Л. Орвику, 1958).

Так как озера в Эстонии в основном небольшие, то их береговые отложения отсутствуют или незначительны. Только вдоль берегов крупных озер — Выртсъярв, Пейпси, Пихква (Псковское) — они распространены широко. Литологический характер береговых отложений этих озер зависит во многом от тех отложений, которые подвергались абразии.

Общие геологические и геоморфологические условия территории Эстонии способствуют заболачиванию — здесь в составе четвертичного покрова широко распространены водоупорные глинистые отложения, во многих случаях затруднен сток поверхностных вод и т. д.

Болотные отложения в Эстонии образуют многочисленные торфяные залежи, которые занимают 16% всей территории (Вебер и др., 1957). Величина торфяных залежей колеблется в больших пределах; самые крупные из них: торфяная залежь Йыепре — 22,3 $км^2$, Суурсоо — 138,4 $км^2$, Куресоо — 98,5 $км^2$, Выллa — 82,5 $км^2$, Мурака — 72 $км^2$, Энгла — 52 $км^2$, Кикепере — 48 $км^2$ и др. (Raudsepp, 1946).

Торфяные залежи в Эстонии состоят в основном из торфов низинных и верховых болот; значение торфов переходных болот небольшое. Это объясняется соотношением низинных, верховых и переходных болот (в %): 54, 37, 9. Распространение торфяных болот в Эстонии неравномерное и обусловлено геологическим строением и геологическим развитием территории.

Возвышенные части территории Эстонской ССР (Вебер и др., 1957) характеризуются меньшим распространением торфяных залежей в холмисто-моренном рельефе и на равнинах южно-эстонских возвышенностей Южной Эстонии. Больше торфяных залежей встречается в низинной части территории республики. Особенно много крупных торфяных залежей на Западно-Эстонской равнине ниже максимального уровня береговой линии Балтийского ледникового озера, на озерных равнинах Выртсъярв и Пейпси. Мало торфяных залежей на узкой прибрежной полосе материка и на островах Западно-Эстонского архипелага.

В низинных торфяных залежах лесной торф характерен для краевых частей болот на северном склоне Северо-Эстонского плато. Он широко распространен также в пределах низинных болот южно-эстонских возвышенностей. На западном побережье лесной торф отсутствует. Мощность лесного торфа обычно до 1,5 *м*, но в поймах долин Юго-Восточной Эстонии достигает 6 *м*. Наиболее распространенным на юго-востоке южно-эстонских возвышенностей и на о-ве Сааремаа является древесно-тростниковый торф. Мощность древесно-тростниковой залежи до 2 *м*, на юго-востоке территории она достигает 6 *м*. Для северного склона Северо-Эстонского плато характерно распространение древесно-осокового торфа, мощность которого достигает 2 *м*.

Из торфов верхового типа имеет широкое распространение фускум-торф, который в центральных частях верховых болот переходит в комплексный торф. На Западно-Эстонской равнине и на озерных равнинах Выртсъярв и Пейпси такие залежи, имеющие частью резко выпуклую поверхность, занимают большие площади.

В пределах торфяных залежей верхового типа можно хорошо установить нижнюю, более разложившуюся часть и верхнюю, слабо разло-

http://jurassic.ru/

жившуюся, мощность которой в среднем 3 *м*. Граница между ними часто очень четкая и может быть легко установлена, так как верх нижней части разложился особенно сильно, и в нем по краям залежи верхового типа встречаются пни сосны. Этот пограничный горизонт имеет стратиграфическое значение — он является границей между среднебалтийским и верхнебалтийским подгоризонтами.

Кроме геологических, геоморфологических и климатических условий, на накопление торфов в балтийском веке в Эстонии имело влияние также неотектоническое поднятие земной коры. В юго-восточной части территории, где неотектоническое поднятие меньше, мощность торфов низинных болот (устье р. Суур-Эмайыги) достигает 6 *м* (Mieler, 1926; Thomson, 1939b), а в северо-западной части, где более интенсивное неотектоническое поднятие способствует понижению уровня грунтовых вод, мощность этих торфов значительно меньше (1—2 *м*).

В возвышенной части территории и на равнинах Балтийского ледникового озера условия торфообразования существовали с начала балтийского века; в остальной части низинной Эстонии — лишь после освобождения тех или других районов из-под покрова вод Балтийского моря. Большинство торфяных залежей в Эстонии образовалось на ранее заросших озерах. Интенсивное зарастание их и образование торфов низинного типа началось во второй половине нижнебалтийского времени, отличавшегося сухим и теплым бореальным климатом. Образование торфов верхового типа относится к началу среднебалтийского времени и происходило в связи с наступлением более влажного и теплого атлантического климата (Thomson, 1939a; Орвику, 1956).

Торфяные отложения в большинстве случаев являются поверхностными, их накопление продолжается и в настоящее время. Только местами они покрыты отложениями других генетических типов. При характеристике морских и озерных образований Балтийского яруса уже были приведены соответствующие примеры, которые показывают, что торфяные отложения покрыты морскими и озерными там, где морские или озерные воды наводняют районы, до этого бывшие сушей. Мощность таких погребенных торфяных слоев в большинстве случаев небольшая. Хорошие примеры таких торфов известны в бассейне оз. Выртсъярв (Л. Орвику, 1958), в прибрежной полосе равнины Пярнуского залива, например в окрестностях Сауга, Синди, Раннаметса и т. д.

В торфяных отложениях сохранились многие остатки торфообразующих растений. Изучение последних дает возможность выяснить условия образования тех или других типов торфов и их залежей. Для выяснения стратиграфии торфяных залежей с большим успехом применяется палинологический метод. На основе количественных соотношений спор и пыльцы в торфах и озерных отложениях П. Томсоном в 1926—1929 гг. была разработана местная стратиграфическая схема болотных и озерных отложений Эстонии, которая принята и сейчас (Орвику, 1956; Аалоэ и др., 1958). В пределах озерных и болотных отложений балтийского яруса, основываясь на палинологических данных, можно установить десять слоев, каждый из которых характеризуется своеобразным спектром и определенными максимумами пыльцы тех или других древесных пород. Соответствующие слои обозначаются римскими цифрами (Л. Орвику, 1960). Эти слои, по индексации Поста-Нильсона, следующие (снизу

http://jurassic.ru/

вверх): в нижнебалтийском горизонте слой IX — березы, VIII — сосны, VII — сосны, березы и ольхи; в среднебалтийском горизонте слой VI — ольхи, вяза, орешника, V — смешанного дубового леса, IV — дуба, ели, III — ели; в верхнебалтийском горизонте слой II — верхней ольхи, Iв — верхней ели, Iа — верхней сосны (см. рис. 86).

Аллювиальные отложения

Аллювиальные отложения балтийского яруса в Эстонии встречаются почти во всех долинах современных рек. Они представлены главным образом пойменными алевритовыми и песчаными или русловыми отложениями (пески, гравий, галечники и валуны). Террасовые образования встречаются сравнительно редко. Аллювиальные отложения в Эстонии в большинстве случаев имеют мощность в несколько метров и лишь иногда превышают 10 *м*. Распространение, состав и характер залегания их в Эстонии зависят от общего геологического развития территории в балтийском веке.

На равнинах Северной Эстонии, где речные долины вырисовываются очень слабо и реки вследствие незначительного уклона сильно меандрируют, аллювиальные образования представлены маломощными русловыми и мелкозернистыми илистыми пойменными отложениями. Здесь часто встречаются старицы, заполненные соответствующими отложениями. Там, где уклон рек больше, аллювиальные отложения часто представлены только русловыми осадками, состоящими из грубых фракций.

Аллювиальные отложения в долинах рек Северной Эстонии, текущих в северном и северо-западном направлениях, в пределах глинта в большинстве случаев представлены грубыми русловыми накоплениями незначительной мощности; местами последние практически отсутствуют (каньонообразные долины рек Сытке, Пуртсе, Пирита и др.). Но там, где долины расширяются, встречаются и пойменные отложения незначительной мощности.

В каньонообразных долинах рек в полосе глинта Северной Эстонии ниже водопадов русловые отложения состоят почти из одних глыб и щебня известняков и достигают значительной мощности. Это особенно хорошо заметно в каньоне р. Нарвы ниже водопада, где русловые отложения ниже железнодорожного моста имеют мощность до 15 *м*.

На предглинтовой низменности встречаются и террасовые отложения (1926), образовавшиеся здесь в связи с колебанием уровня вод Балтийского моря в голоцене. Они имеются в долинах рек Сытке, Валгейыги, Пирита и др. На предглинтовой низменности местами, например в бухте Крооди (Orviku, 1936d), установлены слоистые пески мощностью в несколько метров (см. рис. 67), залегающие под осадками анцилового озера, которые рассматриваются как дельтовые отложения начала балтийского века, когда здесь, вероятно, распространялись воды иольдиевого моря. Все сказанное свидетельствует о том, что аллювиальные отложения в низовьях северо-эстонских рек отлагались в условиях постепенного углубления долин вследствие неотектонического поднятия территории с кратковременными перерывами при повышении базиса эрозии во время трансгрессии бассейна Балтийского моря.

Характер аллювиальных отложений в низовьях рек Южной Эстонии — Суур-Эмайыги, Вяйке-Эмайыги, Ахья, Выханду и др., впадающих в озера Выртсъярв, Пейпси и Пихква (Псковское), — значительно отличается от такового в Северной Эстонии. В то время как в долинах этих

http://jurassic.ru/

рек там, где они текут в пределах холмисто-моренного рельефа или прорезают краевую часть возвышенности, мощность аллювиальных отложений всего лишь 2—3 *м*, в низовьях долин тех же рек под влиянием постепенного поднятия уровня вод в южных частях названных озер с начала среднебалтийского времени мощность аллювиальных отложений достигает 10 *м*. Среди пойменных отложений в долине Суур-Эмайыги часто встречаются отложения стариц в виде озерного мергеля и сапропелита, содержащих раковины пресноводных моллюсков. В г. Тарту, немного ниже Ботанического сада, в русловых песках на глубине около 25 *м* выше уровня моря при бурении были найдены целые раковины *Unio tumidus*, а также *Pisidium henslovanium*, *Pisidium supinum*, *Pisidium casertanum* и др. В низовьях р. Вяйке-Эмайыги, впадающей в оз. Выртсъярв, мощность аллювиальных отложений часто превышает 10 *м*. Здесь хорошо выражены мелкозернистые илистые пойменные осадки, накопления береговых валов, отложения стариц, а также более грубозернистые русловые образования (Каяк, 1959).

Среди отложений древних долин, прорезающих девонское плато Южной Эстонии, заметную роль играют залежи известковых туфов, образовавшиеся в балтийском веке. На склонах этих долин, врезающихся на 25—30 *м* в девонские песчаники и глины, вытекает много источников, осаждающих углекислый кальций.

Линзообразные залежи известкового туфа нижней части склонов долин и на присклоновой части поймы имеют мощность до 3 *м*. Туф в этих залежах обычно рыхлый. Местами он уплотнен, например в месторождении Лоози и др. Залегает туф на коренных породах, морене, делювии и других отложениях. Нередко он бывает покрыт торфом и местами с ним перемежается. В известковом туфе встречаются скорлупки наземных моллюсков и отпечатки растений. Туф широко используется для известкования почв (Hallik, 1948).

Эоловые отложения

Эоловые отложения в Эстонии представлены песками материковых и береговых дюн.

Пески материковых дюн (Rähni, 1959) распространены на аккумулятивной равнине местного приледникового озера севернее оз. Пейпси. Здесь мощность их достигает более 10 *м*. Эти пески кварцевые, мелкозернистые; зерна размером от 0,1 до 0,25 *мм* составляют обычно около 50%. Исходным материалом для образования материковых дюн являются водно-ледниковые пески последнего оледенения.

Пески береговых дюн залегают во многих местах вдоль древних и современных берегов Балтийского моря и озер Пейпси и Выртсъярв (Orviku, 1933c). Эоловые пески древних береговых дюн, связанные с озерами позднеледникового времени, известны на западном и северо-западном склонах возвышенности Сакала, где имеют незначительную мощность (около 1 *м*), например у Метскюла, Яравере, Пыхьяка (Лыокене, 1959). Такие же пески по берегам Балтийского ледникового озера, достигающие мощности 10 *м*, распространены между Тюри, Вана-Вяндра и Кяру. Эоловые пески этого же возраста распространены также в устьевых частях долин Навести и Раудна (Лыокене, 1959; Пярна, 1960).

Эоловые пески встречаются во многих местах вдоль разновозрастных береговых линий анцилового озера, образуя древние береговые дюны. Обычно мощность эоловых песков береговых дюн около 10 *м*, но иногда

http://jurassic.ru/

превышает 20 *м*, например, в береговых дюнах литоринового моря (L_{II}) севернее Хяядемээсте. Эоловые пески балтийского века представлены везде более или менее чистыми кварцевыми песками, зернистость которых колеблется в значительных пределах.

Эоловые пески встречаются местами и вдоль современного берега Балтийского моря, например, в Вяэна, Клоога, Кейбу и др., образуя небольшие аван-дюны. Залегают эти пески участками и в бассейне оз. Выртсъярв, где они частично позднеледниковые, частично их накопление приурочено ко времени существования оз. Суур-Выртсъярв (вторая половина нижнебалтийского времени). Значительны накопления эоловых песков на северном берегу Пейпси, где они образуют дюны высотой в несколько метров.

Эоловые пески в Эстонии почти везде покрыты растительностью, часто сосновыми лесами. Перевевание песков происходит только там, где растительность на старых дюнах уничтожена вследствие неблагоприятных природных условий или человеком.

Среди отложений балтийского горизонта в Эстонии незначительное распространение имеют оползни, осыпи и делювиальные образования. Их ограниченное распространение объясняется тем, что рельеф Эстонии в основном равнинный, относительные высоты склонов холмов, гряд и уступов небольшие. Кроме того, гравитационные и делювиальные процессы протекали недолго.

Осыпи встречаются на абразионных уступах, вдоль древних береговых линий, а также на эрозионных уступах на склонах долин рек, где они образуют шлейфы различной длины и разной мощности. Образование этих осыпей обусловлено обвалом пород, слагающих обрывистые уступы под влиянием процессов выветривания и гравитации.

Наиболее значительные осыпи встречаются у подножия Северо-Эстонского глинта там, где он подвергался в балтийское время абразии. Здесь они часто представлены глыбами известняков, обрушившихся из верхней части обрыва глинта. Особенно много осыпей у подножия глинта восточнее Сака и западнее Таллина.

Оползни в Эстонии развиты мало. Только в пределах распространения ленточных глин в бассейнах рек Казари и Пярну, где эти глины образуют крутые уступы, местами происходят значительные оползни (окрестности Вигала).

Делювиальные отложения небольшой мощности имеются в нижних частях склонов долин, холмов и гряд, где на поверхность выходит основная морена. Их образование связано с поверхностным смывом. Так как в природных условиях склоны долин и возвышенностей в Эстонии покрыты растительностью, то поверхностный смыв очень замедлен, соответственно и накопление делювия незначительно. На склонах делювиальные отложения образуют линзообразные тела, состоящие из слабо отсортированного материала. Более мелкий, алевритовый и глинистый материал снесен на подножия склонов и в бессточные ложбины между холмами, где делювиальные глины и суглинки имеют мощность 1—2 *м*. Они часто образуют водонепроницаемый слой на дне озер и болот.

Поверхностный смыв в холмисто-моренных рельефах на юге Эстонии имеет значительные размеры там, где склоны распаханы (Lillema, 1949; Kask, 1955): с верхних частей склонов часто смыт почвенный слой и обнажается невыветрелая основная морена, а местами даже девонский песчаник. Такое усиление процессов смыва деятельностью человека обусловливает более интенсивное накопление делювиальных отложений.

http://jurassic.ru/

В озерных, болотных и аллювиальных отложениях Эстонии найдены во многих местах ископаемые остатки позвоночных (см. рис. 65). Первые находки были сделаны в середине прошлого столетия (Schrenck, 1954); многочисленные данные о них приведены в работах К. Гревингка (Grewingk, 1878a, 1881, 1886 и др.) и Ю. Лепиксаара (Lepiksaar, 1930, 1933, 1934, 1935, 1937b, 1937в, 1940). Возраст некоторых находок установлен палинологическим методом (Lepiksaar, 1930; L. Orviku, 1956).

Наиболее древними находками являются остатки северного оленя (*Rangifer tarandus* L.) из позднеледниковых отложений (неманский ярус), развитых в окрестностях г. Кунда и в нижнем течении р. Пярну.

Кости первобытного быка (*Bos primigenius* Boj.) найдены более чем в 10 местах: недалеко от Вастемыйза, в долине р. Ыхне у Рообе, в болоте Куйксилла, в аллювиальных отложениях нижнебалтийского горизонта недалеко от Каарли и др.

Наиболее часты находки остатков лося (*Alces alces* L.) в торфяных залежах. Одним из местонахождений является торфяная залежь Куйксилла, в которой кости лося найдены на разных глубинах и имеют, по палинологическим данным, различный возраст. Хорошо изучено местонахождение костей лося в слоях торфа у Выхма, относящихся к нижнебалтийскому горизонту (L. Orviku 1956).

На стоянках первобытного человека, имеющих разный возраст, найдены остатки млекопитающих и рыб; например, в Кунда-Ламмасмяги, Кивисааре, Асва, Пээду и Иру найдены кости бобра (*Castor biber* L.), кабана (*Sus scropha* L.) и др.

Из озерных отложений нижнебалтийского горизонта в Кунда найдены остатки щуки (*Esox lucius* L.), линя (*Tinca vulgaris* Cuv.) и окуня (*Perca fluviatilis* L.); остатки последнего обнаружены вместе с остатками лосося (*Salmo saler* L.) и сома (*Silurus glavis* L.) на стоянке Кивисааре на берегу оз. Суур-Выртсъярв; возраст последних также нижнебалтийский.

Несмотря на то что геология четвертичных отложений Эстонии изучена сравнительно хорошо, имеется еще много вопросов, требующих особого внимания при последующих исследованиях.

Недостаточно изучена стратиграфия плейстоценовых отложений, а также их литология и минералогия. Необходимо уточнить возраст отложений иногда большой мощности, залегающих под мореной валдайского оледенения. Очень слабо изучен вопрос о стадиальных и межстадиальных отложениях последнего оледенения.

Недостаточно изучена стратиграфия и голоценовых отложений. Необходимо уточнить геологическое развитие Балтийского моря в пределах Эстонии. Много внимания следует уделить литолого-минералогическому изучению генетических типов голоценовых отложений.

Необходимо расширить исследования по динамике геологических процессов в Эстонии в настоящее время; это, в частности, касается динамики морских берегов. В ближайшем будущем целесообразно начать изучение четвертичных отложений и на дне Балтийского моря.

Все это показывает, что по изучению четвертичных отложений Эстонии предстоит большая детальная и углубленная исследовательская работа, результаты которой, несомненно, позволят лучше выяснить геологическое развитие территории Эстонии в четвертичном периоде.

http://jurassic.ru/

Глава пятая

ТЕКТОНИКА

В Эстонской ССР общий план залегания палеозойских пород, развитых на поверхности и под покровом четвертичных отложений, очень прост: они лежат, видимо, горизонтально, и только по смене более древних отложений более молодыми можно установить, что они слегка наклонены на юг, отражая, таким образом, погружение южного склона Балтийского щита. Далее к югу, за пределами Эстонской ССР, они полого перегибаются и образуют широкую синклинальную впадину, представляющую западную часть более обширной отрицательной структуры северо-запада Русской платформы — Прибалтийской впадины или синеклизы (Кудрявцев, 1946), расположенной в пределах приподнятой зоны кристаллического фундамента, соединяющей Белорусский подземный его выступ с Балтийским щитом. Наклон оси синеклизы (1 *м* на 3—3,5 *км*) направлен в западной и восточной ее частях в противоположные стороны, так как у восточной границы Эстонской ССР синеклиза разделяется очень пологим поперечным перегибом. Западную ее часть в последние годы обычно называют Латвийской синеклизой.

Так как Эстонская ССР расположена почти целиком в пределах упомянутой приподнятой зоны фундамента, то установленная мощность осадочного покрова в ней очень невелика — от 120 (Таллин) до 600 *м* (Вяймела, Выру). В направлении с севера на юг в последовательном порядке развиты кембрийские, ордовикские и силурийские, средне- и верхнедевонские отложения. Последние и выполняют осевую часть синеклизы. На севере республики наклон слоев кембрия и ордовика направлен почти прямо на юг и составляет в среднем 11—15 минут. Южнее по распространению отдельных горизонтов силура устанавливается изменение простирания пород на юго-западное, которое в районе, прилегающем к оз. Пейпси, под покровом девонских отложений, как надо полагать, меняется на меридиональное, а затем в связи с наличием на границе Эстонии и Латвии погребенного каледонского поднятия — на юго-западное и западное (Митгарц и Котлуков, 1954). Таким образом, в южной части Эстонской ССР силур и более древние палеозойские породы образуют пологую мульду, погружающуюся на запад в сторону Балтийского моря.

Девонские отложения, залегающие на силурийских несогласно, наклонены еще более полого под углом менее 10 минут в восточной части Эстонской ССР в направлении на юго-восток, а в западной — прямо на юг.

Таким образом, по отложениям, развитым на поверхности, наблюдается лишь простое и очень пологое погружение пород, отвечающее погружению южного склона Балтийского кристаллического щита.

Выявляемое по приведенным выше данным и границам на геологической карте главным образом азимутальное несогласие в залегании среднего и нижнего палеозоя, как показало глубокое бурение на юго-

http://jurassic.ru/

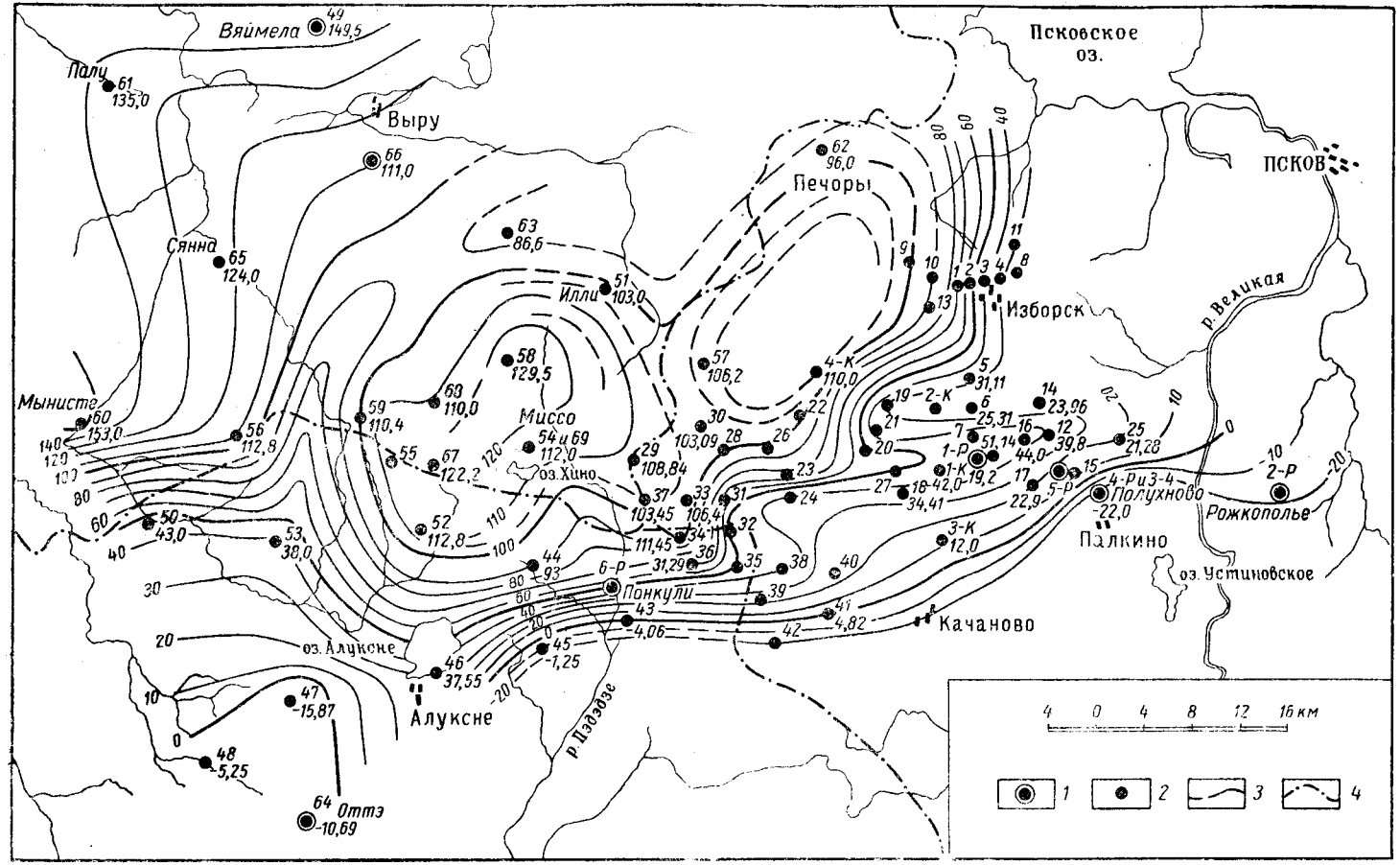


Рис. 70. Структурная карта Локновского поднятия (по Л. Б. Паасикиви)

1 — роторные скважины; *2* — крелиусные скважины; *3* — изогипсы кровли аматского горизонта; *4* — границы республик

http://jurassic.ru/

востоке Эстонии и смежных частях Псковской области и Латвии, в действительности более значительно. В пограничном районе бурение обнаружило погребенное каледонское поднятие, в восточной части которого на его своде силурийские и ордовикские отложения отсутствуют, и девонские породы ложатся прямо на кембрийские или даже непосредственно на кристаллический фундамент. Это погребенное поднятие широтного простирания входит в пределы Эстонской ССР лишь северо-восточной своей частью, начинаясь на востоке в Изборском районе Псковской области и на западе уходя в Латвию. По месту расположения обнаружившей его буровой скважины (у с. Локно Изборского района Псковской области) оно получило название Локновского.

Как показало проведенное бурение, Локновское поднятие протягивается в широтном направлении на 70 *км* (рис. 70); за наметившимся его погружением в районе Выру расположенная далее на запад скважина в Мынисте обнаружила новый подъем слоев, встретив фундамент на отметке —231,8 *м*, т. е. значительно выше, чем установленная высота его залегания к востоку от прогиба. Расположенная севернее скважина в Палу, вскрывшая опорные горизонты на более низких отметках, чем в Мынисте, показывает, что в районе Локновского погребенного поднятия имеется новое, вероятно не меньшее по размерам поднятие фундамента, являющееся продолжением первого и вместе с ним образующее погребенный вал широтного простирания невыясненной пока длины, но, как можно полагать, протягивающийся на запад за меридиан г. Валмиера. Основанием для такого предположения может являться сравнительно малая минерализация подземных вод в отложениях нижнего палеозоя в скважинах Валмиере и в особенности севернее (Выхма) и очень сильная — к югу от Валмиере (в Плявинясе), указывающая на наличие какого-то подземного барьера между ними; таким барьером, очевидно, и служит намеченный вал (рис. 71), являющийся северным ограничением Латвийской синеклизы по нижнему палеозою. Поскольку в восточной своей части он проходит по границе между Эстонской и Латвийской ССР, его лучше всего назвать Эстонско-Латвийским валом. Как уже указывалось выше, к северу от него располагается погребенная нижнепалеозойская мульда, выполненная ордовикскими и силурийскими отложениями.

Общее представление о структуре Эстонской ССР по глубоким слоям дает рис. 71, на котором схематически изображена в изогипсах поверхность докембрийского фундамента. Гряда кристаллического фундамента имеет относительно крутые склоны и резко ограничивает с юга пологий склон Балтийского щита, отделяя его от Латвийской синеклизы. Высота склонов вала и подробности рельефа, как и очертания, остаются еще невыясненными. Наличие на восточном погружении вала отчетливо выраженного крутого уступа дает основание предполагать, что в его возникновении значительную роль сыграли разломы фундамента.

Эстонско-Латвийский вал придает резкую асимметрию Латвийской синеклизе по поверхности фундамента и по нижнему палеозою.

Данные бурения в пределах погребенного Эстонско-Латвийского вала дают несомненные доказательства каледонских и, может быть, даже более ранних, кембрийских, тектонических движений: в то время как в верхнем девоне наклон пород не превышает 30 минут, углы наклона пород в кернах глубоких скважин составляют в наровских слоях 3—5°, в ордовикских 5—8°, а в кембрийских до 10—11° и даже до 15°. В скважине на южном крыле Локновского поднятия углы падения кембрийских пород, по данным Л. Б. Паасикиви, достигают в тискреской свите 45°,

http://jurassic.ru/

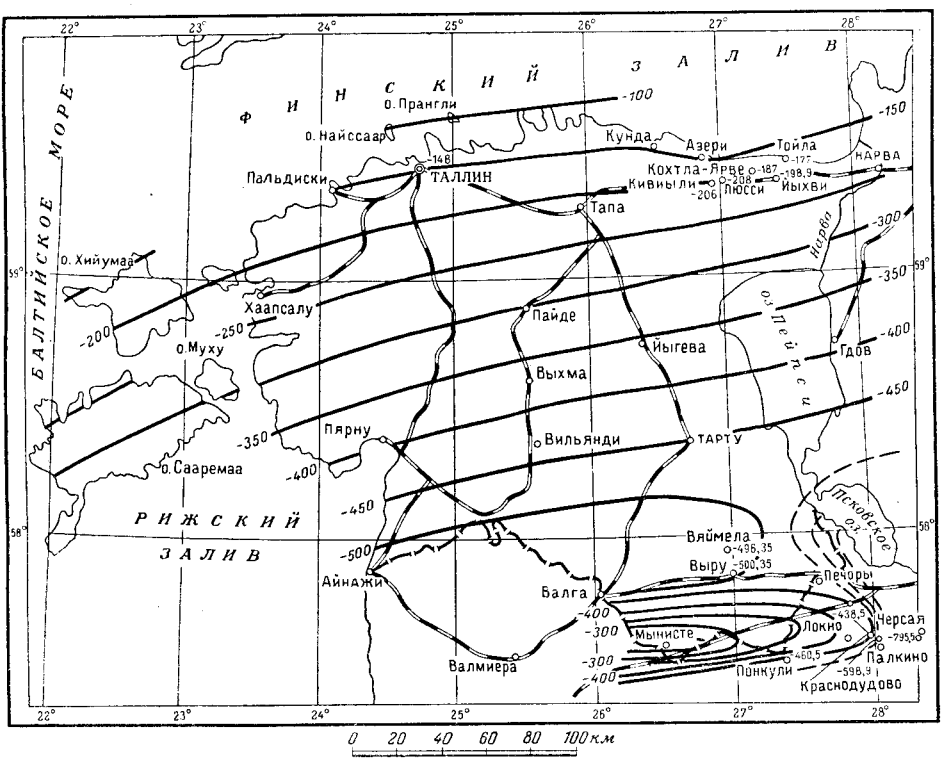


Рис. 71. Схема рельефа кристаллического фундамента

а в ломоносовской — даже 50—55°. Это доказывает, что тектонические движения местами были достаточно интенсивными.

Наличие погребенного поднятия в развитых на поверхности девонских отложениях отражено очень резко. В районе Локно крелиусное бурение установило по верхнедевонским отложениям наличие погружающегося на восток очень пологого антиклинального перегиба амплитудой до 30 *м*, с наклоном крыльев 8 *м* на 1 *км*, т. е. под углом менее 30′. Западнее, под покровом четвертичных отложений Локновское поднятие не прослеживается: верхний девон к северу сменяется средним, в котором поднятие из-за его однообразия не удается установить; оно обнаруживается только бурением, доведенным до кровли наровского горизонта. Единственным указанием на существование поднятия, по наблюдениям на поверхности, являлось заметное увеличение наклона слоев верхнего девона, отвечающее южному его крылу и принимаемое некоторыми авторами за региональный уступ или флексуру (упоминаемый ниже Псковско-Рижский структурный уступ). Такое увеличение наклона само по себе не дает еще оснований сделать вывод о наличии в его районе поднятия. Размеры же наблюдающегося поднятия в верхнем девоне не дают никакого представления о размерах погребенного поднятия, отражением которого является верхнедевонская структура. По отношению к поднятию фундамента ее свод смещен на северо-запад (Л. Б. Паасикиви).

Приведенные данные показывают, что общий план строения Эстон-

http://jurassic.ru/

ской ССР по отложениям нижнего палеозоя значительно отличается от охарактеризованного выше общего плана залегания девона.

В литературе, касающейся геологического строения Прибалтики, в особенности довоенной, имеется ряд указаний на существование здесь в девонских отложениях различных «валов» и «зон поднятий», но, не обоснованные фактическим материалом, почти все они давно опровергнуты. Составленная В. А. Котлуковым и Б. Б. Митгарц в 1949 г. структурная карта листа 0—35 миллионного масштаба показала, что и для построения остальных подобных «валов» и «зон» фактический материал отсутствует. В частности, не оправдалось и существование «Балтийского вала», проводившегося А. Эпиком через так называемый «Латвийский купол» Э. Крауса, на р. Гауйе, и далее через антиклинальный перегиб в районе между этим куполом и силурийским глинтом в Эстонской ССР, в центральной части которого кровля синих глин приподнята на 20—30 *м* по сравнению с ее положением в Таллине и в районе Нарвы. Этот подъем, по-видимому, отвечает поперечному перегибу Прибалтийской впадины, наблюдающемуся у юго-восточного угла Эстонской ССР и южнее.

Необоснованным надо считать и предположение о наличии в районе Алатскиви (недалеко от берега оз. Пейпси) поднятия кристаллического фундамента (Черейский, 1934) или последевонской пластовой интрузии (Эпик, 1940), основанное на обнаружении в буровой скважине названного пункта диабаза, вероятно, валуна, обвалившегося сверху и принятого за коренную породу [1]. Вместе с поднятием у Алатскиви исчезает и то слабое подобие основания, которым оно служило А. Эпику при проведении через него тектонической линии на Пярну и М. М. Тетяеву — для построения зоны поднятий, протянутой им от Алатскиви до Риги.

На смену этим валам в послевоенные годы некоторые авторы (Алексеев, 1947; Лиепиньш, 1950) стали показывать на своих тектонических схемах в различных частях Прибалтики структурные уступы (флексуры), иногда протяжением в сотни километров (Пярнуский, Псковско-Рижский и др.). Первый из названных авторов обосновывал уступы составленной им структурной картой со стратоизогипсами через 10 *м*. Однако при более близком знакомстве с фактическим материалом оказывается, что для построения уступов значительного протяжения в северной части Прибалтики в районе развития среднедевонских, силурийских и ордовикских отложений фактических данных не имеется (Кудрявцев, 1947, 1948; Котлуков и Митгарц, 1955).

Единственный уступ, но, по-видимому, не регионального, а местного значения, устанавливается по данным разведочных и эксплуатационных работ на кукерские горючие сланцы в районе Кохтла-Ярве. В. А. Котлуков и Б. Б. Митгарц указывают, что этот (Ахтмеский) уступ прослежен через сланцевые шахтные поля на расстояние более 12 *км* при ширине зоны нарушений в 250—500 *м* и амплитуде до 18 *м*. Его природа недостаточно ясна. В более поздних работах (Саломон и др., 1955) Ахтмеский уступ трактуется как зона сбросов с общей амплитудой 15 *м* при амплитуде отдельных сбросов до 5 *м*. Сбросы устанавливаются на основании бурения на горючие сланцы по сетке с расстоянием 500 *м* между скважинами. Амплитуда сбросов, встреченных в горных выработках, обычно не больше 1 *м*, но в Ахтме она превышает высоту забоя (т. е. более 2 *м*).

[1] Некоторые авторы продолжают считать, что в этой скважине встречена последевонская интрузия (Люткевич и Пейсик, 1957).

http://jurassic.ru/

Аналогичные зоны сбросов, по тем же данным, установлены в районе р. Кунда на восток от Раквере, в районе Вийвиконна на юго-востоке от г. Йыхви и в районе р. Нарвы. Протяжение их 15—23 *км* (Ахтме); простирание СВ 40—60°, причем смещаются то юго-восточное, то северо-западное их крылья. Так, в зоне сбросов Раквере смещено северо-западное крыло, в зоне Ахтме — юго-восточное; промежуток имеет, таким образом, характер горста. Зоной сбросов Вийвиконна смещено опять северо-западное крыло, и промежуток между нею и зоной Ахтме представляет грабен.

Интересно отметить, что на продолжении сбросов северо-восточного простирания расположен район пос. Выхма, в котором наблюдается сульфидное (свинцово-цинковое) оруденение. Можно предполагать, что оно связано со сбросами, и что, следовательно, хотя бы часть сбросов имеет глубокое заложение и значительное протяжение.

При изучении деталей геологического строения Эстонской ССР необходимо считаться с имевшим место участием в их создании деятельности мощных ледников, покрывавших ее в четвертичное время. Следы этого участия проявляются не только в образовании мелких складок (район Синих гор в северо-восточном углу Эстонской ССР), но и в существовании пологих надвигов. Такой надвиг можно отчетливо наблюдать в оболовых песчаниках, вскрытых в обрыве глинта в районе восточнее Ору. Несомненно, что надвиг был создан здесь движением льда по заполненной теперь четвертичными отложениями глубокой долине выпахивания (бурение не вскрыло в ней коренных пород на глубине 50 *м*), расположенной в 0,5—1 *км* восточнее, в сторону которой и падает надвиг под углом не свыше 15°.

В смежных с Эстонской ССР Ленинградской и Псковской областях бурением доказано существование псевдотектонических структур значительных размеров. Как показано В. А. Котлуковым и другими исследователями, к числу их относятся, например, резко выраженная антиклинальная складка у с. Котлы, обладающая падением крыльев до 40° и в длину достигающая почти 1 *км*, Гнилуховское поднятие длиною до 2,5 *км*, самое крупное из целой их серии, описанной Е. П. Брунс в районе к юго-западу от Пскова, а также Порховское поднятие в верхнем девоне, достигающее в длину свыше 15, а в ширину более 6 *км* при амплитуде в 20 *м* и наклоне крыльев, не превышающем 1—2°. Эти данные показывают, что гляциодислокации в северо-западной части Русской платформы, к которым, по всем данным, должны быть отнесены указанные псевдоструктуры, могут обладать очень большими размерами.

По своему геологическому строению и геологической истории Эстонская ССР ничем принципиально не отличается от смежных с нею Ленинградской и Псковской областей, поэтому сделанный только что вывод должен быть распространен и на нее. Это подтверждается данными бурения на Плявинясском поднятии на р. Даугаве, показавшими, что амплитуда его на глубине в несколько раз уменьшается по сравнению с поверхностью. Отнести это уменьшение возможно только на счет влияния какого-то экзогенного фактора, которым может быть, по-видимому, только давление мощного ледника.

При оценке деталей тектоники Прибалтики нужно иметь также в виду развитие в некоторых районах карстовых явлений, создающих провальные воронки и, по-видимому, могущих вызывать опускания и изгибы вышележащих слоев. Наличие этих и в особенности ледниковых псевдодислокаций во многих случаях не позволяет выяснить истинную

http://jurassic.ru/

природу наблюдающихся на поверхности того или другого рода нарушений залегания слоев, так как из приведенных выше данных следует, что ни угол наклона крыльев, ни размеры поднятий и их амплитуда на поверхности не являются достаточными критериями для надежного суждения об их природе.

Заслуживающие доверия сведения о деталях строения Эстонской ССР очень скудны и относятся главным образом к северной ее части, к тем лучше других обнаженным площадям, для которых в послевоенные годы были составлены с нефтепоисковыми целями структурно-геологические карты, а также к тем участкам, на которых производились разведочные работы на горючие сланцы.

Структурно-геологическая съемка в Эстонской ССР охватила лишь сравнительно небольшую площадь (около 2000 *км*^{2}) в районе гг. Кунда, Раквере и Тамсалу, не обнаружив других локальных структур, кроме структурных выступов («носов») различных размеров. Наоборот, даже отмечавшиеся ранее Э. Розенштейн довольно значительное поднятие и флексурные перегибы слоев вблизи с. Прюмли (район Тамсалу), как выяснено исследованиями Я. С. Никитина, в действительности отсутствуют, а наблюдения, на основании которых это поднятие устанавливалось, относятся, по-видимому, к ледниковым отторженцам, имеющимся в этом районе.

Наиболее крупным оказался структурный выступ, установленный съемкой к юго-востоку от Тамсалу, в районе Пандивереской возвышенности, через которую и проводился ранее вышеупомянутый Балтийский вал. Однако на север этот выступ не прослеживается, что не позволяет придавать ему региональное значение. Два других выступа — к юго-востоку от с. Ярва-Яани и к востоку от Кунда, у устья р. Пада, — обладают небольшими размерами, и их возникновение, возможно, обусловлено давлением ледника. В отношении выступа, приуроченного к долине р. Пада, это весьма вероятно, так как вдоль левого берега этой речки (на правом нет обнажений) наблюдается увеличение наклона слоев, которое могло возникнуть при движении льда по долине реки, давившего при этом на ее борта.

Несколько восточнее, на полпути между Раквере и Йыхви разведочными работами на сланцы установлено наличие локального поднятия, получившего название купол Сонда (Ульясте). Оно имеет не более 4 *км* в длину, 2,5 *км* в ширину, при амплитуде 20 *м*, и установлено бурением на глубину всего 20—30 *м*. По более глубоким горизонтам этот купол проверке не подвергался, и вопрос о действительной его природе (псевдотектонической или тектонической) остается открытым.

Такова в общих чертах тектоника Эстонской ССР, оказавшаяся, вопреки долго существовавшему мнению о чрезвычайной ее простоте, достаточно сложной. Она создавалась, как это видно на изложенных выше данных, на протяжении многих геологических периодов и целых геологических эр.

Заложение той структурной депрессии широтного и юго-западного простирания, на северном крыле которой расположена Эстонская ССР, произошло еще в самом начале палеозоя — в начале нижнего кембрия. Погружение дна бассейна происходило неравномерно: на востоке, за пределами Эстонии, гораздо более интенсивно, чем на западе, где местами за кембрийский период накопилось немногим больше 100 *м* (Выхма) песчано-глинистых осадков. Хотя в толще кембрия, а также между ним и ордовиком имеются перерывы, которые должны были сопровождаться

http://jurassic.ru/

более или менее значительным размывом уже отложенных осадков, различие в мощностях не может быть объяснено последним, так как оно наблюдается не только для всей толщи в целом, но и для отдельных ее горизонтов.

По-видимому, уже во время одного из общих подъемов района, которым отвечают упомянутые перерывы, и было заложено погребенное поднятие, обнаруженное бурением в районе Локно-Мынисте.

Малая мощность кембрия в Выхма (122,5 *м*), в Плявинясе и Бауска в Латвии (78,4 и 62 *м*), в Стонишкяй в районе Советска (28,5 *м*, по Л. Б. Паасикиви) и отсутствие его в Мынисте позволяют предполагать, не является ли ее сокращение по сравнению с более восточными районами общей особенностью разреза, свойственной полосе меридионального направления, проходящей через эти пункты. Это весьма вероятно, но наряду с тем несомненна и другая причина отсутствия кембрия в Мынисте — большой размыв, которому подверглись кембрийские отложения в додевонское время. Размыв этот вполне допустимо связывать не только с нижнедевонской эпохой, но и с силурийским периодом, так как осадки последнего на крыльях Эстонско-Латвийского вала неизвестны. Таким образом, вероятно, действовали обе причины, т. е. размыв и малое накопление осадков вследствие значительного подъема, испытанного данным участком земной коры еще в кембрии.

Однако нет доказательств, что кристаллический фундамент еще в кембрии или хотя бы в ордовике выступал из воды и подвергался размыву. На существование острова в ордовикском море указывает состав пород ордовика, содержащих в Локновских скважинах несколько больше терригенного материала, чем в Старой Руссе и в Порхове. Все-таки фациальные изменения выражены далеко не так отчетливо, чтобы говорить о влиянии поднятия с уверенностью; во всяком случае, никакого замещения известняков песчаниками не наблюдается.

В ордовикский период море равномерно покрывало всю остальную площадь Эстонской ССР, но в силурийский период прогибание западной ее части шло гораздо быстрее и было более длительным, чем на востоке, где за границами Эстонской ССР (а к концу периода, возможно, отчасти и в ее пределах) была суша.

В девоне продолжался рост поднятий, который доказывается более значительными углами наклона крыльев Локновского поднятия по наровским слоям, по сравнению с их наклоном по верхнему девону, свидетельствующему, что тектонические движения и формирование структур продолжалось и в последевонское время.

Колебательные движения значительной амплитуды происходили и происходят в четвертичный период, как это следует из большой мощности четвертичных морских отложений, частично охарактеризованных фаунистически (о-в Суур-Прангли в Финском заливе), и данных геоморфологии.

Некоторыми авторами давно указано на проявление в Прибалтике вулканической деятельности в последевонское время. А. Эпик и Н. Тамм (Öpik и Thamm, 1933) предполагали, что встреченный в буровой скважине в Алатскиви диабаз представляет пластовую интрузию девонского или последевонского возраста. Как отмечалось выше, этот диабаз в действительности, вероятно, представляет четвертичный валун, обвалившийся сверху, и, следовательно, ни в какой мере доказательством проявления позднего вулканизма служить не может. В качестве другого доказательства Б. А. Асаткин и В. В. Левыкин выдвигали признаки железного и

http://jurassic.ru/

свинцового оруденения по трещинам в девонских песчаниках на сланцевых рудниках в Ленинградской области. Свинцовое оруденение имеется также и в районе пос. Выхма в силурийских известняках и в других местах Эстонской ССР. Если эти оруденения могут быть связаны только с гидротермальными растворами, то наличие на глубине каких-то последевонских и послесилурийских интрузий должно быть признано доказанным.

Однако, если допустить возможность переноса металлов и холодными растворами, то указанные оруденения могут происходить также за счет металлоносности докембрийских интрузий и в этом случае доказывают лишь наличие в осадочной толще глубоких трещин, проникающих в фундамент. Таким образом, вопрос о проявлениях в Прибалтике палеозойского или более молодого вулканизма остается открытым.

http://jurassic.ru/

Глава шестая

ХАРАКТЕРИСТИКА МАГНИТНОГО ПОЛЯ ТЕРРИТОРИИ ЭСТОНСКОЙ ССР

КРАТКИЙ ОБЗОР МАГНИТОМЕТРИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Измерения абсолютных значений элементов земного магнетизма производились на территории Эстонской ССР еще до Первой мировой войны. Результаты измерений использовались для навигационных целей; измерения выполнялись в некоторых местах на островах и побережье Эстонии (Розенталь, 1914). В буржуазной Эстонии подобные работы начались в 1924 г. Абсолютные измерения производились на специальном немагнитном судне в территориальных водах Эстонии. В сотрудничестве с другими соседними государствами эти работы были проведены также и в других частях Балтийского моря (Gernet, 1928; Keränen, Odelsiö, 1926, 1927; Slaucitājs, 1930).

Начиная с 1926 г., магнитные абсолютные измерения производились и на территории Эстонии. Абсолютные значения элементов геомагнитного поля определялись всего в 213 пунктах, что составляет в среднем пункт на 225 $км^2$. В результате этой работы в 1936—1938 гг. были изданы карты изогон и изодинам вертикальной и горизонтальной составляющих магнитного поля.

В 1935—1936 гг. А. Гернет и Э. Дифферт произвели детальную съемку йыхвиской магнитной аномалии, в результате чего были выявлены два максимума ΔZ порядка 200 *мэ* (20 000 γ). Интерпретируя данные съемки йыхвиской аномалии, А. Линхольм-Линари пришел к выводу, что она вызвана телом магнетитовой железной руды на глубине около 270 *м* (Linholm, 1937). Это было подтверждено впоследствии результатами бурения, произведенного в 1937—1939 гг. на месте наибольших значений магнитного поля.

Первое обобщение данных о строении кристаллического основания территории Эстонии выполнил в 1939 г. А. Эпик, который использовал для этой цели магнитометрические данные (Öpik, 1939).

Новый этап магнитометрического исследования территории Эстонии начался после Великой Отечественной войны. В 1947 г. И. Кулль в результате обработки имеющихся данных абсолютных измерений дал аналитическое выражение нормального поля вертикальной составляющей для территории Эстонской ССР (Kull, 1947). В 1948 г. Институтом геологии АН ЭССР было организовано систематическое магнитометрическое изучение территории республики в виде относительной съемки ΔZ. Густота сети площадной съемки составляла примерно 1,5—2 пункта на 1 $км^2$ вместе с отдельными профилями и оказалась достаточной для вычисления элементов залегания возмущающих тел в первом приближении (Кулль, Юкскюла, 1948).

Довольно детальные площадные съемки ΔZ произведены в 1948—1950 гг. в центральной и юго-восточной частях Эстонии на площади около 2500 $км^2$. Результаты этих магнитных съемок и интерпретация маг-

http://jurassic.ru/

нитных аномалий представлены в отчетах и работах Юкскюла и Побул (1950) и Юкскюла (1951). Результаты работы этих лет обобщены Э. Побулом (Pobul, 1951).

В целях быстрейшего магнитного изучения территории Эстонии в течение 1951—1956 гг. производились главным образом совместные маршрутные магнитные и гравиметрические съемки. В настоящее время маршрутными съемками покрыта в основном вся территория Эстонии, а площадными в масштабе 1 : 25 000 — более 4000 *км*^{2}.

Институтом земного магнетизма (НИИЗМ) были проведены некоторые отдельные абсолютные измерения элементов геомагнитного поля на территории Эстонии. В 1952 г. на Рижском и Нарвском заливах выполнялась также аэромагнитная съемка.

МАГНИТНОЕ ПОЛЕ НА ТЕРРИТОРИИ ЭСТОНИИ

Территория Эстонской ССР, расположенная на южном склоне Балтийского щита, характеризуется довольно изменчивым магнитным полем и наличием большого количества локальных магнитных аномалий (рис. 72). Экстремальные значения Z_a, зафиксированные маршрутными и детальными площадными съемками, выявляются в пределах от —11 до + 200 *мэ*. Как известно, такая сложность и чередование магнитного поля свойственны областям, где древний фундамент выходит на дневную поверхность или залегает неглубоко.

На территории Эстонии имеют место различные типы магнитных аномалий. Наиболее распространено спокойное умеренное (от —2 до + 2 *мэ*) магнитное поле, которое служит как бы фоном для интенсивных магнитных аномалий разного типа. Часто магнитные аномалии образуют вытянутые полосы, а местами встречаются в виде беспорядочных аномальных образований, причем более крупные из них можно отнести к региональным аномалиям.

Региональные магнитные аномалии, обусловленные неоднородностью состава и магнитных свойств пород кристаллического фундамента, залегающих на значительной глубине, имеют большую протяженность (в несколько десятков или сотен километров).

На территории Эстонии встречаются следующие типы региональных магнитных аномалий (по классификации НИИЗМ):

1. Аномалии в виде полос длиной в сотни и шириной до нескольких десятков километров.

2. Аномалии в виде обширных площадей (в несколько тысяч квадратных километров) с повышенными или пониженными значениями аномального поля без четко выраженного направления простирания.

3. Аномальные области, где распространена совокупность локальных магнитных аномалий, занимающих значительную площадь.

Отнесение конкретных аномалий к какому-либо основному типу практически нелегко как по характеру, так и по величине аномалий. В таком случае выделяется переходный тип региональных аномалий.

Наибольшей положительной региональной магнитной аномалией полосового типа является широкая (примерно 40—50 *км*) аномальная полоса северо-западного простирания, проходящая через Центральную Эстонию. Эта полоса (длиной более 500 *км*) начинается от западной части Финского залива и простирается по линии г. Пальдиски—Тюри—Тарту—Печоры до г. Великие-Луки. В Северо-Западной

http://jurassic.ru/

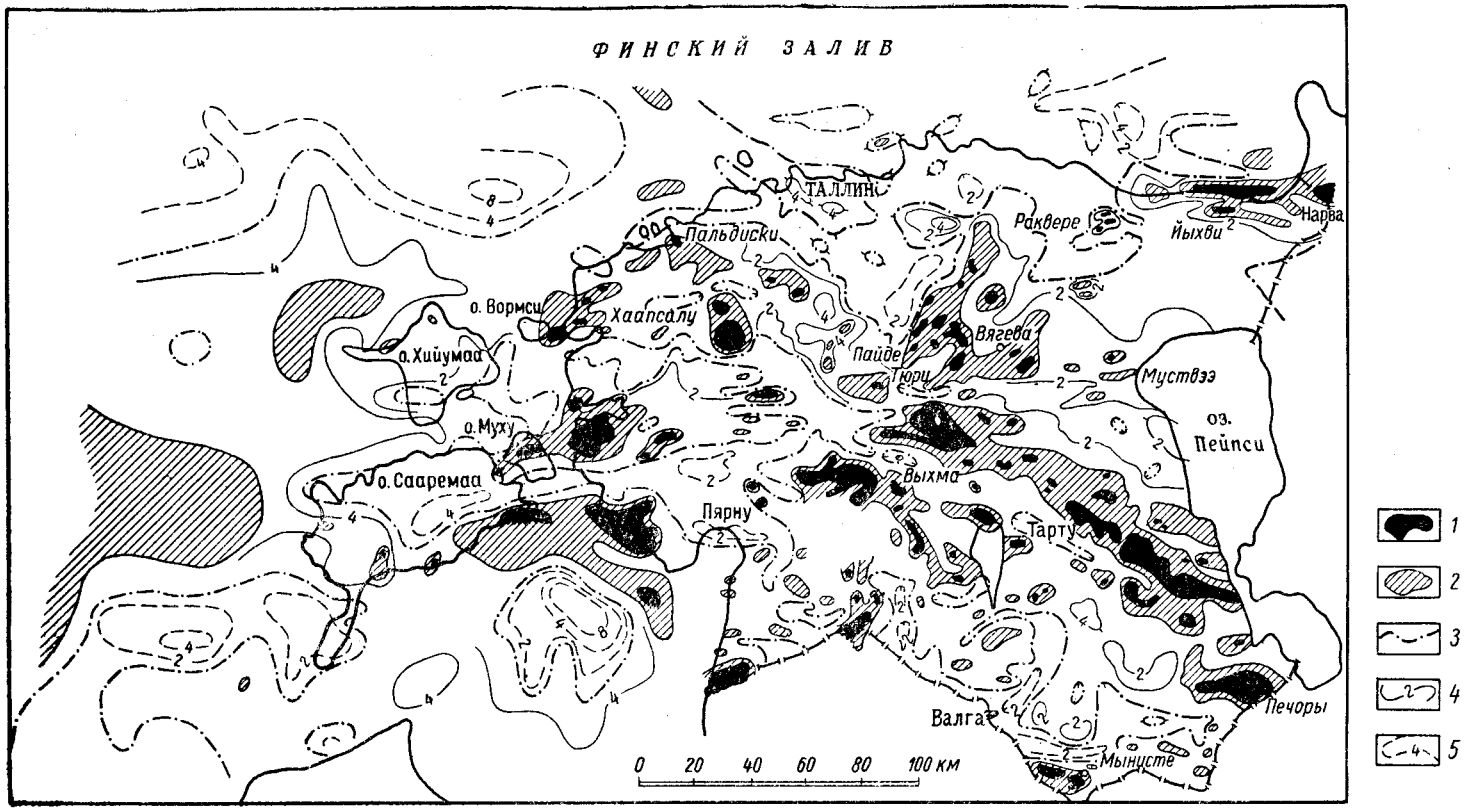


Рис. 72. Схема магнитных аномалий Эстонской ССР

1 — магнитные аномалии более +10 *мэ*; *2* — магнитные аномалии от +6 до +10 *мэ*; *3* — нулевые изодинамы; *4* — положительные изодинамы; *5* — отрицательные изодинамы

http://jurassic.ru/

Эстонии она выделяется несколько слабее, чем в Центральной и Юго-Восточной Эстонии.

Из числа других положительных магнитных аномалий полосового типа наиболее распространенными являются аномальные полосы субширотного направления. Особенностью субширотных магнитных полос является наличие в них большого количества интенсивных локальных аномалий.

Из субширотных полос наиболее длинной (примерно 400 *км*) является полоса на берегу Финского залива, начинающаяся от Балтийского моря и проходящая прерывисто через г. Таллин—Раквере—Йыхви—Нарва дальше до г. Ленинграда. Ширина субширотной полосы примерно 10—20 *км*. В западной части последней аномальные значения редко превышают + 6 *мэ*, в восточной части местами достигают + 20 *мэ* и более. В окрестности г. Йыхви обнаружена магнитная аномалия локального типа, достигающая + 200 *мэ*.

Другая, более длинная субширотная полоса магнитных аномалий начинается от Балтийского моря и, пройдя через пролив Соэла-Вяйн и о-в Муху, протягивается прерывисто до г. Тюри и дальше к северной части оз. Пейпси у г. Муствээ. Длина этой полосы более 250 *км*, ширина 20—30 *км*. Аномальные значения превышают + 10 *мэ* и более.

В Юго-Восточной Эстонии, на границе Латвийской ССР, встречается также полосовая аномалия субширотного направления, проходящая только частично в пределах Эстонской ССР. Аномальные значения достигают здесь местами более + 20 *мэ*. Пробуренная у Мынисте глубокая скважина обнаружила кристаллический фундамент на глубине 296 *м* от поверхности земли. Результаты интерпретации магнитных аномалий вблизи буровой скважины Мынисте хорошо совпадают с данными глубокого бурения. Есть основание предполагать, что упомянутая магнитная полоса маркирует северный край так называемого Локновского поднятия кристаллического фундамента.

В Эстонии встречаются также северо-восточные полосовые магнитные аномалии регионального значения. Крупнейшая из них протягивается от г. Раквере к г. Тюри и, очевидно, продолжается дальше до берега Рижского залива. Длина этой полосы более 100 *км*, ширина ее примерно 30 *км*. Аномальные значения здесь часто превышают + 10 *мэ*.

Менее отчетливо выявляются полосы северо-восточного простирания в Восточной Эстонии (в окрестности ст. Вягева) и в Западной Эстонии (на о-ве Сааремаа).

Второй тип региональных магнитных аномалий представлен в виде обширных площадей без четко выраженного простирания.

На Финском заливе и на его южном берегу находится обширное отрицательное магнитное поле, заходящее местами далеко на территорию Эстонии. Если бы снять на карте вышеописанные положительные магнитные аномалии, то территория Северной и Западной Эстонии характеризовалась бы огромным отрицательным полем на площади около 20 000 *км*^{2}.

Другая обширная площадь, размером около 4000 *км*^{2}, со слабым магнитным полем наблюдается вблизи оз. Пейпси. Большая часть пониженного поля находится вне территории Эстонии, распространяясь к востоку от оз. Пейпси. На территории Эстонии это положительное поле характеризуется очень слабым градиентом, редко превышающим несколько гамм на 1 *км*.

Наряду с описанным региональным пониженным полем в Эстонии встречаются участки повышенного поля, площадь которых составляет

http://jurassic.ru/

примерно 150—200 *км*² с аномальными значениями более + 10 *мэ*. Такие участки находятся преимущественно в местах пересечений положительных магнитных полос. Такие региональные аномалии малого протяжения находятся, например, в некоторых местах Западной Эстонии (у Виртсу, Варбла, может быть, у Кюбассааре и Вормси), в Центральной Эстонии (у Пилиствере и Каансоо) и в Юго-Восточной Эстонии (к северу от г. Печоры).

К третьему типу региональных магнитных аномалий можно отнести большую часть магнитного поля Центральной Эстонии.

Пересечения трех региональных полос различного простирания образуют весьма своеобразную картину магнитного поля Центральной Эстонии, которую можно рассматривать в целом как более или менее самостоятельную область мозаичного характера, занимающую площадь около 3000 *км*². Отдельные магнитные аномалии имеют различные формы и простирания; аномальные значения их достигают + 20 *мэ* и более.

Аналогичный облик магнитного поля наблюдается в Южной и Юго-Западной Эстонии, но с менее типичным мозаичным характером поля, чем в Центральной Эстонии.

На территории Эстонии изолированные локальные магнитные аномалии редко встречаются отдельно, в большинстве случаев они расположены группами, занимающими более или менее ограниченную площадь.

Значительная часть локальных аномалий имеет вытянутую форму, но встречаются также изометрические. В распространении локальных аномалий преобладает субширотное и северо-западное простирание, значительно реже выявляется северо-восточное. Поперечные размеры сильных локальных аномалий (более + 10 *мэ*) на территории Эстонии составляют не менее 1,5—2 *км*, но обычно их пределы 2—4 *км*. При наличии местных относительных максимумов расстояние между ними не менее 0,5—0,6 *км*. Горизонтальные градиенты Z для локальных аномалий имеют значение от 500 до 2000 *γ/км*, реже до 5000 *γ/км*, а для Йыхвиской аномалии (+ 20 000 *γ*), как исключение, 35 000—40 000 *γ/км*.

Отрицательные магнитные аномалии, окаймляющие положительные, имеют в большинстве случаев неправильные очертания. Самостоятельную роль играют упомянутые выше обширные отрицательные области регионального значения, а отдельные полосы и малые глубокие минимумы вблизи интенсивных положительных аномалий, очевидно, сопутствуют последним. В виде исключения встречаются и некоторые самостоятельные минимумы ограниченного распространения в спокойном магнитном поле, сущность которых пока еще не выяснена вследствие недостаточной густоты сети наблюдений в пределах этих явлений.

ПРИЧИНЫ МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ

По общепризнанной точке зрения на Русской платформе, в том числе и на территории Эстонии, магнитные аномалии обусловлены в основном неоднородностью магнитных свойств пород кристаллического фундамента и в некоторой степени рельефом последнего.

Магнитные свойства горных пород в Эстонии до сих пор не изучены, поэтому приходится пользоваться общими литературными данными. Некоторые геологические данные о глубине залегания и составе пород кристаллического основания территории Эстонии получены путем глубокого бурения в отдельных пунктах. Благодаря этому геофизические ис-

http://jurassic.ru/

следования имеют большое значение для выяснения особенностей строения кристаллического фундамента и распространения слагающих его пород.

О весьма интенсивной деятельности магматизма в виде интрузий в докембрии Эстонии свидетельствуют многочисленные магнитные аномалии различной формы и реже большие аномальные комплексы. Некоторые изометрические интенсивные магнитные аномалии, часто встречающиеся в Центральной Эстонии, обусловлены, по-видимому, основными интрузивными телами, состоящими преимущественно из габбро и родственных ему пород. Интрузивные тела, развитые в зонах тектонических контактов, нередко имеют жильные или дайковые формы. Об этом свидетельствуют некоторые узкие линейные магнитные аномалии вблизи границы обширных отрицательных или нормальных полей. Аномальные значения, градиенты, размеры магнитных аномалий, а также результаты интерпретации безусловно указывают, что большинство интенсивных возмущающих тел находится в верхних частях кристаллического основания и часто достигает поверхности его.

Интерпретация магнитных аномалий иногда указывает на значительные неровности рельефа кристаллического фундамента. Например, в Юго-Восточной Эстонии на основании магнитометрических исследований можно ограничить северо-западный край Локновского поднятия, где кристаллический фундамент находится на глубине 296 *м* от поверхности земли (скважина Мынисте), т. е. примерно на 600 *м* выше, чем это предполагалось.

Прямое соответствие максимумов Δg и ΔZ положительным элементам рельефа фундамента отмечается для упомянутого Локновского выступа. Приуроченность локальных изменений Δg и ΔZ к выступам в рельефе фундамента дала основание считать последние структурными элементами тектонического происхождения.

В некоторых случаях в Северной Эстонии наблюдается связь между поведением кривых ΔZ и рельефом маркирующего горизонта осадочных палеозойских пород. Например, в окрестности Ульясте известны два куполовидных поднятия в толще пород ордовика с амплитудой до 15 *м* (Reinvaldt, 1935). Распространено мнение, что такие незначительные нарушения в залегании осадочных пород являются нарушениями гляциального происхождения. Произведенной магниторазведкой в этом районе на местах указанных куполов обнаружены интенсивные магнитные аномалии порядка $+$ 2000 γ и более. Полное совпадение вершин и контуров куполовидных поднятий с магнитными аномалиями не оставляет сомнения в существовании взаимной связи между ними. Гляциальные нарушения затрагивают только верхние горизонты осадочных пород (практически немагнитных), и поэтому они не могут вызвать значительных аномалий. Следовательно, эти куполовидные поднятия ордовикских пород имеют тектоническое происхождение и являются, вероятно, структурами каледонского или более позднего возраста.

Одной из важных задач геофизики, в том числе и магнитометрии, является уточнение представления о глубинных структурах и тектонике кристаллического фундамента.

Как известно, в настоящее время остутствует общепризнанная корреляция древних складчатых систем Фенноскандии и Русской платформы. Поэтому вопрос о внутренних структурах кристаллического основания Эстонии является пока открытым.

http://jurassic.ru/

Глава седьмая

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

На многих вопросах геоморфологии Эстонии останавливался в своих работах Ф. Б. Шмидт. Он первым обратил внимание на закономерную волнистость рельефа поверхности дочетвертичных пород и собрал много ценного материала об озовых формах рельефа (Schmidt, 1854, 1858, 1865, 1884; Шмидт, 1883б, 1884 и др.). В его работах имеются также сведения о древних береговых формах рельефа, о карстопроявлениях (Schmidt, 1858, 1884), о долинах, и трактуются некоторые другие вопросы геоморфологии Эстонии.

В работах К. Гревингка впервые говорится о древних погребенных долинах на территории г. Тарту (Grewingk, 1886). Позднее они более подробно описываются Б. Доссом (Doss, 1906) и Л. Цюр Мюленом (1913). В последних двух работах впервые рассматриваются друмлины, расположенные севернее г. Тарту.

Особое значение имеют работы Х. Хаузена (Hausen, 1913a, 1913b). В первой из них помещена карта плейстоценовых образований Прибалтики, на которой показаны друмлины, холмисто-моренный рельеф, моренные равнины, озы, а также некоторые древние долины. Во второй работе много внимания уделено условиям образования форм рельефа и геологическому развитию территории Эстонии в четвертичном периоде.

Ю. Г. Гранэ (Granö, 1922) составлена обзорная карта ледниковых аккумулятивных форм рельефа Эстонии в масштабе 1 : 1 000 000, на которой детально показано распространение друмлинов, радиальных и маргинальных озов, конечно-моренных гряд и камов, холмисто-моренного рельефа и маргинальных древних долин.

Вопросы геоморфологического районирования затронуты и в работах А. Таммеканна (Tammekann, 1932), разделившего территорию Эстонии на две геоморфологические области — возвышенную и низинную; границей между ними является метахронная верхняя граница местных приледниковых озер. Значительно позже А. Таммеканн (Tammekann, 1949) дал характеристику дочетвертичного рельефа и влияния последнего на современный. Им же разработана схема распространения краевых образований Эстонии (Tammekann, 1938) и монографически описан Северо-Эстонский глинт (Tammekann, 1926, 1940a). Были опубликованы еще многие статьи по геоморфологии Эстонии.

В результате всех этих работ под руководством А. Таммеканна была составлена обзорная карта четвертичных отложений Эстонии, на которой показано много геоморфологических элементов.

С установлением советской власти в Эстонии в 1940 г. работы по изучению геоморфологии территории вступили в новый этап. Особенно расширились эти исследования в послевоенные годы. Э. Мэльсом (Jürgenson, Möls, 1946) была составлена схематическая геоморфологи-

http://jurassic.ru/

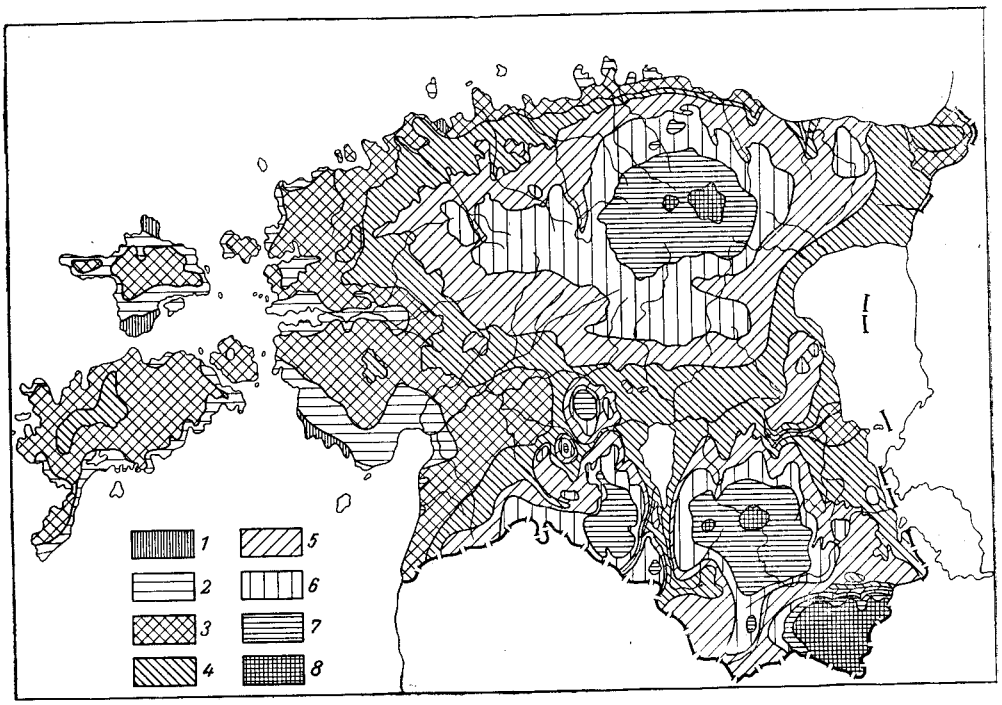


Рис. 73. Древний рельеф Эстонии

Высота относительно уровня современного моря: *1* — ниже —20 *м*; *2* — от —20 до 0 *м*; *3* — от 0 до 20 *м*; *4* — от 20 до 40 *м*; *5* — от 40 до 60 *м*; *6* — от 60 до 80 *м*; *7* — от 80 до 120 *м*; *8* — выше 120 *м*

ческая карта в масштабе 1 : 1 000 000, на которой, кроме ледниковых форм рельефа, показано также распространение древних береговых форм и останцовых возвышенностей коренных пород. В том же году Ленинградским геологическим управлением были составлены карта рельефа коренных пород (Е. И. Савинова) и геоморфологическая карта Эстонии (Е. И. Шашерова).

С основанием Академии наук ЭССР в 1946 г. геоморфологические исследования на территории Эстонии принимают более широкий размах. В составленной Институтом геологии АН ЭССР в 1953 г. обобщающей сводной работе по четвертичной геологии Эстонии дается и обзор геоморфологии территории республики. К работе приложены карты рельефа дочетвертичных пород и геоморфологическая карта. В последние годы исследования принимают все более целеустремленный и систематический характер. Много внимания было уделено изучению краевых образований последнего оледенения в Северной Эстонии и материковых дюн (Ряхни, 1957, 1958, 1960; Rähni, 1959), друмлинов (Орвику, 1957б, Orviku, 1957), Эльваской зандровой области (Pärna, 1958), ледниковых форм рельефа северной части возвышенности Сакала (Лыокене, 1959), береговых образований Балтийского ледникового озера (Пярна, 1958, 1960) и голоценовых стадий (анциловой, литориновой и лимниевой) Балтийского моря (Ряста, 1957; Кессел, 1960), карстопроявлений в Северной Эстонии (Хейнсалу, 1957, 1959а, 1959в; Heinsalu, 1959), долин (Каяк, 1959; Künnapuu, 1957).

http://jurassic.ru/

Вновь выполненные исследования по геоморфологии дали возможность выявить общие черты геоморфологического строения и развития территории Эстонии (Орвику, 1955, 1957в). Достигнутые в этой области результаты являются весьма ценными для инженерно-геологических изысканий и других исследований прикладного характера при решении задач, поставленных перед народным хозяйством Эстонии.

В геоморфологическом отношении территория Эстонии очень разнообразна, что обусловлено тем, что она в течение длительного времени подвергалась влиянию различных рельефообразующих процессов, следы работы которых в большей или меньшей мере сохранились и до настоящего времени. Хорошо прослеживаются крупные формы древнего рельефа, выработанные в коренных породах уже в дочетвертичное время. Они имели большое значение в дальнейшем развитии территории. Хорошо сохранились формы рельефа, связанные последним (валдайским) оледенением. Из голоценовых форм рельефа особое значение имеют те, происхождение которых связано с жизнью Балтийского моря, а также образовавшиеся под влиянием деятельности текучих вод, карста, эоловых процессов или связанные с развитием озер и болот. В распространении и развитии всех этих разнородных геоморфологических элементов установлены определенные закономерности.

Древний рельеф территории Эстонии — поверхность дочетвертичных пород — структурно-денудационный (рис. 73).

Крупными формами древнего рельефа являются платообразные возвышенности, простирающиеся вдоль выходов дочетвертичных пород, менее податливых воздействию денудационных процессов. Эти возвышенности ограничены на севере более или менее отчетливым уступом; южные склоны их пологие. Платообразные возвышенности отделены друг от друга низинами, образовавшимися вдоль выходов коренных пород, более легко разрушающихся под влиянием эрозии, выветривания и т. д. Такое чередование асимметричных плато и низин между ними вызвано не только различной устойчивостью пород, но и условиями их залегания. Вследствие имеющегося незначительного наклона слоев к югу и юго-востоку плато также слегка наклонены в ту же сторону, чем и обусловился куэстообразный характер древнего структурно-денудационного рельефа. Образовался этот древний рельеф в основном в дочетвертичное время, но его развитие продолжалось и в четвертичном периоде.

На территории Эстонии хорошо вырисовываются три возвышенности древнего рельефа (рис. 74): Северо-Эстонское (известняковое), Средне-Девонское (песчаниковое) и Верхне-Девонское (известняковое) плато. Эти плато перемежаются с низинами: предглинтовой Северо-Эстонской низменностью, Средне-Эстонской и Выру-Пиузаской.

Низина южного берега Финского залива образовалась в пределах выходов сравнительно легко эродируемых песчанистых и глинистых пород нижнего кембрия.

Северо-Эстонское плато занимает основную часть площади распространения твердых карбонатных пород ордовика и силура. В окрестностях Пандивере поверхность коренных пород на плато достигает 130 *м* над уровнем моря. Эта более возвышенная часть Северо-Эстонского плато называется Пандивереской возвышенностью. К востоку от последнего Северо-Эстонское плато быстро понижается, понижение наблюдается и в западном направлении. На севере границей плато является Северо-Эстонский глинт, абсолютная высота которого в современном рельефе достигает у Карула 65 *м*. Современный Северо-Эстонский

http://jurassic.ru/

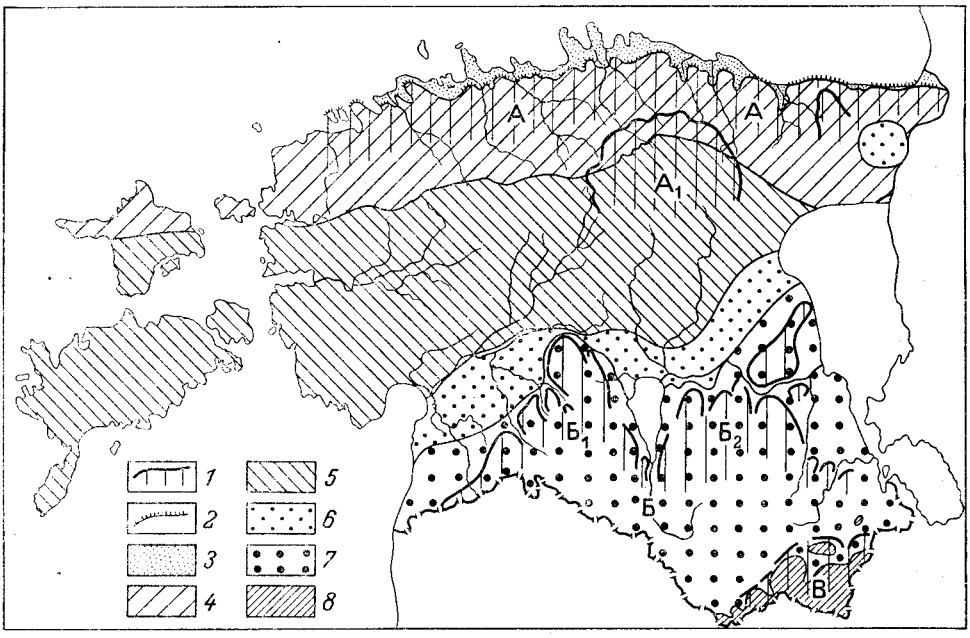


Рис. 74. Крупные формы древнего рельефа Эстонии

1 — платообразные возвышенности древнего рельефа: *А* — Северо-Эстонское плато, $А_1$ — возвышенность Пандивере; *Б* — Средне-Девонское плато, $Б_1$ — возвышенность Сакала, $Б_2$ — возвышенность Уганди; *В* — Верхне-Девонское плато; *2* — Северо-Эстонский глинт; *3* — песчаники и глины; *4* — известняки и доломиты ордовика; *5* — известняки и доломиты силура; *6* — песчаники, мергелистые доломиты и глины пярнуского и наровского горизонтов среднего девона; *7* — пестроцветная толща песчаников и глинистых отложений среднего и верхнего девона; *8* — известняки и доломиты верхнего девона (Орвику, 1955)

глинт представляет собой лишь часть северного, сравнительно крутого склона Северо-Эстонского плато, частично находящегося ниже современного уровня моря. В южном направлении плато полого спускается и переходит в Средне-Эстонскую низину, не имея с последней четкой границы.

В пределах Северо-Эстонского плато имеются древние долины, а также пластовые возвышенности и пластовые низины. Характерна и волнистость поверхности плато юго-восточного простирания. Эти более мелкие формы рельефа в значительной мере обусловливают расчлененность плато.

Древние эрозионные долины в пределах Северо-Эстонского плато еще мало изучены. Вдоль северного края плато они имеют в общем северо-западное направление, в своей устьевой части достигают глубины 100 *м* ниже уровня современного моря, как, например, древние долины Вяэна, Пуртсе и др. Этими древними долинами краевая часть плато расчленена на ряд больших или малых глинтовых полуостровов, выдвигающихся в северо-западном направлении. Древние долины обнаружены также и в других местах плато, например в области нижнего течения р. Казари и западнее ее, в пределах залива Матсалу и др. Глубина древних долин на Северо-Эстонском плато и в прилегающих низинах указывает на то, что развитие их произошло в условиях значительно более низкого положения базиса эрозии, чем в настоящее время.

Пластовые возвышенности на Северо-Эстонском плато выработаны в пределах распространения более устойчивых пород и как бы повторяют

http://jurassic.ru/

в миниатюре характерные черты строения Северо-Эстонского плато: они ограничены на севере более или менее четким уступом и спускаются полого в южном направлении. Пластовые возвышенности перемежаются пластовыми низинами, образовавшимися в пределах менее устойчивых коренных пород.

Пластовые возвышенности имеют небольшую относительную высоту — обычно не более 10 *м*; четвертичные отложения на них незначительной мощности или практически отсутствуют. В пределах же низин четвертичные образования имеют бо́льшую мощность и часто заболочены. Типичным примером пластовых возвышенностей являются возвышенности на выходе устойчивого среднеордовикского вазалеммаского известняка западнее г. Таллина. К северу от них распространяются низинные участки, образовавшиеся на выходах менее устойчивых известняков кейлаского горизонта. Пластовые возвышенности распространены также на выходах силурийских пород. Наиболее характерные из них образовались в пределах рифов (биогермов) яагарахуского горизонта, которые на востоке начинаются в окрестностях Кайсма и прослеживаются в западном направлении в северных частях островов Муху и Сааремаа.

На поверхности Северо-Эстонского плато встречаются и небольшие низкие пологие возвышенности юго-восточного направления, чередующиеся с пологими низинами такого же направления, указывающие на друмлинизированный характер рельефа древнего плато.

Средне-Девонское плато выработано на выходах пестроцветных песчанистых пород арукюлаского и буртниекского горизонтов среднего девона, которые в сравнении с нижележащими породами пярнуского и наровского горизонтов являются более устойчивыми. Это плато расчленено меридиональными эрозионными низинами на отдельные возвышенности. В пределах Эстонии такими возвышенностями являются Сакалаское и Угандиское плато, разделенные низиной оз. Выртсъярв и р. Вяйке-Эмайыги. Плато Сакала граничит на западе с низиной Рижского и Пярнуского заливов, плато Уганди — на востоке с низиной озер Пейпси (Чудского) и Пихква (Псковского). Между Северо-Эстонским плато и плато Сакала и Уганди расположена Средне-Эстонская низина, которая образовалась в основном в результате слияния расширенных северных частей упомянутых меридиональных низин.

С севера Средне-Девонское плато ограничено уступом, который наиболее четко прослеживается на плато Сакала. Абсолютная отметка поверхности девонских песчаников в краевой зоне плато около 50 *м*. По направлению к центральным частям плато абсолютная высота поверхности коренных пород постепенно увеличивается и на плато Сакала достигает 100 *м*, а на плато Уганди 120 *м*. Поверхность плато в общем равнинная. Плато расчленены сравнительно узкими, глубокими, крутосклонными долинами, которые частично или целиком заполнены четвертичными отложениями. Частью эти долины радиальные, например долина Кыпу на плато Сакала или долина Выханду на плато Уганди; частью же сквозные, например долина Вильянди на плато Сакала или долина Суур-Эмайыги на плато Уганди. Названные и некоторые другие долины выражены и в современном рельефе. Имеются и полностью погребенные долины. К их числу относятся хорошо изученные древние долины в пределах г. Тарту; глубина одной из них 40 *м* ниже уровня моря. Это указывает на развитие древних долин в пределах Средне-Девонского плато, так же как и в Северной Эстонии, в условиях более низкого положения базиса эрозии, чем в современную эпоху (Цюр Мюлен, 1913; Orviku, 1946).

http://jurassic.ru/

В юго-восточной части территории Эстонии возвышается Верхне-Девонское плато, граница которого в общих чертах совпадает с северной границей распространения верхнедевонских карбонатных пород. На севере плато ограничено уступом, бровка которого находится примерно на 40—60 *м* выше дна низины Выру-Пиуза, отделяющей рассматриваемое плато от Средне-Девонского. Поверхность коренных пород на Верхне-Девонском плато в пределах Эстонии достигает абсолютной высоты 160 *м*. Краевая зона плато расчленена глубокими древними долинами.

Описанные выше черты древнего рельефа сложились, как было уже отмечено, в дочетвертичное время и продолжали развиваться в четвертичном периоде. Однако основные черты его, выработанные в дочетвертичное время, сохранились до сих пор, в той или иной мере отражаясь в характере современного рельефа.

ФОРМЫ РЕЛЬЕФА ПОСЛЕДНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

Формы рельефа, обязанные своим происхождением деятельности материкового льда на территории Эстонии, имеют повсеместное распространение. Хорошо представлены лишь формы рельефа последнего (валдайского) оледенения. Они разнообразны и в их распределении намечаются некоторые закономерности.

Следы ледниковой эрозии — отполированные поверхности коренных пород и ледниковые шрамы — не образуют самостоятельных форм, но связаны с рельефом поверхности древнепалеозойских пород. Ф. Б. Шмидту (1883а) было известно более 100 мест в Северной Эстонии, где наблюдались ледниковые шрамы на поверхности силурийских и ордовикских пород. Им же были отмечены микроформы ледниковой эрозии, так называемые ледниковые язычки (Schmidt, 1865), которые позже были более детально описаны К. Орвику (Orviku, 1933b). По данным Р. Мянниля (1948), наиболее частое направление ледниковых шрамов в Эстонии — южное с отклонением на восток или запад в пределах 20°. Ледниковые шрамы имеют большей частью незначительную ширину и глубину. Местами, например в окрестностях Рохукюла, установлены борозды шириной в несколько дециметров и глубиной примерно в 10 *см*.

Ледниковой эрозией в коренных породах выработаны также друмлинообразные гряды различной величины, длинная ось которых указывает на направление движения ледника и имеющие часто крутой проксимальный склон.

На территории Эстонии известны примеры значительной экзарации материкового льда в виде гляциальных дислокаций в верхних слоях палеозойских, а также четвертичных отложений. Сюда относятся псевдонадвиговые структуры в карьерах по добыче сланца в Кюттейыуд (см. рис. 69), дислокации на правом склоне долины Суур-Эмайыги в г. Тарту и в районе г. Вильянди.

О значительной экзарации ледника говорят также отторженцы, распространенные в Эстонии, особенно между Нарвой и Вайвара. Так, крупные отторженцы из кембрийских и ордовикских пород образуют основную часть напорных конечных морен Вайвара-Синимяэд[1] (Orviku, 1926).

[1] По данным Управления геологии и охраны недр при СМ ЭССР (Стумбур, 1959), последние обусловлены тектоническим нарушением коренных пород.

http://jurassic.ru/

Отторженцовый характер имеют также ледниковые и водно-ледниковые отложения, составляющие напорную конечную морену в Куузику (Orviku, 1934a).

Формы ледниковой аккумуляции на территории Эстонии представлены моренными равнинами, холмисто-моренным рельефом и конечно-моренными грядами.

Моренные равнины характеризуются большей или меньшей волнистостью; в их пределах мощность морены обычно не превышает нескольких метров. Хорошо представлены моренные равнины на возвышенности Уганди в окрестностях г. Тарту, на возвышенности Сакала южнее Пайсту и т. д.

Типичный холмисто-моренный рельеф наблюдается в юго-восточной части Эстонии — на возвышенностях Хаанья и Отепя; местами он встречается на возвышенности Сакала, а также в ряде мест Северной Эстонии, в частности, в полосе Северо-Эстонских краевых образований.

Холмисто-моренный рельеф в Юго-Восточной Эстонии характеризуется скученностью холмов и бессточными ложбинами между ними. В последних часто находятся небольшие озера и болота. Относительная высота холмов достигает нескольких десятков метров. В строении холмисто-моренного рельефа участвует морена последнего оледенения, покрывающая водно-ледниковые отложения; здесь же имеет значительное распространение и более древняя фиолетово-серая морена. Пестрота форм рельефа и строения указывает на разнообразные условия их образования; этот рельеф образовался как под влиянием активного, так и в условиях мертвого льда. Холмисто-моренный рельеф в Хаанья и в Отепя рассматривается как образование, маркирующее расположение края ледника последнего оледенения. Типичным примером является холмистый рельеф в полосе краевых образований Карула, образовавшийся, вероятно, одновременно с северной частью холмисто-моренного рельефа Отепя.

В пределах краевых образований на склонах возвышенности Пандивере встречается местами также холмисто-моренный рельеф, но здесь холмы небольшие и занятая ими площадь незначительная. Небольшие площади такого рельефа наблюдаются и в других местах; их образование связано, вероятно, с мертвым льдом.

Конечно-моренные гряды местами выделяются в пределах холмисто-моренного рельефа; строение их еще мало изучено. Типичным примером являются «Синие горы» в Вайвара, представляющие конечную морену напора высотой до 30 *м*, в строении которой участвуют крупные отторженцы кембрийских и ордовикских пород (Orviku, 1926). Мореной напора является и конечная морена Куузику на возвышенности Сакала, относительная высота которой всего лишь 3—4 *м;* она состоит из круто наклонных гляциальных отложений (Orviku, 1935b). Прослеживание конечно-моренных гряд в Эстонии затруднено из-за их незначительной величины, кроме того, в пределах морских и озерных равнин их контуры значительно сглажены абразией, частью они покрыты морскими или озерными отложениями.

Эстония отличается широким распространением друмлинов — своеобразных форм рельефа, оказывавших наименьшее сопротивление движению и давлению наступавшего ледника (Орвику, 1957б; Orviku, 1957).

Самым крупным друмлиновым полем является Саадъярвское (Doss, 1906; Zur Mühlen, 1910, 1912), расположенное на пологом юго-восточном склоне возвышенности Пандивере. Здесь имеется много

http://jurassic.ru/

типичных друмлинов, из которых самые крупные достигают 10 *км* длины и 60 *м* высоты. В междрумлиновых ложбинах располагаются узкие длинные озера. Друмлины состоят из морены или чаще из более древних водно-ледниковых отложений, покрытых маломощным моренным покровом.

Остальные друмлиновые поля занимают значительно меньшую площадь с отдельными друмлинами длиной обычно 1—2 *км* и высотой не более 10 *м*. Ядро друмлинов состоит не только из четвертичных отложений, но и из коренных пород (Barkla, 1935; Orviku, 1935b). Расположение небольших друмлиновых полей относительно крупных форм указывает, что эти друмлины образовались в то время, когда мощность ледника уменьшилась настолько, что крупные формы древнего рельефа оказали существенное влияние на направление продвигающегося ледника. Это особенно хорошо заметно на плато Сакала и окаймляющих его друмлиновых полей — Сууре-Яани, Тарвасту и др. (Орвику, 1955, 1957б).

Водно-ледниковые формы рельефа в Эстонии представлены озами, зандровыми полями, приледниковыми дельтами и ложбинами стока ледниковых талых вод.

Наиболее детально изучены озы в пределах возвышенности Пандивере (Ряхни, 1957, 1960; Rähni, 1959). Особенно крупные озовые системы — между Ульясте и Кохила-Хагуди, где они имеют длину в несколько десятков километров. Одна из самых длинных озовых гряд начинается у Рымеда и продолжается через Поркуни до Оонурме.

Типичные озы в Эстонии имеют вид узких крутосклонных гряд длиной от нескольких сот метров до нескольких километров. Ширина их подошвы колеблется от нескольких десятков до нескольких сотен метров, а ширина гребня озов — от нескольких метров до нескольких десятков метров; в последнем случае вершина оза часто бывает ровной, платообразной. Высота озов колеблется от 10 до 20 *м*. В качестве крутосклонного оза с острым гребнем можно назвать гряды у Пайде, Тапа, Нээрути и др. Часто в пределах одной озовой гряды форма оза резко меняется, как и состав озов. Все они без исключения состоят из разнозернистых песков, гравия и галечников. В пределах озовых гряд или в непосредственной близости от них встречаются озовые воронки и ложбины, образование которых связано с термокарстовыми процессами. Озы часто располагаются в древних ложбинах и долинах (у Колуотса и др.). В основном они радиальные, но имеются и маргинальные. Строение последних недостаточно изучено; часто нет ясности относительно соотношений маргинальных озов и конечных морен (гряда Ристи—Паливере и др.).

Озы в некоторой части преобразованы абразией, сглажены и покрыты озерными, или морскими отложениями (в окрестностях г. Хаапсалу, на о-ве Вормси и в других местах).

Значительное распространение в Эстонии имеют зандровые поля и приледниковые дельты. Зандровые поля или водно-ледниковые равнины сложены разнозернистыми отложениями и характеризуют краевые полосы ледника, например в Карула (Каяк, 1953). Значительное распространение они имеют в южной части возвышенности Отепя, но еще большее — между Кунда и Таллином, где частично расположены на предглинтовой равнине и на краю Северо-Эстонского плато. В систему этих зандровых полей входит и песчано-гравийная дельтовая равнина Нымме-Саку.

В Эстонии встречаются долинно-зандровые образования, в частности, в пределах долин Суур-Эмайыги и Вяйке-Эмайыги (Каяк, 1959), а также в пределах древней долины Выру.

http://jurassic.ru/

Долины стока талых ледниковых вод прослеживаются на территории республики во многих местах. Большинство из них является ложбинами стока, образовавшимися уже в дочетвертичное время, причем талые ледниковые воды их использовали и моделировали.

Ложбины стока подледниковых талых вод еще слабо изучены. Таковыми считают часто глубокие, крутосклонные долины, прорезывающие краевые части плато в Южной Эстонии.

Приледниковые долины, по которым стекали талые воды перед краем ледника, изучены лучше. Из приледникового озера, существовавшего в позднеледниковое время в области современных озер Пейпси и Пихква, воды текли по долине Суур-Эмайыги в западном направлении в бассейн оз. Выртсъярв, а отсюда направлялись по долине Вяйке-Эмайыги к югу и по долине Вильянди к западу. В настоящее время сток вод по этим долинам происходит в противоположном направлении. Большинство таких приледниковых долин является древними, их образование началось уже в дочетвертичное время, по меньшей мере ранее последнего оледенения. Об этом свидетельствуют залегающие в пределах долин морена, водно-ледниковые отложения, ленточные глины, следы напора ледника на склонах долин, а также друмлиновидные гряды на дне долин.

Озерно-ледниковые формы рельефа представлены камами, а также равнинами и береговыми образованиями приледниковых озер.

Камовый рельеф встречается в Эстонии во многих местах, но на сравнительно небольших площадях. Для него характерно скопление сравнительно крутосклонных холмов, относительная высота которых достигает 20 *м*; между холмами расположены бессточные ложбины и котловины, образование которых во многих случаях связано с термокарстовым процессом. Состоят камы из слоистых песков и супесей, реже встречаются суглинки. Часто камовый рельеф тесно связан с озовыми системами, а также с холмисто-моренным рельефом, что в некоторых случаях затрудняет проведение четкой границы между первыми и вторыми. Примером характерного камового рельефа являются Кайуские камы, расположенные на западном склоне низины озер Пейпси и Пихква, а также — у Лоотвина, Сельгузе, Авинурме, Куртна. Сравнительно много камов находится также в пределах Северо-Эстонских краевых образований на северном и северо-западном склонах возвышенности Пандивере, например у Нээрути, Лообу, Палукюла, Таарамяэ, Воозе, Койтъярве и др.

В Эстонии распространены равнины местных приледниковых озер, образованные деятельностью вод последних. Береговые формы встречаются реже (Лыокене, 1959), что объясняется кратковременностью существования приледниковых озер. К равнинам этих озер относятся более низкие участки территории, где покровными отложениями являются ленточные глины или их более мелководные аналоги — суглинки и супеси. Такие равнины распространены к северу и западу от возвышенности Пандивере и в низинах озер Пейпси, Пихква и Выртсъярв. Они частично преобразованы в более молодые озерные или болотные равнины.

Распространение и уровень вод разновозрастных местных приледниковых озер в Эстонии еще недостаточно выяснены. Х. Хаузен (Hausen, 1913b) считает наиболее древними те приледниковые озера, которые образовались в бассейне оз. Пихква и максимальный уровень которых лежал примерно на 45 *м* выше современного уровня этого озера. В. Рамзей (Ramsay, 1929) выделил в Северной Эстонии четыре уровня воды разновозрастных стадий эстонского приледникового озера; максимальный уровень в этом озере в окрестностях Ийзаку был около 90 *м*. К. Пярна

http://jurassic.ru/

(1960) считает максимальной высоту уровня приледникового озера A_1 на северо-западном склоне возвышенности Пандивере, равную около 85 *м*; эта высота, по его мнению, соответствует уровню воды четвертой стадии эстонского приледникового озера (по Рамзею). По В. Рамзею и К. Пярна, в Северо-Западной Эстонии уровень вод местных приледниковых озер понизился, по меньшей мере, до абсолютной высоты в 40 *м* (Нымме-Мяннику).

Вопросами динамики и режима ледника в течение того отрезка позднеледникового времени, когда территория освобождалась от покрова льда, интересовались многие исследователи, которыми был высказан ряд предположений.

В работах Х. Хаузена (Hausen, 1913b), В. Рамзея (Ramsay, 1929), А. Таммеканна (Tammekann, 1938, 1940b), К. Пярна (1960), Э. Ряхни (Rähni, 1959a, Ряхни, 1960) отмечается, что исчезновение ледникового покрова происходило неравномерно, и в определенные этапы здесь сформировались полосы краевых образований. К ним сейчас условно относят полосы краевых образований Хаанья на возвышенности того же названия, Отепя на возвышенности Уганди и Карула того же времени. В качестве третьей полосы выделяют Североэстонские краевые образования, расположенные в основном на северном и западном склонах возвышенности Пандивере, и краевые образования северо-запада Эстонии — самые молодые на территории Эстонии.

Распространение всех форм рельефа последнего оледенения на территории Эстонии подчинено определенной закономерности (рис. 75), обусловленной, с одной стороны, характером динамики и режима ледника, с другой стороны, древним рельефом. Это позволяет провести районирование территории на основании распространения форм рельефа последнего оледенения на три зоны (Granö, 1922): холмисто-моренного рельефа, друмлиновых полей и равнин с краевыми образованиями и озовыми системами.

На основании распространения местных приледниковых озер А. Таммеканн (Tammekann, 1933) подразделил территорию Эстонии на две части, значительно отличающиеся друг от друга по своему геологическому развитию в период после освобождения их от покрова льда: на возвышенную и низинную Эстонию. Границей между ними принято считать высшую границу уровня вод местных приледниковых озер, которая является метахронной.

Из форм рельефа неманского века, кроме последнего оледенения, на территории Эстонии встречаются формы рельефа Балтийского ледникового озера, образовавшиеся здесь в конце позднеледникового времени. Береговые формы рельефа озера хорошо прослеживаемые на северном и северо-западном склонах возвышенности Пандивере, а также вдоль северного и северо-западного склонов возвышенности Сакала на пяти разновозрастных уровнях (Пярна, 1960), из которых самые древние достигают высоты 70 *м* выше уровня моря. Близ южной границы Эстонии максимальная высота береговой линии Балтийского ледникового озера около 30 *м*.

Более характерно представлены и широко распространены береговые формы рельефа Балтийского ледникового озера, которые К. Пярна обозначает как B_3 и соответствующий уровень в Эстонии называет опорным. Максимальная высота таких береговых форм рельефа на северо-западном склоне возвышенности Пандивере — в окрестностях Варбола, Сутлема, Хагери — достигает примерно 65 *м*; представлены они абразион-

http://jurassic.ru/

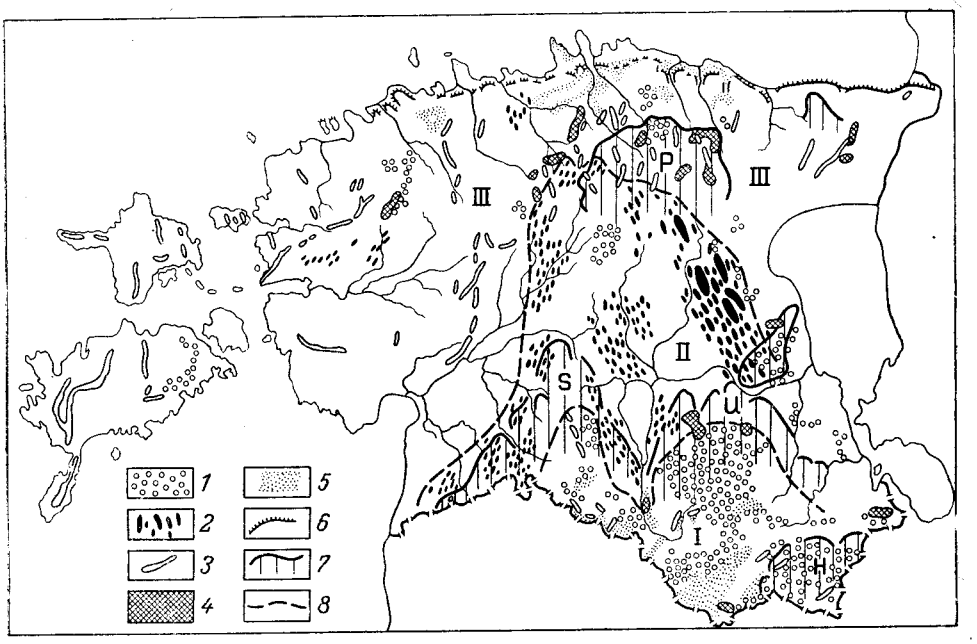


Рис. 75. Геоморфологическое районирование форм рельефа материкового льда последнего оледенения в Эстонии

I — зона распространения холмисто-моренного рельефа; *II* — зона распространения друмлиновых полей; *III* — зона распространения краевых образований и озов; *1* — холмисто-моренный рельеф; *2* — друмлиновые поля; *3* — краевые образования и озы; *4* — камовый рельеф; *5* — зандровые поля; *6* — Северо-Эстонский глинт; *7* — возвышенности древнего рельефа (P — Пандивере; S — Сакала; U — Уганди; H — Хаанья); *8* — границы зон ледниковых форм рельефа (Орвику, 1955)

ными уступами, береговыми валами, скоплением валунов, местами береговыми дюнами. На северном и северо-западном склонах возвышенности Сакала Э. Лыокене (1959) выделяет три системы береговых форм рельефа Балтийского ледникового озера, из которых самая древняя серия с уровнем воды вышеупомянутого озера находятся на высоте 46—41 *м* выше уровня моря.

Балтийское ледниковое озеро в пределах Эстонии было трансгрессивным и его воды покрыли территорию, до этого уже освободившуюся от покрова местных приледниковых вод. После отступания озера сушей стала широкая полоса на северо-западе Эстонии, образующая теперь до максимальной высоты береговых форм рельефа анцилового озера террасу или равнину Балтийского ледникового озера, в пределах которой более высокие абразионные участки чередуются с аккумулятивными.

ФОРМЫ РЕЛЬЕФА ГОЛОЦЕНОВОГО ВОЗРАСТА

Геоморфологическое развитие территории Эстонии в балтийском веке происходило под влиянием деятельности целого ряда геологических процессов; соответственно этому здесь можно встретить различные генетические типы форм рельефа, образование которых связано с балтийским веком: здесь распространены формы рельефа, образовавшиеся под влиянием деятельности моря, озер, текучих и подземных вод, в результате развития болот, эоловые, гравитационные.

В низинной части Эстонии в течение балтийского века особое значение имела деятельность вод Балтийского бассейна. До

http://jurassic.ru/

сих пор еще не достаточно выяснен характер и распространение форм рельефа иольдиевого моря. Деятельность анцилового озера и литоринового моря (в широком смысле слова) установлены во многих местах Северной и Западной Эстонии. Под влиянием деятельности этих вод образовались береговые формы рельефа в виде абразионных уступов, береговых валов, кос и пересыпей, скопления валунов, а также более или менее широкие абразионные и аккумулятивные равнины или террасы.

Абразионные уступы в Эстонии выработались как в коренных породах, так и в четвертичных отложениях. В коренных породах они выработаны в основном в крутых склонах разных возвышенностей древнего рельефа; в качестве примера можно назвать северный уступ Северо-Эстонского плато (см. рис. 78). Образовались они также в более крутых склонах пластовых возвышенностей, хорошо прослеживаются, например, в пределах биогермов яагарахуского горизонта в Западной Эстонии и на о-вах Муху и Сааремаа (Luha, 1927, 1928, 1937 и др., Aaloe, 1958).

Древние абразионные уступы в рыхлых четвертичных отложениях полностью покрыты чехлом осыпей и поэтому в современном рельефе прослеживаются в виде более или менее крутых склонов. Встречаются они, например, на п-ове Тыстамаа, вдоль побережья Пярнуского залива южнее Пярну, на п-ове Сырве, на о-ве Сааремаа и т. д. Обычно эти уступы имеют высоту в несколько метров, редко более 10 *м*; их протяженность небольшая.

Абразионная деятельность вод Балтийского моря не всегда обусловливала образование уступов, но ограничивалась на возвышенностях и их более пологих склонах обработкой верхней части обнажающихся отложений, в частности морены. Последняя на абразионных террасах и склонах сверху перекрыта маломощным слоем перемытой морены и характеризуется значительным скоплением эрратических валунов.

Береговые валы, косы и пересыпи там, где они образовались в условиях наступающего озера или моря, имеют высоту в несколько метров. Примером этого являются береговые валы — пересыпи анцилового озера в Крооди и Иру, где мощность галечника и гравия, слагающих валы, достигает 6—8 *м*. Обыкновенно высота береговых валов не более 1—2 *м* (см. рис. 79). Во многих случаях они образуют широкие аккумулятивные террасы с наклоном в сторону моря, в пределах которых хорошо прослеживается большое число отдельных береговых валов; из них каждый более молодой залегает на меньшей абсолютной высоте, чем предыдущий. Это свидетельствует о постепенном понижении уровня водного бассейна вследствие неотектонического поднятия. Соответствующих примеров можно привести много, например западное побережье о-ва Вормси, о-в Осмуссаар, западное побережье Сааремаа и Каугатума и др.

Так как рельеф Северной и Западной Эстонии равнинный, то во многих случаях отчетливые геоморфологические формы берега не выработались. Это затрудняет прослеживание древних береговых линий в природе.

Исследованиями выяснено пять разновозрастных систем береговых форм рельефа анцилового озера (рис. 76), из которых наиболее характерно и широко представлены самые древние формы, залегающие выше других (Kents, 1938; Ряста, 1957). По данным П. Кентса, максимальная высота самой древней и высокой береговой линии анцилового озера (A_1) установлена на п-ове Кыпу (на крайнем северо-западе Эстонии) — 45 *м*. Вследствие убывания интенсивности неотектонического поднятия суши в юго-восточном направлении та же береговая линия в окрестностях г. Нарвы имеет высоту 13 *м*, а на побережье Рижского залива близ юж-

http://jurassic.ru/

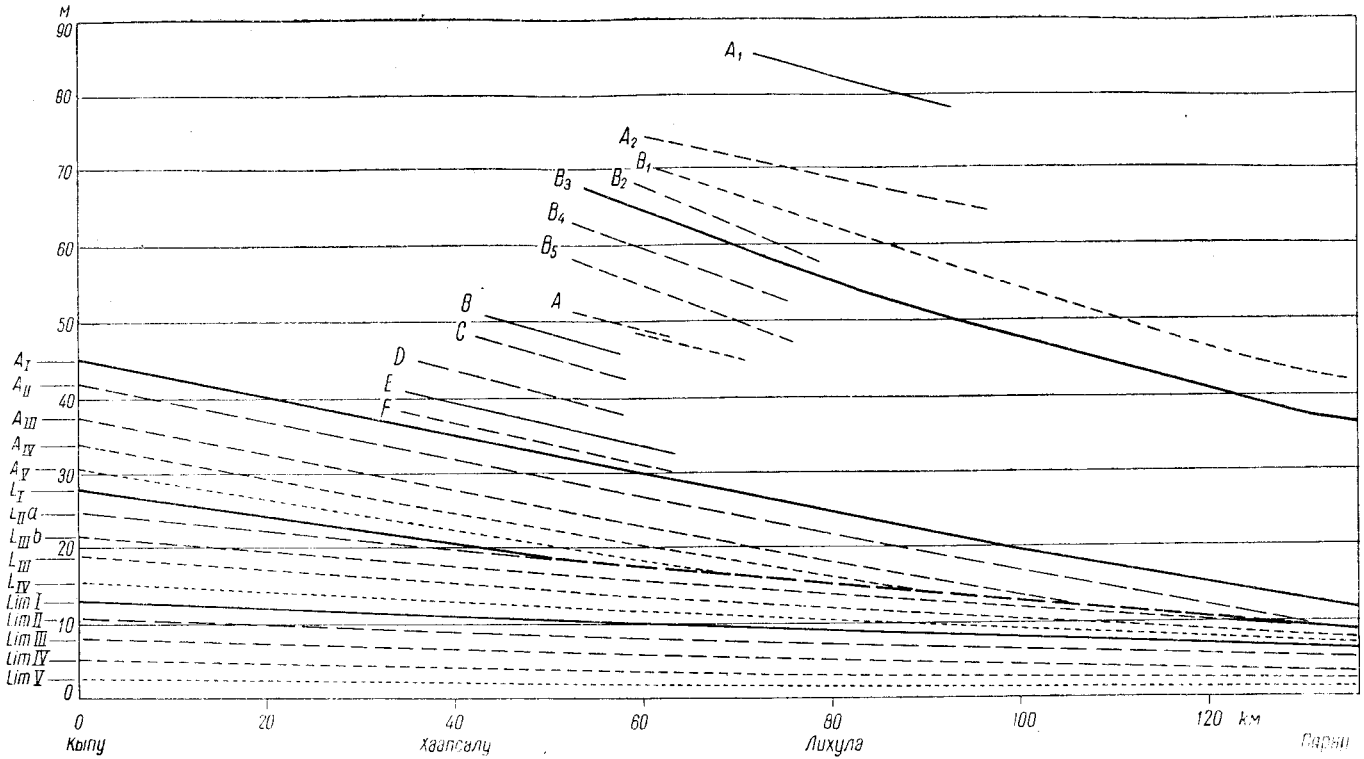


Рис. 76. Диаграмма неотектонического поднятия древних береговых линий Балтийского моря в Эстонии (по данным П. Кентса, К. Пярна и Х. Кессел)

$A_{1,2}$ — уровни местных приледниковых озер; B_{1-5} — уровни балтийского ледникового озера; A—F — уровни ? иольдиевого моря; A_{I-V} — уровни анцилового озера; L_{I-IV} — уровни литоринового моря; Lim_{I-V} — уровни лимниевого моря

http://jurassic.ru/

ной границы Эстонии — лишь 5—6 *м*. Всю равнинную полосу, которая ограничена с одной стороны с верхней границей анцилового озера, с другой стороны с верхней границей литоринового моря, можно рассматривать как равнину, или террасу анцилового озера, подразделяющуюся на абразионные и аккумулятивные участки. Необходимо иметь в виду, что в пределах этой полосы позже образовались значительной величины болотные, а местами также озерные и аллювиальные равнины.

Деятельностью литоринового моря (в узком смысле) выработано пять разновозрастных систем береговых форм рельефа (см. рис. 76), которые в Эстонии впервые были установлены исследованиями П. Кентса. По его данным, наиболее высокими литориновыми береговыми формами рельефа являются самые древние (L_I) в Северо-Западной Эстонии (максимальная высота 27 *м*), а в остальных частях — следующие за ними (L_{II}). Таким образом, наиболее высокие формы рельефа литоринового моря в Эстонии являются метахронными. Береговые формы рельефа как L_I, так и L_{II}, образовались в условиях трансгрессии литоринового моря; они более четко выражены и встречаются чаще, чем остальные формы, образовавшиеся в условиях отступающего моря, что обусловлено продолжающимся неотектоническим поднятием земной коры. Всю равнинную полосу, которая с одной стороны ограничена с метахронной верхней границей литоринового моря, а с другой стороны — верхней границей лимниевого моря, можно рассматривать как равнину, или террасу литоринового моря.

Пять разновозрастных систем береговых форм рельефа образовались под влиянием деятельности лимниевого моря (см. рис. 76). По данным П. Кентса, самые высокие из них на п-ове Кыпу находятся на высоте 13 *м*, а на берегу Рижского залива они приближаются к уровню современного моря. Равнинная полоса от верхней границы лимниевого моря до современного морского берега представляет собой равнину или террасу лимниевого моря.

Х. Кессел (Ряста, 1957; Кессел, 1959) выделяет береговые формы рельефа мидиевого моря как самые молодые, высота которых на северо-западе находится на 1—2 *м* выше уровня моря.

Кроме озерных равнин, образовавшихся в Эстонии в позднеледниковое время неманского века вследствие понижения уровня местных приледниковых озер и Балтийского ледникового озера, и озерной равнины, сформировавшегося в нижнебалтийское время, вследствие понижения уровня анцилового озера, имеется ряд значительно меньших *озерных равнин*, образование которых связано с понижением уровня вод внутренних водоемов — озер.

В Эстонии в настоящее время насчитывается более 1600 озер, в большинстве случаев небольших. В течение всего балтийского века происходило осадконакопление в озерах, их зарастание; ряд озер исчезал вследствие того, что их воды вытекали из-за вреза долин в запруживающие формы рельефа. В результате всего этого количество озер и их размеры в течение балтийского века подверглись постоянному изменению, и на месте бывших озер образовались или озерные, или болотные равнины.

Для примера можно привести озерную равнину Корва-лухт южнее Сангасте, в пределах которой еще в начале балтийского века существовало озеро. В Северной Эстонии можно назвать озерную равнину Кунда южнее г. Кунда (Grewingk, 1882; Thomson, 1929a; Orviku, 1948). Здесь в глинтовой бухте в нижнебалтийское время существовало озеро, запруженное на севере озом и береговым валом. Это реликтовое озеро просу-

http://jurassic.ru/

ществовало до начала среднебалтийского времени, когда воды, текущие через запруживающий его вал, прорвали последний и стекли; дно озера с тех пор существует в виде озерной равнины.

Своеобразный характер носило образование озерной равнины Выртсъярв в низине Выртсъярв (Hausen, 1913b; Zur Mühlen, 1918; Ramsay, 1929; Орвику, 1958). В конце неманского века в низине Выртсъярв существовало приледниковое озеро (см. рис, 84, I), куда воды текли с востока по древней долине Суур-Эмайыги, вытекали же отчасти в южном направлении по древней долине Вяйке-Эмайыги и в западном направлении по древней долине Вильянди. К началу балтийского века уровень этого озера значительно понизился, размеры его уменьшились, прекратился сток в южном направлении, в западном также постепенно стал слабее и, наконец, совсем прекратился. Прекращение стока в западном направлении и отсутствие его в восточном, как это имеет место в настоящее время, обусловило образование во второй половине нижнебалтийского века в низине Выртсъярв крупного оз. Суур-Выртсъярв, площадь которого значительно превышала площадь современного оз. Выртсъярв. Лишь в начале среднебалтийского времени образовался сток из озера Суур-Выртсъярв в восточном направлении, по долине Суур-Эмайыги, что привело к значительному понижению уровня воды и уменьшению размеров озера — из-под вод озера освободились обширные равнинные участки, которые частично сохранились и до настоящего времени как озерная равнина, в большей же своей части были преобразованы в болотные равнины.

Болотные равнины занимают около 16% всей территории республики (Вебер и др., 1957). Более половины их являются равнинами низинных болот, около 37% — равнинами верховых болот, и около 9% — равнинами переходных болот (Вебер и др., 1957). Интенсивное развитие равнин низинных болот в Эстонии началось во второй половине нижнебалтийского времени, равнин верховых болот — в начале среднебалтийского времени. Время образования новых болотных равнин, как и геологическое развитие тех или других частей территории, неодинаковое. На развитие болотных равнин оказала значительное влияние различная интенсивность неотектонического поднятия земной коры. На северо-западе, где это поднятие было бóльшим, развитие равнин низинных болот сравнительно быстро прекратилось и сменилось развитием верховых болот. На юго-востоке развитие низинных болот могло продолжаться более длительное время вследствие постоянного медленного поднятия уровня грунтовых вод.

Соответственно геоморфологическим и литологическим особенностям и разному геологическому развитию тех или других районов Эстонии распространение болотных равнин совершалось по разному (Орвику, 1955; Вебер и др., 1957). В возвышенной Эстонии, где природные условия стока вод сравнительно хорошие и рельеф частью холмистый, крупных болотных равнин мало и очень много небольших. Общая площадь болотных равнин незначительная. Исключением является южный склон возвышенности Пандивере, где широкое распространение этих равнин объясняется тем, что на этом склоне вытекают подземные воды, способствующие развитию болотных равнин как и на западном и восточном склонах возвышенности.

Небольшим распространением болотные равнины пользуются на островах Западно-Эстонского архипелага, а также на западном и северо-западном побережье Эстонии ниже максимальной границы лимниевого

http://jurassic.ru/

моря; одна из причин этого заключается в том, что здесь мы имеем дело с территорией, которая существовала в виде суши лишь сравнительно короткое время.

В остальной, большей части низинной Эстонии находится много крупных болотных равнин — на Западно-Эстонской равнине, в низине севернее оз. Пейпси и по нижнему течению р. Суур-Эмайыги, в низине оз. Выртсъярв. Они занимают здесь до 30% всей территории. Болотные равнины часто распространяются в поймах более крупных долин, например, в долине Суур-Эмайыги, в нижнем течении долины Вяйке-Эмайыги, в долине Вильянди и др.

На развитие долин в балтийском веке оказали существенное влияние древний рельеф, ранее образовавшиеся отложения, а также неотектоническое поднятие территории. Соотношение этих явлений разное в различных частях Эстонии, чем объясняется большое разнообразие в строении и развитии здесь долин в балтийском веке.

В Эстонии много небольших сравнительно маловодных рек и ручейков, длина которых только в отдельных случаях превышает 100 *км*. Ввиду равнинного рельефа, отсутствия значительных относительных высот долины рек в течение короткого балтийского века успели слабо развиться.

В низинной, а частью и в возвышенной частях, где рельеф характеризуется равнинностью, но где все-таки имеются широкие возможности для возникновения местных базисов эрозии, реки сильно меандрируют по широким ложбинам стока, которые часто мало напоминают долины. Некоторые из этих ложбин, вероятно, являются древними, видоизмененными в результате деятельности ледников. Так как на дне этих ложбин при весенних паводках накопляются аллювиальные отложения, они могут быть выделены как аллювиальные равнины.

Реки, спускающиеся по более крутому рельефу, вырабатывают более глубокие долины, в частности, в краевых частях Северо-Эстонского, Средне-Девонского и Верхне-Девонского плато.

Для долин рек, текущих по Северо-Эстонскому плато в северном и северо-западном направлениях, характерны сравнительно слабая выработанность и пологость профиля реки в пределах плато. Только на расстоянии нескольких километров к югу от края Северо-Эстонского глинта долины становятся более глубокими и узкими, чаще встречаются обрывистые склоны долин в коренных породах. Профиль реки становится более крутым. При прорыве приглинтового участка плато долины имеют уже характер каньона, который сохраняется в основном до впадения долин в море. В этой части профиль реки наиболее крутой. Такой характер изменения долин прослеживается у рек Сытке, Пуртсе, Пирита и др. В некоторых случаях узкие долины врезаны в озерные равнины, образовавшиеся в пределах древних ложбин стока — соответствующие примеры известны на реках Кунда, Лообу, Валгейыги. Переход слабо сформированных долин в каньонообразные узкие и глубокие долины на бровке глинта сопровождается в ряде случаев водопадами; это характерно для рек Нарва, Ягала, Кейла и для некоторых других северо-эстонских рек и ручьев.

Своеобразные черты развития долин в Северной Эстонии обусловлены древним рельефом, в частности Северо-Эстонским глинтом и прорезывающими его древними эрозионными долинами, а также тем, что вся территория Северной Эстонии в балтийском веке постепенно подымается и в связи с этим постепенно понижается базис эрозии. Этим и объяс-

http://jurassic.ru/

няется углубление долин, начиная с краевой полосы плато. В низовьях долин вследствие колебания уровня воды в бассейне Балтийского моря образовались и террасы, которые нередко сохранились лишь в виде незначительных сегментов.

Долины речных систем Казари и Пярну, впадающих в Пярнуский и Матсалуский заливы, характеризуются слабой выработанностью, пологостью. Только в низовьях этих рек в сравнительно легко размываемых глинистых и суглинистых отложениях местных приледниковых озер эрозионные долины достигают глубины в несколько метров. Склоны таких долин сравнительно пологие вследствие оползневых явлений. Это хорошо прослеживается, например, в долине р. Сауга. Местами на обрывистых склонах обнажаются силурийские известняки и среднедевонские песчаники. Профиль реки на всем ее протяжении пологий.

Долины вышеназванных речных систем развиваются на пологих западном и юго-западном склонах Северо-Эстонского плато. Если сравнивать протяжение этих долин относительно характера неотектонического поднятия, то последнее здесь было менее значительным, чем в Северной Эстонии. Кроме того, ряд долин простирается примерно в направлении одинаковой интенсивности поднятия. На примере речной сети Казари можно хорошо наблюдать, что разные отрезки долин северо-эстонских и западно-эстонских рек начали развиваться в разные времена балтийского века, одновременно с освобождением тех или других участков территории от покрова вод бассейна Балтийского моря (Орвику, 1955).

Своеобразен характер долин рек Южной Эстонии, впадающих в озера Пейпси, Пихква и Выртсъярв. Верховья этих долин, например р. Кыпу на возвышенности Сакала, рек Ахья и Вяйке-Эмайыги на возвышенности Отепя, р. Пиуза на возвышенности Хаанья и др., мало развиты, реки здесь в значительной мере приспособили свое течение к ледниковому рельефу: они имеют в общем большое падение, ряд местных базисов эрозий, часто текут по небольшим озерным равнинам, сильно меандрируя.

Характер долин тех же рек сильно меняется на равнинных краевых участках Средне-Девонского и Верхне-Девонского плато — реки текут в глубоких, крутосклонных, узких каньонообразных долинах, врезанных в девонские песчаники, которые часто обнажаются в береговых обрывах; профиль реки сравнительно крутой. По этим глубоким долинам реки спускаются с плато на окружающие равнинные низины или в древние долины с широкой пойменной террасой. В пределах последних распространяются аллювиальные отложения значительной мощности. Это можно наблюдать на примере низовья долин рек Вяйке-Эмайыги, Суур-Эмайыги и др. Там, где реки вытекают в пределы озерных или болотных равнин, контуры долин становятся менее отчетливыми, но аллювиальные отложения полосы, в пределах которой реки меандрируют, имеют значительную мощность. Профиль реки здесь очень пологий, практически горизонтальный.

Такое изменение геоморфологического характера долины одной и той же реки хорошо прослеживается на примере р. Ахья, а также р. Вяйке—Эмайыги (Каяк, 1959).

Это строение долин обусловлено общим геологическим строением и развитием Южной Эстонии. Слабое развитие долин в верховьях рек связано с холмисто-моренным рельефом последнего оледенения. Глубокие, узкие долины выработались в краевых частях равнинных плато в связи с резким понижением местного базиса эрозии при спуске рек с плато на окружающие равнинные низины. Значительное накопление

http://jurassic.ru/

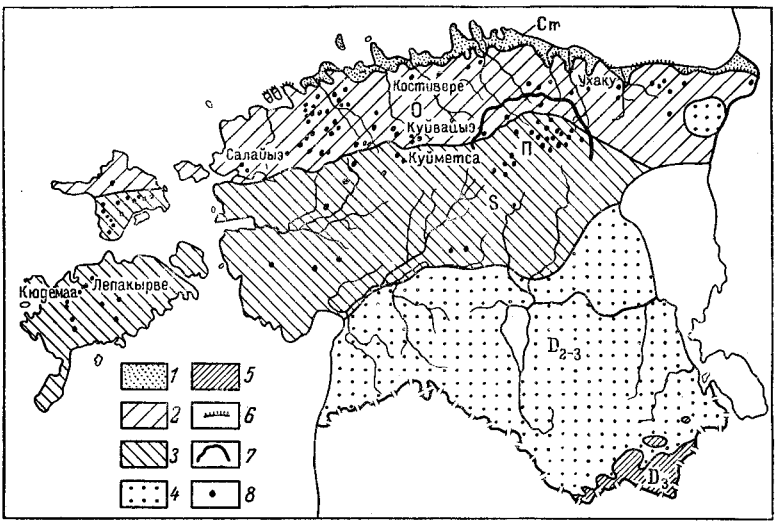


Рис. 77. Распространение карста в Эстонии (по данным Ю. Хейнсалу)

1 — песчаники и глины кембрия; *2* — известняки и доломиты ордовика; *3* — известняки и доломиты силура; *4* — песчаники и глинистые отложения девона; *5* — известняки и доломиты верхнего девона; *6* — Северо-Эстонский глинт; *7* — возвышенность Пандивере (П); *8* — местонахождения карстопроявлений

аллювия в нижних течениях рек вызвано постоянным повышением уровня воды озер в районе устьев рек, т. е. повышением здесь базиса эрозии в балтийском веке.

Геоморфологический характер долин изменяется не только под влиянием деятельности текучих вод. Склоны долин стали во многих случаях более пологими и в то же время выпуклыми вследствие того, что вдоль склонов расположены залежи источникового туфа и торфа. На выполаживание склонов и их подножий имело определенное влияние и накопление здесь делювиальных отложений.

В пределах долин, врезавшихся в Средне-Девонское и Верхне-Девонское плато, определенное значение имеет и развитие оврагов, точнее балок, так как овраги почти все задернованы. Развитие оврагов в Южной Эстонии в природных условиях ограничено. Но деятельность человека — распахивание склонов и бровок долин, а также склонов холмов и куполов под поля — способствует развитию небольших оврагов, а также поверхностному смыву почв с верхних частей склонов и накоплению на подножии их делювия (Lillema, 1949a, Kask, 1955).

Образование оврагов происходит и в Северной Эстонии. Например, на Северо-Эстонском глинте встречаются овраги, врезавшиеся в известняки (Укуорг, западнее Силламяги) или в песчаники (между Сака и Пуртсе). Образование их наблюдается на предглинтовой равнине, где местами долины рек глубоко врезались в рыхлые водно-ледниковые и морские пески и гравий, например в окрестностях Кроoди (Tammekann, 1936; Orviku, 1936d).

Карстовые формы рельефа встречаются сравнительно часто в Северной Эстонии, где коренные породы представлены трещиноватыми карбонатными породами ордовика и силура, а также на юго-востоке Эстонии в пределах выходов верхнедевонских карбонатных пород.

Карстовые формы рельефа известны в Эстонии более чём в 160 местонахождениях (рис. 77). Поверхностные карстовые формы представ-

http://jurassic.ru/

лены в большинстве случаев в виде небольших (диаметром до нескольких десятков и глубиной в несколько метров) воронок поглощения с понорами на дне и в виде восходящих карстовых источников. В большинстве случаев подземные течения карстовых вод не проявляются на поверхности земли. Примеры такого типа карста имеются в Хагери-Сутлема, Колью-Рийзипере, Аравете, Савалдума и др.

Имеется ряд прекрасных примеров поглощения вод наземных рек в понорах и превращения их в подземные реки длиной в несколько километров; затем воды в виде многочисленных источников вытекают на поверхность земли и снова образуют наземную реку. Вдоль течения таких рек на поверхности земли прослеживаются русла со многими карстовыми воронками. Из таких карстовых рек общеизвестны Костивере (Heinsalu, 1959), Ухаку (Orviku, 1929, 1940d), Куйвайыги и др.

В Эстонии встречается в основном русский тип карста, редким является задернованный тип, очень редким — голый карст (Хейнсалу, 1959а, 1959б). Примером русского типа карста может служить район Ухаку (рис. 80), задернованного типа — карстовый район Костивере (рис. 81).

Карстовые формы, встречающиеся в Эстонии, подразделяются на коррозионные, коррозионно-эрозионные, коррозионно-суффозионные и коррозионно-эрозионно-суффозионные (Хейнсалу, 1959а, 1959б). Коррозионные формы представлены зияющими трещинами и каррами; коррозионно-эрозионные формы — воронками поглощения (на эстонском языке «курису»), а также разнообразными формами над подземными водотоками, имеющими часто отвесные стенки и широкое дно. Типичные коррозионно-эрозионные формы встречаются, например, в Костивере, Куйметса.

Коррозионно-суффозионные формы, как правило, имеют резко выраженную воронкообразную или ваннообразную форму с крутыми склонами. Самыми распространенными в Эстонии являются коррозионно-эрозионно-суффозионные формы. Встречаются разнообразные воронкообразные «курису» и воронкообразные формы карстовых источников. Над подземными водотоками чаще встречаются четко выраженные воронкообразные или ваннообразные формы с крутыми склонами, иногда расположенные цепью вдоль трещин в коренных породах. Наиболее крупные и типичные формы коррозионно-эрозионно-суффозионного типа встречаются в карстовых районах Ухаку, Куксема и Мустъяла.

Подземные карстовые формы в Эстонии представлены в виде небольших полостей и каналов с вертикальным сечением, образовавшихся по тектоническим трещинам, и с горизонтальным сечением, образовавшихся по трещинам напластования. Вертикальные полости достигают ширины 1,5 *м*, а высоты в несколько метров, горизонтальные полосы имеют в ширину до 10—15 *м*, а высоту максимально до 1,5 *м*, обычно — несколько дециметров. Образование карстовых форм в Эстонии тесно связано с тектоническими трещинами, в частности, северо-восточного и северо-западного направлений. Это хорошо прослеживается в карстовых районах Ухаку, Костивере и др. Во многих случаях карстовые формы связаны с плоскостями напластования.

Карстовые формы рельефа и карстопроявления в Северной Эстонии распространены неравномерно. Более распространены они там, где мощность четвертичных отложений небольшая. Характерно большое количество карстовых форм на Пандивереской возвышенности. Многочисленные карстовые источники, вытекающие на склонах этой возвышенности, дают

http://jurassic.ru/

начало многим рекам Эстонии и обусловливают здесь значительное заболачивание.

Карстовые формы рельефа в большинстве случаев можно считать образовавшимися в балтийском веке. Встречаются и такие формы, образование которых трудно объяснить условиями режима вод в голоцене. Образовались они, вероятно, уже ранее — в плейстоцене и дочетвертичное время. Такие карстовые формы рельефа встречаются в районах Паэ, Куйметса, Паламулла, Каарма, Аависпеа-Уникюла и др. Условия для развития карста установились здесь впервые уже в конце силура — в начале девона. В это время, вероятно, образовался так называемый глубинный карст, который в Эстонии более детально изучен в сланцевом бассейне, где он прослеживается в продуктивной пачке горючего сланца (Газизов, 1958). Образование этого карста рассматривается как своеобразный процесс, природа которого еще окончательно не выяснена (Хейнсалу, 1959а).

Эоловые формы рельефа балтийского века в Эстонии представлены береговыми дюнами, встречающимися во многих местах вдоль древних береговых линий анцилового озера и литоринового моря (в широком смысле слова), а также на берегах озер Пейпси и Выртсъярв. Соответственно разному возрасту и разной высоте древних береговых линий в разные времена и на разных высотах образовались и береговые дюны. Необходимо отметить, что более крупные дюны образовались в связи с трансгрессией вод бассейнов.

Древние береговые дюны в Эстонии представлены в виде гряд, простирающихся параллельно древней береговой линии. Эти гряды сложены из отдельных, слившихся между собой дюн, направление движения которых обыкновенно диагонально простиранию гряд. Судя по направлению движения дюн, можно установить, что по меньшей мере, начиная с анцилового времени, направление господствующих сильных ветров, обусловивших образование береговых дюн, на берегах Эстонии было в общем тем же, что и в настоящее время (Orviku, 1933c). Высота береговых дюн в большинстве случаев колеблется в пределах 10 *м*, только в нескольких случаях достигает 20 *м* и более. Одними из более высоких являются дюны литоринового времени на побережье Пярнуского залива у Раннаметса.

Все древние береговые дюны в Эстонии неподвижны, заросли растительностью, сосновыми лесами, на современных берегах подвижных, незаросших дюн нет, если не считать низких авандюн в некоторых местах в соседстве с песчаными пляжами, например на берегу Клоога, Кейбу и др.

Но нередки случаи возобновления перевевания дюнных песков в пределах древних береговых дюн, где деятельностью человека местами уничтожен растительный покров: встречаются ложбины и площадки выдувания и непосредственно за ними новое накопление эоловых песков в виде невысоких дюнных холмов. Возобновление перевевания дюнных песков обусловлено также абразией древних береговых дюн на современном берегу, например, на северном берегу залива Пярну у Вальгеранна, на северном берегу оз. Пейпси и т. д. (Orviku, 1933c).

Оползни и осыпи в Эстонии сравнительно мало распространены. Небольшие оползни встречаются на крутых склонах эрозионных

http://jurassic.ru/

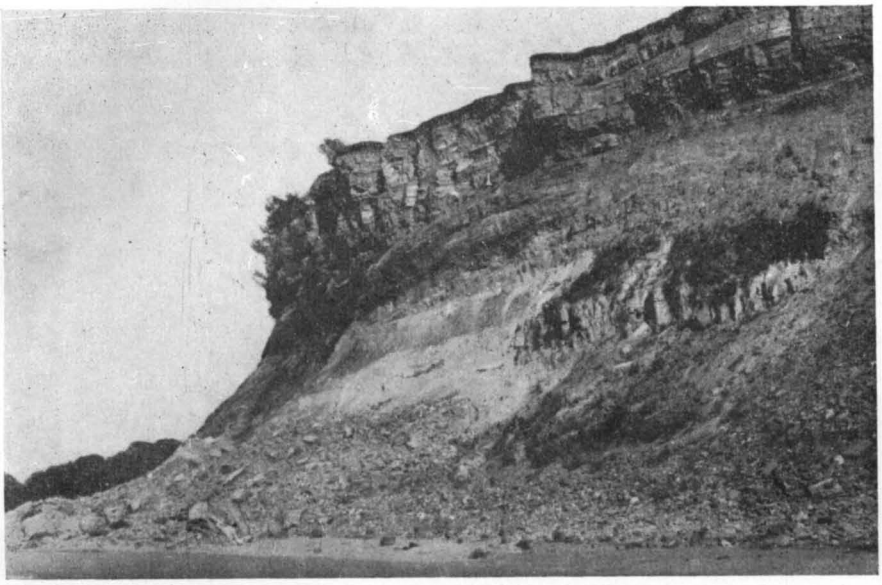


Рис. 78. Северо-Эстонский глинт у Мерикюла; абрадирован в нижнекембрийские песчаники и глины (внизу) и в ордовикские песчаники, сланец и известняки. Фото К. Орвику

Рис. 79. Современные береговые валы у Онтика, подножие Северо-Эстонского глинта. Фото К. Орвику

http://jurassic.ru/

Рис. 80. Карстовые воронки вдоль тектонической трещины в пределах подземной реки Ухаку (русский тип карста)
Фото Ю. Хейнсалу

Рис. 81. Карстовые формы в пределах подземной реки Костивере (задернованный тип карста). Фото Ю. Хейнсалу

http://jurassic.ru/

или абразионных уступов там, где в строении последних участвуют глинистые отложения — морена, ленточные глины, девонские и кембрийские глины. Такие оползни встречаются местами на берегах рек, текущих в пределах южно-эстонских возвышенностей, а также в долинах северо-эстонских рек. Все они способствуют выполаживанию склонов. Большое геоморфологическое значение имеют оползни в пределах рек западной Эстонии, врезавшихся в ленточные глины. Значительные оползневые явления наблюдались в речной системе Казари, в частности в окрестностях Вигала.

Там, где на современном берегу уступы абрадированы в морену и покрыты или водно-ледниковыми или морскими песками и гравием, наблюдаются также незначительные оползни, способствующие выполаживанию склонов, например, на абразионном уступе у Мынту, (п-ов Сырве) и др. То же самое происходило и при выполаживании склонов уступов вдоль древних береговых линий в прошлом.

Более распространены в Эстонии осыпи. На подножиях абразионных и эрозионных уступов, образовавшихся в рыхлых четвертичных отложениях или же в слабо сцементированных коренных породах, в короткие сроки накапливаются осыпи, которые часто покрывают весь уступ и тем самым обусловливают выполаживание последнего.

Обрывы в устойчивых коренных породах (известняках и доломитах) сохраняются часто в течение долгого времени — в Северо-Западной Эстонии имеются древние береговые обрывы с погребенной под осыпью нижней частью, а иногда и полностью. Осыпанию обрывов коренных пород часто способствуют рыхлые отложения, залегающие на коренных породах — галечник береговых валов и др.

В геоморфологическом отношении самыми крупными являются осыпи во многих местах на подножии Северо-Эстонского глинта там, где последний в настоящее время уже не подвергается непосредственному влиянию морской деятельности. Так, между Сака и Мерикюла на протяжении нескольких десятков километров вдоль подножия глинта прослеживается шлейф осыпей мощностью до 20 *м*, в строении которого большую роль играют обрушившиеся с верхней трещиноватой части глинта массы известняков и доломитов в виде хаотически разбросанных глыб, образующих местами незаросшие каменные потоки. Большая часть осыпей на подножии глинта уже заросла лесом. Необходимо отметить, что в морфологическом преобразовании подножия глинта, кроме осыпей, имеют значение также оползневые явления. Образованию их способствуют кембрийские песчанисто-глинистые слои, слагающие, как известно, нижнюю часть глинта.

Выявление закономерностей геоморфологического строения территории Эстонии является предпосылкой при изучении других природных условий Эстонии — почв, растительности, поверхностных вод и т. д. Знание геоморфологического строения территории важно и при решении народнохозяйственных вопросов, например, при планировании осушения заболоченных районов, новых дорог, крупных строительных работ и т. д. Все это указывает на необходимость более детального и углубленного изучения геоморфологии территории республики.

Нет сомнения, что дальнейшего уточнения требует древний рельеф и его влияние на последующее развитие форм рельефа. Более детально следует изучать вопросы неотектонических движений земной коры не только в голоцене, но и в плейстоцене. При изучении древнего

http://jurassic.ru/

рельефа и неотектонических движений в плейстоцене особое внимание необходимо обратить на древние долины.

Важными являются вопросы палеогеографии Балтийского моря в голоцене. Необходимо выяснить не только распространение ильдиевого моря в Эстонии, но и уточнить чередование и распространение других стадий Балтийского моря. Одной из комплексных проблем является и детальное изучение развития долин в голоцене, а также рельефа дна Балтийского моря.

Упомянутые и некоторые другие вопросы геоморфологии Эстонии при их дальнейшем, углубленном изучении несомненно дадут новый интересный материал для познания геоморфологии территории республики, имеющий теоретическое и практическое значение.

http://jurassic.ru/

Глава восьмая

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ (ТЕРРИТОРИИ ЭСТОНИИ)

В структурно-геологическом и тектоническом отношениях территория Эстонской ССР располагается на южном крыле Балтийского щита и захватывает северную часть Латвийской синеклизы. Эти наиболее крупные структурные элементы имели в течение длительного периода определяющее значение в геологическом развитии территории Эстонии.

Заложение этих пологих структур произошло уже в начале палеозоя и их развитие продолжалось в течение всей последующей геологической истории. Небольшие мощности палеозойских отложений и почти непрерывный разрез ордовика и силура свидетельствуют о сравнительном спокойствии и малых амплитудах колебательных движений фундамента. Только в кембрии и девоне происходили более интенсивные структурообразовательные движения, сказавшиеся в изменении состава пород и в частичном размыве прежних отложений.

В пределах южного крыла Балтийского щита, особенно в ордовике и силуре, выделяется зона малых мощностей отложений и разнообразных фаций, а в пределах Латвийской синеклизы — зона сравнительно больших мощностей отложений и однообразных фаций. Девонские отложения, относящиеся к третьему структурному ярусу (первый докембрий, второй древний палеозой), залегают на более древних отложениях несогласно.

Как полагает Н. А. Кудрявцев, по-видимому, уже в кембрии было заложено погребенное поднятие на юго-востоке Эстонии, которое в конце силура и в нижнем девоне преобразовалось в широтное Локновское поднятие, имеющее в современной структуре кристаллического фундамента значение структуры второго порядка.

На геологическое строение территории Эстонской ССР оказали влияние также геологическое развитие сопредельных районов и неоднократные местные тектонические движения, отразившиеся в многочисленных поверхностях перерыва и в изменении фаунистического и литологического состава отложений.

Временами, начиная с кембрия и наиболее постоянно с силура, на рассматриваемой территории господствовало поднятие фундамента, прерывавшееся более или менее продолжительными погружениями его, т. е. трансгрессиями моря.

АРХЕЙ И ПРОТЕРОЗОЙ

На территории Эстонской ССР докембрийские породы залегают на значительной глубине и нигде не обнажаются. Поэтому о характере их и докембрийской истории развития территории можно судить главным образом по аналогии с соседними районами, учитывая немногочисленные материалы глубокого бурения и геофизических работ.

http://jurassic.ru/

По данным бурения, кристаллический фундамент на территории Эстонской ССР слагают главным образом архейские и нижнепротерозойские гнейсы, в меньшей мере — кристаллические сланцы, граниты и габбровые породы. Распространены также биотитовые и биотитово-роговообманковые гнейсы, гранито-гнейсы и гранито-силлиманитовые гнейсы, входящие, вероятно, в состав обширного предполагаемого верхнеархейского парагнейсового пояса, который протягивается в широтном направлении от Урала через Москву до южной Швеции.

В северной и западной Эстонии, по геофизическим данным, весьма широко распространены гранитовые породы, вероятно, связанные с массивом рапакиви южной Финляндии. Эти интрузивные граниты моложе гнейсов и образовались на границе архея и протерозоя или в раннем протерозое, и лишь меньшая часть их моложе, чем ранний протерозой.

Особое место занимают метаморфические породы с магнетитовым оруденением (Йыхви), которые возникли под влиянием гранитной интрузии в процессе контактового метаморфизма.

В окрестностях Выру, Выхма и Йыхви встречаются и габбровые породы, интрудированные в виде отдельных крупных тел в гнейсы. Они моложе гнейсов, но сами подверглись действию гранитных интрузий (Йыхви) и поэтому возраст их определяется как раннепротерозойский.

Наиболее молодые породы — кварциты, конгломераты, песчаники — обнажаются на о-вах Тютарсаар и Суурсаар. Они сохранили признаки осадочного происхождения и по возрасту относятся уже к позднему протерозою (иотний).

В архее структурообразование характеризовалось интенсивной складчатостью свит и глубоким метаморфизмом пород с превращением их в гнейсы. Направление преобладающего простирания тектонических структур, по геофизическим данным, в общем северо-западное.

В раннем протерозое формирование структур было менее интенсивным. С этими структурами связана протерозойская фаза гранитизации (интрузии, метасоматоз), в процессе которой возникла основная масса местных гранитов.

Структуры иотнийской эпохи представлены обширными пологими сводовыми поднятиями и прогибами кристаллического фундамента преимущественно почти широтного простирания. Деформированию подвергалась главным образом структурная поверхность кристаллического фундамента. В нижний структурный ярус (археиды и карелиды) внедрились многочисленные хогландские интрузии основной и кислой магм.

Перед накоплением кембрийских осадочных отложений в течение длительного периода поверхность докембрийского кристаллического фундамента представляла собой сушу, подвергавшуюся денудационным процессам и выветриванию. Поэтому рельеф фундамента неровный и местами на нем установлена древняя кора выветривания.

КЕМБРИЙ

В начале кембрия пенепленизированный докембрийский кристаллический фундамент погрузился, и на территории Эстонской ССР началось накопление сравнительно мощных осадочных толщ. Кембрийские отложения представлены исключительно терригенными образованиями, снесенными в морской бассейн главным образом с Балтийского щита.

Наиболее древние отложения кембрия — гдовская свита — сложены в основном грубообломочными или песчаными осадками со слабо окатан-

http://jurassic.ru/

ными (особенно в нижней части толщи) зернами. Характер отложений говорит о том, что осаждение происходило в прибрежных условиях неглубокого моря, образовавшегося в результате раннепалеозойской трансгрессии. В формировании гдовской свиты определенную роль играли и неровности размытой поверхности кристаллического основания, а также, по-видимому, местные тектонические движения последнего, например район Локновского поднятия (Паасикиви, 1954). Этим обусловлена и неравномерная мощность свиты.

Характерной особенностью котлинской свиты является ее постепенное выклинивание в западном направлении и возможное отсутствие в центральных районах Эстонии. В. А. Котлуков (1955) связывает это явление с более высоким гипсометрическим положением фундамента на площади Эстонской ССР по сравнению с Ленинградской и другими областями, где рассматриваемая свита представлена мощной (до 100—130 *м*) толщей тонкослоистых глин. Отсутствие котлинских глин в западных районах многими авторами (Соколов, 1953; Котлуков, 1955) объясняется тем, что они, якобы, замещены здесь песчаниками гдовской свиты («гдовской фацией»). Этому противоречит, однако, практически одинаковая средняя мощность гдовской свиты как в районе развития котлинских глин, так и в районах их отсутствия. Последнее обстоятельство заставляет объяснить отсутствие слоев котлинской свиты на западе Эстонии не замещением их отложениями другого литофациального характера, а либо отсутствием осадкообразования, либо размывом пород свиты. То или другое могло быть обусловлено, по-видимому, близостью к береговой линии при одновременном отсутствии привноса осадочного материала, как это наблюдается в том же районе у ряда горизонтов нижнего и среднего ордовика. Не исключена возможность, что рассматриваемое явление связано с предполагаемой кратковременной регрессией моря, приуроченной, по данным Л. Б. Паасикиви (1954), к концу вендского века. В районе Локновской структуры указанная регрессия подтверждается залеганием в кровле котлинской свиты зоны пестроцветных каолинитовых глин, образовавшихся, по-видимому, в результате выветривания глин в период континентального перерыва (Паасикиви, 1954). Следует отметить, однако, что В. А. Котлуков (1955) отрицает наличие какого-либо стратиграфического перерыва на границе между котлинской и ломоносовской свитами.

Гдовская и котлинская свиты образуют первый осадочный цикл палеозойских отложений — так называемую вендскую серию, которую Б. С. Соколов (1953, 1958) и некоторые другие исследователи весьма обоснованно относят к синийской системе. Органическими остатками они охарактеризованы очень слабо, и, кроме сапропелевых пленок (*Laminarites*) и спор подгруппы *Trachytriletes* (Тимофеев, 1954), в котлинской свите других остатков пока достоверно не найдено.

На основе распространения и характера пород Б. С. Соколов (1958) проводит береговую линию открытого на восток морского бассейна по южному берегу Финляндии, затем через северо-запад Эстонии в юго-восточном направлении до Центральной Эстонии и далее на юго-запад. Таким образом, в Северо-Западной Эстонии образуется небольшой залив, а юго-восточная часть остается за пределами моря.

В начале образования балтийской серии на северо-западе Русской платформы происходила, видимо, новая обширная, уже заведомо раннекембрийская трансгрессия, о чем говорит широкое распространение относительно маломощной, но выдержанной по площади песчаной ломоносовской свиты.

http://jurassic.ru/

Образование вышележащей лонтоваской свиты происходило в условиях дальнейшего развития морской трансгрессии как в Эстонии, так и вообще по всей северо-западной части Русской платформы. Лонтоваские глины отличаются от всех нижележащих свит значительным содержанием аутигенного глауконита и появлением сравнительно разнообразной, но редкой фауны (трилобиты, головоногие, гастроподы и др.), что, несомненно, говорит о морском происхождении этих глин и о широком распространении соответствующего морского бассейна, который на этом этапе развития уже был связан со Скандинавским бассейном.

На западе Эстонии мощность лонтоваской свиты значительно меньше, чем в прилегающих с востока и юго-востока областях, что позволяет, по аналогии с котлинской свитой, говорить об относительной близости в этот период материка к северо-западной части Эстонии или, вернее, о меньшем погружении кристаллического фундамента.

Лонтоваская свита на значительной территории северо-запада Русской платформы, в том числе местами в Прибалтике, заканчивается зоной каолинитовых глин, которые образовались, по мнению Л. Б. Паасикиви (1954), в результате выветривания во время длительного континентального перерыва, наступившего после отложения синих глин. На преобладающей части территории Эстонии эта зона отсутствует, и над лонтоваской свитой залегают глины и песчаники пиритаской свиты. Не исключена возможность, что последняя формировалась в узком проливообразном бассейне в то время, когда на значительной территории северо-запада Русской платформы уже господствовал континентальный режим. С этим предположением согласуется то обстоятельство, что пиритаская свита образовалась в условиях очень мелкого моря, о чем свидетельствуют часто наблюдаемые волноприбойные знаки, трещины усыхания и размывы местного характера. В общем песчаный характер пород пиритаской свиты свидетельствует о начавшемся поднятии рассматриваемой области. Если принять точку зрения Б. С. Соколова (1953) о среднекембрийском возрасте вышележащей тискреской свиты, то после формирования пиритаской свиты вся территория Эстонии должна была превратиться на длительное время в сушу. Но, исходя из конкретного разреза Эстонии, это является невероятным, так как относимые к верхней части пиритаской свиты песчаники с фауной *Scenella* почти незаметно переходят в тискреские песчаники.

Породы тискреской свиты, как и пиритаские песчаники, образовались в условиях мелкого моря (Öpik, 1929).

После формирования тискреских песчаников в развитии территории Эстонии наступил длительный континентальный период, охватывающий весь средний и поздний кембрий или, по меньшей мере, преобладающую их часть.

Возможно, что во второй половине позднего кембрия территория Эстонии снова временно погрузилась под уровень моря, вследствие чего здесь отложились юльгазеские песчаные осадки, содержащие фауну верхнекембрийского облика. Эти песчаники, однако, уцелели от последующего континентального размыва, по-видимому, лишь на ограниченной площади в Северной Эстонии.

ОРДОВИК

Новый этап осадконакопления на территории Эстонской ССР начался в самом начале ордовикского периода, когда поднятие докембрийского фундамента сменилось его погружением и на обширной площади

http://jurassic.ru/

северо-запада Русской платформы на длительное время установился морской режим.

В начале ируского века на территории Эстонии господствовали условия прибрежного мелкого моря. В связи с трансгрессией моря (с северо-запада и запада) в начале пакерортского времени образовался базальный конгломерат. Строение и состав пакерортского горизонта (оболовый конгломерат и детрит, волноприбойные знаки, переслаивание песчаников и диктионемового сланца и пр.) в Северной Эстонии показывают, что наиболее близкая к берегу зона моря располагалась вдоль Северо-Эстонского глинта.

Фауна пакерортского горизонта сравнительно бедная и однообразная. Встречаются главным образом беззамковые брахиоподы (*Obolus*, *Schmidtites*, *Acrotreta* и др.) и граптолиты (*Dictyonema*), которые частично имеют кембрийский облик. На основании этого некоторые авторы (Обут, 1953 и др.) отнесли пакерортский горизонт к верхнему кембрию. Исследования Б. В. Тимофеева (1954, 1956) показали присутствие в пакерортском горизонте богатого комплекса (51 вид) спор, которые по своему характеру также тесно связаны с кембрийскими.

Отсутствие цератопигиевых слоев в Эстонии и в более восточных областях, а также размытая поверхность диктионемового сланца показывают, что во второй половине ируского века территория Эстонии снова временно поднялась над уровнем моря.

Новое погружение окраин Балтийского щита, сопровождавшееся трансгрессией, происходило в начале лээтсеского времени, когда на территории Эстонии стали накапливаться глауконитовые пески, которые в своей верхней части обогащены карбонатным веществом.

В течение волховского и кундаского времен отлагались известковые осадки, содержащие глауконит и железистые оолиты. Это показывает, что границы раннеордовикского морского бассейна к тому времени несколько расширились, хотя он и остался мелководным. В то же время выклинивание отдельных подгоризонтов волховского и кундаского горизонтов в северо-западном направлении, развитие песчанистых известняков и конгломератов с фосфоритовыми гальками в названных горизонтах и частые местные поверхности размыва (со следами ходов червей и нередко с признаками неоднократных перерывов) свидетельствуют о неустойчивом характере морского режима и близости берега к северо-западной части Эстонии.

Исследования К. Орвику (1958б) показали, что наиболее быстрая смена фаций в Северо-Западной Эстонии от прибрежных к более глубоководным происходит в юго-восточном направлении, и здесь хорошо прослеживается переход от маломощных песчаных отложений к более мощным глинисто-известковым.

О неустойчивости морского дна в нижнем ордовике говорят и заполненные осадочными породами трещины. К. Орвику (1958б) подразделяет эти трещины на два типа: трещины, пересекающие нижние подгоризонты ($B_{II}\alpha$ и $B_{II}\beta$) волховского горизонта и заполненные осадками в конце волховского времени, и трещины, пересекающие или только кундаский горизонт (обыкновенно низы), или же захватывающие также слои волховского горизонта. К. Орвику пришел к выводу, что трещины второго типа образовались в различное время в мелководной части моря в зоне поднятия северо-восточного простирания и, по всей вероятности, вследствие подводных оползней, а не в результате землетрясения, как полагали раньше.

http://jurassic.ru/

Возможно также, что все эти явления обусловлены интенсивным развитием предполагаемого среднебалтийского поднятия, расположенного в районе о-ва Готланд. На юге Эстонии продолжалось погружение, связанное с дальнейшим развитием Латвийской синеклизы. В связи с этим можно предположить, что на юго-востоке республики разрез был более полным.

По сравнению с кембрием в раннем ордовике распространена новая и богатая по составу фауна трилобитов (азафиды), брахиопод, гастропод и головоногих, хорошо характеризующая отдельные горизонты и подгоризонты.

Среднеордовикская эпоха на северо-западе Русской платформы, в отличие от раннеордовикской, характеризуется довольно постоянным процессом осадконакопления карбонатных отложений. Только начало эпохи, как свидетельствует выклинивание в северо-западном направлении нижних подгоризонтов азериского горизонта, характеризуется еще сравнительно интенсивными колебательными движениями. Некоторое поднятие произошло и в начале идавереского времени в северной части Эстонии, вследствие чего нижние слои идавереского горизонта выклиниваются, а верхи его представлены небольшой мощностью. На территории Эстонии и Ленинградской области в ухакуское и кукрузеское времена отлагались богатые органическим веществом и терригенным материалом кукерситовые илы.

По С. С. Баукову (1958), образование сланценосных отложений происходило в спокойных условиях открытого моря в удалении от области сноса при низком уровне континента. По времени периоды сланценакопления совпадали с конечной стадией развития трансгрессии, когда создавались наиболее благоприятные условия для обильного развития водорослей и других организмов, а также для их накопления и захоронения.

Во второй половине среднеордовикской эпохи в связи с оживлением вулканической деятельности в каледонской геосинклинали на северо-западе Русской платформы повторно отлагались вулканические материалы в виде тонких слоев метабентонитовых глин. К концу среднеордовикской эпохи (в оандуское время) в северо-западной части Эстонии происходило поднятие, и в условиях значительного обмеления моря впервые появились мшанково-водорослевые биогермные образования. Южнее и восточнее в районе перехода к мергелистым фациям местами отлагались косослоистые прослои известково-доломитовых алевритистых осадков, на поверхностях которых наблюдаются волноприбойные знаки.

В среднем ордовике, кроме трилобитов, брахиопод и моллюсков, появляется богатая фауна мшанок и остракод. Впервые появляются ругозы, табуляты и строматопороидеи.

В начале позднеордовикской эпохи произошло новое погружение северо-западной части Русской платформы. Хотя северный берег рассматриваемого бассейна оставался, по-видимому, в непосредственной близости к Северной Эстонии, здесь отлагались главным образом мелкозернистые (афанитовые), бедные терригенным материалом известковые осадки. В набалаское время в средней части Эстонии и на западе Ленинградской области имели место повторные кратковременные изменения режима осадконакопления, что отражается в переслаивании мергелистых и афанитовых известняков. Начиная с вормсиского горизонта на всей территории Прибалтики преобладают мергелистые известняки и мергели с необычайно высоким (более 50%) содержанием терригенного материала. Повышение привноса терригенного материала на территории Прибалтики

http://jurassic.ru/

было несомненно связано с сильным поднятием окружающих районов, а также территории самой Прибалтики. В конце позднеордовикской эпохи поднятие в некоторой мере усилилось, так что в северо-западной части Эстонии в начале пиргуского времени могли снова образоваться биогермы. Во всех разрезах центральной части Эстонии верхи пиргуского горизонта характеризуются обилием поверхностей размыва.

В позднем ордовике на фоне обеднения типичной ордовикской фауны приобретают существенное значение многочисленные кораллы, особенно ругозы.

СИЛУР

В пределах Эстонии на границе ордовика и силура каких-либо существенных изменений в условиях осадконакопления не произошло и поэтому наблюдается весьма постепенный переход от одной системы к другой. Это проявляется как в литологическом составе пород пограничных горизонтов, так и в фауне. Так, например, в поркуниском горизонте распространен ряд элементов ордовикской фауны, особенно среди брахиопод и трилобитов.

Обмеление морского бассейна, начавшееся уже в пиргуское время (нийбиские биогермы и др.), продолжалось и в поркуниское. На это указывает фаунистический состав горизонта (обилие кораллов), рифовые образования и прослои песчанистого известняка в верхах горизонта в северной части Эстонии. Прослой песчанистого известняка (часто называемый песчаником), залегающий, по данным Р. М. Мянниля (1949), в буровой скважине Рапла на размытой поверхности нижележащих известняков, трактуется некоторыми исследователями как признак обмеления бассейна, которому предшествовал значительный перерыв.

В Южной Эстонии, более удаленной от берега части бассейна, где колебательные движения были более слабыми, не отмечалось такого разнообразия фаций.

В юруское время морское дно стало сравнительно стабильным, на что указывает распространение по всей территории сравнительно однообразной толщи глинистых известняков с относительно большим содержанием терригенного материала. К востоку от Пандивереской возвышенности в юруском горизонте распространены мелкозернистые мергелистые, обычно доломитизированные шламовые известняки с редкой фауной, которые, по А. Аалоэ (1958а), отлагались в опресненной части моря при интенсивном привносе рекой или временными потоками терригенного материала с северо-востока.

В южном или даже в юго-восточном направлениях мощность отложений юруского горизонта увеличивается, что свидетельствует о сравнительно большом прогибании морского дна в пределах Латвийской синеклизы.

Распространенные в полосе выходов породы тамсалуского горизонта более мелководные, чем юруского. По мнению А. Аалоэ (1958а), на границе двух этих горизонтов происходила незначительная регрессия ландоверийского моря. В связи с этим во второй половине тамсалуского времени в южной части о-ва Хийумаа и на п-ове Ридала в прибрежной зоне моря стали образовываться небольшие биогермы, состоящие главным образом из кораллов, мшанок, строматопороидей и криноидей. В окружающих их породах прослеживаются явные признаки сильного движения воды. На восток отсюда до окрестностей Тамсалу в это время развивались пентамерусовые биостромы, которые, медленно распростра-

http://jurassic.ru/

няясь на юг, образовали обширную бореалисовую банку (Аалоэ, 1958а). Еще дальше на восток, как и в юруское время, в условиях сильного привноса терригенного материала и притока пресной воды накапливались почти немые глинистые шламово-детритовые известковые осадки. В южных, более глубоководных участках бассейна отлагались глинистые известковые осадки, которые в первой половине тамсалуского времени отлагались и на севере, в полосе современных выходов.

В райккюласком горизонте распространены главным образом известняки и доломиты с тремя своеобразными конгломератоподобными прослоями. На нижней границе райккюлаского горизонта развит строматопоровый конгломерат, который состоит из окатанных желваков строматопор, обычно встречающихся в тамсалуском горизонте. Учитывая это, В. Н. Рябинин (1951) подтверждает наблюдения Е. П. Александровой о возможности размыва самих верхов тамсалуского горизонта. Тесная связь между фаунами тамсалуского и райккюлаского горизонтов и литологические признаки подтверждают представление о господстве на территории республики в райккюлаское время мелководных условий.

В течение адавереского времени прежние условия почти не изменились. В конце этого времени в Скандинавской геосинклинали имела место интенсивная вулканическая деятельность, в результате которой на территории Эстонии образовался ряд маломощных прослоев метабентонита.

В ландовери на северо-западе Русской платформы заливообразный морской бассейн в сравнении с ордовикским в общем уменьшился, его восточный берег располагался западнее, но, вероятно, северный и восточный берега залива еще оставались вне пределов территории Эстонии. Наиболее мелководные условия господствовали в начале века и в тамсалуское время, когда более прибрежные фации были распространены в средней полосе Эстонии, а сравнительно глубоководные фации — в пределах Латвийской синеклизы, где относительное погружение морского дна имело более устойчивый характер. В ландоверийской фауне наибольшее значение имели брахиоподы (особенно пентамериды) и кораллы (табуляты и ругозы), а также строматопороидеи. Другие группы — трилобиты, моллюски и мшанки — сравнительно редки.

В первой половине венлокского века характер осадконакопления и, вероятно, очертания моря мало изменились по сравнению с ландоверийским. В яниское время отлагались сравнительно мощные толщи глинистых известковых осадков, которые без каких-либо ясных признаков перерыва или изменения условий залегают на адавереском горизонте.

В начале яагарахуского времени условия изменились. Развитие яагарахуских биогермов свидетельствует о значительном обмелении бассейна. В связи с этим, вероятно, по крайней мере, северный берег Прибалтийского бассейна в яагарахуское время располагался в пределах Северной Эстонии. По А. Аалоэ (1956), яагарахуские биогермы, состоящие главным образом из водорослей, кораллов и мшанок, образовывали полосу платформенных прибрежных рифов, которая протягивается от окрестностей Кайсма на материке Эстонии по северному побережью островов Муху и Сааремаа и продолжается в виде венлокских рифов на о-ве Готланд. Севернее полосы рифов, по А. Аалоэ, море было опреснено, вследствие чего там образовались почти немые плитчатые глинистые доломиты.

В начале лудловского века в пределах южного склона Балтийского щита продолжалось поднятие фундамента, тогда как в южных частях Латвийской синеклизы и особенно в Польско-Литовском прогибе происходило интенсивное погружение.

http://jurassic.ru/

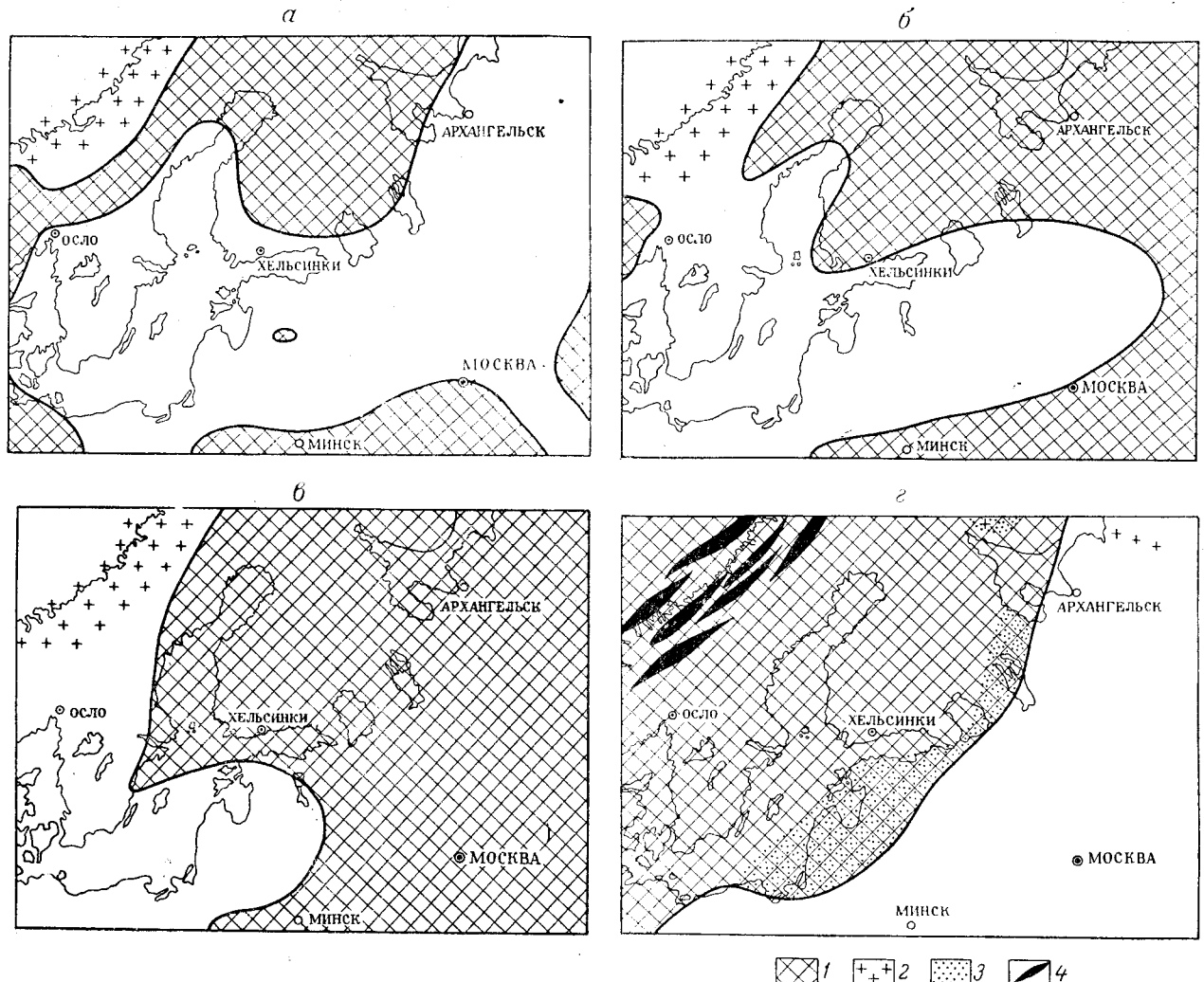


Рис. 82. Схема распределения моря и суши в северо-западной части Русской платформы в раннем кембрии (*а* — по Б. С. Соколову и Е. П. Александровой, 1952), в среднем ордовике (*б* — по Р. М. Мянниля), в венлоке (*в* — по А. О. Аалоэ и Д. Л. Кальо) и в позднем девоне (*г* — по Н. М. Страхову, 1948)

1 — суша; *2* — область вулканической деятельности в каледонской геосинклинали; *3* — область прибрежных равнин и дельт; *4* — каледонские горы

http://jurassic.ru/

В связи с поднятием море на материковой части Эстонии регрессировало примерно до линии Хаапсалу—Пайде—Тарту—Выру; в восточной и средней частях о-ва Сааремаа (вероятно, и в юго-западных районах материка) образовались полуоткрытые лагуноподобные бассейны с опресненной водой. В этих «лагунах» отлагались очень мелкозернистые глинистые доломитовые осадки с ритмичной слоистостью, своеобразной фауной мерostомат и очень редкими остатками морской фауны. На западе о-ва Сааремаа встречаются уже нормальные морские отложения с фауной остракод и др., переслаивающиеся с «лагунными» доломитами в окрестностях Вийта и свидетельствующие о распространении нормального открытого моря в крайних западных и южных районах.

Осадки паадлаского горизонта образовались, несомненно, в условиях трансгрессии моря, восстановившей в позднем силуре в районе Сааремаа нормальные морские условия. Однако, по К. Х. Хоппе (Hoppe, 1931), море не стало особенно глубоким; на мелководье указывает наличие железистых оолитов, а также накопление мелкой гальки и фрагментов брахиопод. Местами встречаются большими массами раковины брахиоподы *Protathyris didyma*. В западной части о-ва Сааремаа в паадласком горизонте снова наблюдаются биогермы, вокруг которых в изобилии развивались водоросли.

На о-ве Сааремаа условия в основном оставались аналогичными до середины позднего силура. Богатая разнообразная фауна и литологический состав каугатумаского и охесаареского горизонтов свидетельствуют о продолжавшемся мелководном режиме.

Во второй половине охесаареского времени характер колебательных движений несколько осложнился. Частое ритмичное чередование различных типов пород указывает на резкие непродолжительные колебательные движения, песчаные же прослои и признаки деятельности волн, а также скопления чешуй рыб свидетельствуют о новом значительном обмелении бассейна; море покинуло территорию Эстонии, и с начала позднего лудлова повсюду в Эстонии происходила денудация отложений, в то время как в Польско-Литовской впадине продолжалось накопление морских осадков.

В фауне позднего силура главную роль играют брахиоподы, кораллы и строматопороидеи. Кроме того, большое значение имеют древние мерostоматы (*Eurypterus*, *Pterygotus*) и бесчелюстные (остракодермы *Phlebolepis*, *Trematapis* и др.).

ДЕВОН

В течение раннего девона и эйфельского века территория Эстонской ССР представляла сушу, образованную в результате интенсивного поднятия Русской платформы, связанного с каледонской складчатостью (Наливкин, 1953). Осадконакопление началось здесь снова лишь во второй половине среднего девона.

Раннедевонские песчано-глинистые осадки прибрежно-морского происхождения отлагались, по-видимому, только в юго-западной части Польско-Литовской синеклизы (Петров, 1956).

В течение длительного континентального перерыва ($S_2^2 — D_2^1$) на территории Эстонии происходили глубокое выветривание древних палеозойских отложений, их размыв и интенсивные тектонические процессы.

Тектонические движения привели к образованию системы трещин северо-восточного простирания, которые, проходя через всю осадочную

http://jurassic.ru/

толщу древнего палеозоя, не входят в девонские песчаники. С этими трещинами связано полиметаллическое оруденение в некоторых районах республики. Как показали исследования Э. Мэльса (устное сообщение), эти трещины относятся к наиболее древним; судя по зональному строению заполняющего их материала, они открывались впоследствии неоднократно.

Время образования Локновского поднятия следует также приурочить к континентальному перерыву после раннего лудлова, поскольку в ордовикских и силурийских отложениях нет ясных признаков, указывающих на его более раннее происхождение. Как показывают различные углы падения девонских слоев на крыльях поднятия, его формирование продолжалось с некоторыми перерывами и в девоне.

В результате взаимодействия тектонических движений и денудационных процессов формируется доживетский рельеф территории. Местами частично, а на некоторых участках почти полностью (Локновское поднятие) были уничтожены додевонские отложения, обломочный материал которых вместе с продуктами денудации каледонских гор послужил основным продуктом формирования мощных осадочных толщ среднего девона. Эпоха среднего девона характеризуется интенсивным опусканием Русской платформы и широкой трансгрессией моря в ее пределы с юга (Наливкин, 1953).

В пярнуское время море доходило до крайней юго-восточной части территории Эстонской ССР. Здесь в неустойчивой прибрежной зоне моря, в условиях постоянной смены глубин отложения осадков накапливались морские осадки. Нормальный процесс осадконакопления неоднократно нарушался обмелением бассейна и кратковременными перерывами.

На остальной, большей части территории, за пределами распространения моря в пярнуское время накапливались континентальные отложения: озерные и речные (русловые ? и дельтовые), с характерной для них пестротой состава, окраски, аритмичным наслоением и незакономерным распределением мощностей. Наличие нескольких карбонатных прослоев в континентальных толщах показывает, что область дельт периодически на короткое время затапливалась морем, обусловливая переслаивания континентальных и морских фаций. Встречающаяся в верхней части пярнуского горизонта в юго-восточной Эстонии пачка карбонатных пород свидетельствует об установлении более устойчивого морского режима (Паасикиви, 1955).

В наровское время происходила морская трансгрессия, охватившая огромные пространства Русской платформы и сопровождавшаяся размывом пярнуских отложений. Наступание моря на территорию Эстонской ССР, как показал К. К. Орвику (Orviku, 1948c) происходило неодновременно: в юго-западную часть республики море трансгрессировало с некоторым запозданием. Условия осадконакопления в первую половину наровского времени были также неодинаковыми. По данным Л. Б. Паасикиви (1955), на юге территории (Краби, Печоры) в первую фазу осадочного цикла существовали лагунные условия осадконакопления. В других районах бассейна происходило накопление карбонатных отложений (Вямейла, Выру), местами обогащенных прослоями глины и алевролита (Мынисте, Палу). В конце первой фазы наровского осадочного цикла произошла регрессия моря; местами наступили наземные условия.

Во вторую половину наровского времени в связи с усилением трансгрессии установились более постоянный морской режим и нормальный солевой состав воды.

http://jurassic.ru/

В конце наровского и начале арукюлаского времени произошла регрессия моря и установился прибрежно-континентальный режим. Линзообразные слои доломита, так же как и находка остракод (Геккер, 1939) в нижней части арукюлаского горизонта свидетельствуют о том, что регрессия наровского моря была постепенной, благодаря чему еще в арукюлаское время возникли небольшие лагуны. Арукюлаский и вышележащий буртниекский горизонты состоят из озерно-дельтовых отложений. В результате колебательных движений земной коры разрезы этих горизонтов, как было установлено Л. Б. Рухиным (1945, 1946), имеют циклическое строение. При неустойчивых дельтовых условиях осадконакопление сменялось частыми размывами, на что указывают слои конгломератов с глинистыми гальками (Orviku, 1935b).

В фаунистическом отношении среднедевонские отложения коренным образом отличаются от отложений предыдущих эпох. В континентальных песчаных толщах встречена главным образом фауна бесчелюстных и рыб и сравнительно редкие растительные остатки (псилофиты, споры, трохилиски); кроме того, в глинистых, частью лагунных отложениях известны ракообразные (*Asmussia*), лингулы и остракоды.

Прибрежно-континентальный режим на территории Эстонии продолжался в начале позднего девона — в гауйское время, после которого наступила новая трансгрессия — нижнефранского века, захватившая лишь юго-восточную часть Эстонии. Эта трансгрессия началась с образования прибрежно-морских отложений аматского горизонта с последующим размывом их и лагунно-морских отложений снетогорского горизонта после некоторого перерыва. Последние, по В. Гроссу (Gross, 1942), имеют, как по своему литологическому составу, так и по общему облику фауны, много общего с отложениями наровского горизонта.

В псковское и особенно в чудовское время в условиях новой трансгрессии на территории республики накапливались известково-магнезиальные осадки с обедненной фауной; после этого снова произошла регрессия с образованием шелонской лагуны.

В континентальных толщах верхнего девона органический мир представлен, как и в среднем девоне, примитивными позвоночными. В морских отложениях верхнего девона встречается фауна брахиопод, моллюсков, криноидей, строматопороидей и др.

В течение последующего континентального периода, начиная с конца франского века, на территории Эстонии происходили интенсивные эрозионные и денудационные процессы, вследствие чего значительная часть палеозойских отложений была смыта и сформировался рассеченный крупными древними долинами рельеф поверхности коренных пород, который впоследствии, в ледниковый период, сравнительно мало изменился.

В связи с тектоническими движениями после девона, которые в некоторой степени отражались и на территории Эстонской ССР, следует упомянуть о возникновении систем трещин северо-западного и других направлений. В них не наблюдалось оруденения, как в трещинах северо-восточного простирания, и возникновение их связывается обычно с континентальным периодом после девона. Несомненно, что такое мнение в настоящее время является лишь предположением, и вопрос этот требует серьезного изучения.

АНТРОПОГЕН

Геологическое развитие и палеогеография территории Эстонской ССР в течение антропогенового (четвертичного) периода тесно связаны

http://jurassic.ru/

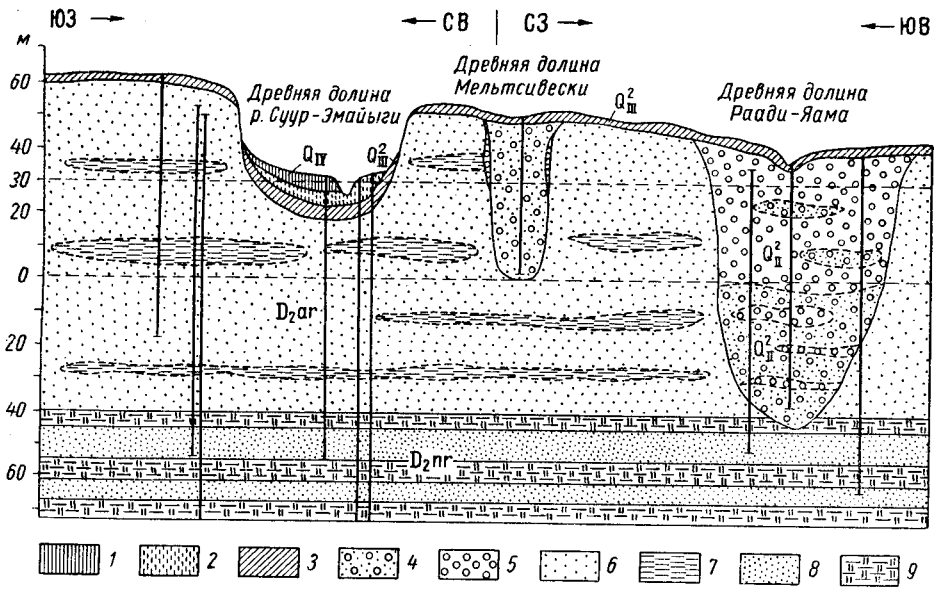


Рис. 83. Схематический геологический профиль через г. Тарту с юго-запада на северо-восток и с северо-запада на юго-восток, показывающий характер древних долин (Орвику, 1946)

Отложения в долине р. Суур-Эмайыги: *1* — торф, сапропель и озерный мергель (Q_{IV}); *2* — песок и супесь (Q_{III}^2 fgl); *3* — морена валдайского оледенения (Q_{III}^2); *4* — подморенные пески и гравий (Q_{II}^2, частью, вероятно, более древние); *5* — морена днепровского оледенения (Q_{II}^2); *6* — пестроцветный косослоистый песчаник (D_2ar); *7* — мергелисто-глинистые отложения в виде линз (D_2ar); *8* — серый песчаник (D_2nr); *9* — мергелистые доломитовые слои (D_2nr)

с геологическим развитием этой и смежных территорий в доантропогеновое время. Как уже отмечалось выше, территория Эстонии с конца девона до антропогенового периода представляла собой сушу, которая подвергалась денудационным процессам в основном выветриванию и деятельности текучих вод. В результате этого длительного периода деятельности денудационных процессов образовался структурно-денудационный куэстообразный рельеф, формирование которого было обусловлено, с одной стороны, геологическим строением коренных пород, с другой стороны — неотектоническими движениями земной коры. Эродированные в коренные породы древние погребенные долины (рис. 83), дно которых лежит до 100 *м* ниже уровня современного моря, а местами и глубже, свидетельствуют о том, что территория Эстонии в доантропогеновое время, по всей вероятности, во второй половине неогена (в плиоцене) лежала относительно уровня моря того времени значительно выше, чем в настоящее время, т. е. в то время территория подвергалась более значительному неотектоническому поднятию, чем в голоцене.

Крупные формы древнего рельефа — платообразные возвышенности и низины между ними — значительно повлияли на деятельность геологических процессов в течение всего антропогенового периода. Так, распространение друмлинов последнего оледенения в Эстонии предопределено в значительной мере древним рельефом, так же как и распространение вод местных приледниковых озер и разновозрастных трансгрессий Балтийского моря и т. д.

http://jurassic.ru/

О геологическом развитии территории Эстонии в нижнем и среднем плейстоцене известно пока очень мало — отложения этих времен здесь не установлены, они снесены деятельностью повторных оледенений. Судить об этом можно по данным из смежных областей, которые говорят о том, что в течение нижнего и среднего плейстоцена территория Эстонии подвергалась, по меньшей мере двукратно, оледенению, в остальное же время здесь действовали континентальные геологические процессы.

Нет сомнения, что в раннем и среднем плейстоцене территория подвергалась неотектоническим поднятию и опусканию, которые определяли, например, режим эрозионного и других процессов, материковый же лед сносил ранее отложившиеся рыхлые породы и сглаживал ранее образовавшийся эрозионно-денудационный рельеф. Но ни деятельность материкового льда во время оледенений, ни деятельность денудационных процессов в раннем и среднем плейстоцене не могли уничтожить крупные черты дочетвертичного рельефа, они лишь в большей или меньшей мере преобразовали последний.

Ледниковые и водно-ледниковые, частью озерно-ледниковые отложения, залегающие в Эстонии под мореной последнего, валдайского, оледенения, по всей вероятности, накапливались здесь в днепровском веке, заполняя древние долины (Тарту, Таэваскода, Вяйке-Эмайыги, Пуртсе, Вяэна и др.) или отлагаясь на возвышенностях (Хаанья, Отепя) и тем самым преобразуя, со своей стороны, древний рельеф коренных пород.

Геологическое развитие территории в муравинском веке протекало в общем так же, как и в голоцене; в то время здесь существовали континентальные условия. Разрезы межледниковых отложений в Рынгу и Карукюла свидетельствуют о том, что в муравинском веке здесь наблюдались два климатических максимума. Вначале ранний, в течение которого климатические условия были более благоприятными, чем в голоцене — в то время здесь росли такие теплолюбивые растения, как бразения и водяной орех, широкое распространение имели леса граба. Затем последовало похолодание, после чего снова наступило потепление, так что большое распространение получили ольховые и еловые леса. По данным разрезов о-ва Суур-Прангли и участков к северу от Северо-Эстонского глинта, можно судить, что в муравинском веке в более низких частях Северной и Западной Эстонии распространялся крупный водоем — бореальное море.

В неманском веке территория Эстонии длительное время находилась под покровом материкового льда валдайского оледенения. Деятельностью его было снесено большинство более древних плейстоценовых рыхлых отложений, отчасти сглажен и донеманский рельеф коренных пород. Об этом свидетельствуют сглаженные ледником поверхности рельефа коренных пород, дислокации, обусловленные материковым льдом, оторженцы, а также большое количество обломков местных коренных пород в морене и в водно-ледниковых отложениях последнего оледенения. На это указывают и друмлиновые поля, образованию которых в значительной мере содействовал древний рельеф.

Исчезновение покрова материкового льда последнего оледенения с территории Эстонии происходило неравномерно, о чем можно заключить по краевым образованиям в Хаанья, Отепя и Карула, в Северной Эстонии и на северо-западе Эстонии. Имеется очень мало данных о том, насколько отчетливыми были стадиальные продвижения последнего оледенения во время отступания льда. Но межморенные межстадиальные и межосцилляционные отложения, установленные в некоторых местах (Ка-

http://jurassic.ru/

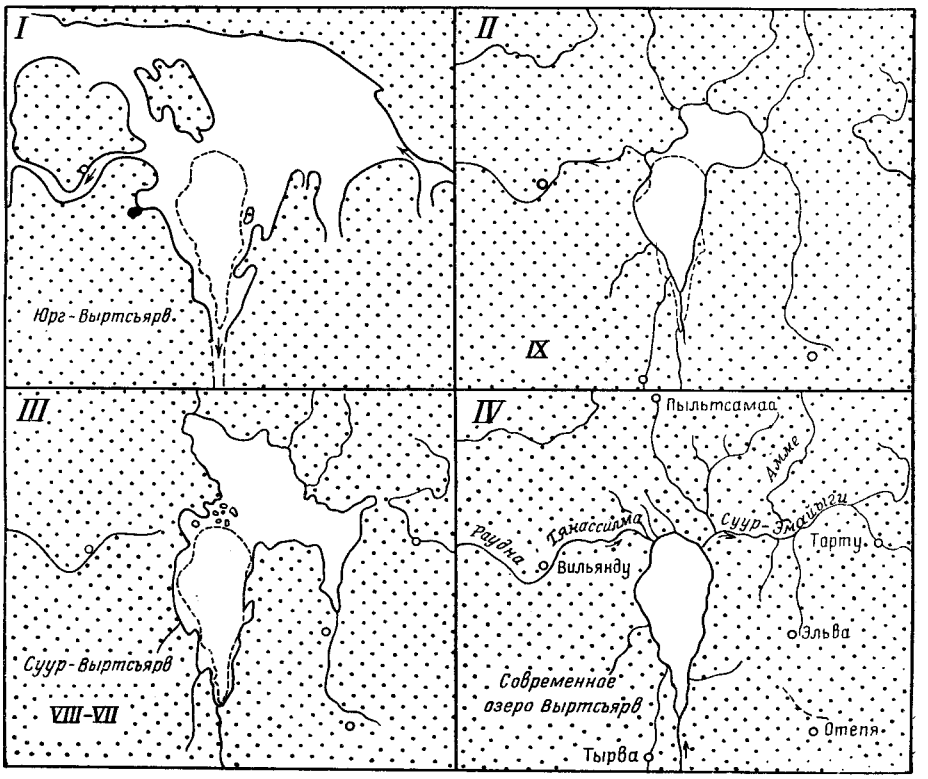


Рис. 84. Палеогеографические схемы оз. Выртсъярв (Л. Орвику, 1958)
I — оз. Юрг-Выртсъярв в позднеледниковое время в виде местного приледникового озера; *II* — оз. Выртсъярв в начале балтийского века (фаза IX развития лесов, по Л. Посту); *III* — оз. Суур-Выртсъярв во второй половине раннебалтийского века (фазы VIII и VII развития лесов, по Л. Посту); *IV* — оз. Выртсъярв в современное время

мера, Нарва и др.), говорят о стадиальных и осцилляционных продвижениях отступающего ледника в конце неманского века. При отступании ледника последнего оледенения образовались разные ледниковые, водно-ледниковые и озерно-ледниковые отложения и формы рельефа, имеющие широкое распространение и хорошую сохранность. Необходимо отметить, что озерно-ледниковые отложения широко распространены в низинной части Эстонии, они образовались в метахронных местных приледниковых озерах, уровень которых по мере отступания ледника все более и более понижался. Уровень самых молодых местных приледниковых озер, по данным К. Пярна, залегал в северо-западной Эстонии на высоте 40—45 *м*, а может быть и ниже. Сток из местных приледниковых озер происходил по древним долинам отчасти в направлении, противоположном течению рек по тем же долинам в голоцене. Так, по долине Суур-Эмайыги воды текли в то время из приледникового оз. Пейпси в приледниковое оз. Выртсъярв в западном направлении, а из последнего по древней долине Вильянди в западном и по древней долине Вяйке-Эмайыги в южном направлениях (рис. 84). В настоящее время принято подразделение всей территории Эстонии на две части: низинную, которая была

http://jurassic.ru/

занята достаточно длительное время водами местных приледниковых озер, и возвышенную, которая после отступания ледника оказалась сушей.

В конце неманского века вся территория Эстонии освободилась от покрова льда последнего оледенения, после чего могли начать свою деятельность континентальные геологические процессы. Вначале особое значение имели, вероятно, термокарстовые явления, так как мертвый лед, покрытый местами значительной мощности отложениями ледникового происхождения, не успел еще полностью растаять. Большим распростра-

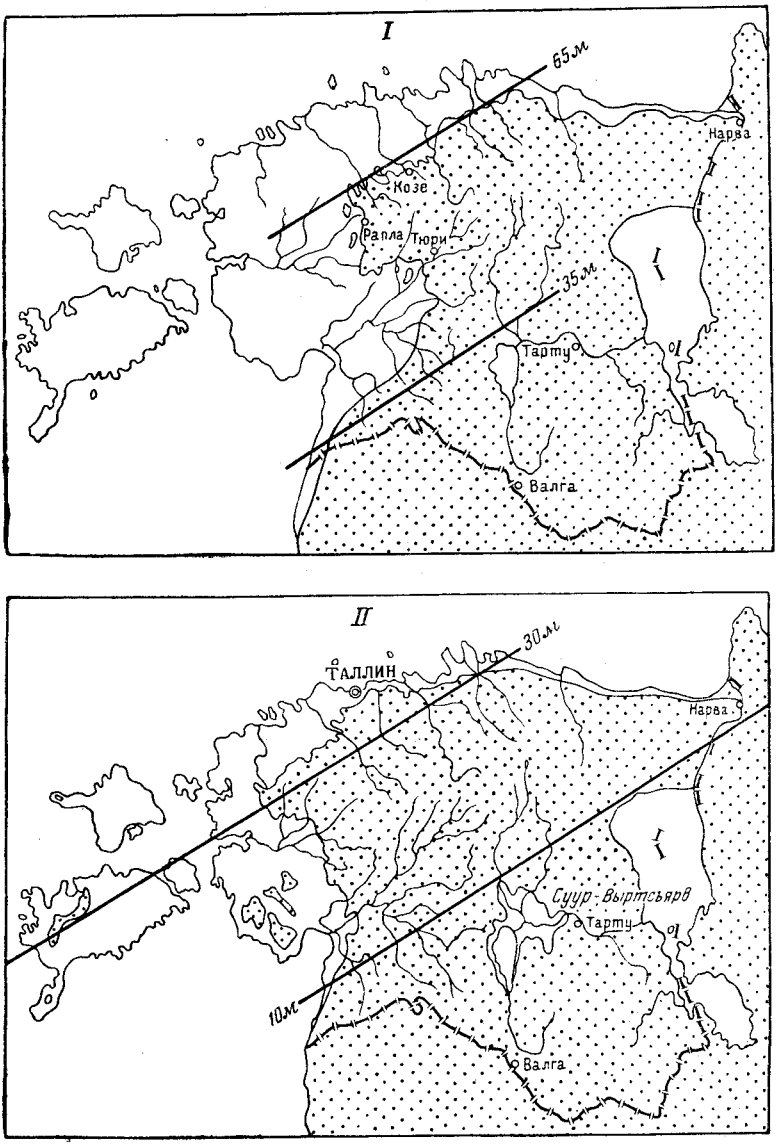


Рис. 85. Палеографические схемы
I — распространение балтийского ледникового озера; II — ра
ринового озера; на схемах даны

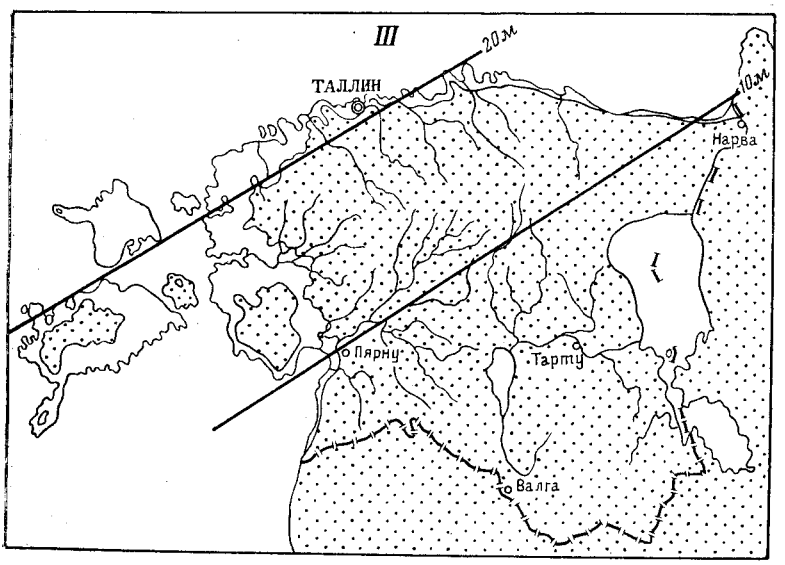
http://jurassic.ru/

нением в конце плейстоцена пользовались, вероятно, также солифлюкционные процессы и площадной смыв, образование делювиальных отложений. Это подтверждают суровые климатические условия и скудная растительность (дриадовые слои в разрезе Кунда) в конце неманского века; севернее оз. Пейпси образовались материковые дюны. Необходимо отметить, что в конце неманского века на основании соответствующих отложений в разрезе Кунда в Эстонии прослеживается и временное, аллерёдское потепление, а также первое распространение лесов, в том числе и еловых.

Конец неманского века характеризуется трансгрессией балтийского ледникового озера, воды которого покрыли широкие площади, освободившиеся от вод местных приледниковых озер (рис. 85). На северном и западном склонах Пандивереской возвышенности береговые образования достигают абсолютной отметки 60—70 *м*. Высотное расположение последних указывает на то, что неотектоническое поднятие земной коры в Эстонии началось уже в конце неманского века и было более интенсивным на северо-западе, в юго-восточном же направлении интенсивность его постепенно уменьшилась.

В голоценовом отделе (балтийский век) геологическое развитие территории Эстонии продолжалось в основном под влиянием континентальных геологических процессов и в условиях, когда площадь суши вследствие продолжающегося поднятия земной коры постепенно увеличивалась за счет отступания вод бассейна Балтийского моря. Еще недостаточно выяснен вопрос о распространении иольдиевого моря на территории Эстонии в начале нижнебалтийского времени. Условно береговыми образованиями иольдиевого моря считают образования в северо-западной части Эстонии, находящиеся в настоящее время на абсолютной высоте 30—50 *м*.

После отступания вод иольдиевого моря на территории Эстонии во второй половине нижнебалтийского времени трансгрессировали воды



Балтийского моря в Эстонии (Орвику, 1955)
спространение анцилового озера; III — распространение литосоответствующие изобазы в метрах

http://jurassic.ru/

анцилового озера (см. рис. 85). О трансгрессивном характере вод этого озера в начальной фазе последнего свидетельствуют погребенные озерные и болотные отложения, найденные в Эстонии в некоторых местах под отложениями анцилового озера, а также хорошая выработанность и значительное распространение береговых образований начальной фазы (A_I) анцилового озера. Береговые образования последующих фаз сформировались здесь уже в условиях постепенного отступания вод. В отложениях анцилового озера во многих местах найдены створки пресноводных моллюсков — это показывает, что вода была пресной.

В начале среднебалтийского времени на территории Эстонии имела место трансгрессия первой фазы литоринового моря, покрывшего на северо-западе участки, ставшие сушей при отступании вод анцилового озера (см. рис. 85). Последовала небольшая регрессия литоринового моря, а затем новая трансгрессия, береговые образования которой (L_{II}) находятся в Эстонии, исключая северо-западную часть ее, выше береговых образований начальной фазы (L_I) литоринового моря. Таким образом, максимальная граница распространения вод литоринового моря в Эстонии является метахронной. Отложения этой новой трансгрессии залегают в ряде мест на более древних озерных и болотных отложениях, что позволяет установить время трансгрессии. Из береговых осадков литоринового моря более четкими и более распространенными являются те, которые образовались в условиях трансгрессии вод. В отложениях литоринового моря во многих местах найдены створки соленоводных моллюсков, на основании чего можно заключить, что в то время воды его были более солеными, чем в настоящее.

В конце среднебалтийского времени начинается опреснение вод Балтийского моря, которое продолжается в течение верхнебалтийского времени. Об этом свидетельствует состав фауны моллюсков лимниевой стадии этого моря: отсутствуют более соленоводные формы, все больше прибавляется пресноводных форм — в начале стадии *Radix ovata*, позже *Limnea stagnalis* и др. В стадии лимниевого моря продолжается постепенное отступание вод Балтийского моря и расширение суши на территории Эстонии. Самыми молодыми береговыми образованиями считаются мидиевые, залегающие на северо-западе примерно на 1—2 *м* выше современного уровня моря.

Из континентальных геологических процессов на территории Эстонии в балтийском веке имело всеобщее значение развитие озер, болот, эрозионно-аккумулятивные, карстовый, эоловый процессы и процесс выветривания, начавшие здесь свою деятельность после исчезновения материкового льда на участках, которые оказались тогда сушей; их деятельность распространялась постепенно и на части суши, постепенно освобождавшиеся от покрова вод бассейна Балтийского моря. Это указывает, что образование соответствующих отложений и форм рельефа началось в различных частях Эстонии в разное время.

После отступания ледника последнего оледенения на территории Эстонии образовались многочисленные небольшие озера ледникового происхождения; многие из них образовались при отступании вод бассейна Балтийского моря в качестве реликтовых озер. В течение балтийского века происходило зарастание этих озер, многие целиком заполнены озерными отложениями, воды некоторых из них, например Кунда, Лообу, Валгейыги и др., стекли. На местах бывших озер образовались низинные и позже верховые болота, в пределах которых в течение голоцена накапливались богатые запасы торфов. Изучение озерных и болотных отложе-

http://jurassic.ru/

ний палинологическим методом показывает, что на территории Эстонии в балтийском веке климатические условия значительно изменились. В начале нижнебалтийского века установился прохладный пребореальный климат, который во второй половине этого времени сменился сухим и теплым бореальным климатом. Первая половина среднебалтийского времени характеризуется здесь теплым и влажным климатом — голоценовым климатическим максимумом. В конце этого времени устанавливается теплый и сухой суббореальный климат. Верхнебалтийское время характеризуется более прохладным и более влажным субатлантическим климатом.

Соответственно изменению климата менялся и состав лесов (рис. 86). В начале нижнебалтийского времени распространялись редкие березовые леса; для второй половины характерны сосновые и березовые леса. В среднебалтийское время вначале были распространены ольховые леса, затем — леса широколиственных деревьев (вяз, липа, дуб) с кустарниками орешника и еще позже — еловые. В начале верхнебалтийского времени имели широкое распространение еще еловые леса, но позже значительную роль приобретают снова сосновые.

Развитие речных долин в балтийском веке происходило по-разному. В северной Эстонии долины рек, текущих в северном направлении, в своих нижних течениях постепенно углублялись. Это обусловлено, с одной стороны, характером древнего рельефа (долины пересекают краевую часть Северо-Эстонского плато, опускаясь с последнего), с другой стороны — постоянным понижением базиса эрозии под влиянием неотектонического поднятия. Углублялись и нижние течения долин рек, спускающихся по западному и южному склонам Северо-Эстонского плато. Это обусловлено характером древнего рельефа и неотектонического поднятия. Своеобразно развитие низовьев долин рек, впадающих в южные части озер Выртсъярв и Пейпси и в оз. Пихква. Геологическое развитие этих озер в балтийском веке протекает под влиянием неравномерного неотектонического поднятия территории: северные части бассейнов озер поднимались быстрее, чем более южные их части; следствием этого является постепенное повышение уровня воды в южных частях озер. Повышение уровня воды в озерах обусловило и поднятие базиса эрозии в низовьях рек, впадающих в эти озера; этим также объясняется значительное накопление аллювиальных отложений в низовьях долин этих рек во второй половине балтийского века. Нет необходимости останавливаться более подробно на том, что долины рек соответственно освобождению территории от покрова вод Балтийского моря постепенно удлиняются, т. е. долина одной и той же реки по отношению к начальному периоду ее образования является метахронной формой рельефа.

В северной Эстонии и на крупных островах Западно-Эстонского архипелага, где коренные породы представлены разными известняками и доломитами ордовика и силура, широкое распространение имеет карстовый процесс. Трещиноватость этих карбонатных пород и маломощность антропогеновых отложений способствуют образованию карстовых явлений. В большинстве случаев мы имеем дело с карстом русского типа. Карстовые явления оказывают существенное влияние на режимы поверхностных и подземных вод в Эстонии. В качестве примера целесообразно обратить внимание на возвышенность Пандивере. Здесь встречаются карстопроявления, озера же, болота и реки отсутствуют. На склонах, где вытекают карстовые воды в виде многочисленных, часто очень водообильных источников, из последних берут начало многие реки Северной Эсто-

http://jurassic.ru/

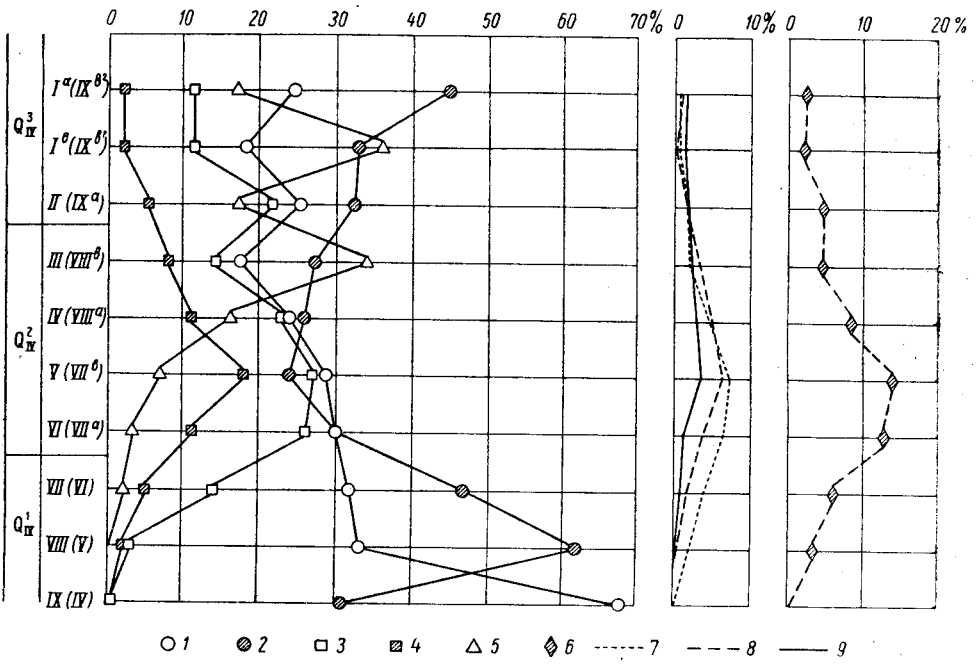


Рис. 86. Средняя пыльцевая диаграмма Эстонии (Л. Орвику, 1960). Нумерация слоев дана по Посту-Нильсону (I—IX) и в скобках — по Иессену-Фриезу (IX^{bc2}—IV)
Пыльца деревьев: *1* — береза; *2* — сосна; *3* — ольха; *4* — смешанный лубовый лес; *5* — ель; *6* — орешник; *7* — вяз; *8* — липа; *9* — дуб

нии, распространены крупные болотные массивы, питающиеся этими карстовыми водами.

Вдоль древних береговых линий местами встречаются береговые дюны. Образование их в Эстонии было более интенсивным во время трансгрессий вод бассейна Балтийского моря.

Результатом процессов выветривания в балтийском веке в Эстонии является почва, которая образовалась вследствие механического и химического выветривания и влияния органического мира на кору выветривания. Комплексный процесс почвообразования соответственно исходным породам, климатическим и водным условиям и продолжительности этого процесса в одном или другом месте обусловливал образование разных типов почв и их разностей.

Изложенное выше показывает, насколько разнообразным было геологическое развитие территории Эстонии в балтийском веке. Это многостороннее геологическое развитие протекало под влиянием древнего рельефа, т. е. рельефа, образовавшегося здесь до начала балтийского века и под влиянием неотектонического поднятия земной коры. Эти общие влияния на те или другие геологические процессы, протекающие здесь в балтийском веке, необходимо всегда учитывать.

Геологическое развитие, характеризующее территорию Эстонии в балтийском веке, продолжается и в настоящее время.

http://jurassic.ru/

ЧАСТЬ ВТОРАЯ

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

http://jurassic.ru/

http://jurassic.ru/

ВВЕДЕНИЕ

Вторая часть тома посвящена описанию полезных ископаемых, обзору гидрогеологических и инженерно-геологических условий территории республики и ее краткой геолого-экономической характеристике.

Эстонская ССР не принадлежит к числу богатых полезными ископаемыми регионов Советского Союза. Однако наличие здесь крупного месторождения одних из лучших в мире горючих сланцев, своеобразных фосфоритовых залежей и очень разнообразных по составу комплексов карбонатных пород и песчано-гравийных материалов, наряду с такими широко распространенными полезными ископаемыми, как торф, стекольные и формовочные пески, кирпичные глины и прочие, способствовали значительному развитию горнодобывающих и перерабатывающих минеральное сырье предприятий.

Ниже проводится описание различных видов полезных ископаемых (горючих, химического сырья и строительных материалов) с краткой характеристикой (по состоянию на 1/I 1959 г.) главнейших месторождений. Рассматриваются рудопроявления (свинцово-цинковые в центральных районах Эстонии и железа у г. Йыхви на берегу Финского залива), минеральные красящие вещества, лечебные грязи и газопроявления, перспективы которых еще не вполне ясны. Проводившиеся в Эстонской ССР поиски нефти положительных результатов пока не дали.

Размещение описанных месторождений и проявлений полезных ископаемых дано на приложенной обзорной карте масштаба 1 : 1 000 000.

Гидрогеологический и инженерно-геологический очерки также сопровождаются соответствующими обзорными схемами, на которых показано распределение основных водоносных горизонтов и инженерно-геологических районов на площади республики.

Нельзя не отметить, что работы по углубленному анализу условий формирования и закономерности размещения тех или иных полезных ископаемых, а также по поискам новых видов минерального сырья (например, полиметаллов, рассеянных элементов и др.) в пределах описываемой территории требуют дальнейшего развития, которое, возможно, внесет существенные изменения в современные представления о минерально-сырьевой базе республики. Некоторые проблемы этого рода, стоящие перед геологами Эстонской ССР, затронуты в завершающем геолого-экономическом очерке и в главах, освещающих отдельные виды полезных ископаемых.

http://jurassic.ru/

Глава первая

ГОРЮЧИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ГОРЮЧИЕ СЛАНЦЫ

На территории Эстонской ССР распространены две разновидности горючих сланцев: диктионемовые — нижнего ордовикского и кукерситы — среднего ордовикского возраста.

Эти разновидности относятся к группе пиробитуминозных многозольных горючих ископаемых из класса сапропелевых каустобиолитов, органическое вещество которых не содержит готовых битумов, а обладает способностью выделять их при нагревании в условиях сухой перегонки.

В настоящее время широко используются только кукерситы, богатые залежи которых являются базой энергетического топлива и сланцехимической промышленности на Северо-Западе СССР.

ДИКТИОНЕМОВЫЕ ГОРЮЧИЕ СЛАНЦЫ

Диктионемовые сланцы представляют собой плотную горизонтально слоистую осадочную породу темно-бурого, почти черного цвета, состоящую из органического вещества (10—20%), глинистого (20—40%) и алевритового (50—55%) материала. Свое название они получили по найденным в них остаткам дендроидей — *Dictyonema* (Шмидт, 1879а; Grewingk, 1879).

Глинистое вещество диктионемовых сланцев имеет бейделитовый состав. Алевритовый материал на 98—99% состоит из минералов легкой фракции, главным образом калиевых полевых шпатов, кварца и небольшого количества биотита и мусковита. Частью они рассеяны равномерно по всей породе, частью образуют прослои мощностью обычно в доли миллиметра. Из минералов тяжелой фракции встречаются зерна циркона, турмалина, рутила, граната и в меньшем количестве сфена, роговой обманки, эгирина, барита, диопсида, ставролита и эпидота. Из рудных минералов много пирита, встречаются ильменит, магнетит и гематит. Зерна минералов большей частью меньше 0,02 *мм*.

В табл. 10 и 11 приведены характерные для эстонских диктионемовых сланцев данные о их химическом составе, из которых видно, что исходным материалом для минеральной части этих сланцев были кислые породы. Отмечается малое содержание в них карбонатов, в отличие от кукерситов. Наличие окиси калия и натрия, а также пятиокиси ванадия в золе диктионемового сланца создает перспективы для использования минеральной части этих сланцев.

Органическое вещество диктионемовых сланцев состоит из углерода, кислорода, водорода, серы и азота. В отличие от кукерситов, в нем меньше углерода и водорода и больше остальных элементов (табл. 12 и 14). Большое содержание азота указывает на то, что исходным мате-

http://jurassic.ru/

Таблица 10

Химический состав диктионемового сланца из района Маарду около г. Таллина (Киррет, Поликарпов и др., 1957)

Компоненты	Содержание, %		
	от	до	среднее
SiO_2	49,9	52,3	50,9
Al_2O_3	11,3	13,7	12,3
FeO	1,9	2,7	2,4
Fe_2O_3	0,4	2,3	1,0
FeS_2	2,7	4,5	3,9
K_2O	6,3	7,8	6,9
Na_2O	0,6	2,0	1,3
CaO	0,5	1,0	0,7
MgO	0,8	1,5	1,2
SO_3	0,6	1,2	0,8
TiO_2	0,6	1,1	0,7
V_2O_5	0,1	0,2	0,1
MnO	0,02	0,02	0,02
P_2O_5	0,2	0,6	0,3
H_2O конституционная	0,9	1,1	1,0
CO_2 минер.	0,1	0,5	0,2
Сумма минеральных компонентов	82,3	85,0	83,8
Органическое вещество (по разности)	17,7	15,0	16,2
Летучие	12,4	10,6	12,2

Таблица 11

Физические свойства диктионемовых сланцев

	От	До	Среднее
Теплотворная способность, *ккал/кг*	1294	1063	1170
Удельный вес, *г/см*^{3} . .	2,18	2,30	2,24
Объемный вес, *г/см*^{3} . .	1,04	1,86	1,80

Таблица 12

Элементарный состав органического вещества диктионемового сланца

Место взятия проб	Содержание органического вещества на сухую массу исходной пробы, %	Элементарный состав органического вещества					Откуда заимствованы приводимые данные анализа
		C	H	O	N	S	
с. Онтика	22,41	58,28	5,32	34,40	2,00	Не определялось	А. Ф. Добрянский, 1947
г. Пальдиски . .	Нет данных	59,20	6,49	31,50	2,81		
г. Пальдиски . .	19,22	72,78	7,44	17,16	2,62		
г. Таллин	19,25	69,08	7,17	21,23	2,57		
с. Маарду (среднее из 11 проб) .	16,22	69,3	8,4	16,1	3,6	2,6	О. Г. Киррет и др., 1957 г.

http://jurassic.ru/

ринским веществом для его образования являлись, кроме растительных, в какой-то мере и животные организмы. Теплотворная способность органического вещества равна 7000—7500 *ккал*.

Из-за большой зольности и низкой теплотворной способности диктионемовые сланцы не используются в качестве топлива. Ввиду малого выхода полезных продуктов перегонки они также мало пригодны для химической переработки. Сухая перегонка средних проб диктионемовых сланцев, взятых из различных мест, дает выход смолы до 2—3,5%. Однако опыты по их газификации, проведенные в 1949 г. И. Степановым и В. Риккен в Институте химии АН Эстонской ССР, показали возможность использования их в качестве сырья для получения высококалорийного бытового газа. Оказалось, что при сухой перегонке 35% тепла сланца переходит в тепло газа. Наивысшая калорийность газа и наибольший его выход приходятся на начальный период перегонки и средняя теплотворная способность получаемого газа выше 6000 *кал*; кроме того, неспекаемость и большая механическая прочность диктионемовых сланцев позволяют загружать их при газификации значительно более высоким слоем, чем это возможно для кукерситов.

Диктионемовые сланцы образуют стратиграфически выдержанную тюрисалускую пачку пакерортского горизонта нижнего ордовика, залегающую между оболовым и глауконитовым песчаниками. На дневную поверхность сланцы выходят в береговых обрывах Финского залива почти на всем протяжении от г. Пальдиски до г. Нарвы. В южном направлении они погружаются под углом около 15′ вместе со всем комплексом пород нижнего палеозоя.

В западной части Эстонской ССР диктионемовые сланцы прослежены скважинами на юг от глинта на расстояние около 75 *км* (г. Хаапсалу, с. Ярваканди), где они залегают на глубине до 200 *м*. В скважинах Эйамаа и Выхма, расположенных в 90—100 *км* к юго-востоку от Таллина, эти сланцы не встречены.

Мощность пласта диктионемовых сланцев изменчива и в общем уменьшается с запада на восток: у г. Пальдиски она равна 4—4,8 *м*; у г. Таллина (г. Таллин, сс. Иру, Юльгазе) 2,5—4,4 *м*; у сс. Азери и Сака 1,4—3,3 *м*; у г. Хаапсалу от 0,9 до 2,7 *м*; в восточной части республики у г. Нарвы сланцы или отсутствуют, или имеют мощность в несколько сантиметров (Luha, 1946).

Запасы диктионемовых сланцев не учтены, но их можно оценить по категории C_2 приблизительно в 16 млрд. *т* из расчета распространения пласта сланца по простиранию на протяжении 200 *км* и по падению на 20 *км*, при средней мощности пласта 2 *м* и объемном весе сланца 2,0 (Luha, 1946).

ГОРЮЧИЕ СЛАНЦЫ — КУКЕРСИТЫ

Общие сведения о бассейне

Название «кукерситы» дано по местности Кукрузе (Кукерс) в Эстонии, где они впервые были детально изучены и сделаны наиболее многочисленные сборы характерной фауны.

Для горючих сланцев — кукерситов принято еще название «прибалтийские сланцы», а для Эстонского и Ленинградского месторождений также «эстонские сланцы» и «ленинградские сланцы».

http://jurassic.ru/

В пределах промышленных границ Эстонского месторождения на общей площади 1,1 тыс. $км^2$ выделены три района: западный, центральный и восточный. В западный район месторождения входят поля действующих шахт «Убья» и «Кивиыли», резервные шахтные поля № 32—46, 53—56 и участки «Ульясте» и «Пюсси». Центральный район включает поля действующих шахт № 2, 4, 6, 8, 10, «Кява», «Кукрузе», «Кохтла», поле строящейся шахты № 7 и резервные шахтные поля № 17—31. В восточном районе месторождения находятся шахтное поле разреза Вийвиконна, поле строящегося разреза № 1 и резервные шахтные поля № 47—52.

К югу и западу от этих детально разведанных шахтных полей расположены участки, покрытые предварительной разведкой на площади 3,1 тыс. $км^2$ и поисковой разведкой на площади около 12 тыс. $км^2$.

Географические координаты Эстонского сланцевого месторождения в промышленных границах: 59°00′—59°30′ северной широты и 26°00′—27°00′ восточной долготы.

Через северную часть месторождения проходит железнодорожная магистраль Ленинград—Таллин, а у западной границы — железные дороги на Москву и Ригу. Ко многим крупным потребляющим центрам — Ленинграду, Выборгу, Петрозаводску, Пскову и Риге — возможна транспортировка сланца и продуктов его переработки водным путем.

Краткий исторический обзор

Прибалтийские горючие сланцы известны уже около 250 лет, но изучение их состава, полезных свойств и условий залегания в недрах началось значительно позже, а промышленное использование — только с 1918 г.

Первые упоминания о нахождении в Эстонии «камня», способного гореть, относятся к 1725 г. и принадлежат А. И. Гульденштедту, записки которого о путешествии по России позднее были опубликованы Р. С. Палласом (Pallas, 1787).

Более подробные сведения о горючих сланцах Эстонии приводит И. Г. Георги (Georgi, 1791) в отчете о результатах исследований залежи горючих сланцев около г. Раквере (г. Везенберг). Им был сделан вывод о пластообразном залегании сланцев и указано направление их использования.

В 1838 г. Г. Гельмерсен произвел впервые более детальные геологоразведочные работы на площади около 1 $км^2$; им было указано на продолжение сланцевой залежи за пределы разведанного участка и определены условия залегания, позволяющие вести добычу сланца открытым способом.

Систематические геологические исследования прибалтийских горючих сланцев начались со времени работ Ф. Б. Шмидта, выделившего самостоятельный стратиграфический горизонт слоев «битуминозных известняков» с залегающими между ними горючими сланцами (Schmidt, 1858, 1881). Наиболее полные для того времени данные о химии горючих сланцев, их теплотворной способности и продуктах сухой перегонки приведены в статьях А. Шамарина (Schamarin, 1870) и Р. Хена (Hehn, 1871).

В годы перед Первой мировой войной и особенно к концу ее возникла срочная проблема использования горючих сланцев Эстонии как топлива

http://jurassic.ru/

для промышленности и бытовых нужд Петрограда. В связи с этим и были проведены большие работы по выяснению возможностей добычи сланца и переработки его на минеральное масло в больших масштабах.

Летом 1916 г. под руководством Н. Ф. Погребова были начаты большие по тому времени геологические и геологоразведочные работы, в результате которых были выявлены богатые залежи горючих сланцев, и определены наиболее благоприятные участки для производства детальных разведочных работ. П. Ф. Крутиковым было установлено сплошное распространение сланцев на большой площади между гг. Йыхви и Раквере вдоль железной дороги. Результаты геологических исследований горючих сланцев в Прибалтике за 1916—1923 гг. изложены в многочисленных статьях Н. Ф. Погребова (1916, 1917, 1919, 1920, 1923).

Большого внимания заслуживает работа Л. Ф. Фокина (1913), посвященная вопросу организации перегонных заводов на базе эстонских сланцев. Он сделал правильный вывод о том, что органическое вещество горючего сланца представляет собой видоизмененные остатки организмов, осевших на дно водного бассейна одновременно с минеральной его частью.

Позднее о происхождении прибалтийских горючих сланцев написал широко известную всем работу М. Д. Залесский (1917), доказывающий, что органическая составная часть горючего сланца состоит из скоплений форменных остатков сине-зеленых водорослей *Gloeocapsamorpha*.

Положительные результаты геологоразведочных работ и исследований качества горючих сланцев послужили основанием для начала их добычи в районе Кохтла-Ярве в 1918 г. Вместе с промышленным освоением месторождения продолжались и геологоразведочные работы, но в условиях буржуазной власти в Эстонии они производились лишь на небольших площадях, и значительная часть месторождения оставалась еще неразведанной.

По геологическому и особенно палеонтологическому изучению сланценосных отложений большую работу проделали Х. Беккер (Bekker, 1921, 1924a, 1924b) и А. Эпик (Öpik, 1925a, 1927b, 1928a, 1930c).

Новый этап изучения горючих сланцев Эстонской ССР начался с 1945 г. Вначале Северо-Западным геологическим управлением, а в последние годы Управлением геологии и охраны недр при Совете Министров Эстонской ССР детальной и предварительной разведкой покрыта площадь более 4000 *км*^{2} и поисками — около 12 000 *км*^{2}; проведены специальные гидрогеологические и геофизические работы с целью изучения горно-геологических условий месторождения. Институты АН ЭССР и Таллинский политехнический институт в содружестве с научными учреждениями Ленинграда, Москвы и производственными предприятиями проводили исследовательские работы по изучению состава и свойств горючих сланцев и способов их рационального использования (Аарна, 1953; Бауков, 1955, 1956, 1958, 1959a, 1959б; Газизов, 1958; Раудсепп, 1953).

Широкое развитие сланцевой промышленности в Эстонии началось в 1940 г. с установлением Советской власти. В период Великой Отечественной войны 1941—1945 гг. работы временно были приостановлены, а после окончания войны возобновились с еще большим размахом. По правительственному постановлению 1945 г. о восстановлении и развитии сланцевой промышленности в Эстонской ССР и Ленинградской области были восстановлены и заново реконструированы разрушенные немецкими оккупантами сланцевые шахты, построены новые шахты и первый в мире крупный завод по выработке из сланца высококалорийного газа для удов-

http://jurassic.ru/

летворения бытовых нужд г. Ленинграда, Ленинградской области и Эстонской ССР. Семилетним планом развития народного хозяйства СССР на 1959—1965 гг. намечается дальнейший рост сланцедобывающей и сланцеперерабатывающей промышленности. В 1965 г. добыча сланца в Эстонии составит 16 млн. *т* вместо 9 млн. *т* в 1958 г. Рост добычи сланца предусмотрен главным образом для обеспечения топливом вновь строящейся Прибалтийской электростанции. Объем продукции сланцехимической и газовой промышленности в Эстонской ССР увеличится к 1965 г. в сравнении с 1958 г. в 1,9 раза. Намечается расширение использования неорганической составной части горючих сланцев в производстве строительных материалов.

Зола пылевидного сжигания сланца уже используется в качестве вяжущего типа роман-цемента, для производства сланцезольных стеновых строительных материалов и как заменитель извести при производстве силикатного кирпича.

Из неорганических отходов сланцев осуществляется производство высокоэффективных термоизоляционных материалов — минеральной ваты и пористого бетона.

Институтом строительства и строительных материалов АН ЭССР теоретически обосновано и практически проверено в лабораторных условиях получение из минеральной части горючих сланцев плавленого портланд-цемента марки 400—500. Это открывает возможность осуществлять полную выемку промышленной залежи сланца и безостаточно использовать добытый сланец для комбинированного производства электроэнергии и портланд-цемента, что значительно повысит эффективность сланцевой промышленности.

Имеются также большие возможности использования минеральной части горючих сланцев и в сельском хозяйстве для известкования почв и частично как источника питательных веществ. Опыт показывает возможность использования золы сланцев в различных ее видах, а также сланцевого кокса и полукокса в качестве материала для известкования почв. Неорганическая часть прибалтийских горючих сланцев является в условиях северо-западной зоны СССР наилучшим и наиболее эффективным известковым материалом для нейтрализации кислотности почв, повышающим урожайность всех без исключения сельскохозяйственных культур.

Геологическое строение месторождения

Эстонское месторождение горючих сланцев расположено в области Северо-Эстонского плато, сложенного слабо наклоненными на юг карбонатными породами нижнего палеозоя, всюду перекрытыми маломощным покровом четвертичных отложений.

Это месторождение в геоструктурном отношении располагается на южном склоне Балтийского кристаллического щита, что и определяет его простое геологическое строение, характеризующееся пологим (около 15′) падением пород на юг в сторону оси Прибалтийской впадины Русской платформы. Самыми древними породами являются здесь докембрийские сильно дислоцированные метаморфические и магматические породы, слагающие фундамент платформы. Глубина залегания кристаллического фундамента от поверхности земли в северной части месторождения равна 200—250 *м*, а в южной увеличивается до 300—350 *м*.

На кристаллических породах залегает толща песчано-глинистых пород кембрия и карбонатных пород ордовика; в южной части месторожде-

http://jurassic.ru/

ния распространены карбонатные отложения силура, а в восточной на небольшом участке — песчано-глинистые и мергельно-доломитовые отложения среднего девона, залегающие трансгрессивно на породах ордовика. Породы неметаморфизованы. Стратиграфическое расчленение, литологическая характеристика и мощность указанных осадков подробно описаны в соответствующих разделах настоящего тома.

Сланценосные отложения среднего ордовика обнажаются в широтном направлении через всю территорию северной части Эстонии от г. Пальдиски до р. Нарвы. К югу они скрываются под более молодыми отложениями по мере их погружения вместе с другими древнепалеозойскими породами. На широте северного берега оз. Пейпси, т. е. в 30—40 *км* южнее их выхода на дневную поверхность, глубина залегания равна 100—150 *м*.

Породы палеозойского возраста в границах месторождения всюду покрыты четвертичными отложениями.

Спокойное залегание дочетвертичных пород осложняется системой тектонических почти вертикальных трещин и сбросов. Наибольшее развитие имеют трещины северо-восточного и северо-западного простираний; менее ясно выражены трещины широтного и меридионального простираний. Трещины северо-западного направления (азимут 300—320°) обычно открытые и реже заполнены известково-глинистым и песчаным обломочным материалом; мощность трещин измеряется миллиметрами и долями миллиметра. Трещины северо-восточного направления (азимут 40—60°) наиболее распространены и хорошо развиты; с ними генетически связаны карст и карстовые явления. Полости северо-восточных трещин, как правило, заполнены или глиной с обломками известняка, или песчаным материалом с карбонатным цементом.

Полости трещин, заполненные глиной, получили местное название «древний карст»; мощность их обычно от нескольких метров до десятков метров. Полости трещин, заполненные песчаным материалом, получили местное название «трещины-жилы»; мощность их от долей сантиметра до 10—15 *см*. В горизонтальном и вертикальном направлениях трещины-жилы и древний карст взаимно переходят друг в друга. В закарстованных зонах, вскрываемых горными выработками, видны следы циркуляции подземной воды. Карстовые явления обычно хорошо выражены по промышленной пачке сланца, захватывая ее на всю мощность, а выше и ниже они быстро затухают. По промышленной пачке сланца древний карст прослеживается вдоль трещин на несколько сот метров, а в поперечном к ним направлении — до 50—60 *м*. В зоне контакта с древним карстом сланец изменен до стадии крайнего окисления органического вещества и выщелачивания карбонатной составляющей, а известняк, как правило, доломитизирован. Глина, заполняющая карстовые полости в промышленной пачке, является остаточным продуктом разрушения сланца и частично известняка. Одна из наиболее крупных закарстованных зон, приуроченных к тектоническим трещинам северо-восточного простирания, обнаружена в центральном районе Эстонского месторождения к югу от г. Йыхви. Нарушенная зона имеет здесь ширину около 200 *м*, прослежена скважинами на протяжении более 20 *км* и на глубину до 50 *м*; в этой полосе произошло смещение пластов по вертикали примерно на 15 *м*. Другое крупное нарушение такого типа выявлено в западном районе месторождения между г. Раквере и ст. Кабала. Более мелких закарстованных зон, приуроченных к тектоническим трещинам северо-восточного простирания, на месторождении известно несколько десятков;

http://jurassic.ru/

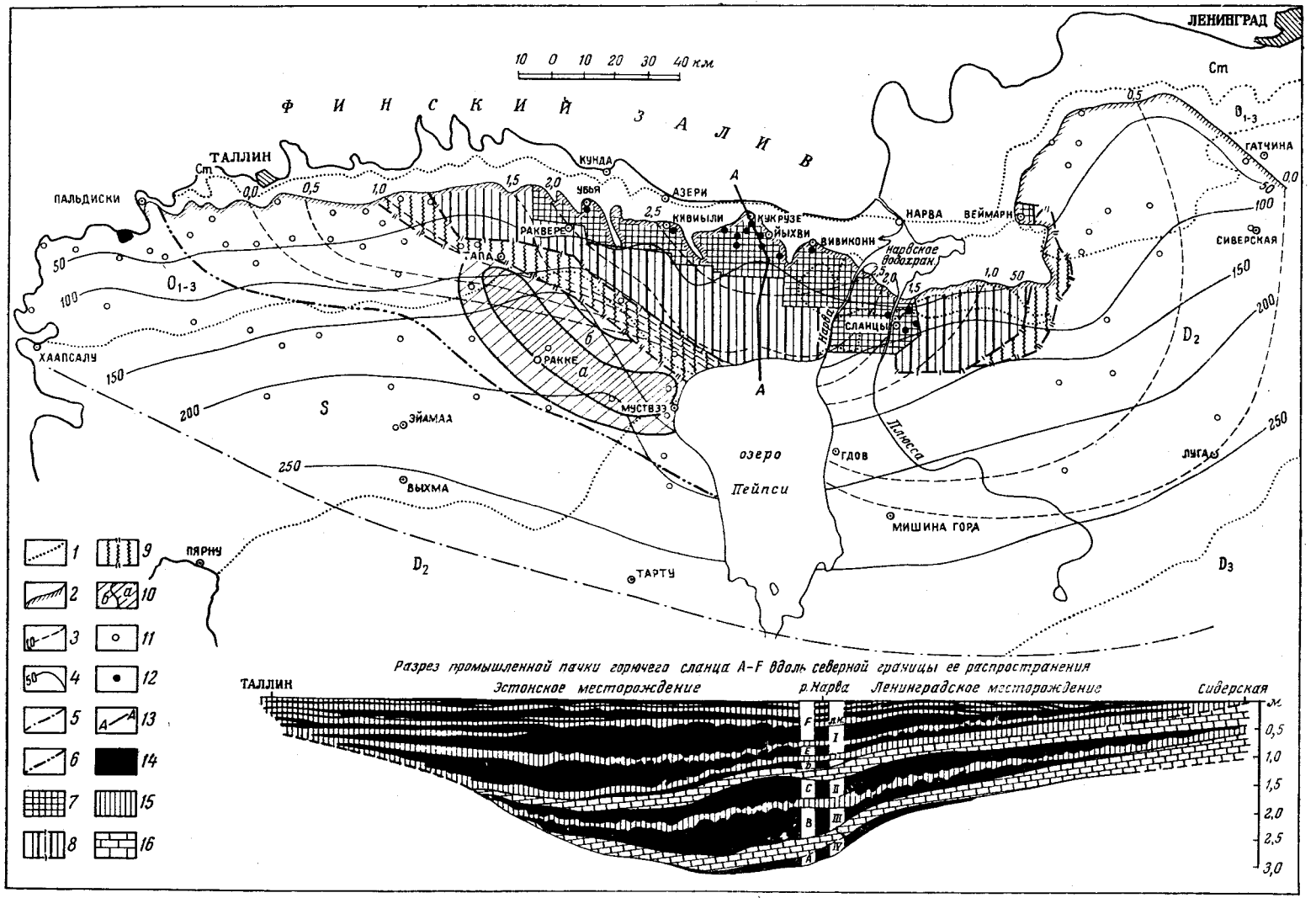


Рис. 87. Обзорная карта Прибалтийского бассейна горючих сланцев

хода кукрузеского горизонта под четвертичные отложения и под от силур, D_2 — средний девон, D_3 — верхний девон); *2* — линия вы- 1 — геологические границы (Cm — кембрий, O_{1-3} — ордовик, S — ложения среднего девона; *3* — изолинии суммарной мощности сланцевых слоев A, B, C, D, E, F и содержащихся в них известняков; *4* — изолинии глубины залегания подошв кукрузеского горизонта и промышленной пачки; *5* — граница распространения сланцевой фации кукрузеского горизонта; *6* — граница распространения сланца подгоризонта кохтла; *7* — площадь подсчета запасов по категориям $A + B + C_1$; *3* — площадь подсчета балансовых запасов по категории C_2; *9* — площадь подсчета забалансовых запасов по категории C_2; *10* — перспективная сланценосная площадь по пластам II и III хумулаского подгоризонта; запасы по категории C_2 балансовые (*а*) и забалансовые (*б*); *11* — скважины, вскрывшие кукрузеский горизонт за площадью разведанных балансовых запасов категории $A + B + C_1 + C_2$; *12* — действующие шахты; *13* — линия геологического разреза А—А; *14* — горючий сланец; *15* — известняк биоморфный с содержанием органического вещества 5—10%; *16* — известняк с содержанием органического вещества меньше 5%

http://jurassic.ru/

сни хорошо обнаруживаются геофизическими методами разведки (электрометрией).

Детальное описание тектонических трещин и связанных с ними «карстовых» явлений на Эстонском месторождении горючих сланцев приводится в работе М. С. Газизова (1958).

Следует указать еще на неровности в залегании подошвы промышленной пачки сланца: наблюдаются ориентированные преимущественно в северо-восточном направлении замкнутые небольшие мульды и поднятия с амплитудой до 1—2 *м* и площадью до 0,1 *км*². Такие особенности гипсометрии подошвы промышленной пачки сланцев затрудняют регулирование стока шахтных вод.

В полосе к северу от распространения среднего ордовика с помощью картировочного бурения и по обнажениям в глинте установлены поднятия кембрийских пород в виде горстов с амплитудой до 30 *м*, ограниченные сбросами северо-восточного и северо-западного простирания. Известны также неровности рельефа кристаллического фундамента. Несомненно, между всеми этими тектоническими нарушениями имеется связь, которая к настоящему времени недостаточно еще изучена.

Характеристика сланценосности

Сланценакопление в пределах Эстонии и Ленинградской области шло в течение почти всей эпохи среднего ордовика (ухакуский, кукрузеский, идавереский и йыхвиский горизонты), но наиболее значительным оно было в кукрузеское время, в начале которого образовались сближенные семь слоев сланца — A, A′, B, C, D, E и F, получившие местное название «промышленная пачка» или «промышленный пласт» (см. рис. 92). В других горизонтах среднего ордовика мощность слоев горючих сланцев маленькая и, несмотря на большое площадное распространение, промышленного значения они не имеют. Поэтому здесь рассматривается сланценосность только кукрузеского горизонта, положение которого в общем стратиграфическом разрезе, его распространение и условия залегания показаны на рис. 87, 88, 89.

Распространение горючих сланцев кукрузеского горизонта в пределах Эстонии установлено бурением разведочных, поисковых и структурных скважин на площади около 17 000 *км*².

Крайними скважинами, вскрывшими в пределах Эстонии кукрузеский горизонт с прослоями горючих сланцев, являются: на юге — скважина у Эйамаа и Выхмаская опорная скважина; на западе — поисковые скважины, расположенные между г. Хаапсалу и г. Пальдиски; на востоке — разведочные скважины на шахтных полях 47—60 по левобережью р. Нарвы.

По описанию Э. Юргенсон, скважина у Эйамаа на глубине 199,1—207,3 *м* вскрыла кукрузеский горизонт, представленный здесь в основном известняками, более или менее чистыми или мергелистыми, с маломощными прослоями (от долей сантиметра до 10 *см*) горючего сланца и известняка, обогащенного органическим веществом.

Опорная скважина Выхма, по описанию Т. Н. Алиховой и М. Ф. Викуловой, вскрыла кукрузеский горизонт на глубине 247,7—256,9 *м*, где он представлен известняками с семью маломощными (от долей сантиметра до 7 *см*) прослоями горючего сланца и известняка, обогащенного органическим веществом.

http://jurassic.ru/

На западе республики в известняковой толще кукрузеского горизонта поисковыми скважинами обнаружены примазки сланца и небольшие прослои известняка мощностью 1—3 *см*, обогащенные органическим веществом. В восточной части все разведочные скважины вскрыли слои горючего сланца, промышленные по мощности и по качеству.

В указанных границах распространения горючих сланцев кукрузеского горизонта выделяются два сланценосных комплекса: нижний, приуроченный к подгоризонту кохтла, и верхний — к подгоризонту хумала.

В подгоризонте хумала имеются три пласта сланца сложного строения мощностью 0,9—3,0 *м* каждый, состоящие из одного или нескольких (до 6) сближенных сланцевых слоев, разделенных известняковыми прослоями мощностью 0,5—2,0 *м*; на долю чистых сланцевых слоев приходится не более 50% общей мощности пласта. Сланцевые пачки подгори-

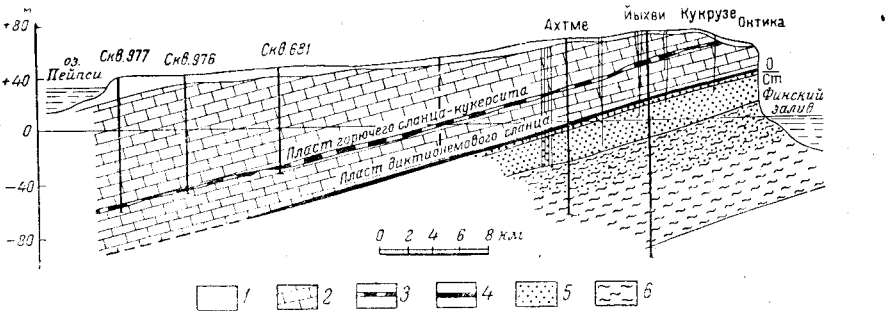


Рис. 88. Меридиональный геологический разрез А—А (см. рис. 87) центрального района Эстонского месторождения горючих сланцев

1 — четвертичные отложения; *2* — карбонатные породы ордовика; *3* — горючий сланец-кукерсит; *4* — диктионемовый сланец; *5* — кембрийские пески и песчаники; *6* — кембрийская «синяя глина»

зонта хумала, как это видно на рис. 87, хотя и распространены широко, но из-за малой мощности и низкой теплотворной способности не имеют промышленного значения; поисковыми скважинами установлен перспективный участок площадью около 1 тыс. *км*^{2} между г. Тапа и г. Муствээ на западном берегу оз. Пейпси, где средняя пачка сланца имеет полезную мощность в среднем 0,9 *м*, а теплотворную способность не менее 2000 *ккал*. Следует, однако, указать, что из-за редкой сетки пробуренных скважин (через 15—20 *км*) и недостаточно точной стратиграфической увязки слоев дать правильную промышленную оценку этого участка не представляется сейчас возможным.

Более детально изучен нижний сланценосный комплекс подгоризонта кохтла (см. рис. 89). Он содержит сближенные сланцевые слои A, A′, B, C, D, E, F, G и H, разделенные известняковыми прослоями. Слои A—F образуют, как было сказано ранее, промышленную пачку, разрабатываемую в настоящее время. Следует указать, что геологически правильнее различать в промышленной пачке A—F три сланцевых пласта (A—A′, B—C и D—F) вместе с содержащимися в них известняковыми прослоями и два разделяющих их известняковых пласта A′/B и C/D. Основанием этому служит следующее. Известняки пластов A′/B и C/D более чистые, содержат мало органического вещества, имеют сплошное протяжение, выдержанную мощность и ограничены параллельными ясно выраженными плоскостями напластования; контакты сланцевых слоев A, B и D с нижележащими известняками резкие, местами с размывом. Известня-

http://jurassic.ru/

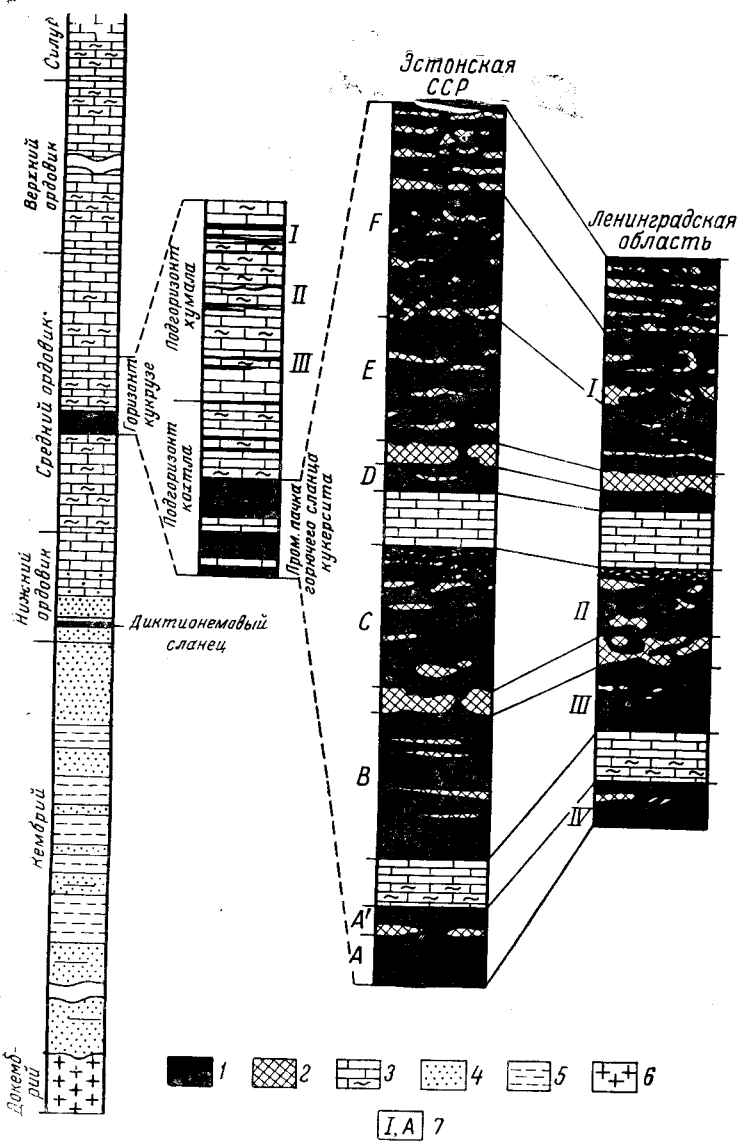


Рис. 89. Стратиграфическое положение и строение промышленной пачки горючих сланцев Прибалтийского сланцевого бассейна

1 — горючий сланец; *2* — известняк органогенный, биоморфный; *3* — известняки, мергели, доломиты, мергелистые известняки; *4* — песок, песчаник; *5* — глина; *6* — кристаллические породы; *7* — индексы слоев горючего сланца

ковые же прослои в сланцевых пластах являются в значительной мере образованиями конкреционного типа вокруг массового скопления органогенных остатков; для них характерно большое содержание (до 17%) органического вещества, сильная пиритизация, прерывистое распространение, неправильная форма и невыдержанная мощность.

Сланцевые слои G и H общей мощностью 0,3—0,6 *м* залегают выше

http://jurassic.ru/

слоя F промышленной пачки на 0,8—1,0 *м*. Эти слои не учтены в балансовых запасах и не разрабатываются. Однако они могут добываться попутно при отработке этой пачки открытым способом.

Распространение горючих сланцев подгоризонта кохтла установлено на площади около 10 тыс. *км*^{2}, ограниченной на севере выходом их на дневную поверхность или под четвертичные отложения, на юге — генетическим выклиниванием по линии Пальдиски—Муствээ и на западе — Балтийским морем; в восточном направлении их распространение прослеживается за пределами Эстонской ССР. Промышленная пачка с наименьшей кондиционной полезной мощностью 0,7 *м* и теплотворной способностью не ниже 2000 *ккал* распространена на площади всего лишь около 3,5 тыс. *км*^{2}, в полосе шириной от 15 до 45 *км* вдоль северной границы ее распространения между г. Тапа и р. Нарвой. Наибольшая мощность ее приходится на участок между шахтами «Кивиыли» и «Вийвиконна», где она равна 3,2 *м*, из которых на долю сланцевых пластов вместе с включенными в них известняковыми прослоями конкреционного типа приходится 2,5—2,8 *м*, а на долю чистого сланца 1,5—1,8 *м*.

Характерно отметить выдержанное строение и беспрерывное распространение промышленной пачки сланцев в пределах всего месторождения.

Качественная характеристика сланцев

Горючий сланец промышленной пачки и переслаивающиеся с ним известняки состоят в основном из трех первичных компонентов — органического вещества (керогена), карбонатного материала и алеврито-глинистого (обломочного) материала. Кроме того, в их состав входят вторичные образования, главным образом сульфиды железа и кальцит, количество которых по отношению к первичным компонентам незначительно.

Распределение указанных первичных составных компонентов по отдельным слоям кукрузеского горизонта представлено в табл. 13, составленной по данным 2628 анализов пластово-дифференциальных проб, отобранных по кернам скважин и в горных выработках; для наглядности по сланцевым слоям A, A′, B и C компонентный состав представлен графически на рис. 90 в виде треугольных диаграмм; в границах указанных на графике полей укладываются все единичные анализы проб сланца.

На диаграммах рис. 90 видно, что величины содержания компонентов различных слоев горючих сланцев группируются для каждого района бассейна небольшими самостоятельными участками. Это значит, что содержание органического вещества, карбоната кальция и терригенного материала является вполне определенным для каждого слоя горючего сланца и изменяется в них закономерно. Общей закономерностью является увеличение карбонатности и уменьшение содержания обломочного материала в западном направлении и увеличение содержания органического вещества в центральной части месторождения.

Содержание органического вещества в горючих сланцах находится в обратной зависимости от содержания карбонатного материала.

Органическое вещество в изучаемых породах имеет вид сгустков шарообразной формы с размерами от 0,01 до 0,2 *мм* в поперечнике, хорошо различаемых в лупу. При увеличениях в 100—150 раз видно, что эти сгустки состоят из аморфного гомогенного вещества, имеющего ячеистую структуру от включения в него округлых телец диаметром от 0,003 до 0,01 *мм* в количестве от нескольких штук до пяти-семи десятков в каж-

http://jurassic.ru/

Таблица 13

Компонентный состав горючих сланцев и переслаивающихся с ними известняков кукрузеского горизонта западного (1) и центрального (2) районов Эстонского месторождения и (3) Ленинградского месторождения

Индекс сланцевого слоя	Район бассейна	Количество анализов	Содержание компонентов, %								
			Органическое вещество			Карбонатный материал			Обломочный материал		
			минимальное	максимальное	среднее	минимальное	максимальное	среднее	минимальное	максимальное	среднее
A^1	1	36	23,2	48,4	35,4	28,4	62,1	44,4	14,5	29,8	20,2
	2	122	26,9	51,4	43,2	17,0	47,0	29,4	21,9	33,5	27,4
	3	56	21,9	39,1	33,4	22,6	47,6	28,7	30,0	43,9	37,9
A	1	40	11,5	27,8	18,2	36,5	71,0	53,5	14,3	41,6	28,3
	2	102	15,7	34,3	25,0	19,3	63,0	38,1	20,6	47,8	36,9
	3	43	8,9	18,7	14,9	29,7	49,3	43,1	36,0	52,7	42,0
B	1	88	30,8	61,6	44,7	21,3	52,0	37,2	11,1	23,5	18,1
	2	188	31,1	68,4	45,0	9,5	50,0	32,3	16,1	31,4	22,7
	3	75	33,1	56,3	46,0	21,2	40,6	26,5	17,6	39,2	27,5
C	1	82	16,6	45,0	24,1	36,5	71,2	56,5	9,3	28,0	19,4
	2	158	21,0	57,7	32,8	14,9	61,5	42,5	18,0	38,0	24,7
	3	74	22,6	42,2	33,9	24,8	46,6	34,6	25,9	40,2	31,5
D	1	90	20,6	45,5	32,2	18,4	56,0	34,8	20,7	38,0	33,0
	2	135	21,5	40,9	31,4	23,8	50,6	34,8	26,3	39,7	35,8
	3	3	17,2	17,3	17,3	47,0	48,0	47,5	34,7	35,8	35,2
E	1	98	21,6	59,1	40,2	20,5	60,0	38,7	12,3	25,2	21,1
	2	170	23,1	66,1	42,0	13,2	66,4	34,4	14,6	30,5	23,6
	3	84	21,5	37,6	29,4	33,4	59,3	45,4	16,5	34,7	25,2
F	1	91	20,1	41,0	28,8	25,9	63,5	47,8	16,3	33,1	23,4
	2	125	20,3	49,3	30,6	17,0	62,2	44,7	13,3	40,3	24,7
G	1 и 2	73	27,9	57,7	40,8	19,0	56,0	40,2	14,4	24,0	19,0
H	1 и 2	65	21,1	55,5	34,4	23,6	58,7	43,7	14,7	28,5	21,6
Сланец из подгоризонта хумала	2	8	16,4	30,3	29,1	47,2	63,5	56,6	19,0	22,9	21,3
Известковые прослои в сланцах	по бассейну	385	2,8	17,5	8,8	63,2	98,1	80,2	2,6	21,4	12,0
Известняк C/D и A/B		442	0,0	9,7	5,0	65,6	89,6	78,0	8,9	29,3	17,0

дом сгустке. М. Д. Залесский (1917), принимая сгустки органического вещества сланца за измененные остатки сине-зеленой водоросли *Gloeocapsamorpha*, считает, что гомогенная масса этих сгустков была слизистой оболочкой водорослей, а включенные в нее тельца — клетками водорослей. По неопубликованным пока данным, Н. Л. Дилакторский установил, что принимаемые М. Д. Залесским за остатки клеток сине-зеленых водорослей тельца в действительности являются пустотками, заполненными га-

http://jurassic.ru/

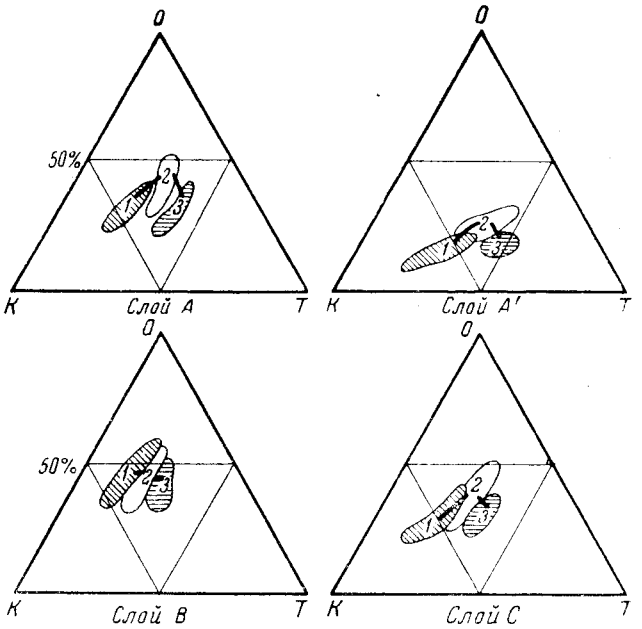


Рис. 90. Графическое изображение компонентного состава сланца слоев *A*, *A*^{1}, *B* и *C* по западному (*1*) и центральному (*2*) районам Эстонского и Ленинградскому месторождениям (*3*). Местоположение цифр *1*, *2* и *3* на диаграмме соответствует средним значениям из количества анализов, приведенных в табл. 13. Кривые, соединяющие эти цифры, показывают изменение компонентного состава сланца. Буквы по углам треугольников обозначают: *О* — органическое вещество; *Т* — терригенный материал; *К* — карбонат кальция и магния

зом. Это открытие заставляет пересмотреть взгляды М. Д. Залесского на природу органического вещества горючих сланцев-кукерситов. Количество сгустков органического вещества в породах колеблется в очень широких пределах — от единичных зернышек, рассеянных между карбонатным и терригенным материалом, до сплошного их скопления. В вертикальном срезе эти сгустки несколько сплюснуты, что придает горючему сланцу неясную микрослоистую текстуру.

Органическое вещество горючих сланцев характеризуется постоянством элементарного состава во всех слоях, что видно из данных табл. 14. Важно отметить содержание в нем хлора.

Для органического вещества прибалтийских сланцев считается нормальным отношение C : H = 8,3—8,5; более низкое отношение C : H Х. Т. Раудсепп и др. (1954) объясняют несовершенством методики анализов, дающих увеличение содержания H и занижение содержания C.

Типичный для Эстонского месторождения химический состав неорганической составляющей горючих сланцев и породных прослоев показан в табл. 15, по данным Б. К. Торпана (1954).

Химический состав обломочного материала и карбонатной составляющей пород существенно не изменяется ни по разрезу, ни по протяженности промышленной пачки горючих сланцев. Обломочный материал характеризуется повышенным содержанием полуторных окислов, что обусловливает, несмотря на высокое содержание в нем SiO_2, низкое зна-

http://jurassic.ru/

Таблица 14

Элементарный состав органического вещества горючего сланца

Слои и пластовые пробы (п)	C	H	N	Cl	S	O (по разности)	C:H	Автор и место взятия пробы
H	77,42	9,74	0,49	0,81	1,24	10,30	7,95	Б. К. Торпан, (1954); шахта „Кюттейыуд"
G	77,11	9,72	0,25	0,86	1,29	10,77	7,94	
F	77,02	9,70	0,36	0,72	1,98	10,22	7,94	
E	77,18	9,77	0,36	0,82	1,56	10,31	7,91	
D	77,00	9,90	0,46	0,62	1,20	10,82	7,89	
C	76,84	9,64	0,25	0,53	1,99	10,75	7,98	
B	76,81	9,69	0,29	0,78	1,99	10,44	7,94	
A	76,70	9,39	0,45	0,60	1,96	10,90	8,18	
1п Слои D, E, F	77,64	9,70	0,31	0,78	1,78	9,79	8,00	Х. Т. Раудсепп и др. (1954); шахта „Убья"
2п	77,27	9,66	0,33	0,85	1,77	10,12	8,00	
3п	77,11	9,69	0,32	0,88	1,78	10,22	7,98	

чение отношения $SiO_2:R_2O_3$, колеблющееся в пределах 2,7—3,5; отмечается высокое содержание K_2O и низкое содержание гигроскопической воды.

Карбонатная составляющая представлена в основном кальцитом известковых скелетов фауны и частью пелитоморфным мелкокристаллическим кальцитом, возможно, химического происхождения; преобладающий размер зерен пелитоморфного кальцита 0,05 *мм*. Отмечается низкое содержание MgO. Следует отметить увеличение содержания MgO в породах с повышенным содержанием терригенного материала.

Вследствие преобладания в горючих сланцах и известняках карбонатов и органического вещества, а также из-за тонкости обломочного материала изучение последнего в шлифах весьма затруднено. Обычно обломочный материал в шлифах обнаруживается в виде угловатых зерен кварца размером 0,08—0,01 *мм* и меньше; другие минералы почти не обнаруживаются. По исследованиям Н. Л. Дилакторского и Е. А. Галибиной (1955), в обломочном материале горючего сланца преобладают кварц, гидрослюды, слюды и ортоклазы. Кислые плагиоклазы встречаются в очень малом количестве. Кроме перечисленных выше минералов, в виде немногих или единичных зерен встречаются циркон, турмалин, лейкоксен, гранат, глауконит, рутил, анатаз и титанит.

Гидрослюдистый состав пелитового кластического компонента подтверждается приводимыми в табл. 15 данными химического анализа (высокое содержание K_2O и низкое — гигроскопической воды), а также термографическим исследованием. Учитывая постоянство химического состава обломочного материала сланца по разрезу и по протяженности слоев, можно предполагать и постоянство его минерального состава. По пересчету химических анализов в обломочном материале можно приближенно принять следующее количественное соотношение главных минералов: кварца 45—50%, гидрослюды и слюды 35—40%, ортоклаза 10—15%.

Для более полной химико-минералогической характеристики горючих сланцев и переслаивающихся с ними известняков следует остановиться на наличии в них органической, сульфатной и сульфидной серы.

Распределение органической серы находится в прямой зависимости

http://jurassic.ru/

Таблица 15

Химический состав неорганической составляющей горючих сланцев и прослоев известняка в промышленной пачке

Слои	Компонентный состав породы, %					Химический состав обломочного материала, %									Химический состав карбонатного компонента, %			Место взятия пробы
	органическое вещество	карбонаты	обломочный материал	FeS_2	SO_3	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	K_2O	Na_2O	MnO	H_2O гигроскоп.	$\frac{SiO_2}{R_2O_3}$	CaO	MgO	CO_2	
Сланец F . .	23,8	56,8	16,9	2,29	0,23	63,6	1,07	16,6	6,54	8,36	0,95	0,12	2,79	2,7	54,5	1,9	43.6	
Сланец E—F	27.1	58,5	9,7	4,36	0,31	62,9	1,23	16,2	7,40	7,40	1,44	0,20	3,19	2,7	55,4	1,1	43,5	
Сланец E .	40,6	38,1	16,6	4,33	0,35	64,8	0,90	16,6	4,80	8,65	0,96	1,12	3,30	3,0	54,5	2,3	43,2	
Известняк D/E	12,4	75,6	10,8	1,05	0,14	66,8	0,65	16,1	7,09	7,18	0,28	0,18	1,75	2,9	53,6	2,2	44,2	
Сланец D . .	27,5	40,7	30,8	0,85	0,20	68,8	1.04	16,9	4,27	6,58	0,55	0,06	1,82	3,2	51,9	4,8	43,3	Шахта „Кюттейыуд“
Известняк C/D	1,9	84,9	12,5	0,61	0,12	66,1	0,96	15,7	5,45	10,80	0,48	0,16	0,40	3,1	55,1	1,3	43,6	
Сланец C . .	26,7	54,2	17,7	1,15	0,25	66,6	0,96	16,3	5,49	6,85	0,79	0,11	2.94	3,1	54,8	1,7	43,5	
Известняк B/C	8,5	84,7	5,5	1,18	0,14	63,4	1,42	15,0	6,93	7,82	2,14	0,36	2,85	3,9	65,1	1,0	43,9	
Сланец B . .	35,2	48,4	13,5	2,63	0,25	65,5	1,04	15,1	7,95	6,46	1,11	0,07	2,97	2,7	55,0	1,5	43,5	
Известняк A′/B	5,7	76,3	17,0	0,86	0,14	68,4	1,18	15,7	5,17	6,70	0,82	0,12	1,94	2,3	54,4	1,7	43,9	
Сланец A′. .	26,0	32,4	39,6	1,67	0,38	66,0	0,79	17,3	4,95	7,07	1,52	0,05	1,29	3,0	50,0	6,8	43,0	
Сланец A . .	44,3	28,6	25,3	1,51	0,30	67,4	1,03	16,2	5.06	6,73	0,51	0,04	3,04	3,2	52,5	4,4	43,1	

http://jurassic.ru/

от содержания в породе органического вещества, содержащего серу в количестве 1,2—2,0% от своего веса.

Сульфатная сера как в сланцах, так и в известняках присутствует в количестве десятых и сотых долей процента. По Б. К. Торпану (1954), наличие сульфатной серы указывает на присутствие в этих породах гипса. Ясно выраженной закономерности распределения сульфатной серы по разрезу не установлено, но в известняках ее обычно меньше, чем в сланцах, особенно содержащих большое количество обломочного материала.

Содержание сульфидной серы изменяется от 0,3 до 4% и более. Обогащение пород органическим веществом не влияет на повышение содержания в них сульфидной серы. Концентрация ее связана с поверхностями размыва и перерыва, с прослоями биоморфного известняка и с местами массового скопления известковых остатков фауны, например в средней части сланцевого слоя В. Следует отметить, что описываемые здесь выделения сульфидной серы в виде двухсернистого железа обычно относят к пириту; Н. Л. Дилакторский, Е. А. Галибина (1955) считают их марказитом.

Описанные составные компоненты образуют алевропелитовую структуру и неясно выраженную микрослоистую текстуру горючего сланца. В некоторых частях промышленной пачки сланцев макроскопически ясно обнаруживается сланцеватое сложение по ориентированному расположению скелетных остатков организмов, особенно мшанок.

Удельный вес сланца и вмещающих известняков зависит от содержания в них органического вещества и изменяется от 1,4 при содержании в сланце органического вещества 50—60% до 2,4—2,7 при содержании органического вещества в породе до 10%.

На рис. 91, по данным опытных измерений, дано графическое изображение объемного и удельного веса, а также общей пористости и естественной влажности сланцев и вмещающих известняков в зависимости от содержания в них органического вещества. Объемный вес насыпного несортированного по крупности кусков сланца равен 1,1—1,2.

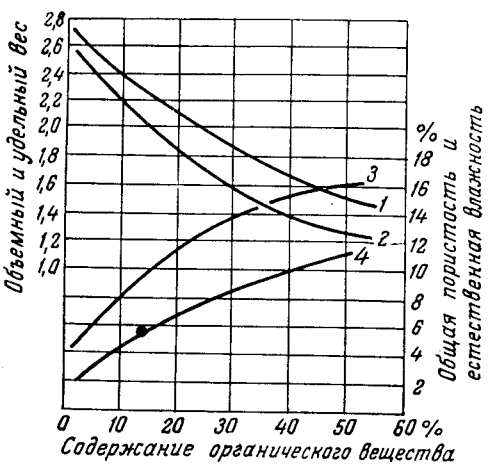


Рис. 91. Изменение удельного и объемного веса, общей пористости и естественной влажности горючих сланцев-кукерситов и переслаивающихся с ними известняков в зависимости от содержания органического вещества

1 — удельный вес; *2* — объемный вес (абс. сухой массы); *3* — общая пористость (в процентах в пересчете на абс. сухую массу); *4* — естественная влажность

Горючие сланцы Эстонского месторождения относительно устойчивы к выветриванию; они сохраняют кусковатость в атмосферных условиях на протяжении нескольких лет. Изменение качества сланца при выветривании сводится к окислению органического вещества и к уменьшению его теплоты сгорания. Процесс окисления кускового сланца при хранении на открытом воздухе протекает медленно. Так, по данным Института химии АН СССР, теп-

http://jurassic.ru/

лотворная способность сланца за два года хранения его в атмосферных условиях уменьшилась на 5%, а за 5 лет — на 10—12%.

Под влиянием температуры нагрева до 1000° без доступа воздуха или при ограниченном доступе воздуха кероген сланца превращается в газообразные продукты, смолу, воду и твердый остаток. Выход летучих веществ на органическую горючую массу горючих сланцев равен 70—80%.

Выход конечных продуктов термической переработки сланца находится в зависимости от способа перегонки: при низкотемпературной перегонке без доступа воздуха (до 500°) из сланца извлекается до 75% органического вещества, главным образом в виде смолы и низкокалорийного горючего газа; при среднетемпературной перегонке без доступа воздуха (до 750°), наоборот, получается высококалорийный газ и небольшой выход смолы. При полной газификации сланца (нагрев до 1000° и выше при доступе ограниченного количества воздуха) из него извлекается вся органическая масса в виде газа — до 700 $м^3$ и смолы до 150 *кг* на 1 *т* сланца, но получаемые при этом газ и смола оказываются ниже по качеству, чем при перегонке сланца без доступа воздуха.

Для технологических целей применяется главным образом кусковой сланец размером 25—125 *мм*.

При сжигании сланца-кукерсита большая часть его горючей массы преобразуется в летучие вещества при относительно низких температурах, и горение последних происходит в иных условиях и более интенсивно, чем горение обогащенного углеродом коксового остатка.

Добываемые при отработке промышленной пачки горючие сланцы-кукерситы в зависимости от вида потребления должны удовлетворять качественным показателям (в соответствии с действующими ГОСТами), приведенным в табл. 16.

Таблица 16

Качественные показатели горючих сланцев-кукерситов

Сорт сланца	Размер кусков, *мм*	Назначение сланца	Показатели					
			Влага рабочая, % (не более)	A^c зола на сухой сланец, % (средняя)	CO_2 на сухой сланец, % (средняя)	$S^c_{об}$ сера общая на сухой сланец, % (средняя)	$Q^c_б$ теплота сгорания сухого сланца, *ккал* (не менее)	Тс выход смолы на сухую массу, % (не менее)
I	Более 125	Топливо	11	42	15	2	4000	24
II	125 - 25	Переработка на газ в камерных печах и методом полукоксования	12					
III	Менее 25	Энергетическое топливо	13	47	17	2	3050	

Гидрогеологические и горнотехнические условия

В гидрогеологическом отношении территория Эстонского сланцевого месторождения приурочена к выходам северного крыла Прибалтийского артезианского бассейна.

http://jurassic.ru/

В границах месторождения подземные воды находятся в четвертичных отложениях, ордовикских известняках и песчаных толщах ордовика и кембрия.

Водоносность четвертичных отложений незначительная, ввиду малой их мощности и преимущественно глинистого состава.

Подземные воды, приуроченные к песчаным толщам гдовской, ломоносовской, пиритаской и тискреской свит кембрия и пакеpортского горизонта нижнего ордовика, непосредственно не влияют на обводнение шахт Эстонского месторождения, поскольку пьезометрический уровень их находится или ниже подошвы горных работ или превышает ее незначительно. Эти воды являются основным источником для питьевого и технического водоснабжения.

На обводнение действующих шахт серьезное влияние оказывают свободные и напорные воды трещинно-карстового типа известняковой толщи ордовика, находящиеся под непосредственным влиянием атмосферных факторов. Подземные воды в значительном количестве проникают в горные выработки шахт по трещинам, сбросовым плоскостям и карстовым пустотам. По мере увеличения глубины значение тектонических трещин и карста в обводнении шахт значительно уменьшается и все большую роль приобретают напорные пластовые воды подстилающей толщи.

Благоприятными горнотехническими условиями эксплуатации Эстонского месторождения горючих сланцев являются: неглубокое залегание промышленной пачки, доступной для разработки открытым способом и шахтами глубиной 20—50 *м*; беспрерывное протяжение промышленной пачки в промышленных границах месторождения; устойчивые породы кровли и почвы, представленные крепкими известняками; большая рабочая мощность промышленной пачки, практически горизонтальное ее залегание и отсутствие газовыделений и пыли в горных выработках.

К неблагоприятным условиям, усложняющим добычу сланцев, относятся описанные выше «карстовые» явления и большие притоки шахтных вод.

Запасы горючих сланцев

Учтенные запасы горючих сланцев по Эстонскому месторождению на 1 января 1959 г. характеризуются цифрами (в млн. *т*), приведенными в табл. 17.

Таблица 17

Запасы горючих сланцев Эстонского месторождения на 1. I. 1959 г.

	Балансовые запасы по категориям					Забалансовые запасы
	A	B	C_1	A+B+C_1	C_2	
Всего по месторождению	1129,8	728,7	1586,9	3445,4	5200,1	2215,4
В том числе по действующим шахтам . .	271,1	132,9	42,9	446,9	—	39,3

К балансовым отнесены запасы по промышленной пачке A—F при суммарной мощности сланцевых слоев не меньше 0,7 *м* и теплотворной способности сланца не ниже 2000 *ккал* и к забалансовым — соответственно не меньше 0,5 *м* и не ниже 1500 *кал*.

http://jurassic.ru/

Запасы кат. $A+B+C_1$ разведаны на площади 1,1 тыс. *км*^{2} вдоль северной границы месторождения с глубиной залегания от 5 до 50 *м*; на эту же площадь приходится 25% забалансовых запасов. Запасы кат. C_2 разведаны на площади 3,1 тыс. *км*^{2}, расположенной южнее, где глубина залегания равна 50—100 *м*; на эту же площадь в южной ее части приходятся 75% забалансовых запасов.

Южная часть месторождения на площади около 12 тыс. *км*^{2} с глубиной залегания сланцев 100—200 *м* покрыта сеткой поисковых скважин, расположенных на расстоянии 25—30 *км* друг от друга; промышленное значение этой площади не установлено.

Разведанных запасов горючих сланцев по категориям $A+B+C_1$ хватит на 300 лет на уровне добычи 1958 г. и на 130 лет на уровне планируемой добычи в 1965 г. (с учетом 35% эксплуатационных потерь).

По запасам и по добыче горючих сланцев Эстонское месторождение занимает первое место в Советском Союзе. Этому в значительной мере способствовало простое геологическое строение месторождения, большие запасы хорошего по качеству сланца, благоприятные горнотехнические условия и удобное географическое размещение по отношению к крупным центрам потребления сланца и продуктов его переработки.

Большой рост промышленного производства на базе эстонских сланцев ставит перед геологами задачи дальнейшего изучения стратиграфии, тектоники, гидрогеологических и горнотехнических условий месторождения, а также более углубленного изучения вещественного состава, свойств сланцев и вмещающих их пород с целью значительного снижения эксплуатационных потерь, снижения себестоимости добычи и более полного использования сланцев.

Стратиграфическому изучению подлежит верхний подгоризонт кукрузеского горизонта с целью стратификации приуроченных к нему сланцевых слоев, что решает вопрос о промышленной оценке большой площади, расположенной между г. Тапа и г. Муствээ (см. рис. 87).

Детальные гидрогеологические исследования следует проводить в пределах всего месторождения, но особенно в восточной его части, где пригодные для отработки открытым способом участки находятся в трудных гидрогеологических условиях из-за низкого гипсометрического положения подошвы промышленной пачки, наличия закарствованных зон, а также близкого расположения Нарвского водохранилища и рек Нарва и Мустйыги.

Промышленная оценка горючих сланцев должна исходить из учета содержания в них не только органического (горючего) вещества, но и минеральной негорючей составной части, пригодной для производства строительных материалов и для нейтрализации кислых почв. Одной из первоочередных работ должно явиться определение качества и степени изменения пород, слагающих сланценосную толщу кукрузеского горизонта от слоя А до Н включительно с целью установления наивыгоднейшей схемы отработки сланцевой залежи для получения горной массы, пригодной для сжигания на электростанциях с комбинированным производством электроэнергии и плавленого клинкера портланд-цемента.

Необходимо провести детальную литолого-стратиграфическую обработку кернового материала скважин колонкового бурения прежних лет и сплошное его опробование, в том числе на редкие и рассеянные элементы.

Большой опыт добычи и использования сланца позволяет сейчас произвести ревизию проведенных ранее геологоразведочных работ и на

http://jurassic.ru/

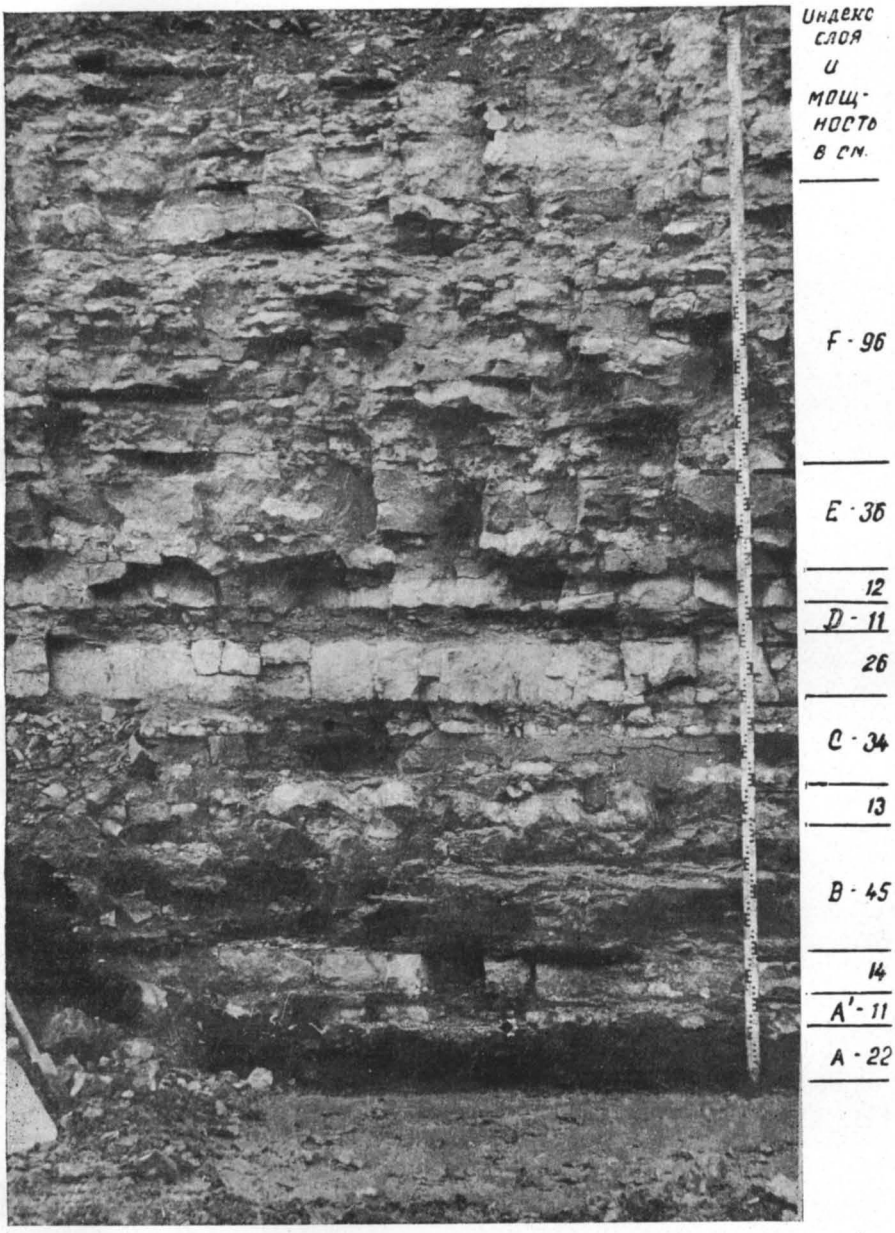


Рис. 92. Промышленный пласт горючего сланца-кукерсита Эстонского месторождения из разреза Кохтла. Темное — сланец; светлое — известняк. Фото И. Кельпмана

http://jurassic.ru/

основе этого дать геологическую и промышленную переоценку Эстонского месторождения. В частности, на основе такой ревизии можно обосновать пересчет и перевод запасов в более высокие категории; так, например, предварительные данные показывают, что при условии нормального выхода керна по скважинам разрежение разведочной сетки скважин в два раза не влияет на точность подсчета запасов и не изменяет показателей по качеству сланца.

ТОРФ

Изученность торфяников Эстонии

Торф в Эстонии имеет большое народнохозяйственное значение. Эффективность использования торфяников зависит от того, насколько детально изучены залегающие в них торфяные залежи. Можно отметить, что параллельно с разработкой торфяников происходило и развитие исследовательской работы, направленной на их изучение.

До Великой Октябрьской социалистической революции торфяные месторождения Эстонии не использовались, если не считать добычи торфа на топливо крестьянами и отдельными потребителями, и не исследовались. Из работ буржуазного периода по торфяникам Эстонии наиболее важное значение имеет составленный А. Веллнером список болот, который включает 517 торфяных месторождений общей площадью 6768 *км*² (Vellner, 1922). Список составлен с целью выяснения гидрографических условий Эстонии и поэтому приведенные в нем данные не отражают промышленного и сельскохозяйственного значения торфяников и не позволяют классифицировать их по основным типам.

Исследованием торфяников с точки зрения их сельскохозяйственного использования занималась в незначительном объеме Болотная опытная станция Тоома, созданная в 1910 г. и преобразованная в 1940 г. в Научно-исследовательский болотный институт Тоома.

Параллельно с изучением торфяников для сельскохозяйственных целей велись исследования и промышленного значения их.

С установлением Советской власти в Эстонии в 1940 г. происходит быстрый подъем народного хозяйства, в связи с чем возникла необходимость в более интенсивном использовании залежей торфяников. Была начата работа по выяснению этих возможностей и определению запасов торфа. Вторая мировая война приостановила работы по исследованию торфяников.

В 1946 г. Институт промышленных проблем АН ЭССР приступил к исследованию торфяных месторождений с точки зрения промышленного использования их. Изучались в основном верховые торфяники. В том же году вышла из печати работа А. Раудсеппа «Торфяники Эстонской ССР» (Raudsepp, 1946), содержащая данные о 935 торфяных месторождениях республики, общей площадью 3260 *км*².

Кроме того, изучением торфяников в Эстонской ССР занимался Институт сельского хозяйства АН ЭССР, Экспериментальная база Тоома и ряд других учреждений, как, например, «Ленгипроторф», «Эстпромпроект», «Сельхозпроект», Управление гидрометеорологической службы и др. Исследования проводились с целью промышленного, сельскохозяйственного или лесохозяйственного использования торфяников.

http://jurassic.ru/

Общая характеристика торфяного фонда и его районирование

На территории Эстонии насчитывается около 1000 торфяных месторождений. Общая площадь их достигает 675 тыс. *га*, т. е. около 16% всей территории республики покрыто торфяниками.

В Эстонской ССР исследовано 347 торфяных месторождений общей площадью 385 тыс. *га*. Торфяники площадью меньше 100 *га* почти не изучены.

В Северной и Западной Эстонии мощность торфяной залежи низинных болот находится обычно в пределах 1—3 *м*, а в Восточной и Южной Эстонии она доходит до 7,5 *м*. Такие различия обусловлены неотектони-

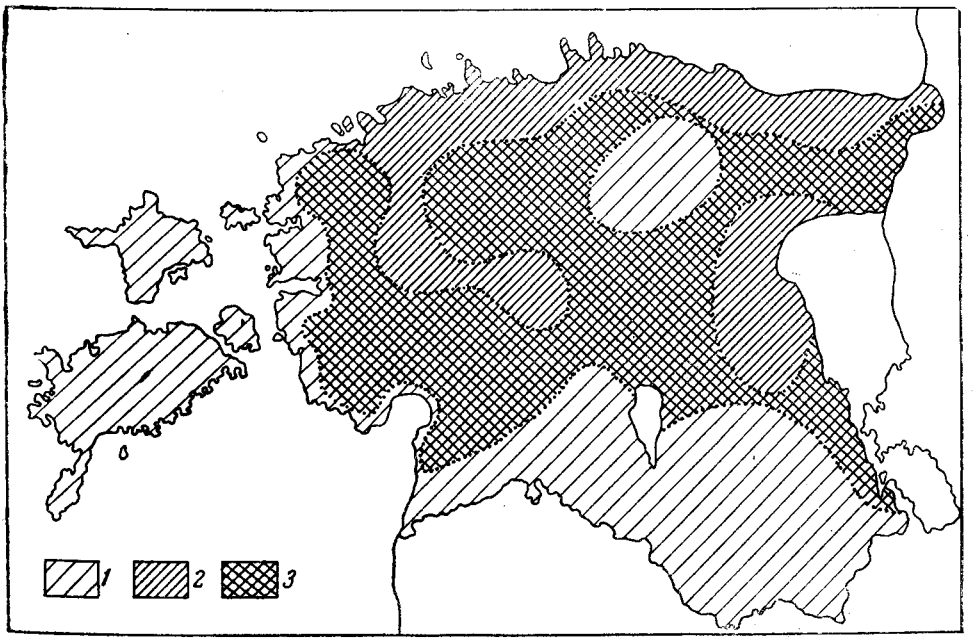


Рис. 93. Заторфованность территории Эстонской ССР
1 — до 10%; *2* — от 10 до 20%; *3* — свыше 20%

ческими движениями земной коры в послеледниковое время, которые на северо-западе были более интенсивными, чем на юго-востоке.

Средняя мощность промышленной залежи эстонских торфяников 3,1 *м*. Запасы торфа разведанных торфяных месторождений достигают 8500 млн. $м^3$, а запасы торфа всех месторождений Эстонии можно оценить в 16 млрд. $м^3$.

Торфяники распространены во всех районах Эстонской ССР, но встречаются они неравномерно. Особенно много их в Западной Эстонии, на склонах возвышенности Северной Эстонии, а также в низине озер Пейпси и Выртсъярв. Наименее заторфованы возвышенности и острова Западной Эстонии (рис. 93).

Торфяники располагаются в среднем на высоте 46 *м*, а торфяники верхового типа — в основном на высоте 50—60 *м* над уровнем моря. На высоте более 115 *м* над уровнем моря крупные торфяники не встречаются.

http://jurassic.ru/

В зависимости от природных условий и характера торфяников в Эстонской ССР можно выделить шесть торфяных районов (рис. 94).

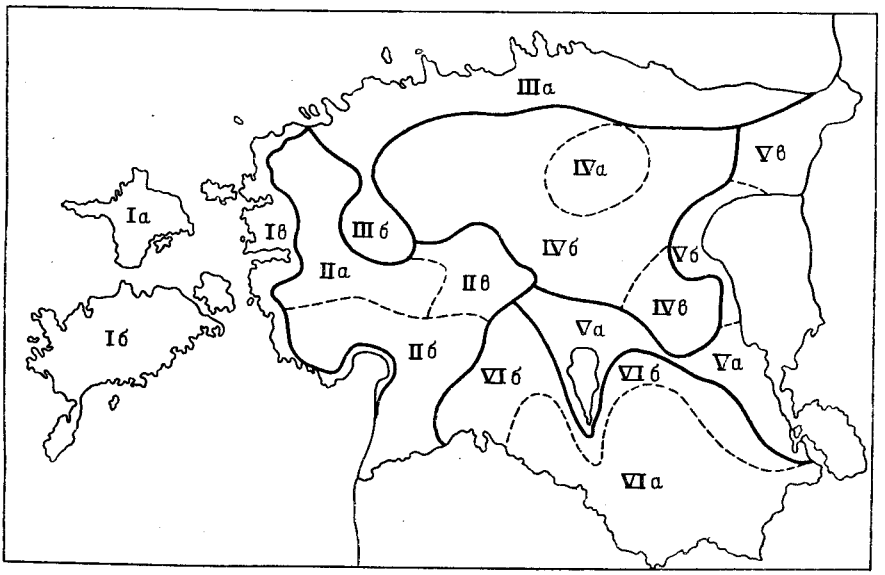


Рис. 94. Торфяные районы Эстонской ССР. Составили К. Ю. Вебер и Х. Х. Курм
I — Западный район небольших низинных торфяных месторождений: *II* — Западный район крупных болот; *III* — Северный район средних торфяных месторождений; *IV* — район крупных разнотипных торфяных месторождений Северо-Эстонской возвышенности; *V* — Восточный район крупных торфяных месторождений; *VI* — Южный район небольших торфяников

I. Западный район небольших низинных торфяных месторождений. К нему относятся о-ва Хийумаа (Iа), Сааремаа и Мухумаа (Iб) и западное побережье материка (Iв). Почти все торфяники этого района изучены. Сведения о их типах, площади и запасах торфа приведены в табл. 18.

Таблица 18

Характеристика торфяников I района

Подрайоны	Заторфованность, %	Количество изученных торфяников	Типы торфяников, %			Площадь наиболее крупного торфяника, *га*	Средняя площадь торфяников, *га*	Промышленная залежь, %	Средняя мощность промышленной залежи, *м*	Запасы торфа, млн. *м*³
			низинные	переходные	верховые					
Iа	8	43	53	17	30	1345	610	38	2,0	56
Iб	6	33	72	10	18	4210	500	41	1,4	102
Iв	5	27	91	3	6	2525	350	44	1,36	49

Большой удельный вес низинных торфяников обусловлен близким залеганием коренных пород от земной поверхности и тем, что торфяники

http://jurassic.ru/

этого района образовались сравнительно недавно. Часть их возникла в результате зарастания морских заливов.

Этот район охватывает 13% территории Эстонской ССР, 5% площади торфяных месторождений республики, 2% торфяных залежей изученных месторождений и 9% их площади.

II. Западный район крупных торфяников можно разделить на три подрайона: северный — крупных разнотипных торфяников (IIа), южный — крупных верховых торфяников (IIб) и восточный — небольших верховых торфяников (IIв). Различия между ними прослеживаются весьма отчетливо. Характеристика торфяного фонда района по отдельным подрайонам приведена в табл. 19.

Таблица 19

Характеристика торфяников II района

Подрайон	Заторфованность, %	Количество изученных торфяников	Степень изученности, %	Площадь наиболее крупного изученного торфяника, *га*	Средняя площадь торфяника, *га*	Промышленная залежь, %	Средняя мощность промышленной залежи, *м*	Запасы торфа, млн. $м^3$
II а	22	22	73	8000	2000	73	2,7	854
II б	23	10	60	38000	4000	90	4,3	1652
II в	16	48	81	900	520	76	2,7	514

Район охватывает 23% общей площади торфяных месторождений, 36% разведанных запасов торфа и 29% площади исследованных торфяников республики.

III. Северный район средних торфяных месторождений можно подразделить на два подрайона: северный (IIIа) и южный (IIIб). Северный подрайон занимает полосу шириной в несколько десятков километров вдоль побережья Финского залива. Торфяники здесь часто расположены в долинах или на водоразделах.

Южный подрайон располагается на альварах в окрестности Мярьямаа, болота здесь менее распространены. Низинные торфяники часто имеют маломощную залежь. Торфяники характеризуются данными, приведенными в табл. 20.

Таблица 20

Характеристика торфяников III района

Подрайон	Заторфованность, %	Количество изученных торфяников	Степень изученности, %	Промышленная залежь, %	Средняя мощность промышленной залежи, *м*	Запасы торфа, млн. $м^3$
III а	15	38	67	48	1,3	661
III б	13	7	90	74	3,3	431

В пределах района находится примерно 11% всей предполагаемой площади торфяников, 15% площади разведанных торфяников и 13% запаса торфа республики.

http://jurassic.ru/

IV. Район крупных разнотипных торфяных месторождений Северо-Эстонской возвышенности охватывает почти 23% территории республики. В районе находится 32% предполагаемых торфяных месторождений Эстонии (по площади), 33% площади разведанных торфяников и 32% запаса торфа.

Район подразделяется на три подрайона: слабо заторфованный в центральной части возвышенности (IVа); крупных торфяников на склонах возвышенности с многочисленными внутренними суходолами (IVб); небольших торфяников низинного типа в районе распространения друмлинов (IVв).

Характеристика разведанных торфяников дана в табл. 21.

Таблица 21

Характеристика торфяников IV района

Подрайон	Заторфованность, %	Количество изученных торфяников	Степень изученности, %	Тип торфяников, %			Средний размер торфяника, *га*	Максимальный размер торфяника, *га*	Средняя мощность промышленной залежи, *м*	Запасы торфа, млн. $м^3$
				низинные	переходные	верховые				
IV а	4	2	12	70	12	18	300	700	2,0	8
IV б	25	76	63	58	13	13	1550	35000	2,9	2613
IV в	16	7	17	91	4	5	500	1000	2,3	63

V. Восточный район крупных торфяных месторождений охватывает низину озер Пейпси и Выртсъярв и соединяющую их пойму долины Суур-Эмайыги. В низине находится много крупных торфяников низинного, а также и верхового типа. Торфяники этого района сравнительно слабо изучены. К району относится 5% площади и 6% торфяных запасов разведанных болот. В районе находится 16% предполагаемой общей площади торфяных месторождений Эстонии. Из них изучено 19%.

В этом районе можно выделить три подрайона: низину Выртсъярв и южную часть низины Пейпси (Vа); центральную часть низины Пейпси (Vб); северную часть низины Пейпси (Vв). Из них первый и последний подрайоны характеризуются широким распространением торфяников,

Таблица 22

Характеристика торфяников V района

Подрайон	Заторфованность, %	Количество изученных торфяных месторождений	Степень изученности, %	Средний размер торфяника, *га*	Средняя мощность промышленной залежи, *м*	Запасы торфа, млн. $м^3$
V а	14	11	15	640	2,7	163
V б	13	—	—	—	—	—
V в	24	5	27	2600	3,1	376

http://jurassic.ru/

в центральной же части низины Пейпси торфяных месторождений мало и они не изучены.

Сведения о разведанных торфяниках приведены в табл. 22.

VI. Южный район небольших торфяников занимает Южно-Эстонскую возвышенность. Здесь в условиях холмисто-моренного ландшафта встречаются преимущественно небольшие торфяники, на которые приходится 13% всей предполагаемой площади торфяных месторождений Эстонии, 8% площади и 11% торфяных запасов разведанных месторождений. В районе выделяются подрайоны: межхолмистых торфяников (VIа) и пойменных торфяников (VIб). Первый подрайон занимает цент-

Таблица 23

Характеристика торфяников VI района

Подрайон	Заторфованность, %	Количество изученных торфяных месторождений	Степень изученности, %	Типы торфяников, %			Средний размер торфяника, га	Средняя мощность промышленной залежи, га	Запасы торфа, млн. м³
				низинные	переходные	верховые			
VI а	8	27	54	55	4	41	960	3,4	827
VI б	13	4	8	74	6	20	750	3,4	68

Таблица 24

Общая характеристика торфяных месторождений Эстонской ССР

Торфяные районы	Количество изученных торфяных месторождений	Площадь, тыс. га	Степень заторфованности, %	Процент от предполагаемой общей площади торфяных месторождений	Средние размеры торфяников, га	Тип болот			Промышленная залежь		
						низинные	переходные	верховые	% от всей площади	средняя мощн., м	запасы торфа, млн. м³
1. Западный район небольших низинных торфяных месторождений	73	34	6	99	470	73	9	18	41	1,5	206
2. Западный район крупных болот и небольших верховиков	80	109	21	69	1400	54	6	40	80	3,4	3020
3. Северный район средних торфяных месторождений	45	54	14	72	1200	45	9	46	69	2,9	1074
4. Район крупных разнотипных торфяных месторождений Северо-Эстонской возвышенности	85	123	21	48	1300	59	13	28	75	2,9	2684
5. Восточный район крупных торфяных месторождений	16	20	17	19	1300	48	9	43	90	3,0	540
6. Южный район небольших торфяников	31	29	10	33	990	56	4	40	90	3,4	895
Итого	330	369	16	52	1100	54	9	37	74	3,1	8419

http://jurassic.ru/

ральную часть возвышенности, второй — ее равнинную часть. Изученные болота характеризуются данными табл. 23.

Общая характеристика разведанного торфяного фонда Эстонской ССР по состоянию на 1 января 1958 г. приведена в табл. 24.

О строении торфяных залежей

Для того чтобы получить правильное представление о распространении и закономерностях строения торфяных месторождений Эстонской ССР, необходимо иметь в виду их зависимость от литологического состава коренных пород и особенно от общего развития территории в антропогеновом периоде. На развитие торфяников Эстонии оказали влияние те изменения, которые произошли в низинной Эстонии под влиянием послеледниковых водоемов, и постепенное освобождение отдельных частей территории от покрывавших ее вод (Орвику, 1955). Это влияние сказалось прежде всего в степени и общем характере заторфованности территории республики. Большинство крупных торфяников располагается на равнинных участках низинной части Эстонии. В возвышенной части Эстонии и в центральной части Северо-Эстонской возвышенности, наиболее древних в генетическом отношении областях территории, удельный вес торфяников ниже 10% (см. рис. 93), и крупные торфяники встречаются лишь в древних долинах. Наиболее крупные торфяные массивы в Эстонской ССР расположены в краевых зонах Северо-Эстонской возвышенности, где коренные породы залегают близко от земной поверхности, и в режиме питания болот решающее значение имеют напорные грунтовые воды.

Так как западный, I торфяной район Эстонии, в своей большей части освободился от покрова вод лишь после трансгрессии литоринового моря, то здесь преобладают небольшие низинные торфяники с маломощной залежью. Более молодые месторождения в районах, освободившихся от покрова морских вод после лимниевой стадии, максимальный возраст которых не превышает 3000 лет, представлены лишь низинным типом. Близкое залегание к земной поверхности карбонатных коренных пород и наличие альваров обусловили образование в озерных впадинах о-ва Сааремаа слоя известкового сапропеля мощностью до 3 *м*, покрытого тонким слоем слабо разложившегося торфа. В I торфяном районе преобладает древесно-тростниковая залежь с хорошо разложившимся торфом. В наиболее древних возвышенных частях островов встречаются отдельные торфяники верхового типа.

II торфяной район охватывает в западной части материка почти всю область, некогда покрытую водами Балтийского ледникового озера. Слабо разложившиеся сфагновые торфы верхового типа составляют в восточной части подрайона IIб по меньшей мере $^2/_3$ залежи глубиной от 7 до 9,5 *м*. Для равнин, разделенных древними береговыми образованиями и пересекающими их местами конечноморенными грядами на обширные низины с минимальным стоком, характерно наличие крупных торфяников с глубокой залежью. Торфяная промышленность республики в большей своей части размещается в рассматриваемом торфяном районе.

В растительном покрове торфяников подрайона IIа преобладает низинный тип, на долю верхового типа приходится не более 40%. В распространении типов залежи низинный тип занимает еще более значительное место. Наряду с древесно-тростниковой залежью наиболее широкое распространение, особенно в крупных торфяниках (Суурсоо, Авасте),

http://jurassic.ru/

имеет топяно-лесная залежь, нижнюю половину которой образуют хорошо разложившиеся торфы, содержащие древесину. Лишенная доступа грунтовых вод верхняя часть залежи, образование которой происходило в еще более неблагоприятных условиях стока, состоит из средне- или малоразложившегося торфа с низкими показателями зольности, в котором доминируют остатки осоки или гипновых мхов. В районе более интенсивного поднятия земной коры, где покрытые верховыми торфами низинные торфы составляют по мощности более половины торфяной залежи, распространена торфяная залежь смешанного типа. Залежи верхового типа, прежде всего фускум-залежь, сложенная слабо разложившимся торфом, охватывают около 10% общей площади торфяников.

Крупные торфяники подрайона IIб по растительному покрову относятся к верховому типу и соответствующий тип залежи занимает в них значительное место, охватывая почти всю площадь крупных торфяников подрайона.

Торфяная залежь наиболее крупного торфяного месторождения района — торфяника Лавассааре (Йыыпре) — относится в основном к смешанному типу — мощность слоев, сложенных верховыми, прежде всего сфагновыми торфами, составляет часто меньше половины общей мощности залежи.

В районе верхнего течения р. Пярну на водораздельных участках, расположенных между ее притоками, образовалось большое число небольших верховых торфяников с глубокой залежью. Степень разложения торфа и зольность торфяников подрайона IIв ниже средних показателей.

Равнинные участки, на которых карбонатные коренные породы залегают в непосредственной близости от земной поверхности (III торфяный район), характеризуются распространением сравнительно небольших или средних по размерам торфяников. Под торфяной залежью часто встречаются отложения известкового сапропеля. Наиболее распространенными видами низинного торфа являются хорошо разложившиеся древесно-осоковый, древесно-тростниковый и древесный торф. Данные о средних показателях зольности различных видов залежей разведанных торфяных месторождений этого района, профиль пойменной залежи и другие данные (также и по другим районам республики) приведены авторами уже раньше (Вебер и др., 1957). Хотя торфяники, расположенные на альварах южной части торфяного района (IIIб), в генетическом отношении являются более молодыми, они имеют в общем такие же, но более слабо выраженные черты, четко выделяясь среди окружающих участков с многочисленными торфяниками.

В центральной части возвышенности Северной Эстонии (подрайон IVa), где происходит поглощение вод в карстовых воронках, распространение болот незначительное. На склонах возвышенности простираются крупные торфяники с многочисленными минеральными островами — это подрайон IVб. Неровности рельефа на склонах возвышенности обусловили мозаичность болот (болотных систем) как в отношении растительного покрова, так и залежи (рис. 95). Верховые участки площадью в 500—1000 *га* нередко первоначально представляли собой низины; в составе нижней части их залежи доминируют бедные древесиной виды низинного торфа со средней степенью разложения. Максимальная мощность залежей верхового типа по данным исследований достигает 8,5 *м*. При заболачивании отлогих участков поверхности земли между небольшими верховыми торфяниками условия для распространения древесного яруса

http://jurassic.ru/

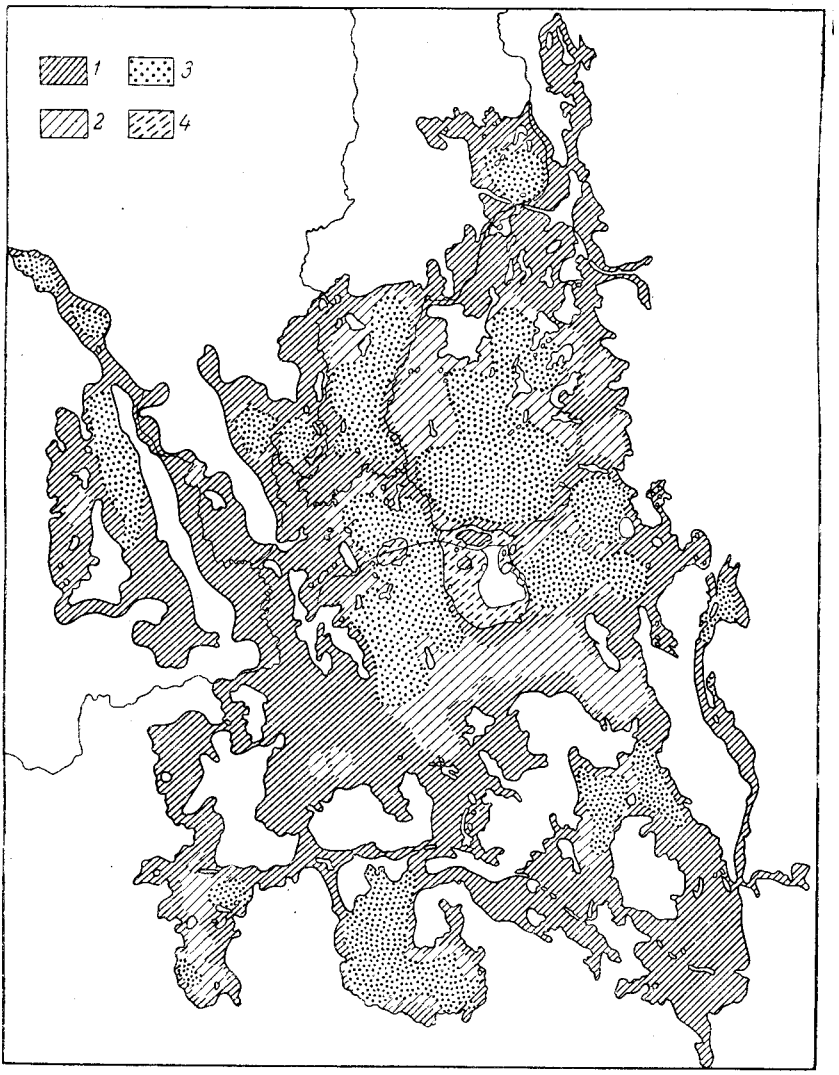


Рис. 95. Болото Эндла на склоне Северо-Эстонской возвышенности (подрайон IV б). Карта составлена К. Ю. Вебером

1 — низинное болото; *2* — переходное болото; *3* — верховое болото; *4* — освободившееся от воды дно озера

были достаточно благоприятными, и большинство залежей низинного типа состоит из торфа, который содержит древесину и имеет среднюю до хорошей степень разложения. На площадях в 100—600 *га* главным образом на восточных склонах возвышенности встречается мало распространенный в Эстонии переходный тип растительного покрова.

Мозаичность болот и многочисленность незаселенных и затрудняющих передвижение участков с торфяными, хотя и маломощными залежами, значительно препятствовали использованию торфяных запасов подрайона IVб.

http://jurassic.ru/

Район крупных друмлинов на юго-восточном склоне возвышенности Пандивере характеризуется распространением относительно небольших торфяников низинного типа. Незначительные торфяники верхового типа представлены смешанной залежью. Мощность слоя сапропеля в озерных впадинах может превышать 10 *м;* доминирует органический сапропель.

Данные о стратиграфии V торфяного района весьма неполные. В восточной части низины Выртсъярв преобладает древесно-тростниковая залежь, сложенная торфами со средней и хорошей степенью разложения, и комплексная залежь верхового типа.

Заболоченность VI торфяного района — Южно-Эстонской возвышенности — обусловлена в основном расчлененным рельефом поверхности. В преобладающей части возвышенностей Хаанья и Отепя встречаются небольшие торфяники, расположенные между холмами. В этих торфяниках представлен низинный и в меньшей мере верховой тип залежи. В долинах, отделяющих возвышенности одну от другой, находятся крупные пойменные торфяники, в которых на ограниченных участках встречаются растительные ассоциации верхового типа, но верховая залежь здесь отсутствует. Средняя глубина торфа 2,5 *м*, максимальная 6,7 *м*; доминирует древесно-тростниковая залежь из хорошо разложившегося торфа.

В подрайоне VIб, расположенном на северной окраине, расчлененной долинами Южно-Эстонской возвышенности, преобладают торфяники пойменного типа. Значительное место в этих торфяниках занимает древесно-тростниковая залежь низинного типа, но встречаются также и более глубокие верховые торфяные залежи, из которых $^2/_3$ образованы слабо разложившимся сфагновым торфом.

Технические и химические свойства торфа

Технические свойства торфов Эстонской ССР зависят от их ботанического состава, отчасти от характера коренных пород и четвертичных отложений, а также от геоморфологического местоположения торфяников. Богатые древесными остатками торфы имеют и более высокую степень разложения, содержание питательных веществ в них больше, объемный вес выше. У сфагновых торфов эти показатели более низкие. Торфы, сформировавшиеся в условиях Северной Эстонии, отличаются в общем более высокой степенью разложения и более высоким содержанием кальция, чем торфы, образовавшиеся в Южной Эстонии. Объемный вес и зольность торфов в пойменных, междрумлиновых и межхолмистых торфяниках местами значительно выше, чем торфов, сформировавшихся в других условиях, их показатели повышаются за счет наносного материала.

Степень разложения торфа. В торфяниках Эстонской ССР доминируют среднеразложившиеся торфы низинного типа и малоразложившиеся торфы верхового типа. Степень разложения низинных торфов обычно колеблется в пределах 30—45%, верховых — в пределах 10—25%. В придонных слоях торфа степень разложения выше, чем в поверхностных слоях.

Объемный вес. Если объемный вес 1 $дм^3$ абсолютно сухого торфа ниже 100 *г*, то в условиях Эстонии такой объемный вес считается очень низким, 100—150 *г* — низким, 150—200 *г* — нормальным и свыше 200 *г* — высоким. Торфы низинного типа Эстонии имеют большей частью нор-

http://jurassic.ru/

Таблица 25

Химические свойства торфов Эстонской ССР в поверхностном слое (10—40 *см*)

Виды торфа	Число анализов	pH в солевой вытяжке	% на абсолютно сухое вещество			
			золы	CaO	P_2O_5	N
Низинный						
Древесный	38	4,6—6,8	8,50—17,3 / 11,54	2,63—7,71 / 4,84	0,07—0,31 / 0,16	2,05—3,25 / 2,71
Древесно-тростниковый	29	4,2—6,1	5,02—12,9 / 9,79	1,55—5,6 / 3,72	0,06—0,27 / 0,14	1,43—3,80 / 2,81
Древесно-осоковый	17	5,3—6,2	5,59—14,73 / 9,52	2,11—6,09 / 3,97	0,10—0,22 / 0,15	1,68—3,59 / 2,95
Древесно-гипновый	6	5,1—6,7	5,16—12,40 / 9,28	1,90—5,46 / 3,49	0,13—0,21 / 0,18	2,40—3,09 / 2,71
Осоковый	4	5,3—6,5	6,35—16,2 / 9,87	2,42—7,41 / 4,75	0,13—0,22 / 0,16	2,73—3,14 / 2,94
Осоково-гипновый	11	4,4—6,1	5,38—11,56 / 8,15	1,40—6,29 / 3,22	0,09—0,23 / 0,14	1,93—4,06 / 2,99
Переходный						
Древесно-сфагновый	5	3,5—5,3	3,8—10 / 6,06	1,31—3,78 / 2,38	0,07—0,16 / 0,12	1,02—2,22 / 1,81
Сфагновый	3	3,3—5,1	4,90—6,56 / 5,59	1,07—2,04 / 1,87	0,09—0,11 / 0,1	0,82—1,32 / 1,15
Верховой						
Сосново-сфагновый	7	2,7—3,5	2—4,4 / 3,3	0,4—1,11 / 0,75	0,04—0,14 / 0,11	0,76—1,56 / 1,2
Пушицево-сфагновый	10	2,7—3,7	1,6—4,6 / 2,94	0,12—0,45 / 0,25	0,05—0,13 / 0,09	0,70—1,06 / 0,86
Фускум	18	2,7—4,1	1,72—3,86 / 2,64	0,12—0,70 / 0,35	0,03—0,18 / 0,09	0,45—1,2 / 0,76
Комплекс	6	2,7—3,3	1,65—2,35 / 2,19	0,2—0,44 / 0,26	0,05—0,11 / 0,08	0,71—1,4 / 0,86

Примечание. Над чертой даны предельные значения, под чертой — средние.

мальный, переходного типа — низкий и верхового типа — очень низкий объемные веса. По данным анализов проб, проведенных в Эстонском Научно-исследовательском институте земледелия и мелиорации, средний объемный вес в поверхностном слое глубиной 10—40 *см* для низинного торфа 160, переходного 110 и верхового 75 *г/дм*^{3}.

http://jurassic.ru/

Зольность торфяной залежи. Наиболее полно исследована зольность торфяных залежей Северо-Эстонской равнины; в части остальных районов Эстонской ССР имеются данные лишь по отдельным профилям. Зольность торфа наиболее распространенных залежей, по А. Труу (1955), характеризуется следующими показателями (в %): лесной залежи 14,3; древесно-тростниковой 13,0; древесно-осоковой 12,0; топяно-лесной 12,9; лесо-топяной 11,5; осоковой 9,3; топяной смешанного типа 5,9; фускум-залежи 4,7.

Химические свойства торфов в поверхностном слое (10—40 *см*). Для сельскохозяйственного использования торфа важно знать его химический состав. В табл. 25 приведены данные Эстонского Научно-исследовательского института земледелия и мелиорации о химическом составе торфов эстонских болот в поверхностном слое глубиной до 10—40 *см*.

Как показывает табл. 25, торфы низинного типа имеют слабо кислую реакцию и сравнительно высокое содержание золы, кальция и азота. Торфы верхового типа отличаются сильно кислой реакцией и низким содержанием питательных веществ. В общем, содержание золы, кальция, фосфора и азота в направлении от низинных к верховым торфам падает, а кислотность повышается. Исключение в этом ряду составляет осоковый торф низинного типа, содержание золы и кальция в котором сравнительно высокое, а кислотность его более низкая. Все пробы осокового торфа взяты на низинных болотах Северной Эстонии с неглубокой залежью, где более высокое содержание кальция в торфе и обусловленные этим изменения показателей золы и кислотности зависят от влияния карбонатных коренных пород.

Пнистость торфяной залежи. Пнистость торфяной залежи до 0,5% считается низкой, 0,5—1% — средней, 1—2% — выше средней, 2—3% — высокой и свыше 3% — очень высокой. Согласно данным Министерства сельского хозяйства Эстонской ССР, процент пнистости торфяных залежей в республике низок, средний показатель ее 0,4, предельные значения 0,05—1,8.

Теплотворная способность торфа зависит от степени его разложения и зольности. С повышением степени разложения увеличивается и теплотворная способность торфа, с повышением же зольности теплотворная способность снижается.

А. Раудсепп (Вебер и др., 1957) подразделяет торф, добываемый в республике на топливо, на три категории: к первой относится торф низинного типа, теплотворная способность которого 5594 *кал*; ко второй — слабо разложившийся верховой торф, добываемый из верхних слоев залежи смешанного типа, с теплотворной способностью 5386 *кал*; к третьей — смешанный торф, получаемый при карьерных способах добычи топливного торфа из торфяников с залежью смешанного типа, причем верхние малоразложившиеся слои торфа верхового типа смешались с нижним, среднеразложившимся низинным торфом; теплотворная способность смешанного торфа — 5525 *кал*.

Разработка торфа и его использование

В промышленности и домашнем хозяйстве торф используется на топливо, в сельском хозяйстве слабо разложившийся торф верхового типа служит материалом для приготовления подстилочного торфа высокого качества, низинный торф находит применение в качестве ценного органи-

http://jurassic.ru/

ческого удобрения и используется также для приготовления питательных кубиков и торфяных горшочков.

Торф на топливо добывается в Эстонии уже давно. В буржуазной Эстонии до 1938 г. торфопредприятия производили только кусковой торф. С пуском торфобрикетного завода в Тоотси стали производить также и брикет. В топливном балансе торф составлял 10%. В послевоенные годы возникла задача не только достигнуть довоенного уровня, но и значительно превысить его. Данные о производстве торфа в Эстонской ССР приведены в табл. 26.

Таблица 26

Производство торфа в Эстонской ССР, в тыс. *т*

Год	Фрезерный торф 40 % влажности	Кусковой торф	Валовая продукция
1939	96,0	67,6	163,6
1953	172,8	291,7	464,5
1954	104 8	280,0	384,8
1955	243,7	258,8	502,5
1956	152,0	222,8	374,8
1957	157,2	214,7	371,9
1958	173,4	232,6	406,0
1965	865,0	115,0	980,0

В 1958 г. в республике торф на топливо производили 14 торфопредприятий. Из них 8 — «Тоотси», «Элламаа», «Лавассааре», «Улила», «Лехтсе», «Кыргесоо», «Выхма» и «Мелески» — входят в систему Совнархоза Эстонской ССР. Годовая продукция этих торфопредприятий составляет более 90% от всей продукции топливного торфа. Остальные 6 торфопредприятий (в Юлемисте, Выру, Пайде, Валга, Казесоо и Сайкла) входят в систему Министерства местного хозяйства.

Согласно перспективному плану развития торфопромышленности Эстонской ССР, удельный вес торфа в топливном балансе республики повысится до 12—15%. Если значение торфобрикета в республиканском топливном балансе в настоящее время невелико, а спрос на брикет со стороны населения значителен, то к концу 1965 г. продукция торфобрикета увеличится по сравнению с 1958 г. в четыре раза.

Наряду с промышленной разработкой торфа в республике имеются большие возможности широкого использования его для нужд сельского хозяйства. В районах нечерноземной полосы основной предпосылкой для обеспечения высоких урожаев является применение органического удобрения. Для этой цели в распоряжении колхозов и совхозов республики имеются неисчерпаемые запасы торфа, причем торфяники распространены повсеместно и доступны для всех колхозов и совхозов.

Подстилочный торф в Эстонии производится также очень давно, причем производство его крестьянами велось главным образом вручную. Торф на удобрение в условиях единоличных хозяйств не добывался.

В связи с поставленной Партией и Правительством задачей резкого повышения урожая сельскохозяйственных культур значительно возрастет потребность и в органических удобрениях, в том числе и в торфе. В соответствии с семилетним планом развития народного хозяйства республики

http://jurassic.ru/

предусмотрено увеличение к 1965 г. производства подстилочного торфа по сравнению с 1957 г. больше чем в четыре раза и производства торфяных удобрений почти в пять раз. Данные о производстве подстилочного торфа и торфяных удобрений в республике приведены в табл. 27.

Таблица 27

Производство подстилочного торфа и торфяных удобрений

Год	Производство подстилочного торфа, тыс. $м^3$			Вывозка торфяных удобрений, тыс. $т$		
	в колхозах	в совхозах	всего	в колхозах	в совхозах	всего
1939	—	—	1771,0	—	—	—
1950	—	0,9	0,9	17,1	29,6	46,7
1951	—	171,9	171,9	58,1	24,6	82,7
1952	162,0	221,6	383,6	231,1	49,7	280,8
1953	109,0	205,6	314,6	44,8	37,7	82,5
1954	388,0	174,7	562,7	207,9	36,8	244,7
1955	763,0	475,3	1238,3	102,0	116,2	218,2
1956	958,0	304,0	1262,0	257,0	192,1	449,1
1957	839,1	628,0	1467,1	416,7	239,2	655,9
1965	4210,0	1860,0	6070,0	2037,0	1079,0	3116,0

Повышение производства подстилочного торфа и торфяных удобрений будет достигнуто в первую очередь за счет механизации всех операций производственного процесса, причем механизация будет осуществлена с помощью производимых в настоящее время серийно машин и механизмов.

В табл. 28 показана характеристика промышленной пачки крупных торфяников Эстонской ССР.

ПРИРОДНЫЕ ГАЗЫ

Газопроявления издавна были известны в северной части Эстонской ССР. Из ряда работ, посвященных данному вопросу, наиболее полной является статья Д. Бартельса (Bartels, 1937), излагающая сведения о газопроявлениях на островах Кери (Кокшер) и Суур-Прангли.

В 1945—1946 гг. А. В. Шуфертовым (ВНИГРИ) была впервые предпринята попытка систематизировать все имеющиеся в литературе материалы о газопроявлениях в Прибалтике, в частности в Эстонской ССР, а также обобщить данные личного обследования и изучения газоносности указанной территории.

ГАЗЫ, СВЯЗАННЫЕ С ЧЕТВЕРТИЧНЫМИ ОТЛОЖЕНИЯМИ

Остров Суур-Прангли (Большой Прангли) расположен в Финском заливе в 25—27 *км* к северо-западу от г. Таллина. В 1924 г. при бурении скважины на нефть здесь были обнаружены природные газы, приуроченные к четвертичным отложениям.

http://jurassic.ru/

Таблица 28

Характеристика промышленной пачки наиболее крупных исследованных болот Эстонской ССР

Название болот	Торфяной район	Административный район	Площадь исследованной части, га	Средняя глубина, м	Запасы сырца-торфа, тыс. м³		Технические показатели залежи, %			Учреждение, выполнявшее исследование	Годы исследования	Способ разведки
					общие запасы	подстилочного торфа	средняя степень разложения	зольность	пнистость			
Суурсоо	II	Хаапсалу, Кейла	2788	3,16	89019	—	19	6,0	0,2	Ленгипроторф	1947, 1951	Детальная
Элламаа	II	Кейла, Мярьямаа	1409	3,36	47634	17622	25	6,3	0,22	„	1947	„
Мариметса	II	Хаапсалу, Мярьямаа	3695	4,9	177360	118240	10—15	7,4	0,25	Ин-т промышленных проблем АН ЭССР	1948	Рекогносцировочная
Лихула-Кебласте	II	Лихула	5903	2,9	171187	84187	15—55	10,2	0,1	„	1948	„
Авасте	II	Лихула, адм. р-н г. Пярну . . .	4670	2,6	121420	—	20	7,6	0,2	„	1948	„
Лавассааре	II	Адм. р-н г. Пярну	19900	5,4	1074508	268558	20	4,0	0,2	Мин. торг. буржуазной Эстонии	1920, 1922	Детальная
Пёэравере	II	Вяндра	4271	2,65	115504	—	25	5,0	0,7	Мин. сланце-химической промышлен. ЭССР	1951	„
Кыргесоо	III	Йыхви	4332	3,24	140386	40403	28	6,35	0,49	Текстильторфпроект	1947	„
Эндла	IV	Йыгева, Пайде, Пыльтсамаа, Вяйке-Маарья	17000	2,8	480000	175000	30	6	—	Ин-т мелиорации и освоения осушенных земель ЭССР (Тоома)	1947—1958	Рекогносцировочная
Соосааре	V	Пыльтсамаа . . .	3096	3,3	102160	50500	32	3,4	0,1	Ин-т промышленных проблем АН ЭССР	1948	„
Мээльва	V	Ряпина	2700	3,2	97000	97000	15	—	—	Институт мелиорации и освоения осушенных земель АН ЭССР (Тоома)	1955	Маршрутная

http://jurassic.ru/

Ниже приводится разрез указанной скважины общей глубиной 72,29 *м*.

1.	Песок с включением гравия	2,13 *м*
2.	Глина серая с гравием и валунами	11,19 „
3.	Песок желтый; слабое газирование	5,79 „
4.	Глина серая с гравием и валунами	6,48 „
5.	Гравий крупнозернистый; I газоносный горизонт	1,21 „
6.	Глина синяя с гравием	11,27 „
7.	Песок; II газоносный горизонт	2,73 „
8.	Глина синяя, плотная	6,71 „
9.	Песок с гравием; III газоносный горизонт	1,20 „
10.	Глина синеватая	23,78 „

Сведения о дебите и давлении газа, приводимые Д. Бартельсом, следующие: I горизонт 700 *м*^{3}/*час* при давлении газа более 1 *атм*, II горизонт 1000—2000 *м*^{3}/*час* при давлении газа 2 *атм* и III горизонт — около 1800 *м*^{3}/*час* при давлении газа около 20 *атм*.

Средняя теплотворная способность газа из II горизонта равна 8000 *кал*.

Данные Д. Бартельса о дебитах и давлениях газа вызывают сомнение в связи с тем, что пробуренные в 1946 г. трестом Ленбурнефтегеология на этом острове две крелиусные скважины (с целью поисков нефти) таких мощных газоносных горизонтов не обнаружили.

Скважина К-2, пробуренная до глубины 126,7 *м*, вскрыла четвертичные моренные и межморенные образования (0—123,3 *м*) и кристаллические породы (123,3—126,7 *м*).

Скважина К-1 встретила под мощной толщей четвертичных отложений гдовский песчаник нижнего кембрия, пройденный лишь на 0,5 *м*. Газопроявления отмечались в этой скважине на глубинах 24,28 и 106 *м*. Скважина фонтанировала газом вместе с водой в течение четырех суток. Газоносные горизонты не испытывались и их режимные характеристики остались неизвестными.

Ориентировочный дебит газа, определенный А. В. Шуфертовым в 1945 г. в устье старой разрушенной скважины, составлял не менее 50—100 *м*^{3}/*сутки*.

Естественно, что газоносные горизонты, правильно каптированные скважиной, дали бы несравненно большее количество газа. Продолжительность (в течение почти 25 лет) естественного выхода газа в устье старой скважины дает основание полагать, что на о-ве Суур-Прангли находится месторождение газа, возможно, вполне достаточное для удовлетворения местных нужд (например, для освещения маяка, рыбокопчения и т. д.).

В табл. 29 приводятся данные о составе газа с о-ва Суур-Прангли.

Остров Кери (Кокшер) расположен в Финском заливе в 8 *км* к северу от о-ва Суур-Прангли и в 35 *км* к северо-востоку от г. Таллина.

На этом острове в 1903 г. была пробурена скважина на воду (Шмидт, 1903; Mickwitz, 1903). До глубины 115 *м* она не обнаружила водоносного горизонта. Скважиной были пройдены четвертичные отложения.

В процессе бурения, начиная с глубины 27 *м*, наблюдалось выделение горючего газа, более интенсивное с глубиной. Газ горел пламенем высотой до 8,5 *м* и состоял из метана (79%) и, возможно, водорода (20,8%).

В период с 1907 по 1912 г. газ указанной скважины использовался для местного отопления и освещения, причем давление его в сети колебалось в пределах 1,5—1,7 *атм*.

http://jurassic.ru/

Состав газа с о-ва Суур-Прангли Таблица 29

Глубина скважин, *м*	Глубина залегания газоносного горизонта, *м*	Кто и когда опробовал газ	Наименование лаборатории	Состав, обчемн. %							
				H_2S	CO_2	O_2	CH_4	Тяжелые углеводороды	N_2 + редкие газы	в том числе	
										Ar + Kr + Xe	He + Ne
Около 72,5	Около 40	1925 г.	Химическая лаборатория в г. Гамбурге (д-р Фрей)	—	1,5	—	95,8	0,3	1,7	Не определялись	
Около 72,5	Около 40	1924 г.	Химическая лаборатория Тартуского Университета (д-р А. Лаур) .	—	1,3	—	95,1	0,3	2,5	»	
Естественный выход газа на месте старой скважины	—	З. Аккерман 1941 г.	Газовая лаборатория Гелиогазразведки (проф. А. А. Черепенников)	—	0,20	—	92,6	0,10	7,1	0,044	
То же	—	А. В. Шуфертов 1945 г.	Газовая лаборатория ВНИГРИ (проф. А. А. Черепенников) . . .	0,8		0,2	94,6	0,2	4,2	0,047	0,003
То же	—	»	То же	1,2		—	94,8	0,40	3,6	0,048	0,003
Разведочная скважина К-1	Около 40	Ленбурнефтегеология, МНП, 1946 г.	»	—	0,4	0,8	91,6	1,0	6,2	0,055	0,001

http://jurassic.ru/

По сообщению бывшего служителя маяка Ю. Я. Тамсаара, газ из этой скважины расходовался в течение 5 лет на освещение маяка, четырех кухонных очагов и восьми ламповых горелок. За период с 1907 по 1912 г., исходя из нормативных данных расходования газа на освещение и отопление, ориентировочный суммарный расход его на о-ве Кери составил около 1 млн. $м^3$. А. Ю. Миквиц (Mickwitz, 1908) считает, что газ из этой скважины генетически связан с четвертичными отложениями. Б. Досс (Doss, 1913c) и Г. Скупин приурочивали газопроявление к ордовикским отложениям — диктионемовым сланцам.

Имея в виду, что отложения нижнего палеозоя в разведочной скважине К-2, пробуренной в 1946 г. на о-ве Суур-Прангли, не были обнаружены, едва ли можно предположить развитие пород кембрия на о-ве Кери, который находится в 8 *км* к северу от о-ва Прангли.

Скважина на о-ве Кери прекратила свое существование в 1912 г. в результате сильного трехнедельного газоизвержения, после чего пришла в полную негодность. Причины этого мощного газоизвержения остались невыясненными. По-видимому, усиление газовыделения из скважины произошло за счет увеличения давления газа в его коллекторе вследствие напора прорвавшейся в коллектор морской воды.

Газы, найденные на о-ве Кери, как и газы о-ва Суур-Прангли, следует генетически связывать с четвертичными отложениями, органическая часть которых может быть преобразована микробиологическим путем в газообразные продукты.

Остров Акси (Вяйке-Прангли) расположен в 3—3,5 *км* на юго-восток от о-ва Суур-Прангли. Газопроявления здесь отмечались в естественных выходах вблизи берега моря, а также на поверхности воды.

В 1923 г. были отобраны пробы газов на поверхности воды вблизи этого острова. Состав этих газов приведен в табл. 30.

Таблица 30

Состав газа в районе о-ва Акси

Наименование лаборатории	Состав газа, объемн. %						
						в том числе	
	H_2S	CO_2	C_2H_2	CH_4	N_2 + редкие газы	Ar + Kr + Xe	He + Ne
Эстонская центральная химическая лаборатория	1,9	0,5	9,1	88,5	—	Не определялись	
Химическая лаборатория в г. Кенигсберге (д-р Гелен)	Неизвестен			95,0	Неизвестен	Неизвестен	0,007

Остров Мохни (Экгольм). Остров расположен в Финском заливе, в 15 *км* к северо-западу от Вызу. По сообщению бывшего служителя маяка с о-ва Кери Ю. Я. Тамсаара, на острове в 20-х годах этого столетия бурилась скважина на воду глубиной 60 *м*. Водоносных горизонтов встречено не было, но из скважины интенсивно выделялся горючий газ. По достижении скважиной глубины 60 *м* и перекрытии ее обсадными

http://jurassic.ru/

трубами выделение газа прекратилось. К сожалению, газ не был опробован и его состав остался неизвестным.

Район Отепя. В указанном районе с холмисто-моренным рельефом в различное время отмечались выделения горючих газов из колодцев целого ряда пунктов.

По устному сообщению К. К. Орвику, выделения газа наблюдались из колодцев на бывших хуторах в Локу, Иллаку, Сиргу и др. Описываемые газопроявления, по-видимому, связаны с четвертичными отложениями, мощность которых достигает здесь многих десятков метров.

Многочисленные выходы газов отмечались в заливе Колга, около п-ова Ихасалу в Финском заливе, а также в одной буровой скважине в пределах древней долины Пуртсе недалеко от ж.-д. ст. Пюсси (Luts, 1937).

ГАЗЫ, СВЯЗАННЫЕ С ПАЛЕОЗОЙСКИМИ ОТЛОЖЕНИЯМИ

Мыс Колиотса. В 30 *км* на северо-восток от г. Таллина и в 2 *км* к северу от бывшего фосфоритного рудника Юльгазе, на мысе Колиотса находится газирующий колодец (скважина). Мыс расположен в предглинтовой полосе, где развиты нижнекембрийские синие глины лонтоваской свиты, обнажающиеся на берегу залива. Мощность четвертичных отложений в указанном месте не превышает 3—4 *м*. Глубина колодца в настоящее время неизвестна. По-видимому, газоносным горизонтом является гдовский песчаник.

При обследовании колодца в 1945 г. А. В. Шуфертовым отмечалось интенсивное выделение газа из воды. Ориентировочный дебит газа составляет около 50 $м^3/сутки$.

Результаты анализов отобранных проб газа приведены ниже в табл. 31.

Таблица 31

Состав газа с мыса Колиотса

Наименование лаборатории	Состав газа, объемн. %								
								в том числе	
	$H_2S + CO_2$	O_2	CH_4	Тяжелые углеводороды	H_2	CO	N_2 + редкие газы	Ar + Kr + Xe	He + Ne
Газовая лаборатория ВНИГРИ (1945) . . .	0,69	0,2	0,18	—	—	—	98,93	0,621	Повышенно
То же	0,50	—	<0,10	—	—	—	99,5	0,614	„
Центральная химическая лаборатория Таллинского политехнического института (1945 г.)	—	0,7	—	—	—	—	99,3	Не определялись	

Судя по пониженному содержанию аргона ($\frac{Ar}{N_2} \cdot 100 = 0{,}4$), газ примерно в 4 раза обогащен биогенным азотом, что указывает на его орга-

http://jurassic.ru/

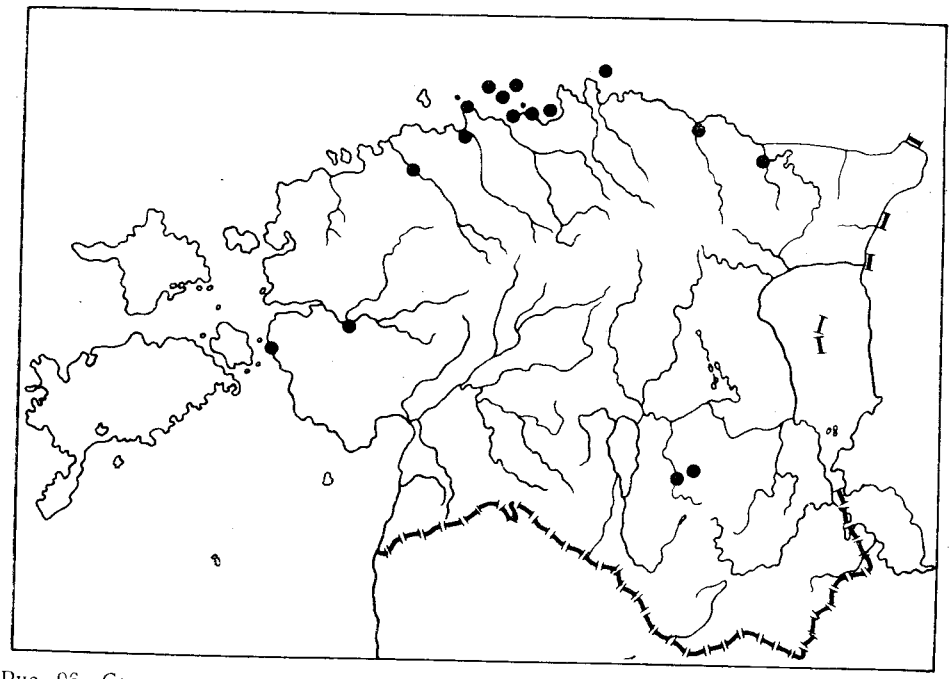


Рис. 96. Схема газопроявлений в Эстонской ССР. Черными точками показаны места свободного выделения газа в скважине

ническое происхождение. Почти совсем отсутствуют углеводороды (менее 0,10%). Газ обогащен гелием, что указывает на его глубинное происхождение. Незначительная минерализация воды (6,88 *мг/экв*) указывает, что опробованные на газоносность отложения нижнего кембрия в этом районе располагаются в зоне активного водообмена с поверхностью земли.

Город Хаапсалу. В этом городе была опробована на растворенный газ артезианская скважина глубиной 208,40 *м*, эксплуатирующая водоносный эофитоновый песчаник пиритаской свиты нижнего кембрия. Статический уровень воды установился на 5,5 *м* выше поверхности земли. Наблюдается периодическое выделение из воды очень мелких пузырьков газа, осуществить отбор которых технически не представляется возможным.

Состав растворенного газа (в объемных %) следующий: $H_2S + CO_2$ 1,10; O_2 0,20; CH_4 4,8; N_2 + редкие 93,9; Ar + Kr + Xe 1,445; He + Ne 0,034.

Описанный газ азотный, несколько обогащенный биогенным азотом. Обращает на себя внимание наличие в газе метана, в количестве 4,8% по объему.

Свободное выделение негорючих газов (азотных) отмечалось в целом ряде артезианских скважин, пройденных в разных пунктах Эстонской ССР (рис. 96).

По вопросу о перспективности использования газов, имеющихся на территории Эстонской ССР, можно сказать следующее.

Сухих газовых струй из кембрийских отложений на описываемой территории нигде не обнаружено. В ряде пунктов (Колиотса, Пирита,

http://jurassic.ru/

Таллин и т. д.) отмечались лишь газы, выделяющиеся из подземных вод этих отложений.

Свободно выделяющиеся газы по своему химическому составу являются азотными, иногда несколько обогащенными биогенным азотом. Упругость их очень незначительная, измеряется десятыми и сотыми долями избыточного давления в атмосферах. Указанные газы уже на глубине нескольких метров от поверхности земли полностью растворены в подземных водах.

Наличие в газах незначительных примесей метана может, с одной стороны, указывать на связь вод кембрия с четвертичными отложениями, иногда содержащими метан, с другой стороны, вполне возможно допустить, что метан связан с кембрийскими отложениями, в которых могли быть органические вещества, преобразованные частично в углеводородные газы. Последние, в свою очередь, с течением времени могли быть разложены микроорганизмами в процессе окисления.

Кембрийские отложения в районах отбора проб находятся в зоне активного водообмена с поверхностью земли, поэтому рассчитывать на наличие в них промышленных скоплений углеводородных или азотных газов с промышленным содержанием гелия не приходится.

Сухих газовых струй, связанных с ордовикскими и силурийскими отложениями, на описываемой территории не наблюдалось. В ряде пунктов отмечались лишь выделения азотного газа из подземных вод (спонтанные газы).

В составе газов этих отложений иногда встречаются примеси метана в довольно значительных количествах (до 4,8% в Хаапсалу). Генетически он не может быть связан с четвертичными отложениями, воды которых могут смешиваться с водами ордовика и силура. Вполне возможно допустить, что метан генетически связан с отложениями ордовика и силура, в которых содержится органическое вещество (горючие сланцы).

Судя по содержанию гелия в растворенных газах, отложения ордовика и силура находятся в условиях активного водообмена с поверхностными водами (возраст вод-газа моложе пород, вмещающих их).

Следовательно, эти отложения не могут сохранять в себе промышленных скоплений газов как углеводородных, так и азотных с повышенным содержанием гелия.

В районах опробования нигде не наблюдалось выхода сухих газовых струй в девонских отложениях. Растворенные газы указанных отложений являются азотными. В составе газов в незначительных количествах присутствует метан.

Сухие газовые струи в четвертичных отложениях, как было указано выше, наблюдались на о-ве Кери, где скважиной обнаружено скопление газа, которое эксплуатировалось в течение пяти лет. Газовые скопления с гидравлическим режимом отмечены на о-ве Суур-Прангли.

Дебит газов на о-ве Кери достигал не менее 500 *м*^{3}*/сутки*; на о-ве Суур-Прангли дебит газа несколько меньше. Давление газа на о-ве Кери достигло более 1,7 *атм*. По-видимому, не меньшее давление газа имело место и в скважине на о-ве Суур-Прангли.

Газоносность четвертичных отложений устанавливается и на других эстонских островах в Финском заливе (острова Акси, Мохни и др.). Основной частью химического состава этих газов является метан, содержание которого достигает 95,8%.

В составе газов указанных выше отложений установлено присутствие тяжелых углеводородов в пределах от 0,10 до 1,0% (о-в Суур-Прангл-

http://jurassic.ru/

ли). В процессе лопания пузырьков газа на воде наблюдалось появление мельчайших маслянистых пятен, принимающих затем форму узких тонких маслянистых пленочек. Это явление подтверждает наличие в составе газов тяжелых углеводородов.

Присутствие газов на различных глубинах в отложениях указывает, что газовые коллектора имеют линзовидный характер залегания.

Следовательно, скопления газов в отложениях имеют изменчивый характер и поэтому в них трудно обнаружить пластовые газовые месторождения.

Однако при благоприятных условиях четвертичные отложения в случае сильного обогащения их органическим веществом могут содержать газовые скопления, вполне достаточные для удовлетворения местных бытовых нужд, как, например, это имело место на о-ве Кери.

http://jurassic.ru/

Глава вторая

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

А. Химическое сырье

ФОСФОРИТЫ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Выявленные на территории Эстонской ССР месторождения фосфоритов располагаются вдоль выходов на поверхность нижней части пакерортского горизонта (оболового песчаника).

Фосфорсодержащими в оболовом песчанике маардуской пачки являются створки беззамковых брахиопод (главным образом из родов *Obolus* и *Schmidtites*), которые содержат 35—36% P_2O_5 (см. рис. 101). Указанные створки или обломки раковин содержатся в песчанике ряда мест в таком количестве, что целесообразно использовать их как сырье для фосфорного удобрения.

Еще в 1861 г. К. Шмидт (C. Schmidt, 1861) обратил внимание на скопление оболид как на сырье для фосфорного удобрения. Однако исследование «оболового фосфорита» было начато только в 1919 г., а в 1921 г. общество «Ээсти фосфорит» начало вскрытие фосфоритового месторождения Юльгазе. Эксплуатация этого рудника производилась с 1924 г. до 1938 г. В 1940 г. началась эксплуатация месторождения фосфоритов Маарду.

Оболовый фосфорит изучался Я. В. Самойловым (1923), А. Эпиком (Öpik, 1929c) и К. Мююрисеппом (1951, 1956; Müürisepp, 1959).

В результате произведенных геологических исследований установлены следующие общие закономерности фосфоритоносности оболового песчаника.

Скопления фосфатных раковин беззамковых брахиопод связаны с определенными стратиграфическими уровнями. Указанные скопления можно встретить в базальном конгломерате и в маардуской пачке пакерортского горизонта. В базальном конгломерате оболовый фосфорит встречается отдельными гнездами диаметром в несколько дециметров и не имеет практического значения.

В нижней части маардуской пачки фосфорит («оболовый конгломерат») встречается в виде линз мощностью от нескольких сантиметров до 2 *м*. Протяженность линз различная — от нескольких дециметров до нескольких километров.

В верхней части маардуской пачки залегает слой разнозернистого кварцевого песка средней мощностью 0,75 *м*, содержащий небольшие и обычно хорошо окатанные обломки створок брахиопод (до 15—30%). Однако этот слой («детритовый») содержит значительно меньше фосфора, чем оболовый «конгломерат» и обычно не эксплуатируется. Исключением является месторождение Иру, где содержание P_2O_5 в детритовом слое колеблется в пределах 4,3—14,2%, составляя в среднем 7,35%. Де-

http://jurassic.ru/

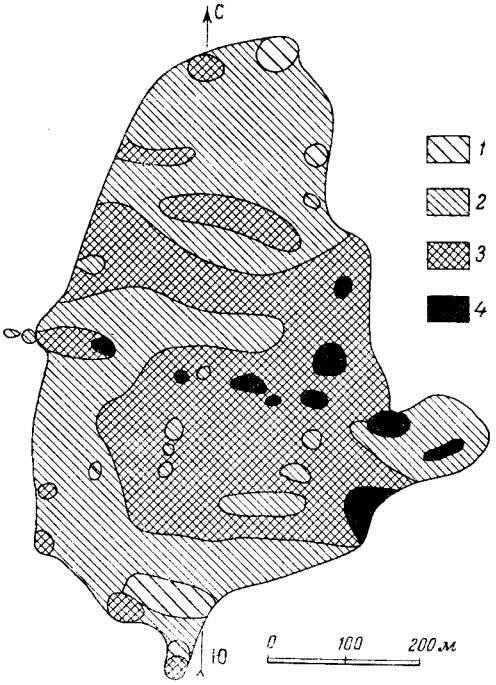


Рис. 97. Карта содержания P_2O_5 в руднике Маарду

1 — ниже 200 *кг/м²*; *2* — 200—300 *кг/м²*; *3* — 300—400 *кг/м²*; *4* — более 400 *кг/м²*

тритовый слой встречается в Эстонской ССР лишь в районе между Пакри и Тситре.

Таким образом, месторождения фосфорита в Эстонской ССР сложены в основном оболовым «конгломератом» (правильнее было бы употреблять термин «брахиоподовый конгломерат», так как на восток от р. Тоолзе в этих «конгломератах» преобладает род *Schmidtites*).

В разрезе отдельных месторождений число линз оболового «конгломерата» колеблется от одной до трех. Линзы разделяют слои песчаника мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров. Мощность линз и прослойков песчаника изменяется на небольшом расстоянии, так же как и содержание в них P_2O_5 (рис. 97).

Общий характер распространения оболовых «конгломератов» в области глинта следующий.

На территории от Пакри до Таллина оболовые «конгломераты» отсутствуют. Между Таллином и Иру встречаются небольшие линзы фосфорита, не имеющие промышленного значения. Район от Иру до Тситре наиболее богат крупными линзами оболового «конгломерата» и здесь имеется ряд месторождений фосфоритов. На восток от Тситре обнажений оболового песчаника очень мало. По р. Тоолзе обнажается маломощный слой брахиоподового «конгломерата», местами очень богатого P_2O_5 (свыше 30%). Лишь начиная от р. Пада, слой этот представляет промышленный интерес (месторождения Азери и Сака). На восток от Онтика мощность линз брахиоподового «конгломерата» уменьшается, а у г. Нарвы их нет совсем.

О распространении линз «конгломерата» в направлении к югу от глинта достаточных данных не имеется. Однако, принимая во внимание большую протяженность некоторых месторождений вдоль глинта, можно полагать, что оболовый «конгломерат» распространяется и южнее полосы выхода нижней части пакерортского горизонта. В разрезах последнего нижняя граница этого «конгломерата» резкая с признаками размыва. Верхняя граница, напротив, обычно неясная, так как в этом направлении содержание створок в «конгломерате» постепенно уменьшается.

Как сам песчаник маардуской пачки, так и заключенный в нем брахиоподовый «конгломерат» сцементированы слабо.

Слоистость «конгломерата» обычно неясная, местами косослоистая. Заключенный в нем кварцевый песок не однороден по зернистости, и размеры его частиц колеблются в пределах от 0,1 до 0,5 *мм*. А. Луха (Luha, 1946) приводит таблицу гранулометрического состава оболового «конгломерата» (табл. 32).

http://jurassic.ru/

Таблица 32

Гранулометрический состав оболового «конгломерата»

Диаметр зерен, *мм*	0,075	0,125	0,25	0,5	1,0	2,0	4,0	5,6	8,0	11,3
Масса зерен, %	1,57	5,44	37,9	26,3	14,2	9,04	4,3	0,94	1,2	0,92

Распределение P_2O_5 по фракциям следующее (в %): $<$ 0,25 *мм* 5,13; 0,25 — 0,5 *мм* 23,0; 0,5 — 11,3 *мм* 27,1; $>$ 11,3 *мм* 23,0. Среднее содержание P_2O_5 в конгломерате составляет 14,35%.

Таким образом, фракции размером меньше 0,25 *мм*, составляющие по весу 45% всей массы «конгломерата», содержат всего 5,13% P_2O_5 и состоят главным образом из кварцевого песка с небольшим количеством обломков створок.

Главную часть химического состава створок беззамковых брахиопод образуют CaO и P_2O_5.

Удельный вес створок колеблется от 2,88 до 3,00 (Öpik, 1929c). P. Kox (Koch, 1958) приводит анализ брахиоподового «конгломерата» из Маарду, в котором содержатся (в %): кварцевый песок 0,31; SiO_2 57,64; CO_2 1,77; SO_3 0,44; P_2O_5 13,81; F 1,51; CaO 21,25; MgO 0,53; $Fe_2O_3 + FeO$ 0,17; Al_2O_3 0,44; Na_2O 0,19; K_2O 0,12; FeS_2 1,28; органическое вещество 0,50; MnO 0,05.

Брахиоподовый «конгломерат» содержит несколько процентов плоской темного цвета гальки диаметром 1—20 *см*, состоящей из кварцевого песка, сцементированного органическим веществом, окислами железа и FeS_2 (Öpik, 1929 c). Эта галька твердая и обычно хорошо окатанная.

Н. Н. Илькевич (1923) указывает следующий химический состав (в %) черной гальки, найденной в штольне Иру: SiO_2 55,5; CaO 20,40; $Al_2O_3 + Fe_2O_3$ 5,30; MgO 0,17; $K_2O + Na_2O$ 1,01; P_2O_5 13,82; SO_3 2,97; CO_2 0,88.

Из приведенного анализа можно заключить, что главными составными частями цемента галек являются CaO и P_2O_5.

Объемный вес брахиоподового «конгломерата» зависит главным образом от количества заключенных в нем створок раковин и их обломков. Он колеблется (для сухого вещества) в довольно больших пределах. Так, объемный вес оболового фосфорита из штольни Маарду составляет от 2,0 до 2,8. При вычислении запасов оболового фосфорита принят объемный вес 2,3.

Содержание P_2O_5 в створках *Obolus* и *Schmidtites* в оболовом песчанике колеблется в пределах 33,86—36,94% (среднее из 11 определений 35,84%); в связи с этим максимальное содержание P_2O_5 в оболовом «конгломерате» будет 36%. Содержание P_2O_5 в бедном оболидами «конгломерате» может снижаться до 5%.

Оболовый фосфорит употребляется в Эстонской ССР для приготовления фосфорного удобрения (фосфоритная мука).

Химический комбинат «Маарду» для руды оболового фосфорита выработал следующие кондиции: мощность продуктивного слоя не менее 0,5 *м*; выданный из рудника фосфорит в сухом виде должен содержать в среднем не меньше 11% (по весу) пятиокиси фосфора; процентное содержание P_2O_5 в руде не должно быть ниже 8% (по весу) и полуторных окислов алюминия и железа — не больше 5% (по весу).

http://jurassic.ru/

Для месторождений фосфоритов Маарду и Азери были установлены следующие кондиции и горнотехнические условия: минимальное среднее содержание P_2O_5 в руде 7%; минимальное бортовое содержание P_2O_5 4%; минимальная мощность фосфоритоносного пласта 0,5 *м*.

В Эстонской ССР известны 8 месторождений оболового фосфорита: Маарду, Роотси-Каллавере, Юльгазе, Тситре, Азери, Сака, Иру, Валкла; шесть первых имеют промышленное значение.

ОПИСАНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Месторождение Иру

Месторождение расположено в Харьюском районе, в 10 *км* восточнее г. Таллина, на правом берегу р. Пирита. Месторождение пересекают ширококолейная железная дорога Таллин—Маарду, узкоколейная дорога Ласна—Маарду и шоссе Таллин—Ленинград. Расстояние от ближайшей железнодорожной станции до месторождения 4 *км*.

В 20-х годах это месторождение изучалось К. Миддендорфом и П. Н. Илькевичем. В 1938 г. разведка производилась Эстонским геологическим комитетом.

Выходы маардуской пачки на данном месторождении расположены в узкой предглинтовой полосе. С запада месторождение ограничено каньонообразной долиной р. Пирита.

За исключением обрывистых берегов р. Пирита поверхность месторождения ровная, со слабым уклоном на юг. Оболовый «конгломерат» образует здесь линзы мощностью от 0,05 до 0,45 *м*. Содержание P_2O_5 колеблется от 8 до 20% (в среднем 17%).

Детритовый слой в Иру гораздо богаче, чем в других местах; содержание в нем P_2O_5 колеблется от 4 до 14%, составляя в среднем 7%. Мощность слоя варьирует в пределах 0,5—1,2 *м*, составляя в среднем 0,75 *м*.

Средняя мощность слоев фосфоритов (оболового «конгломерата» и детрита) на месторождении 1,1 *м*, среднее содержание P_2O_5 9,35%; выход P_2O_5 с квадратного метра 234 *кг*.

Разведанные запасы на площади 2,3 $км^2$ исчисляются в 5740 тыс. *т*.

При общих благоприятных условиях эксплуатации месторождения (открытый способ работ) имеются следующие недостатки, усложняющие разработку: площади, содержащие P_2O_5 более 8%, имеют неправильные очертания и отделены друг от друга (3 участка); месторождение разделено на части проходящими по нему двумя шоссейными и двумя железными дорогами; два слоя фосфорита (слой детрита и один слой брахиоподового конгломерата) разделены прослоем песчаника мощностью 0,6—2,8 *м*.

Месторождение Маарду

Месторождение находится в Харьюском районе, в 16 *км* к востоку от г. Таллина, по обе стороны от шоссейной дороги Таллин—Ленинград. С севера и северо-запада месторождение ограничено глинтом; с запада оно отделяется от месторождения Иру низиной оз. Маарду. В южном, юго-западном и юго-восточном направлениях продуктивная площадь простирается за пределы разведанного участка.

http://jurassic.ru/

Первые разведочные работы на месторождении производились в 1937—1940 гг. Эстонским геологическим комитетом.

В 1947—1948 гг. Институт геологических наук АН ЭССР в связи с проектированием рудника проводил на месторождении разведочные и гидрогеологические работы.

В 1953—1954 гг. Северо-Западным геологоразведочным трестом Главгеохимразведки были проведены более широкие работы по доразведке месторождения.

Общая разведанная площадь составляет 22 *км*^{2}.

Месторождение Маарду расположено на выступе Северо-Эстонского плато. Поверхность месторождения слабо волнистая. Ордовикские известняки покрыты маломощным слоем морены, которая местами отсутствует, и известняк обнажается на поверхности (альвары). Более мощный покров четвертичных отложений имеется в юго-восточной части месторождения (верховое болото Маарду), а также на востоке (верховое болото Выэрдла-Мяннику).

Месторождение имеет простое геологическое строение (рис. 98). На поверхность выходят ордовикские известняки волховского, кундаского, азериского, ласнамягиского и ухакуского горизонтов; севернее глинта, в районе открытых работ, вскрывается диктионемовый сланец и оболовый песчаник. В качестве примера, иллюстрирующего строение месторождения, можно привести разрез по пройденной буровой скв. 100:

1. Q_{IV} Почвенно-растительный слой	0,50 *м*
2. Q_{III} Суглинок валунный, желтовато-бурый	0,50 „
3. B_{III} — C_1c Известняк серый, скрытокристаллический и доломитизированный, трещиноватый, крепкий, с пустотами, выполненными кальцитом. На контакте с известняком волховского горизонта наблюдается прослой известняка мощностью 10 *см*, обогащенного чечевичками гидрата окиси железа	3,70 „
4. B_{II} Известняк с зернами глауконита, серый с зеленоватым оттенком, доломитизированный, плитчатый, трещиноватый, с пустотами, выполненными кальцитом	2,60 „
5. B_I Песчаник глауконитовый, темно-зеленый, мелкозернистый, слабо сцементированный, с большим количеством кварцевого песка	1,80 „
6. A_3 Сланец диктионемовый, песчано-глинистый, темно-бурый, тонкоплитчатый, плотный	3,50 „
7. A_2 Песчаник пиритовый, темно-серый, мелкозернистый, крепко сцементированный	0,02 „
8. A_2 Песчаник кварцевый, светло-серый, с тонкими (до 5 *см*) прослойками диктионемового сланца и с редко рассеянными обломками раковин оболид	2,18 „
9. A_2 Оболовый «конгломерат» темно-серый, слабо сцементированный, с большим количеством кварцевого песка	0,50 „
10. A_2 Песчаник кварцевый, светло-серый, мелкозернистый, плотно сцементированный, с незначительным содержанием обломков раковин оболид	2,50 „

Общая глубина скважины 17,80 *м*.

Благодаря общему падению пород на юг-юго-восток (см. рис. 98) глубина залегания оболового «конгломерата» в южной части месторождения достигает 30 *м*.

В разрезах горных выработок оболовый «конгломерат» (рис. 99) разделяется на три слоя (сверху вниз):

1. Оболовый «конгломерат», створки брахиопод в нем расположены горизонтально; местами заключают небольшие линзы белого кварцевого песчаника	0,2—0,6 *м*
2. Детритный брахиоподовый «конгломерат» изменчивой мощности; в составе раковин преобладают обломки створок *Schmidtites*. Содержание P_2O_5 в этом слое значительно ниже, чем в других слоях	0,1—0,6 „
3. Богатый слой оболового «конгломерата» очень изменчивой мощности; граница его с юльгазеской пачкой резкая, со следами размыва	0—0,4 „

http://jurassic.ru/

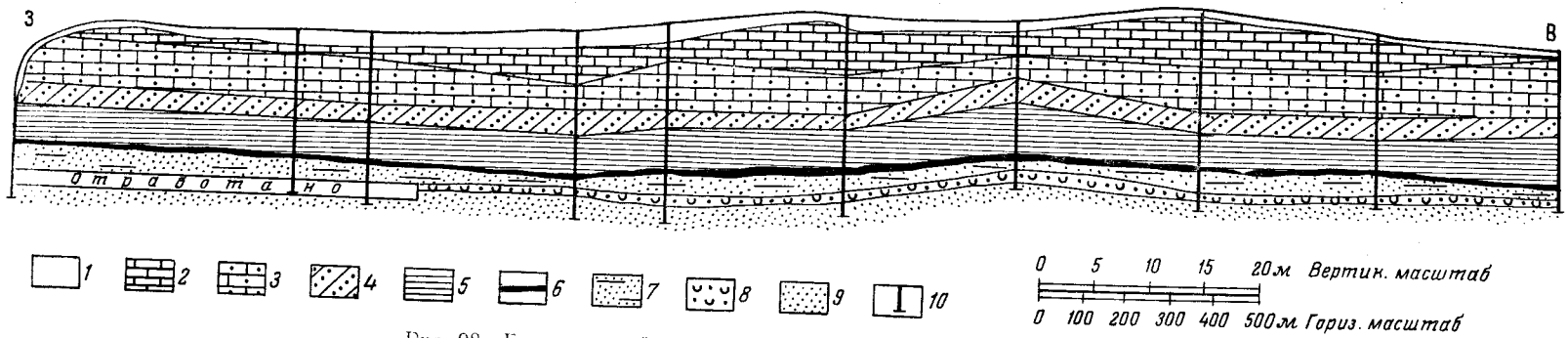


Рис. 98. Геологический разрез месторождения Маарду с запада на восток

1 — четвертичные отложения; *2* — известняки кундаского и вышележащих горизонтов; *3* — волховский горизонт; *4* — лээтсеский горизонт; *5* — гюрисалуская пачка; *6* — пиритовый слой; *7* — песчаник маардуской пачки; *8* — оболовый «конгломерат»; *9* — юльгазеская пачка; *10* — буровые скважины

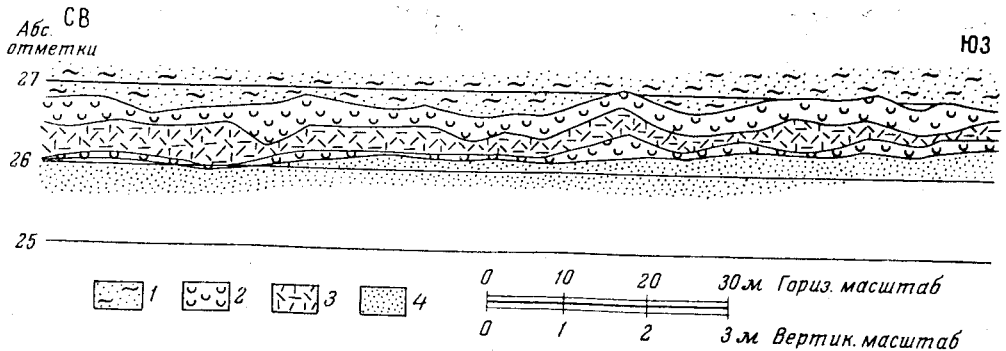


Рис. 99. Зарисовка фосфоритового слоя (оболового «конгломерата» в руднике Маарду по штреку № 14

1 — песчаник с прослойками диктионемового сланца; *2* — оболовый «конгломерат»; *3* — детритовый оболовый «конгломерат»; *4* — белый мелкозернистый песчаник юльгазеской пачки. *2* и *3* — продуктивные слои

http://jurassic.ru/

Изменения мощности и качества названных слоев на малых расстояниях иллюстрируют рис. 97 и 99.

Степень цементации «конгломерата» неравномерная; цемент карбонатный, реже карбонатно-глинистый. Содержание зерен кварца размером от 0,1 до 0,2 *мм* достигает 35—69% от общей массы породы; встречаются окатанные зерна глауконита (до 10%) размерами около 0,1 *мм*, редко зерна микроклина, граната, апатита, турмалина и пирита.

Результаты химических анализов валовых и бороздовых проб «конгломерата» помещены в табл. 33.

Таблица 33

Химический анализ оболового «конгломерата»

№ проб	Химический состав, %								
	P_2O_5	нерастворимый остаток	CaO	MgO	Al_2O_3	Fe_2O_3	F	CO_2	П. п. п.
1	14,73	52,16	21,68	1,01	0,27	2,08	1,4	2,26	—
44	14,48	56,74	20,83	0,60	1,60	0,83	1,02	—	2,94
95	15.28	52,34	22,61	0,72	1,70	0,98	—	—	3,23
109	18,18	45,26	26,13	0,67	1,19	1,99	—	—	3,61

Гидрогеологические условия месторождения Маарду являются простыми.

Глубина залегания грунтовых вод колеблется в среднем от 1,0 до 8,0 *м*. Наибольшие абсолютные отметки уровня грунтовых вод приурочены к центральной части месторождения, где местность заболочена. Воды водоносных горизонтов обладают хорошими питьевыми и техническими свойствами.

Запасы месторождения по состоянию на 1 января 1959 г. указаны в табл. 34.

Таблица 34

Запасы фосфоритовой руды месторождения Маарду

Категория	Запасы руды, тыс. *т*	Среднее содержание P_2O_5, %	В том числе запасы в охранном целике, тыс. *т*
A_2	2415	13,3	—
B	13448	10,2	619
C_1	15826	9,7	99
C_2	9976	8,1	7

Имеются перспективы увеличения запасов в южном направлении от месторождения.

Месторождение разрабатывается Маардуским химкомбинатом Управления сланцевой и химической промышленности Совета народного хозяйства Эстонской ССР.

http://jurassic.ru/

Месторождение Маарду расположено в непосредственной близости от промышленного центра г. Таллина и обладает благоприятными гидрогеологическими условиями, особенно в северной части, где проектируется расширение существующего рудника.

Месторождение Роотси-Каллавере

В 1 *км* к северу от месторождения Маарду, на северной окраине рабочего поселка Каллавере, расположено небольшое месторождение Роотси-Каллавере.

Месторождение ограничено с северо-запада абразионным уступом в кембрийских и ордовикских песчаниках; через середину его в направлении с северо-востока на юго-запад протягивается оз. За исключением территории распространения этого оза, оболовый «конгломерат» залегает сравнительно близко к поверхности земли и покрыт почвенным слоем мощностью менее 1 *м*. В разрезах встречается до трех слоев оболового «конгломерата» общей мощностью 0,55—0,70 *м*. Расстояние между отдельными слоями достигает 0,7 *м*; содержание P_2O_5 в слое колеблется от 9,8 до 28,8%. Выход P_2O_5 — от 160 до 360 *кг/м*^{2}, в среднем 208 *кг/м*^{2}. Запасы на площади в 0,17 *км*^{2} определяются в количестве 106 тыс. *т* концентрата (содержание P_2O_5 33%).

Месторождение Роотси-Каллавере можно эксплуатировать открытым способом.

Месторождение Юльгазе

Месторождение Юльгазе находится в Харьюском районе, на расстоянии 1 *км* от залива Ихасалу. Ближайшая ж.-д. станция расположена в 9 *км* от месторождения. С шоссейной дорогой Таллин—Ленинград месторождение соединяется грунтовой дорогой длиной 5 *км*.

Разведка месторождения Юльгазе была начата впервые в 1919 г., а в 1921 г. приступили к его освоению. Детальная разведка была произведена Эстонским геологическим комитетом в 1939 г.

Месторождение с северо-востока и северо-запада ограничено глинтом. К западу от него простирается низина, в которой слои фосфоритов денудированы. Южная и юго-восточная границы месторождения определяются рентабельностью разработки, так как в этих направлениях идет постепенное уменьшение содержания P_2O_5 в оболовом конгломерате. На юго-западе месторождение Юльгазе граничит с месторождением Маарду. Поверхность месторождения ровная. В его пределах ордовикские известняки лежат непосредственно под почвенным слоем и только местами сохранилась морена.

Строение толщи оболовых песчаников, залегающей ниже известняков и диктионемового сланца, на данной площади такое же, как и на месторождении Маарду. Гидрогеологические условия здесь в связи с близостью глинта благоприятнее, чем на последнем.

На месторождении Юльгазе развиты два слоя оболового «конгломерата», из которых верхний — менее мощный, но более богатый P_2O_5 (в среднем 12,0%), нижний — более мощный, но значительно беднее P_2O_5 (в среднем 9,1%). Слои фосфорита (в нескольких скважинах обнаружен только один слой) отделены друг от друга пластом песчаника мощностью 1,45 *м*. Мощность вышележащего детритового фосфоритового слоя

http://jurassic.ru/

в среднем 0,75 *м*, среднее содержание в нем P_2O_5 4,0% и расстояние от него до верхнего слоя «конгломерата» в среднем составляет около 1 *м*.

Более богатая фосфоритом руда находится в западной части месторождения, менее богатая — в южной. Средняя мощность обоих слоев фосфоритового «конгломерата» (верхнего и нижнего) по месторождению составляет 1,05 *м*, среднее содержание в них P_2O_5 10,2%. Средний выход P_2O_5 с 1 $м^2$ равен 235 *кг*.

Запасы P_2O_5 на площади 3,9 $км^2$ составляют 964 тыс. *т*.

Начиная с 1923 г., в северной части месторождения работал рудник.

Горнотехнические условия эксплуатации месторождения Юльгазе благоприятные: легкий и дешевый способ вскрытия (штольнями), простые гидрогеологические условия, сравнительно дешевое устранение подземных вод самотеком и сплошное развитие продуктивного слоя в пределах всего месторождения.

Транспортировка руды может быть осуществлена морским путем.

Месторождение Валкла

Месторождение расположено в 6 *км* к востоку от р. Ягала к северу от шоссейной дороги Таллин—Нарва, в Харьюском районе. Разведка месторождения была произведена в 1938 г. Эстонским геологическим комитетом. В результате разведки обнаружено, что на глубине 13—23 *м* от поверхности земли залегают два слоя оболового «конгломерата», отделенные друг от друга пластом песчаника мощностью 1,1—3,65 *м* (в среднем 2,6 *м*). Слои «конгломерата» большей частью маломощные (0,10—0,70 *м*) и содержат 2,7—18,5% P_2O_5. Исходя из этих показателей, месторождение Валкла нельзя считать промышленным.

Месторождение Тситре

Месторождение находится в Харьюском районе, в 5 *км* к северу от шоссейной дороги Таллин—Нарва. Ближайшая ж.-д. станция расположена в 30 *км* от месторождения, а гавань — в 2 *км*.

Разведку месторождения производил в 1938 г. Эстонский геологический комитет.

С севера, востока и запада месторождение ограничено глинтом, с юга — оз. Кахала. Поверхность месторождения довольно ровная, с небольшим наклоном к озеру. Геологическое строение и гидрогеологические условия данного месторождения аналогичны таковым на месторождении Юльгазе и Маарду.

Мощность детритового слоя свыше 1 *м*, но содержание в нем P_2O_5 меньше 3%. Здесь имеется два-три слоя «конгломерата» мощностью 0,10—1,25 *м*. Расстояние между отдельными слоями 0,20—1,70 *м*, содержание в них P_2O_5 составляет 7—20% (в среднем 13%). Глубина залегания более богатого слоя «конгломерата» колеблется от 10 до 20 *м*. Содержание P_2O_5 в нижних слоях выше, чем в верхних. Геологические запасы на площади 2,8 $км^2$ составляют 2940 тыс. *т* (33% концентрата). Средний выход P_2O_5 350 $кг/м^2$, т. е. больше, чем в других месторождениях. Горнотехнические условия месторождения такие же, как и на месторождении Юльгазе.

Месторождение до настоящего времени еще недостаточно разведано.

http://jurassic.ru/

Месторождение Азери

Месторождение Азери находится в Кохтла-Ярвеском и Раквереском районах, в 2 *км* на юг от пос. Азери. Оно имеет форму длинной, узкой полосы (ширина разведанной части 3—5 *км*, длина 17,5 *км*), вытянутой вдоль шоссе Таллин—Нарва от р. Пада до р. Пуртсе. Месторождение пересекается железной дорогой Сонда—Азери.

Восточная часть месторождения была разведана в 1939—1940 гг. Эстонским геологическим комитетом. Дополнительно в 1942 г. была произведена разведка участка, расположенного севернее глинта. В 1954—1956 гг. экспедиция Северо-Западного геологического треста Министерства химической промышленности СССР провела детальную разведку месторождения, значительно расширив его границы.

В северной части месторождения (в районе дер. Ранну) расположен уступ (глинт) высотой до 15 *м*. К западу уступ постепенно снижается и около р. Пада почти отсутствует. Севернее месторождения, на берегу моря, находится второй уступ, сложенный кембрийскими глинами и песчаниками. Абсолютные отметки поверхности на ордовикском плато колеблются от 63 *м* на юго-западе до 44 *м* на юго-востоке; в предглинтовой полосе, в пределах месторождения, — от 50 до 25 *м*. Рек и водоемов на месторождении нет, кроме нескольких маленьких ручейков, питаемых болотами. Большая часть месторождения заболочена.

У северо-западной границы месторождения проходит тектоническое нарушение северо-восточного направления, представляющее собой флексуру или сброс с амплитудой 20 *м*.

Мощность четвертичного покрова на месторождении в большинстве случаев не превышает нескольких метров, но около р. Пада в районе тектонического нарушения буровая скважина глубиной 19 *м* не вскрыла коренных пород.

Брахиоподовый «конгломерат» на протяжении всего месторождения отделен от тискреской свиты маломощным (до 1 *м*) слоем мелкозернистого песчаника. Мощность «конгломерата» изменяется в пределах 0,1—1,2 *м*, уменьшаясь к востоку. В некоторых местах он содержит прослои кварцевого песчаника мощностью 0,1—0,3 *м*. Содержание P_2O_5 в «конгломерате» изменяется от 5 до 20%. Обычно нижняя часть фосфоритового слоя богаче P_2O_5, чем верхняя. Средний выход P_2O_5, по данным разведки 1939—1940 гг., 202 *кг/м*^{2}.

Химический состав (в %) брахиоподового «конгломерата», по данным разведки 1954—1956 гг., приведен в табл. 35.

Как показали испытания, из руды, содержащей 6—9% P_2O_5, можно получить путем флотации концентрат с содержанием 29% P_2O_5 при извлечении из руды 90% общего количества P_2O_5.

Таблица 35

Химический состав брахиоподового «конгломерата»

P_2O_5	Нерастворимый остаток	CaO	MgO	R_2O_3	Al_2O_3	Fe_2O_3	CO_2	SO_3
11,66	58,33	—	1,01	5,02	0,7	—	2,62	0,93
8,46	68,32	13,51	0,85	2,45	0,1	—	2,74	3,74
19,72	30,37	—	2,71	—	—	—	—	—
7,37	76,07	10,55	0,53	2,4	1,65	1,89	1,54	0,11
15,65	50,54	23,52	1,11	2,1	—	—	—	—

http://jurassic.ru/

Запасы фосфоритовой руды на месторождении по состоянию на 1 января 1957 г. представлены в табл. 36.

Таблица 36

Запасы фосфоритовой руды месторождения Азери

Категория	Запасы руды, тыс. *т*	В том числе под дорогой, автострадой и под хуторами, тыс. *т*	Среднее содержание P_2O_5, %
	Балансовые		
A_2	3316	990	8,8
B	27976	2330	8,60
C_1	47951	3095	8,75
C_2	25692	—	8,75
	Забалансовые		
A_2	71	9	8,0
B	5722	246	6,1
C_1	19688	862	6,3

Месторождение Азери может быть расширено в южном направлении, вероятно, до г. Кивиыли, где бурением встречен оболовый «конгломерат» (Luha, 1946).

Условия эксплуатации месторождения, особенно в северной его части, благоприятны в горнотехническом отношении.

Месторождение Сака

Месторождение Сака находится в 5 *км* к северо-западу от г. Кохтла-Ярве в Кохтла-Ярвеском районе. Расстояние от месторождения до ж.-д. станции 13 *км*. В юго-западной части месторождения проходит шоссейная дорога Таллин—Нарва.

Разведка месторождения производилась Эстонским геологическим комитетом в 1938—1939 гг. и в 1957—1959 гг. экспедицией Управления геологии и охраны недр при Совете Министров Эстонской ССР.

Поверхность месторождения ровная. С севера месторождение ограничивается уступом глинта высотой более 50 *м*.

Геологическое строение и гидрогеологические условия месторождения такие же, как и на месторождении Азери. Здесь имеется один непрерывный слой фосфорита непостоянной мощности (от нескольких дециметров до 1,5 *м*), с концентрацией P_2O_5, меняющейся от 5,9 до 14,4%. Встречаются участки, где содержание P_2O_5 составляет 20,8%.

Выявленные разведкой 1938—1939 гг. запасы P_2O_5 на площади 7,8 $км^2$ составляют 1852 тыс. *т*. Средняя мощность брахиоподового «конгломерата» 1,1 *м*; среднее содержание P_2O_5 9,5% и средний выход P_2O_5 238 $кг/м^2$.

Условия эксплуатации данного месторождения менее благоприятны, чем месторождения Азери, так как руда содержит меньше P_2O_5 и эксплуатация открытым способом затруднительна.

http://jurassic.ru/

Таблица 37

Общая сводка запасов фосфоритовой руды Эстонской ССР

Название месторождения	Площадь месторождения, $км^2$	Число слоев фосфорита	Среднее содержание P_2O_5 в руде, %	Запасы руды по состоянию на 1 января 1959 г., тыс. $т$					
				балансовые				забалансовые	в охранных целиках
				A_2	B	C_1	C_2		
Иру	2,3	1—2	9,3	—	—	5740	—	—	—
Маарду	22,0	1	8,1—13,3	2415	13448	15826	9976	—	725
Роотси-Каллавере . . .	0,2	1—3		—	—	—	200	—	—
Юльгазе	3,9	2 (1)	10,2	—	—	9010	—	—	—
Тситре	2,8	1—3	13,3	—	—	—	8800	—	—
Азери	54,7+	1	8,7	2326	25646	44856	25692	24364	7532
Сака	7,8	1	9,5	5819	9524	43296	—	—	—
Всего: . . .	93,7			10560	48618	118728	44668	24364	8257

http://jurassic.ru/

Общая сводка запасов фосфоритов в Эстонской ССР приведена в табл. 37.

Общие балансовые запасы эстонских фосфоритов достигают 220 млн. *т*. Эта цифра может быть увеличена на несколько десятков процентов при условии проведения новых разведочных работ.

ГЛАУКОНИТ

Глауконит встречается во многих слоях ордовика Эстонии, но в значительном количестве содержится лишь в глауконитовом песчанике (песке) лээтсеского горизонта, где содержание его составляет до 50% и более (рис. 100).

Минерал глауконит может быть использован в промышленных целях при условии рентабельного выделения его из песчаника. В результате работ Центрального научно-исследовательского института промышленности и Института промышленных проблем Академии наук Эстонской ССР установлено, что глауконит из ордовика Эстонии пригоден в качестве калийного удобрения (Anso, 1946, 1947), как смягчитель воды — пермутит (Vilbok, 1949) и как сырье для производства красок (Поликарпов и др., 1953).

В полосе глинта глауконитовый песчаник распространен повсеместно. Мощность его в обнажениях в направлении с запада на восток сначала уменьшается до Ныммевески: на п-ове Пакерорт она около 4 *м*, на глинте у с. Лээтсе 2,8 *м*, у с. Тискре 1,2 *м*, у с. Тситре 0,5 *м*. Между Ныммевески и Варангу мощность глауконитового песчаника, как и всего лээтсеского горизонта, резко возрастает — до 3,2 *м*, а затем постепенно убывает в восточном направлении, снижаясь в г. Нарве до 0,2 *м* (см. рис. 100).

К югу от глинта глауконитовый песчаник, по данным буровых скважин, имеет мощность: в с. Рохукюла 1,20 *м*, в г. Хаапсалу 0,4—0,6 *м*, в с. Ляэне-Нигула 6,0 *м*, в г. Кейла 1,20—1,86 *м*, в с. Саку 0,60 *м*, в с. Убья 1,62 *м*, в г. Йыхви 0,50—2,30 *м*, около Выхма 0,5 *м*.

Глауконитовый песчаник содержит, кроме зерен глауконита и кварца, также раковины и фрагменты плеченогих, конодонты и микрокристаллы пирита. Цемент, чаще всего сгустковый, распределен обычно весьма неравномерно. Последний имеет разнообразный характер: глинистый, карбонатный, глауконитовый, иногда кремнистый. В верхних слоях цемент более карбонатный, а в нижних — более глинистый. Степень цементации слабая — в большинстве случаев это глауконитовый песок (вернее, глауконитово-кварцевый песок), а не глауконитовый песчаник.

Отношение зерен глауконита к зернам кварца в глауконитовом песчанике колеблется от 1 : 30 до 50 : 1, в среднем от 1 : 1 до 3 : 1. Большие колебания наблюдаются также в отношении цемента и зерен глауконита. В связи с этим химический состав глауконитового песчаника является непостоянным.

Я. Ансо (Anso, 1947) приводит следующий состав глауконитового песка (в %) из Маарду (Харьюский район): H_2O (выделяемая при температуре свыше 100°) 3,34; SiO_2 38,31; кварцевый песок 18,54; TiO_2 0,21; Al_2O_3 7,34; Fe_2O_3 12,26; FeO 3,07; MnO следы; CaO 3,30; MgO 3,13; K_2O 6,49; Na_2O 0,20; CO_2 8,15; P_2O_5 0,87; SO_3 0,22; FeS_2 0,81.

Как известно, химический состав минерала глауконита также непостоянен. Тот же автор (Anso, 1947) характеризует состав глауконита,

http://jurassic.ru/

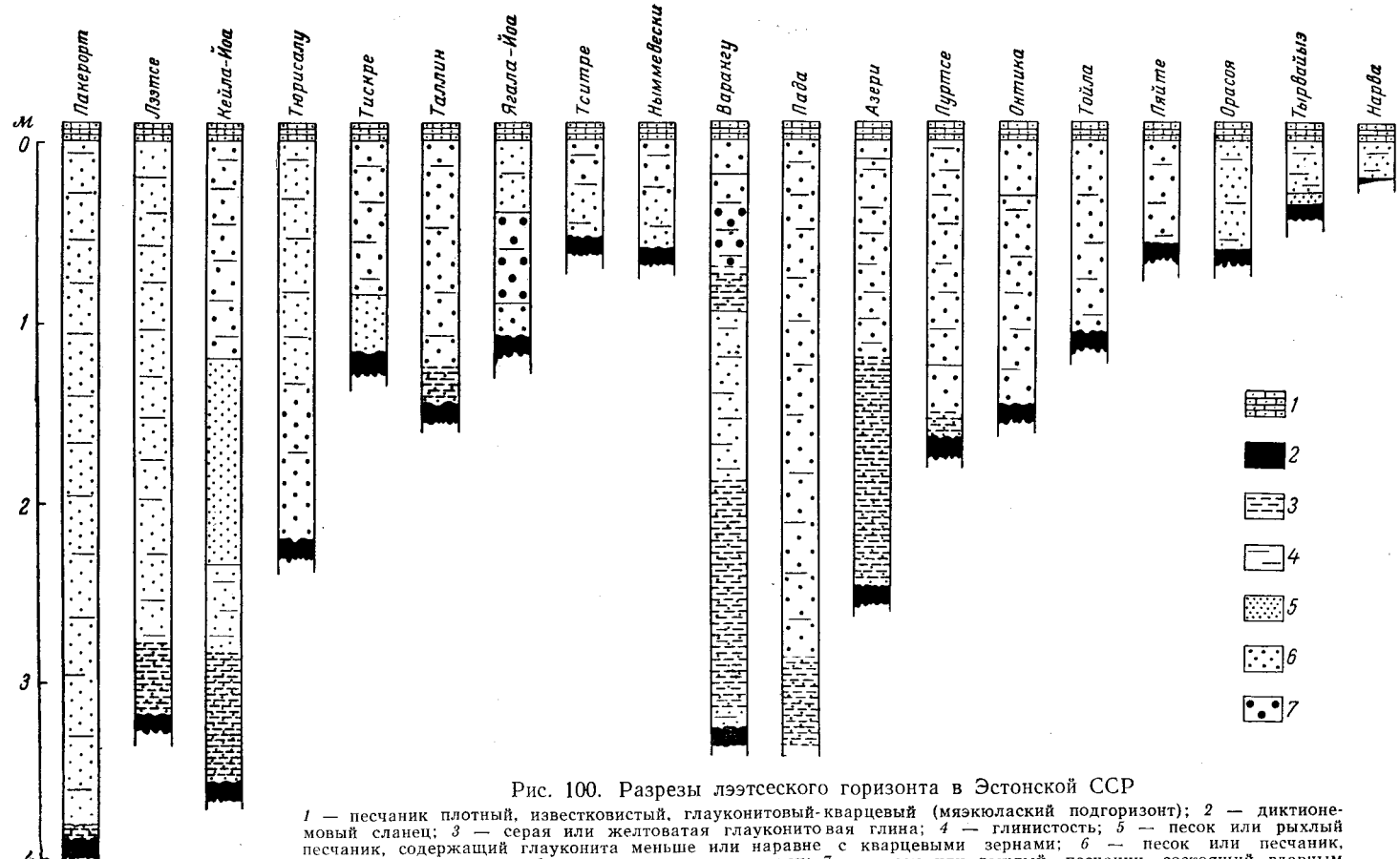


Рис. 100. Разрезы лээтсеского горизонта в Эстонской ССР

1 — песчаник плотный, известковистый, глауконитовый-кварцевый (мяэкюлаский подгоризонт); *2* — диктионемовый сланец; *3* — серая или желтоватая глауконитовая глина; *4* — глинистость; *5* — песок или рыхлый песчаник, содержащий глауконита меньше или наравне с кварцевыми зернами; *6* — песок или песчаник, содержащий глауконита больше чем кварцевых зерен; *7* — песок или рыхлый песчаник, состоящий главным образом из зерен глауконита (кварца совсем мало)

http://jurassic.ru/

тщательно выделенного из глауконитового песчаника месторождения Маарду (в %) следующим образом: кварца 0,97; SiO_2 50,65; Al_2O_3 6,92; Fe_2O_3 18,11; FeO 4,96; MgO 3,62; CaO 0,23; K_2O 8,44; Na_2O 0,21; H_2O при температуре свыше 100° (110°) 5,72. Удельный вес 2,82; Н. К. Поликарпов и др. (1953) считают удельный вес обогащенного магнитной сепарацией глауконита равным 2,85—2,95.

Х. Вильбок (Vilbok, 1949) дает следующую химическую формулу глауконита из Маарду: $R_2O \cdot 4(RO \cdot R_2O_3) \cdot 10SiO_2 \cdot 3H_2O$.

Следует отметить, что одна проба из Таллина (Ласнамяги) показала содержание Fe_2O_3, равное 22,5%; анализы двух проб из Пакри дали значительно меньшее содержание Fe_2O_3 — 7,4 и 4,1%. Следовательно, имеются большие колебания и в содержании глауконита как в вертикальном разрезе, так и в горизонтальном. Это обстоятельство необходимо учитывать при поисковых и разведочных работах на эстонский глауконит.

Глауконитовый песок может быть использован в качестве калийного удобрения даже в необработанном виде, как это было установлено опытами, произведенными в 1940—1944 гг. (Anso, 1946).

Для пермутитовых фильтров могут применяться только определенные фракции глауконитовых зерен (0,84—0,25 *мм*), содержащиеся в глауконитовом песке в различных количествах. Так, например, глауконитовый песок в Мяэкюла (Харьюский район) состоит в основном из зерен диаметром менее 0,25 *мм*, в Маарду — более 0,25 *мм* (табл. 38).

Таблица 38

Ситовой анализ глауконитового песка

Размер зерен, *мм*	Из Мяэкюла		Из Маарду
	Песок отмученный и высушенный при 105—110°, %	Песчаник, истолченный в ступе и высушенный при 105—110°, %	Песок отмученный, %
1,5—1,0	4,2	0,0	
1,0—0,75	5,9	1,4	0,2
0,75—0,50	7,8	4,6	1,7
0,50—0,25	15,5	13,4	67,5
0,25—0,12	61,3	66,2	22,7
< 0,12	5,3	14,4	7,9

После удаления фракций, размер которых составляет больше 0,84 и меньше 0,25 *мм*, Ю. Ритсо и Х. Вильбок получили водосмягчитель удовлетворительного качества. В качестве водосмягчителя глауконит можно использовать только после обработки термическим и химико-термическим способом для устранения пептизации.

Исследования, произведенные Институтом промышленных проблем (Институт энергетики) АН ЭССР, ставили своей целью изучение способа разложения глауконитового песка для получения калийных солей, растворимых в воде. Исследованиями было установлено, что при разложении глауконитового песка серной кислотой в числе других продуктов получается так называемый г л а у к о з и л, который после очистки является хорошим адсорбентом паров, а также применяется для отбелки (очистки масел и пр.). При разложении глауконитового песка окисью кальция под высоким давлением получается гидрат окиси калия. Возможно также получение и очень чистого KCl (Anso, 1947).

http://jurassic.ru/

Опыты, произведенные указанным выше институтом, показали также, что из глауконитового песка, добываемого в Эстонской ССР, можно получить зеленый и коричневый пигменты для красок, близкие по своим свойствам к обычным охрам (Поликарпов и др., 1953). Для этой цели необходимо получить чистый глауконит, так как примеси (кварцевый песок, глина и др.) делают пигмент тусклым. Глауконит легко извлекается из кварцевого песка путем магнитной сепарации; глинистые частицы устраняются простым отмучиванием.

Исследованиями установлено, что пригодными являются глауконитовые пески, содержащие не менее 16% Fe_2O_3, которые можно добывать, например, в Маарду (средние слои мощностью до 1,25 *м*) и на Ласнамяги (г. Таллин). Изготовленный из глауконита зеленый пигмент безвреден, устойчив по отношению к свету и может быть использован с любым вяжущим веществом. Интенсивность («красящая сила») глауконитового пигмента в клеевых и известковых красках равняется одной пятой интенсивности окиси хрома, в то время как изготовление глауконитового пигмента отличается простотой и не требует значительных капитальных вложений. В итоге, использование указанного пигмента обходится в десять раз дешевле, чем окиси хрома (Поликарпов и др., 1953). Если учесть, что изготовление глауконитового пигмента можно проводить комплексно с изготовлением водосмягчителя из глауконита, то станут ясны благоприятные перспективы промышленного использования глауконитового песка в Эстонской ССР.

Глауконитовый зеленый пигмент до настоящего времени вырабатывался химическим заводом «Пионер» в Таллине, а также Промкомбинатом Харьюского района. Сырьем служил глауконитовый песок из Маарду, из которого глауконит выделялся после сушки магнитным сепаратором. Производство глауконитового пигмента на заводе «Пионер» достигало 30 *т* в месяц. В последнее время производство его прекратилось из-за отсутствия соответствующего карьера для добычи сырья.

В Эстонской ССР можно выделить пять месторождений глауконита: Иру, Маарду, Юльгазе, Азери и Сака-Онтика.

Месторождение Иру

Месторождение находится в Харьюском районе, на правом берегу р. Пирита, в 10 *км* от г. Таллина. Ближайшая ж.-д. станция находится в 4 *км* от месторождения к востоку.

В 1938 г. Эстонский геологический комитет произвел в Иру разведку оболового фосфорита, что позволило получить также данные о вышележащем глауконитовом песке.

Месторождение с севера ограничено обрывом глинта, с запада р. Пирита, а на восточной границе его располагается оз. Маарду. Поверхность месторождения ровная, с едва заметным уклоном к югу.

Глауконитовый песок залегает на глубине от 2 до 13 *м* (в среднем 9 *м*) от поверхности земли, будучи покрыт известняками нижнего ордовика и весьма маломощным (обычно до нескольких дециметров) почвенным слоем. Мощность слоя глауконитового песка 0,85—2,04 *м* (в среднем 1,35 *м*). На разведанной площади в 6,5 $км^2$ выявленные запасы глауконитового песка составляют около 9 млн. $м^3$.

http://jurassic.ru/

Месторождение Маарду

Находится в Харьюском районе, в 16 *км* от г. Таллина, восточнее оз. Маарду. Месторождение пересекает шоссе Таллин—Ленинград. С г. Таллином соединено также узкоколейной и ширококолейной железными дорогами.

Месторождение Маарду является комплексным — глауконитовые пески, пробуренные здесь еще Эстонским геологическим комитетом в 1937—1940 гг., изучались также Северо-Западным геологоразведочным трестом Главгеохимразведки Министерства химической промышленности СССР в 1953—1954 гг.

Поверхность месторождения представляет собой ровное плато, сложенное сверху валунным суглинком и ниже известняками ордовика.

Ниже в качестве примера приводится один из разрезов в северной части месторождения:

1.	Q_{IV}	— почвенный слой	0,35 *м*
2.	Q_{IV}	— песок	0,40 „
3.	Q_{III}^{2}	— разрушенный известняк (локальная морена)	0,30 „
4.	O_2ls	— темно-серый твердый слегка доломитизированный известняк	0,80 „
5.	O_2as	— известняк, местами с оолитами («чечевичные слои») . . .	1,10 „
6.	O_1kn	— известняк с единичными гальками фосфорита в нижней части	0,70 „
7.	O_1vl	— известняк с зернами глауконита, доломитизированный в нижней своей части	2,70 „
8.	O_1lt	— глауконитовый песчаник или песок	1,35 „
9.	O_1pk	— диктионемовый сланец	3,75 „

Далее следует оболовый песчаник — нижняя часть пакерортского горизонта.

Гидрогеологические условия месторождения сравнительно несложные. Обводнение полезного ископаемого происходит за счет безнапорного водоносного горизонта, приуроченного к ордовикским известнякам в кровле глауконитового песчаника. Напорный водоносный горизонт, приуроченный к оболовым и кембрийским песчаникам, отделен от глауконитового песчаника водоупорным слоем диктионемового сланца.

На описываемом месторождении глауконитовый песчаник имеет сплошное распространение, а его мощность колеблется от 0,80 до 2,90 *м* (в среднем 1,56 *м*). В южной части месторождения глауконитовый песчаник залегает на глубине 19 *м* от поверхности земли, а на северной границе месторождения выходит на поверхность в обрыве глинта.

На разведанной площади в 18,76 $км^2$ геологические запасы глауконитового песчаника составляют 29 254 тыс. $м^3$. Однако имеющиеся в настоящее время данные, к сожалению, не позволяют определить количество глауконита в этой массе.

Произведенные исследования (Поликарпов, Ландра и др., 1953; Anso, 1946, 1947; Vilbok, 1949) показали, что маардуский глауконитовый песок пригоден как сырье для использования водосмягчителя, зеленого пигмента и растворимых в воде калийных солей.

Месторождение Юльгазе

Месторождение расположено в Харьюском районе, на расстоянии 1 *км* от берега Финского залива. Расстояние до ближайшей ж.-д. станции равняется 9 *км*, а до шоссе Таллин—Ленинград — 5 *км*.

http://jurassic.ru/

В 1935 г. в Юльгазе Эстонским геологическим комитетом, в связи с разведкой фосфорита, было пройдено 15 буровых скважин, данные которых позволяют охарактеризовать и вышележащие глауконитовые песчаники.

Месторождение находится на северной окраине ордовикского плато, ограниченного с севера обрывом глинта высотой до 25 *м*. В южном и юго-восточном направлениях глауконитовый песчаник распространяется далеко за пределы исследованной территории. Геологическое строение и гидрогеологические условия описываемого месторождения аналогичны таковым на месторождении Маарду.

Мощность глауконитового песчаника колеблется от 0,68 до 1,88 *м*, составляя в среднем 1,3 *м*. На участке площадью в 4 $км^2$ выявленные геологические запасы составляют около 5 млн. $м^3$. Следует отметить, что свойства и качество глауконитового песчаника остались неизученными. Горнотехнические условия месторождения благоприятные.

Месторождение Азери

Месторождение располагается в Кохтла-Ярвеском и Раквереском районах, к югу от с. Азери, от р. Пада на западе до р. Пуртсе на востоке в виде полосы шириной в 3,0—4,0 *км* и имеет общую длину, равную 17,5 *км*. Эту полосу пересекают шоссе Таллин—Нарва и железная дорога Сонда—Азери.

Большая часть территории месторождения впервые была разведана в 1933—1940 гг. Эстонским геологическим комитетом. В 1943 г. дополнительные геологоразведочные работы проводились Исследовательским институтом промышленности, а с 1954 по 1956 г. — Северо-Западным геологоразведочным трестом.

Все указанные выше работы были направлены на выяснение запасов оболового фосфорита, при этом попутно изучалось строение и мощность толщи глауконитового песчаника.

Месторождение Азери расположено на известняковом плато, исключая северную часть шириной около 200 *м*, лежащую в предглинтовой полосе. Наибольшая часть территории месторождения представляет собой сельскохозяйственные угодья; южная часть ее покрыта в основном лесами и болотами. Мощность четвертичных пород составляет от нескольких дециметров до нескольких метров, а в районе р. Пада (в северо-западной части месторождения) превышает 19 *м*. Мощность ордовикских известняков в кровле глауконитового песчаника на глинте равняется нескольким метрам, а в южной части месторождения доходит до 28 *м*.

Мощность глауконитового песчаника колеблется в пределах 0,85—2,90 *м*, уменьшаясь к востоку. Подошвой глауконитовых песков является светло-серая сланцевая глина с глауконитом, мощность которой колеблется от 0,05 до 2,3 *м*. В некоторых скважинах эта глина отсутствует.

Глауконитовый песчаник имеет весьма мелкозернистую структуру: по шлифам размер зерен кварца в пределах 0,02—0,1 *мм*, а зерен глауконита 0,04—0,2 *мм*. Цемент обычно глинистый, реже кремнистый или глауконитовый.

Запасы глауконитового песчаника не подсчитаны, но принимая площадь месторождения Азери, изученную бурением, в 50 $км^2$ и среднюю мощность полезного ископаемого в 1,5 *м*, представляется возможным оценить ориентировочные запасы месторождения в 75 млн. $м^3$.

http://jurassic.ru/

Месторождение Сака-Онтика

Месторождение находится в Кохтла-Ярвеском районе, в 5 *км* к северо-западу от г. Кохтла-Ярве, на берегу Финского залива, в 13 *км* от ближайшей ж.-д. станции. В юго-западной части месторождения проходит шоссе Таллин—Нарва. Так же как и другие, описываемое месторождение глауконитового песчаника было изучено попутно с разведкой нижележащих оболовых фосфоритов.

С севера месторождение ограничивается глинтом, высотой более 50 *м*. В других направлениях площадь распространения глауконитового песчаника продолжается за пределы разведанного участка.

Геологическое строение и гидрогеологические условия месторождения Сака-Онтика аналогичны таковым месторождения Азери. Глауконитовый песчаник имеет мощность от 0,72 до 1,73 *м*, причем средняя его мощность, по данным 15 буровых скважин, составляет 1,26 *м*. Геологические запасы глауконитового песчаника на разведанном участке площадью в 13 $км^2$ составляют около 22 млн. $м^3$.

Таким образом, разведанные запасы глауконитового песчаника в Эстонской ССР составляют около 140 млн. $м^3$, но в настоящее время они не утверждены, так как не хватает данных о качественной характеристике этого полезного ископаемого по месторождениям.

Наиболее перспективными месторождениями глауконита являются месторождения Азери и Маарду, так как здесь возможно организовать его добычу совместно с другими полезными ископаемыми (оболовым фосфоритом, известняками и др.).

МИНЕРАЛЬНЫЕ КРАСКИ

На территории республики известно около 40 месторождений природных железистых красящих веществ, но большинство из них характеризуются незначительной мощностью. Характер месторождений и технические свойства минерального сырья в настоящее время изучены недостаточно. Ниже приводится краткое описание двух разведанных месторождений земляных железистых красок — Рооксу и Кийса.

Месторождение Рооксу расположено в Выруском районе в дер. Рооксу на левом берегу р. Пярлийыги. Разведка месторождения производилась в 1952 г. Институтом геологии АН ЭССР и в 1955 г. Проектным и научно-исследовательским институтом Министерства местной и сланцехимической промышленности.

Указанное месторождение сложено четвертичными делювиальными красными, иногда фиолетовыми вязкими глинами, залегающими в виде линз небольшого размера, имеющих неправильную форму. Полезная мощность этих глин достигает 0,7 *м*. Глины представляют интерес как природный пигмент, но запасы их слишком незначительны.

Химический состав глин (в %): SiO_2 69,35; Al_2O_3 12,43; TiO_2 0,90; Fe_2O_3 5,53; FeO 0,50; CaO 1,19; MgO 2,50; $K_2O + Na_2O$ 3,16 (по разности); CO_2 0,23; $+H_2O$ 3,49; $-H_2O$ 1,22; п. п. п. 3,72.

Месторождение Кийса расположено в Харьюском районе в 25 *км* от г. Таллина у шоссейной дороги Таллин—Кохила на левом берегу р. Тыдва.

http://jurassic.ru/

Разведка месторождения производилась в 1954 г. Институтом геологии АН ЭССР и в 1956 г. Проектным и научно-исследовательским институтом Министерства местной и сланце-химической промышленности ЭССР.

Месторождение представлено охристыми песками, расположенными четырьмя отдельными линзами среди песков четвертичного возраста площадью 2600 *м*². Мощность вскрыши колеблется от 0,2 до 1,1 *м*, мощность полезного слоя от 0,2 до 1,2 *м*. Кроме указанных линз, встречается охристый песок, залегающий небольшими гнездами.

Гранулометрический состав охристого песка следующий:

Фракции, *мм*	Содержание частиц, %
7—5	0,4—6,08
5—2	0,09—19,49
2—1,0	0,58—29,80
1,0—0,5	0,77—22,42
0,5—0,25	3,43—24,33
0,25—0,1	1,86—52,01
0,1—0,05	2,04—48,59
0,05—0,01	1,53—18,28
0,01—0,002	1,48—10,15
< 0,002	2,98—14,01

Часть песка крупнее 0,25 *мм* состоит из слабо окатанных зерен кварца, известняка, полевого шпата и других минералов. Красящее вещество в этой части фракции почти полностью отсутствует. После обогащения, т. е. после отделения фракции крупнее 0,25 *мм*, песок содержит Fe_2O_3 6,73—27,30%, после отделения фракции 0,1 *мм* — 2,27—37,61%.

Химический состав охристого песка, по данным лаборатории Проектного и научно-исследовательского института Министерства местной и сланце-химической промышленности ЭССР представлен в табл. 39.

Таблица 39

Химический анализ охристого песка

№ пробы	Химический состав, %								
	SiO_2	Fe_2O_3	Al_2O_3	CaO	MgO	П. п. п.	CO_2	H_2O	$Na_2O + K_2O$ по разности
1	68,85	5,77	9,74	8,92	0,62	9,89	7,61	0,36	1,85
2	36,31	15,25	10,15	16,25	1,80	17,78	13,20	1,31	1,15
3	81,87	5,94	2,89	4,18	0,32	3,31	2,37	0,43	1,06
4	81,51	9,48	1,39	2,12	0,53	2,71	1,22	0,51	1,75
5	53,68	7,88	4,47	15,47	0,32	14,25	12,22	0,64	2,89

Окраска пигмента светло-желтая до серовато-желтой. Кроющая способность пигмента соответствует ОСТ НКТП 7184/784.

Запасы охристого песка по категории C_1 составляют 4038 *м*³. Месторождение эксплуатируется Промкомбинатом Харьюского района.

http://jurassic.ru/

Б. Строительные материалы

ИЗВЕСТНЯКИ И ДОЛОМИТЫ

ИСТОРИЯ ПРОМЫШЛЕННОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ И ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ИЗВЕСТНЯКОВ И ДОЛОМИТОВ В ЭСТОНСКОЙ ССР

Эстонские известняки и доломиты уже с давних пор использовались для нужд строительства. Этому благоприятствовала хорошая обнаженность карбонатных пород, особенно в Северной Эстонии и на островах. Как известно из археологических данных, древние обитатели территории Эстонии применяли известняки и доломиты в качестве строительного камня для возведения стен вокруг городищ, а также для сооружения каменных могильников с ящиками. Такой могильник из больших плит известняка известен, например, в Люганузе (Кохтла-Ярвеский район); он построен, как предполагают, за 1000 лет до н. э.

Широко использовались известняки и доломиты в Северной и Средней Эстонии, а также на островах для строительства каменных оград (городища Вальяла, Варбола и др.).

При кладке стен городищ, построенных до XIII в., вяжущие вещества не применялись. В XIII в. появляются плитняковые кладки на известковом растворе. Это говорит, по-видимому, о том, что обжигу извести эстонцы научились у немцев, вторгшихся на их территорию с юга. Вероятно, одновременно с этим в Эстонии появились и первые каменоломни. Таким образом, с XIII в. эстонские известняки и доломиты использовались не только в качестве строительного камня, но и как сырье для обжига извести. Позднее (XV—XVI вв.) их стали употреблять и для изготовления памятников (кресты и надгробные камни).

Использование эстонских известняков и доломитов резко возросло в середине и в конце прошлого столетия в связи с общим развитием промышленности. В то время были построены первые цементные фабрики в Кунда и Азери (1870 и 1899 г.), а также крупные известеобжигательные печи в Тамсалу. Расширилась также добыча строительного камня.

В начале XX столетия добыча известняков и доломитов в Эстонии еще больше увеличилась. Тогда они использовались не только для местных нужд, но и вывозились в Петербург и за границу (в Германию, Финляндию и Швецию). Кроме строительной промышленности, они нашли применение в бумажной, сахарной и металлургической промышленности.

В первые десятилетия XX в. добыча эстонских известняков и доломитов продолжает возрастать; они находят применение в качестве сырья и в стекольной промышленности, расширяется их использование для целей строительства.

Особенно повысились темпы добычи известняков и доломитов в Советской Эстонии после Великой Отечественной войны, когда потребность в строительных материалах сильно возросла в связи с восстановлением разрушенных зданий и быстрым развитием народного хозяйства. Так, например, в карьерах Эстонии добывалось (по данным Геолфонда ЭССР) в 1949 г.: в Ласнамяги 140 тыс. $м^3$ строительного камня (бутовый камень, щебень и др.), в Вазалемма 34,4 тыс. $м^3$ (для обжига на известь и для железнодорожного щебня), в Ракке 25,0 тыс. $м^3$ (для обжига на известь), в Тамсалу 35 тыс. $м^3$ (для обжига на известь). В 1954 г. добывалось известняка в Ласнамяги 189,6 тыс. $м^3$, в Вазалемма 192,7 тыс. $м^3$, в Ракке 87,7 тыс. $м^3$, в Тамсалу 101,4 тыс. $м^3$, причем известь I сорта

http://jurassic.ru/

с заводов Вазалемма и Ракке использовалась в целлюлозно-бумажной промышленности. В 1956 г. добыча известняка достигла следующих размеров: в Ласнамяги 245,7 тыс. $м^3$, в Вазалемма 301,5 тыс. $м^3$, в Ракке 119,0 тыс. $м^3$ и в Тамсалу 212,0 тыс. $м^3$.

Литологические особенности и химический состав известняков и доломитов впервые были освещены в работах А. Купфера (Kupffer, 1870) и А. Лагорио (Lagorio, 1876).

Одной из немногих работ, в которой наряду с систематическим обзором коренных пород Эстонии приводятся также и данные об использовании их в практике, является работа Х. Винклера (Winkler, 1922).

Специальные исследования известняков и доломитов на о-ве Сааремаа были произведены в 1927 г. И. Рейнвальдом. Сааремааские известняки и доломиты описаны в работе А. Луха (Luha, 1930).

Первой обобщающей работой по полезным ископаемым Эстонии является работа К. Орвику (Orviku, 1933a). В ней дан обзор эстонских известняков и доломитов по отдельным горизонтам, приведены их литологическая и химическая характеристики.

В период 1930—1940 гг. проводится целый ряд небольших исследований отдельных месторождений. Следует отметить работы И. Карка по изучению тамсалуских известняков, И. Рейнвальда — мраморовидных известняков Эстонии, К. Сибула — известняков месторождения Калана, И. Нуута — известняков месторождения Ласнамяги и др. В этот период написан ряд стратиграфо-литологических работ, в которых эстонские известняки и доломиты рассматриваются в общетеоретическом аспекте (Orviku, 1940a; Rosenstein, 1938, 1940 и др.).

Одной из наиболее обстоятельных работ по эстонским известнякам и доломитам является работа Э. Мэльса и Л. Юргенсона (Jürgenson, Möls, 1946). В этой работе, кроме описания ряда разрезов обнажений и каменоломен, приведены также показатели физико-механических свойств пород. В том же году появилась и работа А. Луха по полезным ископаемым Эстонской ССР (Luha, 1946), в которой много места отводится известнякам и доломитам.

Особенно большой размах приобретают исследования эстонских известняков и доломитов в восстановительный период после Отечественной войны. В связи с постоянно увеличивающейся потребностью промышленности приходится открывать все новые и новые месторождения известняков и доломитов и более тщательно изучать ранее разведанные месторождения. Усиливается разведка и эксплуатация месторождений Ласнамяги, Вазалемма, Каарма, Калана, Мюнди и Рапла (Липа). Для обеспечения сырьем цементной промышленности ставятся разведочные работы в районах Кунда-Ару и Азери. Для стекольной промышленности ведется разведка на о-ве Муху и в окрестностях Карину и Калана. Исходя из потребностей целлюлозно-бумажной промышленности, проводится переоценка Вазалеммаского месторождения известняков.

Поисками и разведкой известняков и доломитов на территории Эстонии занимались многие организации, в числе их Ленгеолнерудтрест и Проектно-изыскательное бюро № 1 Гидропроекта, а также Гипротранскарьер, Научно-исследовательский и проектный институт Министерства местной и сланце-химической промышленности ЭССР и Институт строительства и строительных материалов АН ЭССР.

В изучении физико-механических свойств эстонских известняков и доломитов принимали участие и некоторые ученые Москвы и Ленинграда (В. П. Маслов и В. Я. Степанов, 1953, 1956).

http://jurassic.ru/

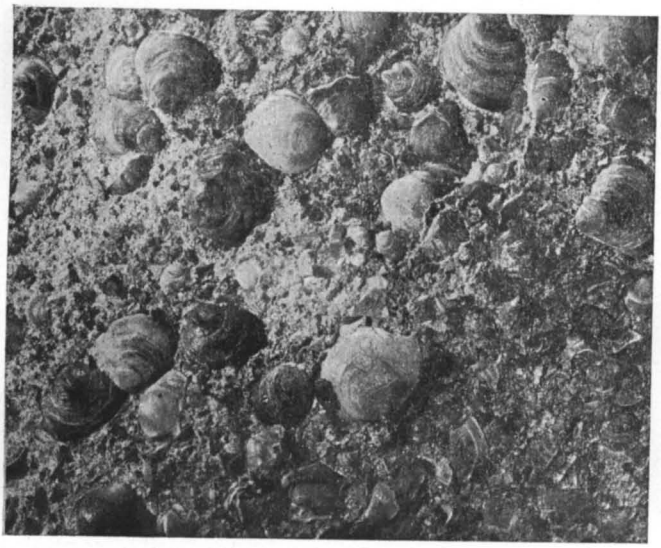


Рис. 101. Оболовый (брахиоподовый) конгломерат. Вид сверху (послойно). Немного увеличено.
Фото А. Аалоэ

Рис. 102. Мелкокристаллические доломиты райккюлаского горизонта. Деталь из карьера Мюнди.
Фото А. Мийдель

http://jurassic.ru/

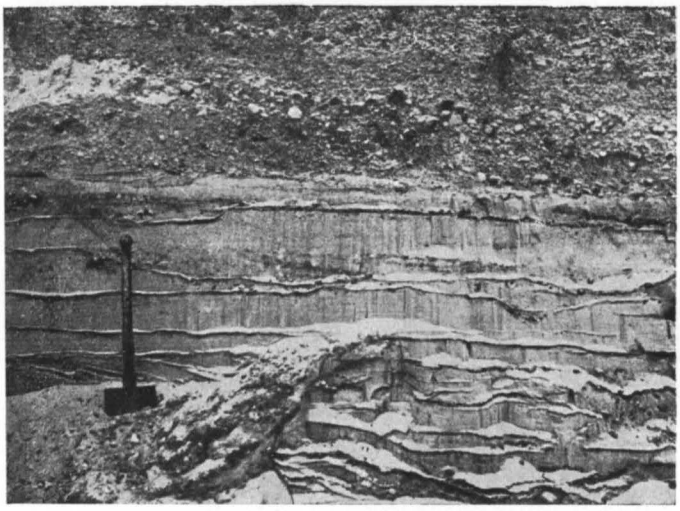


Рис. 103. Отложения оза Ульясте (месторождение Сонда).
Фото Э. Ряхни

http://jurassic.ru/

РАСПРОСТРАНЕНИЕ И УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ ИЗВЕСТНЯКОВ И ДОЛОМИТОВ

Известняки и доломиты распространены преимущественно в северной и средней частях территории Эстонии и лишь небольшие площади сложены ими в юго-восточных районах республики.

Карбонатные толщи ордовика и силура имеют широтное простирание с общим падением слоев на юг под очень небольшим углом (около 15 минут). Отклонение от такого пологого залегания рассматриваемых пород наблюдается в районах тектонических нарушений в сланцевом бассейне и на о-ве Сааремаа.

Кроме нарушений в виде изгибов слоев, в толщах карбонатных пород Эстонии наблюдаются также системы вертикальных и горизонтальных трещин. Широко развиты вертикальные трещины (диаклазы) юго-восточного и северо-восточного направления. Наиболее ясно выражены трещины северо-восточного направления. Довольно часто они заполнены эпигенетическим кальцитом или доломитом и пиритом. В некоторых районах в этих трещинах встречается в небольшом количестве галенит. Вертикальные трещины считаются тектоническими, в то время как горизонтальные являются преимущественно трещинами напластования.

ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ В ИЗВЕСТНЯКАХ И ДОЛОМИТАХ

Эпигенетические изменения в известняках и доломитах Эстонии выражаются в доломитизации, окремнении, закарстовании и выветривании.

Вопрос об эпигенетической доломитизации и распространении эпигенетических доломитов среди карбонатных пород Эстонии в настоящее время недостаточно изучен. До последнего времени в большинстве случаев доломиты считались эпигенетическими, но, как показало более детальное изучение, многие из них оказались диагенетическими, а некоторые — осадочными. Эпигенетическими следует считать те доломиты, в которых явно выражен процесс вторичной доломитизации, происходящий уже в твердой породе (каверны, мозаичная структура, явная связь с трещинами и т. п.). Подобные доломиты встречаются во многих случаях, например, в окрестностях Оанду в оандуском и кейласком горизонтах, в некоторых местах в кукрузеском, пиргуском и поркуниском горизонтах, в окрестностях Тамсалу — в тамсалуском и райккюласком горизонтах.

Окремнение карбонатных пород на описываемой территории развито довольно широко. Зачастую отмечается окремнение окаменелостей в волховском, кундаском, кейласком, поркуниском, райккюласком и адавереском горизонтах. Кремневые образования в виде конкреций и линз известны главным образом в райккюласком и адавереском горизонтах. Такого рода окремнение может быть как эпигенетическим, так частью и диагенетическим. Окремнение самой породы известно пока только в верхней части идавереского горизонта и связано с наличием метабентонитовых прослоев. Последние богаты кремнеземом и могут быть источником образования кремневых растворов, проникающих в нижележащие породы. Мощность слоев кремнистых известняков не превышает 1 *м*.

Карстовые явления связаны преимущественно с системами вертикальных и горизонтальных трещин. Как показывают исследования, проведенные Ю. Хейнсалу на территории Эстонской ССР, карстообразование

http://jurassic.ru/

началось в дочетвертичное время и продолжается в настоящее время. Карстопроявления встречаются в известняках и доломитах почти всех стратиграфических горизонтов. Особенно часто карст наблюдается в известняках ласнамягиского горизонта в окрестностях Костивере, в кукрузеском горизонте вблизи Кохтла и Сомпа, в ухакуских известняках около Ухаку и Люганузе, в тамсалуских известняках у Паламулла, в райккюласких известняках у Паэ и пр. Довольно часто карстопроявление охватывает не только поверхностные слои карбонатных пород, но и глубокие их горизонты, причем карстовые ходы и полости могут быть пустыми или заполненными.

Выветриванием охвачена лишь самая верхняя часть толщи известняков и доломитов. Мощность зоны разрушения обычно не превышает 2 *м* в зависимости от мощности четвертичного покрова, степени глинистости карбонатных пород и густоты трещин. Явления выветривания могут быть разнообразными — разрушение породы и уменьшение их механической прочности, переход путем окисления двухвалентных соединений железа и марганца в трехвалентные с изменением цвета пород, разложение некоторых минералов, например пирита, и т. д.

Особенно сильно подвергаются выветриванию карбонатные породы в северной части Эстонской ССР в полосе, прилегающей к глинту, где четвертичный покров почти отсутствует и распространены так называемые альвары на карбонатных породах кундаского, азериского, ласнамягиского и ухакуского горизонтов. Процессу выветривания подвергаются в значительной мере и поверхностные слои известняков и доломитов на островах Сааремаа, Муху и Хийумаа, где также широко распространены альвары.

ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИЗВЕСТНЯКОВ И ДОЛОМИТОВ И ИХ ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Эстонские известняки и доломиты по своему литологическому типу весьма разнообразны. В данном случае считаются известняками все карбонатные породы, в которых минерала доломита содержится менее 50%, а доломитами — породы, содержащие минерала доломита больше 50% (табл. 40). Выделяются также четыре промежуточных типа: слабо доломитовый известняк, доломитовый известняк, известковистый доломит и слабо известковистый доломит. Ниже доломиты некоторых горизонтов списываются вместе с известняками из-за незначительного распространения и небольшого практического значения первых. Имеются в виду глав-

Таблица 40

Литологические типы известняков и доломитов

Название породы	Доломит, вес. %	Кальцит, вес. %
Известняк	0—10	90—100
Слабо доломитовый известняк	10—20	80—90
Доломитовый известняк	20—50	50—80
Известковистый доломит	50—80	20—50
Слабо известковистый доломит	80—90	10—20
Доломит	90—100	0—10

http://jurassic.ru/

ным образом кундаский, ласнамягиский, кейлаский, оандуский и пиргуский горизонты ордовика.

По содержанию нерастворимого остатка можно выделить среди Эстонских карбонатных пород целый ряд разновидностей (табл. 41).

Таблица 41

Разновидности карбонатных пород

Название известковых пород	Количество нерастворимого остатка, %	Название доломитовых пород
Известняк	0—10	Доломит
Глинистый известняк	10—20	Глинистый доломит
Мергелистый „	20—40	Мергелистый „
Мергель	40—60	Доломитовый мергель
Глинистый мергель	60—80	Глинистый доломитовый мергель
Известковая глина	80—90	Доломитовая глина
Глина	90—100	Глина

Особенно большое содержание нерастворимого остатка отмечается в породах идавереского, юруского и яниского горизонтов, а также в виде прослоев в других горизонтах.

ИЗВЕСТНЯКИ

Ордовикские известняки

Волховские известняки являются древнейшими карбонатными породами на территории Эстонской ССР. С практической точки зрения известняки не имеют особого значения, так как выходят в самом уступе глинта, что затрудняет их разработку. Мощность горизонта равняется 0,5—3,4 *м* и уменьшается к западу. В пределах выходов волховский горизонт представлен пестроцветными и зеленовато-серыми известняками и доломитовыми известняками с прослоями мергеля. Доломитизация проявляется в указанном горизонте главным образом в восточной части территории Эстонии. В нижних и верхних слоях волховских известняков встречаются зерна глауконита, а в самых верхних слоях на востоке — и лимонитовые оолиты. Известняки имеют мелкозернистую детритусовую структуру. Количество нерастворимого остатка в них колеблется в пределах от 5 до 40%.

Физико-механические свойства пород волховского горизонта в общем являются следующими: объемный вес 2,45—2,82, пористость 5,70—7,0%, водопоглощение 0,8—5,0%, временное сопротивление сжатию в сухом виде 600—1340 *кг/см*^{2} и водонасыщенном виде 890—938 *кг/см*^{2}, потери веса после 15-кратной кристаллизации в 14%-ном растворе $Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$ составляют около 2%. Глауконитсодержащие известняки из окрестностей Вяо имеют следующие физико-механические свойства: объемный вес 2,62—2,75, водопоглощение 1,27—1,42%, предел прочности 471—1340 *кг/см*^{2}, предел прочности в насыщенном водой состоянии 544—868 *кг/см*^{2}, коэффициент размягчения 0,48—1,84.

Физико-механические свойства карбонатных пород волховского горизонта указывают на возможность успешного применения их в практике

http://jurassic.ru/

в виде строительных камней. Одним из недостатков является довольно большое содержание нерастворимого остатка, а также присутствие глауконита и других соединений железа. Указанные компоненты значительно уменьшают погодоустойчивость пород.

В **кундаском горизонте** развиты чистые и слабо доломитовые известняки. Мощность их в пределах выходов по глинту составляет от 0,2 до 7,5 *м* и уменьшается к западу. Прежде разработка известняков в значительном масштабе производилась на каменоломнях Кунда и Азери. Известняки кундаского горизонта обычно серые и зеленовато-серые, мергелистые, в восточной части Северо-Эстонского глинта — доломитовые. Для них особенно характерно наличие железистых оолитов, встречающихся в большом количестве в верхних (на востоке) и в самых нижних сильно мергелистых слоях. Структура известняков мелкозернистая, детритусовая. Доломитовые известняки имеют крупнокристаллическую или мозаично-детритусовую структуру.

Химический состав кундаских пород (в %) из западной части выходов вблизи Вяо следующий: SiO_2 5,00; Al_2O_3 3,10; Fe_2O_3 2,54; CaO 38,95; MgO 9,34; $S_{общ.}$ 0,39; п. п. п. 39,80. Из этого анализа выключены оолиты. С учетом оолитов количество Fe_2O_3 увеличивается до 20%. Породы из восточной части выходов у Колга-Сака имеют следующий химический состав (в %): CaO 39,40—40,56; MgO 4,10—6,44; SiO_2 10,70; Al_2O_3 3,53—5,08; Fe_2O_3 2,22—3,52; $S^{общ.}$ 0,13; п. п. п. 34,63—38,73. Физико-механические свойства тонкослоистых известняков из окрестностей Вяо следующие: объемный вес 2,60—2,64, водопоглощение 1,13—1,78%, предел прочности в воздушно-сухом состоянии 771—1284 *кг/см*^{2}, предел прочности в насыщенном водой состоянии 931—1079 *кг/см*^{2}. Мергелистые известняки из окрестностей Колга-Сака имеют следующие физико-механические свойства: водопоглощение 2,0%, временное сопротивление сжатию в сухом состоянии 430 *кг/см*^{2}, коэффициент морозостойкости 0,70.

В связи с большим содержанием нерастворимого остатка, а также оолитов на западе породы кундаского горизонта большого практического значения не имеют.

Более широко используются промышленностью карбонатные породы **азериского горизонта.** Это объясняется лучшими условиями разработки и их высоким качеством. Очень часто они добываются вместе с вышележащими известняками ласнамягиского горизонта. Выходы азериского горизонта начинаются на западе на о-ве Осмуссаар и прослеживаются вдоль глинта далее на материке до р. Нарвы.

Мощность азериского горизонта на западе составляет 0,1—0,3 *м*, вблизи Таллина около 0,5 *м* и в окрестностях Нарвы около 3,5 *м*. Из многочисленных каменоломен, где добываются породы азериского горизонта, выделяются наиболее крупные: Кунда-Оякюла, Азери, Нарва.

Азериский горизонт на востоке представлен серыми известняками или доломитовыми известняками с железистыми оолитами. В средней части разреза местами развиты мергелистые разности известняков с мелкими железистыми оолитами. В западной части Эстонии распространены известняки с железистыми оолитами, отвечающие верхним слоям восточного разреза.

Известняки обладают мелкодетритусовой мелкозернистой структурой с оолитами. В самых западных обнажениях в них отмечается примесь зерен кварца. Доломитовые известняки имеют мозаичную структуру с реликтами детритусовой. Количество нерастворимого остатка в породе в среднем 5—15%.

http://jurassic.ru/

Мергелистые известняки из окрестностей Вяо имеют следующие физико-механические свойства: объемный вес 2,64—2,60, водопоглощение 1,41—2,05%, временное сопротивление сжатию 916—1008 *кг/см²* и 809—927 *кг/см²* (в водонасыщенном состоянии). С увеличением доломитизации водопоглощение увеличивается до 5%. Физико-механические свойства мергелистых известняков в окрестностях Азери следующие: пористость 0,8—3,1%, временное сопротивление сжатию 1031—1569 *кг/см²* в сухом состоянии и 668—1118 *кг/см²* в водонасыщенном.

Карбонатные породы азериского горизонта нашли применение в практике главным образом в качестве строительного камня, а также для изготовления щебня.

Одним из важнейших, с точки зрения практического использования известняков, является **ласнамягиский горизонт.** Полоса неглубокого залегания этого горизонта протягивается параллельно выходам предыдущих горизонтов, местами приближаясь к самому глинту. Мощность ласнамягиского горизонта колеблется в пределах от 4,60 до 10 *м*. Наиболее крупные карьеры имеются в Пальдиски, Кадака, Ласнамяэ, Иру, Вяо, Ару и Нарва. В разрезе рассматриваемого горизонта выделяются (Orviku, 1940a) три комплекса: в нижней части — мергелистые известняки, в средней — доломитовые известняки и в верхней части — серые толстослоистые известняки. Местами доломитизацией охвачены нижняя и верхняя части разреза. В таком случае выделение трех комплексов является затруднительным. Значительно сильнее породы доломитизированы в окрестностях г. Нарва.

Широкое применение в практике находят породы верхней и средней частей горизонта.

Структура ласнамягиских известняков является преимущественно мелкодетритусовой, мелкозернистой, местами с примесью кристаллов доломита. В доломитизированных разностях развиты структуры от мелко- до крупнокристаллической.

Химический состав (в %) ласнамягиских пород в окрестностях г. Таллина следующий: 1) известняки доломитовые и известковистые доломиты средней и нижней частей разреза — CaO 30,53—38,13; MgO 8,05—17,42; SiO_2 4,32—6,72; $Al_2O_3 + Fe_2O_3$ 5,72; п. п. п. 40,41—41,98; 2) верхние слои известняков и слабо доломитовых известняков — CaO 36,98—48,75; MgO 2,28—4,0; SiO_2 4,12—6,72; Al_2O_3 2,10—2,83; Fe_2O_3 1,10—1,99.

Из восточной части выходов рассматриваемого горизонта взяты пробы и проведены химические анализы, но без точного указания места отбора образцов. Из результатов анализов видно, что в данном случае преобладают известняки и доломитовые известняки, и только в окрестностях г. Нарвы отмечаются известковые доломиты. Химический состав пород (в %) следующий: CaO 45,23—48,57; MgO 1,81—16,21; SiO_2 3,82—10,58; Al_2O_3 2,15—2,54; Fe_2O_3 1,07—1,76; $S_{общ.}$ 0,05—0,17; п. п. п. 40,96—37,53.

Физико-химические свойства пород следующие: 1) мергелистые известняки из нижней части горизонта — объемный вес 2,65—2,63, водопоглощение 0,86—4,20%, временное сопротивление сжатию 700—1300 *кг/см²* (в сухом), коэффициент морозостойкости 0,67—1,29, износ 7,3—15,97%; 2) доломитовые известняки из средней части разреза — объемный вес 2,70—2,77, водопоглощение 1,25—1,47%, временное сопротивление сжатию 954—1297 *кг/см²* и 661—976 *кг/см²*, износ 3,14—4,26; 3) известняки из верхней части разреза — объемный вес 2,59—2,64, водопоглощение

http://jurassic.ru/

1,34—1,96%, временное сопротивление сжатию 825—1323 *кг/см²* в сухом и 831—1130 *кг/см²* в водонасыщенном состоянии, износ 4,61—5,4%.

Как следует из вышеприведенных данных, породы ласнамягиского горизонта обладают высокими и устойчивыми физико-механическими свойствами. Обычно они используются для строительных целей в качестве бутового и стенового камня, а также для изготовления щебня. О долговечности камня можно судить по старым зданиям, например в г. Таллине, построенным еще 600 лет назад. В районах Кунда и Азери ласнамягиские известняки добываются для цементной промышленности.

По сравнению с ласнамягиским горизонтом, следующий, **ухакуский горизонт** имеет небольшое практическое значение. Этот горизонт разделяется на два подгоризонта: раазикуский и убьяский. Нижний подгоризонт сложен главным образом мергелистыми тонкослоистыми известняками, чередующимися с прослоями (до 20 *см*) более твердого известняка. Окраска известняков серая или зеленовато-серая. В верхнем подгоризонте наблюдается коричневатый цвет, обусловленный примесями кукерсита. Структура известняков мелкозернистая, иногда шламовая. Содержание нерастворимого остатка в них колеблется в пределах от 10 до 25%.

Химический состав ухакуских мергелистых известняков довольно выдержанный на протяжении всех выходов (в %): CaO 44,34 — 47,47; MgO 1,21—2,34; SiO_2 5,92—11,76; Al_2O_3 2,54—3,5; Fe_2O_3 1,06—1,76; $S_{общ.}$ 0,05—0,77; п. п. п. 36,24—39,64.

Физико-механические свойства известняков в западной части выхода следующие: объемный вес 2,55, водопоглощение 1,72—2,31%, временное сопротивление сжатию 498—892 *кг/см²* в сухом состоянии и 558—673 *кг/см²* в водонасыщенном, морозостойкость небольшая, износ 5,65%.

Ухакуские известняки добываются вместе с подстилающими ласнамягискими в каменоломнях Ласнамяги и др. и применяются в производстве щебня и цемента.

Содержание кукерсита значительно увеличивается в следующем **кукрузеском горизонте**, поэтому слагающие его известняки почти непригодны для практических целей. В восточной части выходов горизонта, т. е. в пределах сланцевого бассейна, добывается для строительства только один слой известняков, так называемая «двойная плита», находящийся между слоями C и D горючего сланца.

Известняки кукрузеского горизонта являются обычно мергелистыми, тонкозернистыми и содержат повсюду, особенно в восточной части Эстонской ССР, прослои кукерсита и мергеля. Структура известняков является мелкодетритусовой мелкозернистой, местами шламовой. Количество нерастворимого остатка в указанных известняках колеблется в пределах от 10 до 20%. Местами отмечается слабая доломитизация.

Химический состав кукрузеских известняков (по И. Карку) следующий (в %): CaO 38,65—44,34; MgO 0,65—4,24; SiO_2 15,84; Al_2O_3 4,39; Fe_2O_3 1,59; $S_{общ.}$ 0,10; п. п. п. 34,87.

Физико-механические свойства «двойной плиты» следующие: водопоглощение 7%, потери веса при замораживании 2,5%, временное сопротивление сжатию остается как в сухом, так и водонасыщенном состоянии ниже 400 *кг/см²*.

«Двойную плиту» до сих пор использовали для местных менее ответственных построек. В последнее время довольно остро стоит вопрос о рациональном использовании известняков, идущих в отвалы при добыче

http://jurassic.ru/

сланца. Как показали специально проведенные исследования, эти известняки можно использовать как инертный заполнитель для дорожного асфальта.

Небольшой интерес для промышленности строительных материалов представляют карбонатные породы, слагающие **идавереский горизонт.** Разрабатываются идавереские карбонатные породы вместе с покрывающими их йыхвискими: каменоломни находятся у Алувере, а также вблизи г. Йыхви. Литологически, а также биостратиграфически в идавереском горизонте выделяются два подгоризонта: оямааский и шундоровский. Оямааский подгоризонт представлен светло-серыми твердыми известняками с примесью кукерсита. Шундоровский подгоризонт сложен мергелистыми тонкослоистыми известняками с прослоями более темного мергеля. В самой верхней части горизонта местами отмечается окремнение. Структура идавереских известняков преимущественно мелкодетритусовая, мелкозернистая, местами шламовая. Количество нерастворимого остатка в известняках, за исключением окремненных участков, колеблется в пределах от 15 до 20%.

Химический состав мергелистых пород известен по нескольким анализам образцов, взятых из карьера Алувере; по этим данным, количество CaO составляет 35,41—45,13 %, MgO 0,99—5,32%.

В настоящее время данных о физико-механических свойствах идавереских известняков нет. Исходя из наблюдений естественных обнажений, можно предположить, что последние не являются морозостойкими. На карьере Алувере известняки добывают для завода Кунда как сырье, необходимое при изготовлении цемента.

Значительно лучшее качество карбонатных пород наблюдается в следующем, **йыхвиском горизонте.** Разработка их ведется довольно широко, в каменоломнях и карьерах Пяэскюла, Сыямяэ, Юри, Ания, Кавасту, Алувере и Йыхви.

Йыхвиский горизонт представлен синевато-серым более или менее мергелистым известняком с прослоями мергеля. Структура известняков мелкодетритусовая, мелкозернистая, чаще шламовая. Количество нерастворимого остатка в породе равняется 10—25%.

Химический состав йыхвиских более чистых известняков следующий (в %): CaO 34,78—47,1; MgO 0,1—2,29; SiO_2 до 10; Al_2O_3 3—4; Fe_2O_3 1,36—1,86.

Физико-механические свойства пород следующие: объемный вес 2,42—2,50; водопоглощение 3—4%, временное сопротивление сжатию (в сухом) 820—1100 *кг/см²* и 450—670 *кг/см²* (в водонасыщенном). Наблюдения над постройками показали, что йыхвиские известняки обладают хорошей морозостойкостью.

Большей частью эти известняки используются для строительных целей в качестве бутового и стенового камня. Только известняки из карьера Алувере потребляются как сырье для цементного завода Кунда.

В качестве строительного камня пригодны и вышележащие **кейласские известняки.** Разработка последних происходит более интенсивно в западной и средней частях выходов (каменоломни Кейла, Пяэскюла, Арукюла и Лилли). В восточной части выходов известны небольшие каменоломни у Сымеру (недалеко от г. Раквере) и Кахула. Общая мощность кейласского горизонта достигает 26 *м*, а максимальная мощность разрабатываемых слоев в каменоломнях не более 5 *м*.

Литологически кейласский горизонт является довольно разнообразным. В нижней части (ристнаский подгоризонт) развит синевато-серый,

http://jurassic.ru/

местами мергелистый известняк с прослойками мергеля, похожий на известняк йыхвиского горизонта. Более разнообразной в литологическом смысле является верхняя часть (лаагриский подгоризонт), что особенно заметно в западной части выходов, где внизу горизонта залегают тонкозернистые почти афанитовые синевато-серые известняки (в каменоломнях Кейла и Лилли), а вверху — сильно мергелистые, богатые фауной. В Восточной Эстонии известняки верхней части кейлаского горизонта мало отличаются от нижних; в самых верхних слоях увеличивается количество терригенного материала. В некоторых местах горизонта известняки доломитизированы. Кейлаские известняки имеют структуру от мелко- до крупнодетритусовой с мелкозернистой основной массой. В верхней части горизонта в Западной Эстонии отмечается биоморфная тонкозернистая структура известняков. Количество нерастворимого остатка в породах колеблется в пределах 10—20%, в каменоломнях Лилли меньше 5%, а в каменоломне Яльгимяэ больше 25%.

Химический состав известняков кейлаского горизонта следующий (в %): 1) мелкодетритусовые известняки из восточной части выходов — CaO 38,00—50,58; MgO 0,80—2,72; Fe_2O_3 1,29—2,33; 2) более чистые тонкозернистые известняки из каменоломни Лилли — CaO 52; MgO 1; $Fe_2O_3 + Al_2O_3$ 1; 3) мергелистые известняки в западной части выходов — CaO 43,7; MgO 0,4; $Fe_2O_3 + Al_2O_3$ 4,4; SiO_2 9,6.

Из рассматриваемых известняков более высоким качеством обладают тонкозернистые известняки из каменоломни Лилли. Они пригодны для обжига извести и как сырье для целлюлозно-бумажной промышленности.

Физико-механические свойства мелкодетритусовых известняков из карьера Пяэскюла следующие: водопоглощение 2—4%, временное сопротивление сжатию 1100—1200 *кг/см*^{2} (в сухом состоянии).

Более мергелистые известняки из верхней части горизонта в окрестностях г. Кейла имеют следующие физико-механические свойства: объемный вес 2,54, водопоглощение достигает 5%, временное сопротивление сжатию 600—800 *кг/см*^{2} в сухом состоянии и 240—450 *кг/см*^{2} в насыщенном водой состоянии.

Как следует из приведенных выше данных, физико-механические свойства кейласких известняков колеблются в широких пределах. Для строительства добываются главным образом известняки из каменоломен Кейла и Кахула.

Наиболее широкое применение нашли в практике известняки **оандуского горизонта**, особенно, в западной части его выходов. Полоса выходов оандуского горизонта довольно узкая, но в окрестностях Вазалемма она значительно расширяется. Там же отмечается и самая большая мощность горизонта, составляющая около 10 *м*.

Разнообразие пород, отмеченное в верхней зоне кейлаского горизонта, значительно сильнее выражается в оандуском горизонте. На востоке горизонт сложен мергелистыми тонкослоистыми известняками, в которых содержание нерастворимого остатка достигает 35%. Следует отметить, что указанные известняки нигде не разрабатываются. Самым восточным пунктом, где разрабатываются породы оандуского горизонта, является каменоломня Саку в 9 *км* южнее Таллина. В верхней части разреза каменоломни находятся желтовато-серые крупнодетритусовые и биоморфные мергелистые известняки. Ниже следуют синеватые, местами кавернозные доломитовые известняки и известковые доломиты с лин-

http://jurassic.ru/

зами и прослоями мергеля. Количество нерастворимого остатка в этой породе 10—25%, а местами и более.

Химические анализы известковых доломитов дали следующие результаты (в %): CaO 27,8; MgO 19,0; SiO_2 7,0; Fe_2O_3 0,3; Al_2O_3 5,5.

Физико-механические свойства доломитизированных известняков из Саку следующие: водопоглощение 4—6% (в зависимости от степени доломитизации), временное сопротивление сжатию 600—800 *кг/см²* в сухом состоянии и 400 *кг/см²* в водонасыщенном.

Далее к западу от месторождения Саку, вблизи Туула, появляются цистоидные крупнодетритусовые известняки с одиночными биогермами —

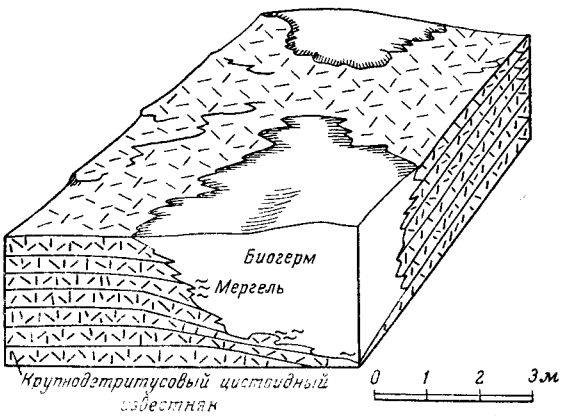


Рис. 104. Биогермы в крупнодетритусовом цистоидном известняке оандуского горизонта

рифами (рис. 104). Более широкое распространение имеет цистоидный крупнодетритусовый известняк, благодаря крепости и кристаллической структуре известный в практике под названием «вазалеммаский мрамор». Биогермы представляют собой линзовидные тела разной величины. Самые большие из них находятся в окрестностях Вазалемма и Румму, имеют длину до нескольких десятков метров и мощность до 10 *м*.

Крупнодетритусовый цистоидный известняк состоит главным образом из члеников цистоидей и обломков мшанок. Цвет породы светло-серый или серый. Часто встречаются стилолиты, которые могут совпадать с поверхностями напластований. В биогермах можно наблюдать две разновидности породы: синеватый мергелистый известняк с редкой фауной и местами, особенно в краевых и нижних частях биогермов, зеленовато-серый мергель.

Структура крупнодетритусового известняка крупнокристаллическая. Количество нерастворимого остатка в крупнодетритусовом цистоидном известняке не превышает 5%.

Биогермный известняк имеет мелкозернистую структуру или скрытокристаллическую биогермную структуру, где фауна часто находится в прижизненном положении. В некоторых местах наблюдается доломитизация. Содержание нерастворимого остатка в биогермных известняках колеблется в очень широких пределах — в светло-сером афанитовом известняке меньше 5%, в более мергелистых частях иногда превышает 50%.

http://jurassic.ru/

Химически более чистым является крупнодетритусовый цистоидный известняк, в котором количество CaO достигает 55%, количество MgO колеблется в пределах 0,5—2,5%, SiO_2 0,5—1,5%, Fe_2O_3 0,30—0,50%, Al_2O_3 0,2—0,92%, п. п. п. 41,70—43,53%.

Химический состав светло-серого афанитового известняка следующий (в %): CaO до 53; MgO 4,0; SiO_2 3,6; Al_2O_3 0,79—1,65; Fe_2O_3 0,39—0,69; п. п. п. 41,0—43,0. Наиболее мергелистые разновидности биогермных пород содержат CaO 37,28—52,07%, MgO 0,08—2,97%, SiO_2 2,55%.

Физико-механические свойства пород зависят от их литологического состава. Крупнодетритусовый цистоидный известняк имеет объемный вес в среднем 2,57, водопоглощение 0,62—1,5%, временное сопротивление сжатию 350—1104 *кг/см²* в сухом состоянии и 190—470 *кг/см²* в водонасыщенном. При исследовании указанных пород была установлена следующая закономерность: чем меньше размер детритуса, тем выше сопротивление сжатию. Погодоустойчивость крупнодетритусового цистоидного известняка является удовлетворительной. Электрическое сопротивление породы составляет 9,5—10 *Мом*.

Чистые биогермные известняки имеют объемный вес, равный 2,54, водопоглощение до 2,6%, временное сопротивление сжатию 547—971 *кг/см²* в сухом состоянии и 447—497 *кг/см²* в водонасыщенном, износ 3,1—7,0%. Объемный вес более доломитизированных разновидностей 2,58—2,65, временное сопротивление сжатию 908—1060 *кг/см²* (сухая порода) и 632—831 *кг/см²* (водонасыщенная порода).

Приведенные выше данные указывают на высокое качество крупнодетритусового цистоидного известняка. Последний используется в строительстве, а также как сырье для целлюлозно-бумажной промышленности. Биогермные известняки нашли применение главным образом как щебень для различных целей.

В будущем необходимо рекомендовать более широкую добычу крупнодетритусовых цистоидных известняков для целлюлозно-бумажной промышленности и для обжига извести. Потребление известняков в качестве строительного камня следует ограничить, ввиду того что площадь распространения указанных известняков на территории Эстонской ССР невелика.

Вышележащий, **раквереский горизонт** имеет по сравнению с оандуским более широкую полосу выходов, но меньше обнажений (четвертичный покров более мощный). Каменоломни имеются в западной части выходов у Муналаскме и Вооре и на востоке у Рягавере и Пагари. Мощность раквереского горизонта колеблется в пределах 8—15,6 *м*.

Раквереский горизонт представлен желтовато- или синевато-серыми очень тонкозернистыми (до скрытокристаллических) известняками с темными пятнами тонкозернистого пирита. Часто встречаются прожилки и гнезда кристаллов кальцита. Содержание нерастворимого остатка меньше 5%. Мергелистые прослои встречаются в самой нижней части горизонта.

Химические анализы известняков раквереского горизонта показывают довольно большое (до 54,45%) содержание CaO (детальный анализ см. табл. 43).

Физико-механические свойства пород следующие: водопоглощение не превышает 3%, временное сопротивление сжатию 800—1800 *кг/см²* в сухом состоянии и 400—1200 *кг/см²* в водонасыщенном.

http://jurassic.ru/

Нежелательным компонентом в раквереском известняке является тонкозернистый пирит, встречающийся в рассеянном виде или в виде пятен почти по всей породе. Присутствие пирита уменьшает погодоустойчивость известняков, при выветривании изменяются их краски. Известняки раквереского горизонта использовались до сих пор главным образом в постройках местного значения.

Аналогичные известняки встречаются и в следующем, **набаласком горизонте**. Крупные каменоломни находятся в окрестностях Рийсипере-Козе (каменоломня Мынусте-Кирна) и Тапа. Наиболее глубокие каменоломни находятся у Тапа — 4 *м*.

Литологически, а также стратиграфически, в набаласком горизонте выделяются два подгоризонта — нижний, в котором светло-серый афанитовый известняк чередуется с зеленовато-серым мергелистым известняком, и верхний, сложенный желтовато-серым скрытокристаллическим известняком с пятнами тонкозернистого пирита. Количество нерастворимого остатка равняется от 10 до 20%, в нижних слоях с уменьшением кверху.

Физико-механические свойства набаласких известняков следующие: водопоглощение 6%, потери веса при замораживании выше 10%, временное сопротивление сжатию 800—1200 *кг/см*^{2} в сухом виде и 500—1000 *кг/см*^{2} в водонасыщенном.

Набалаские известняки использовались главным образом при изготовлении железнодорожного щебня, а также как строительный камень в постройках местного значения.

Известняки **вормсиского горизонта** обнажаются, начиная от островов Хийумаа и Вормси до озера Пейпси. Из числа каменоломен следует отметить Кыргессааре и Палукюла на о-ве Хийумаа, Нымкюла и Кохила.

Известняки имеют серую или зеленовато-серую окраску, мергелистые, тонкослоистые, с мелкозернистой мелкодетритусовой структурой. Количество нерастворимого остатка в них может достигать 20%. В практике вормсиские известняки нашли незначительное применение и поэтому не имеется достаточных данных об их физико-механических свойствах и химическом составе. Единственное испытание вормсиского известняка из Кохила показало следующие результаты: водопоглощение 6—7%, потери веса около 2%, временное сопротивление сжатию 700 *кг/см*^{2} (сухая порода) и 500 *кг/см*^{2} (водонасыщенная порода). Такого рода известняки можно использовать только в постройках местного значения.

Самый верхний горизонт ордовика — **пиргуский** мало обнажен, так как выходы покрыты мощными четвертичными отложениями. Большинство каменоломен находится на островах и в западной части материка. Из их числа можно назвать Нийби и Рабивере.

Пиргуский известняк имеет синевато-серую или светло-серую окраску и более чистый по сравнению с вормсиским известняком. На о-ве Вормси и в обнажениях западного побережья отмечается появление биогермов. Количество нерастворимого остатка составляет от 5 до 15%. Структура породы преимущественно скрытокристаллическая или мелкокристаллическая, местами крупнодетритусовая, биоморфная. О химическом составе и физико-механических свойствах данных не имеется. Известно только, что погодоустойчивость известняков неплохая, поскольку в прежнее время они находили довольно широкое применение в строительстве и вывозились даже в Петербург.

http://jurassic.ru/

Силурийские известняки

В самом нижнем горизонте силурийской системы — в **поркуниском** — известняки встречаются главным образом в средней и верхней его частях. Из известных пунктов добычи этих известняков следует отметить Метскюла-Сели, а также Поркуни. Поркуниский известняк светло-серый, мергелистый, в некоторых местах (особенно в верхней части горизонта) встречается примесь битума (типа ОБА), что придает известнякам коричневый оттенок. Поркуниские известняки имеют структуру от мелко- до крупнокристаллической. Количество нерастворимого остатка составляет преимущественно 5—10%, а в некоторых мергелистых прослоях и до 50%.

Химический состав более чистых известняков следующий (в %): CaO 50,71—55,01; MgO 0,35—3,64; Fe_2O_3 0,29—0,59.

Физико-механические свойства пород из каменоломни Сели: водопоглощение 1%, временное сопротивление сжатию 700—800 *кг/см²* в сухом виде.

Поркуниский известняк используется в постройках местного значения.

Ограниченное применение в практике имеют также известняки **юруского горизонта** с узкой и плохо обнаженной полосой выходов. Этот горизонт представлен синевато-серыми, преимущественно мергелистыми тонкослоистыми известняками с прослоями мергеля. Структура породы от мелко- до крупнодетритусовой или афанитовая. Количество нерастворимого остатка колеблется в пределах 4—25%.

Данные о химическом составе и физико-механических свойствах отсутствуют. Из наблюдений в естественных обнажениях установлено, что погодоустойчивость юруских известняков весьма незначительная.

Большее промышленное значение имеют известняки **тамсалуского горизонта**. Крупные каменоломни находятся у Пюхалепа на о-ве Хийумаа, у Эйглакюла и Унгру — на западном побережье, Ристимулгу, Хагуди, Юуру, Таммику, Карину и целый ряд карьеров в окрестностях Тамсалу-Ракке. Общая мощность горизонта составляет 6,80—14,40 *м*, причем в карьерах Тамсалу вскрыта до 11 *м*.

В составе тамсалуского горизонта широко известны пентамерусовые известняки, залегающие в окрестностях Киримяэ, Юуру, Таммику, Карину, Тамсалу и Ракке и применяемые в практике для обжига извести. Структура указанных известняков мелкокристаллическая, биоморфная. В некоторых местах наблюдается доломитизация породы, например, в окрестностях Тамсалу, где содержание MgO достигает 13% (рис. 105). Количество нерастворимого остатка равняется 5%, местами доходит до 10%. В западной части выходов встречаются детритусовые известняки.

Физико-механические свойства тамсалуских известняков установлены главным образом в карьерах Тамсалу со следующими показателями: объемный вес 2,17—2,80 (чаще 2,50—2,60), водопоглощение от 0,4 до 4,2%, временное сопротивление сжатию 110—724 *кг/см²* в сухом состоянии, 77—653 *кг/см²* в водонасыщенном и 35—958 *кг/см²* после 15-кратного замораживания.

Детритусовые известняки из западной части выходов имеют водопоглощение меньше 1%, временное сопротивление сжатию 1100 *кг/см²* (сухая порода) и 800 *кг/см²* (водонасыщенная порода). Показатели мергелистой разновидности известняка значительно ниже. Водопоглощение около 1%, потери веса 1%, временное сопротивление сжатию 600 *кг/см²* в су-

http://jurassic.ru/

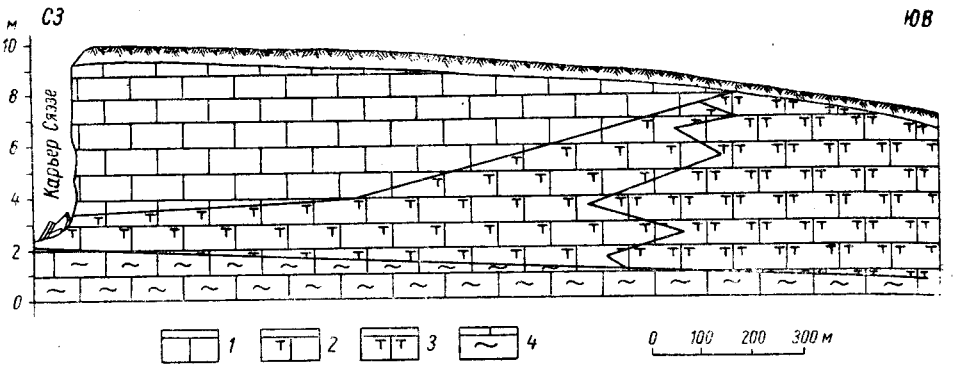


Рис. 105. Разрез тамсалуского горизонта около ст. Тамсалу

1 — биоморфный пентамерусовый известняк; *2* — тот же, с содержанием MgO 5—10%; *3* — тот же, с содержанием MgO 10—13%; *4* — мергелистый известняк юруского горизонта

хом состоянии и 200 *кг/см²* в водонасыщенном. Детритусовые известняки обладают довольно хорошими строительными качествами.

В **райккюласком горизонте** известняков значительно меньше, чем в тамсалуском. Райккюлаский горизонт выходит в самой южной части о-ва Хийумаа и протягивается на материке через Пуску, Мярьямаа, Пайде, Йыгева. В районе Йыгева полоса выходов поворачивается на юг и скрывается под девонскими отложениями. Известняки распространены главным образом в западной части выходов (к западу от местности Кеава) и в окрестностях Калана и Йыгева. Значительные каменоломни расположены в Матсукюла, Кулламаа, Липа, Кабала, Калана и Йыгева.

Райккюлаский известняк светло-серый или синевато-серый, тонкослоистый, мелкодетритусовый, структуры от мелко- до скрытокристаллической. В некоторых обнажениях и каменоломнях в западной части выходов известняки обладают конгломератовой и иногда псаммитовой или сгустковой структурой. Во всех известняках райккюлаского горизонта отмечается примесь ромбоэдров доломита.

Своеобразный известняк распространен в окрестностях Калана, где в нижней части разреза обнажается среднекристаллический серый известняк с конкрециями кремния. Кристаллический известняк плотный, хорошо полируется и его обычно называют «каланаским мрамором».

Количество нерастворимого остатка (не считая кремневых образований) в известняках райккюлаского горизонта не превышает 5% и лишь в нижней части горизонта местами достигает 10—15%.

Химический состав райккюласких известняков следующий (в %): CaO 47,8—49,56; MgO 2,4—4,28; $Al_2O_3 + Fe_2O_3$ 0,54—3,20; SiO_2 1,67—4,0; особенно чистым является каланаский известняк, состоящий из CaO 51,03—53,50; MgO 0,20—0,58; SiO_2 3,3; Al_2O_3 0,2; Fe_2O_3 0,1.

Физико-механические свойства мелкодетритусового известняка следующие: водопоглощение 1%, потери веса 1%, временное сопротивление сжатию 700 *кг/см²* в сухом виде и 500 *кг/см²* в водонасыщенном. Объемный вес псаммитово-сгусткового известняка 2,46—2,50, водопоглощение 1,46%, пористость 9,73%, временное сопротивление сжатию 930—960 *кг/см²* с уменьшением в водонасыщенном состоянии на 7%. Объемный вес каланаского кристаллического известняка 2,67, пористость 0,4%, водопоглощение 0,19—0,21%, временное сопротивление сжатию 1140 *кг/см²* в сухом состоянии и 1100 *кг/см²* в водонасыщенном.

http://jurassic.ru/

Райккюлаские известняки по своему качеству нашли широкое применение в практике как строительный камень и как сырье для обжига извести. Каланаский «мрамор» в виде щебня используется при изготовлении искусственного облицовочного плитняка.

В **адавереском горизонте** известняки так же, как в райккюласком горизонте, распространены преимущественно в западной части выходов. Каменоломни адавереских известняков находятся у Вяндра, Выйзику, Нууди.

Известняки адавереского горизонта синевато-серые, тонкослоистые, мергелистые. Структура породы является мелкодетритусовой, мелкозернистой. Количество нерастворимого остатка составляет около 10—20%. Химический состав известняков следующий: $CaCO_3$ 42,24—76,76%; $MgCO_3$ 10,14—14,32%; Fe_2O_3 1,12—2,89%. В настоящее время данных о физико-механических свойствах нет. Указанные известняки до сих пор используются только в постройках местного значения.

Небольшое значение в практике имеют также известняки **яаниского горизонта**. Выходы горизонта находятся на северном побережье островов Сааремаа и Муху и на материке в окрестностях Лихула, Кирбла и Кяргу. Большинство обнажений находится на о-ве Сааремаа. Известняки в яаниском горизонте распространены главным образом в западной части выходов, т. е. на островах. На материке развиты в основном доломиты. Известняки синевато-серые, мергелистые, тонкослоистые. Структура их мелкозернистая, мелкодетритусовая или биоморфная. Количество нерастворимого остатка 10—20%.

Одним из важных горизонтов является **яагарахуский горизонт**, выходящий преимущественно на островах. На материке указанный горизонт выходит в окрестностях Пярну-Яагупи, Виртсу и Вяндра. Известняки развиты только на о-ве Сааремаа в окрестностях Яагараху и Метсакюла. Самые крупные каменоломни находятся у Яагараху.

Среди известняков яагарахуского горизонта выделяются две разновидности: 1) светло-серый известняк от мелко- до крупнодетритусового, в некоторых местах мраморовидный и 2) биогермный известняк.

Химический состав яагарахуского мраморовидного известняка следующий (в %): CaO 55,69; MgO нет; SiO_2 нет; Al_2O_3 0,11; Fe_2O_3 0,09; MnO 0,02.

Вместе с детритусовыми известняками встречаются биогермы размерами 1 — 3 × 10 — 20 *м*. Биогермы сложены кораллами и строматопорами; местами скрытокристаллический известняк с большими кристаллами кальцита и линзами зеленоватого мергеля. Количество нерастворимого остатка в биогермном известняке больше 5%.

Химический состав указанных известняков (анализ из Метсакюла) следующий (в %): CaO 50,49; MgO 2,50; SiO_2 1,81; Al_2O_3 1,16; Fe_2O_3 0,08; FeO 0,27.

О физико-механических свойствах яагарухского известняка в настоящее время данных не имеется.

По химическому составу известняки вполне удовлетворяют требованиям сахарной и металлургической промышленности и раньше использовались в этих отраслях. В небольшом количестве известняки разрабатываются для применения в строительстве.

Каармаский горизонт выходит только в пределах о-ва Сааремаа и представлен главным образом доломитами. В окрестностях Атла отмечаются мергелистые известняки в виде линз между доломитами.

http://jurassic.ru/

В **паадласком горизонте** известняки встречаются в окрестностях Паадла, Атла, Агама и др., причем они повсеместно в известной мере доломитизированы. В разрезах Атла и Агама различаются три разновидности: 1) сильно мергелистый доломитизированный известняк с мелкозернистой структурой, 2) криноидный известняк и 3) биогермный строматопоровый известняк.

Первая разновидность распространена в нижней части горизонта (мощностью около 5 *м*). Количество нерастворимого остатка в ней составляет от 8 до 10%, в мергелистых породах до 46%. Химический состав известняков следующий (в %): CaO 35,2—44,1; MgO 4,10—10,9; SiO_2 8,50—9,88; Al_2O_3 2,58—3,57; Fe_2O_3 1,35—1,46; п. п. п. 38,72—39,40.

Криноидный известняк — серый, с крупнодетритусовой структурой и встречается в виде линз доломитизированных известняков. Количество нерастворимого остатка меньше, чем в предыдущей разновидности, а содержание CaO достигает 55%.

Биогермы встречаются преимущественно в окрестностях Атла размерами 300 × 150 *м* и мощностью 1,30 до 4,7 *м*. Порода имеет светло-серый цвет и слагается строматопорами и кораллами. Количество нерастворимого остатка равняется 2,54—12,55; CaO 41,81% и MgO 1,48—7,90%.

Данных о физико-механических свойствах не имеется, но, как видно из наблюдений над постройками, погодоустойчивость паадласких известняков является вполне удовлетворительной. Рассматриваемые известняки непригодны для использования в сахарной и целлюлозно-бумажной промышленности из-за большого содержания MgO и SiO_2.

Выход **каугатумаского горизонта** находится на о-ве Сааремаа, а также на южном побережье и в северной части п-ова Сырве. Горизонт слагается доломитами и известняками. Известняки добываются у Муратси и Касти. Максимальная обнаженная мощность (2 *м*) наблюдается у Каугатума. В нижней части разреза развит синевато-серый, мелкозернистый и в верхней части сероватый известняк с крупнодетритусовой структурой. Химический состав последнего следующий (в %): CaO 53,82; MgO 0,52; SiO_2 1,14; Al_2O_3 0,43; Fe_2O_3 0,59; MnO 0,05. Каугатумаские известняки в настоящее время имеют весьма ограниченное применение.

Самый верхний силурийский горизонт — **охесаареский** — выходит на западном берегу южной половины п-ова Сырве. Каменоломни в указанном горизонте отсутствуют. Разработка строительного камня ведется местными жителями в естественных обнажениях на берегу моря, например у Охесааре.

Известняки охесаареского горизонта имеют синевато-серую окраску с прослоями мергеля. В некоторых мергелистых прослоях обнаружена примесь песчаного материала. Структура известняка преимущественно мелкозернистая (мелко- и крупнодетритусовая). О химическом составе и физико-механических свойствах охесаареского известняка данных не имеется.

Девонские известняки

Девонские отложения на территории Эстонской ССР представлены главным образом песчаниками, глинами и мергелями. Более чистые карбонатные породы известны только в юго-восточной части республики. Изученность девонских известняков слабая, а их использование в практике весьма ограниченное. Большое содержание терригенного материала и соединений железа делают известняки мало применимыми в строительстве

http://jurassic.ru/

и в других отраслях промышленности. Исключение представляют известняки псковского горизонта, используемые как местный строительный камень. Большие каменоломни находятся в районе Вастселийна, вблизи села Тийрханна. Известняки в указанном месте светло-серого цвета с прослоями глины. В настоящее время данных о структуре, химическом составе и физико-механических свойствах описываемых известняков нет. Известно, что раньше известняки добывали для обжига извести.

Доломиты

В Эстонской ССР доломиты имеют довольно широкое распространение и встречаются главным образом в окрестностях Нарвы, в пределах возвышенности Пандивере, в районе г. Пайде и Пыльтсамаа, а также на юго-западе республики (Михкли, Тууди) и на островах Муху и Сааремаа. Несмотря на значительное распространение, чистых доломитов имеется немного, что зависит от быстро изменяющегося содержания MgO в породах. Особенно это касается ордовикских доломитов. Последние не имеют практического значения и в дальнейшем не описываются.

В силурийской толще в первую очередь следует назвать доломиты, залегающие в нижней части **поркуниского горизонта**. Каменоломни находятся в Туду, Роэла, Сели и Рёа-Яагупи.

Доломиты поркуниского горизонта имеют желтовато-серый или светло-серый цвет со структурой от мелко- до крупнокристаллической, мелкокавернозной. Химический состав (по образцам из каменоломни Сели) следующий (в %): CaO 25,12—34,63, MgO 9,50—17,35, Fe_2O_3 0,75—1,05.

Физико-механические свойства пород: водопоглощение около 3%, временное сопротивление сжатию 1150 *кг/см*^{2} (сухой породы).

Поркуниские доломиты пригодны главным образом в качестве строительного камня для построек местного значения.

В **юруском и тамсалуском горизонтах** доломиты встречаются в незначительном количестве и используются вместе с известняками.

Наиболее известными являются **райккюлаские** доломиты, распространенные в центральных и восточных районах Эстонии. Из каменоломен можно назвать Мюнди (см. рис. 102), Тюри-Аллику, Ярва-Яани, Водья, Кеава, Хаймре и Оргита (около Мярьямаа). Мощность доломитовых слоев меняется от единичных до нескольких десятков метров. По структуре можно выделить три разновидности пород: крупно-, средне- и мелкокристаллические доломиты; более широко развиты и более качественными являются последние.

Мелкокристаллический доломит светло-серый или синевато-серый, сложен кристаллами диаметром $< 0{,}1$ *мм*. Количество нерастворимого остатка колеблется в пределах от 5 до 20%. Химический состав (в %): CaO 30,77—39,35; MgO 12,72—20,07; SiO_2 3,06—2,44; Al_2O_3 0,73; Fe_2O_3 0,45—0,52.

Физико-механические свойства следующие: водопоглощение 1—8%, временное сопротивление сжатию 800—2100 *кг/см*^{2} в сухом состоянии и 400—1670 *кг/см*^{2} в водонасыщенном. Встречаются они в карьерах Мюнди, Водья, Оргита и др.

Райккюлаские доломиты нашли применение в практике главным образом как строительный материал — стеновой и бутовый камень, а также в виде облицовочных плит.

http://jurassic.ru/

Довольно богат доломитами **адавереский горизонт**. Разработки ведутся в Адавере, Тырве и др., но в ограниченном масштабе.

Среди адавереских доломитов следует выделить крупно-, средне- и мелкокристаллические разновидности.

Крупнокристаллический доломит распространен незначительно.

Мелкокристаллический доломит желтовато- или синевато-серый, местами с красными пятнами. Количество нерастворимого остатка в нем не превышает 10%.

Химический анализ указанного доломита следующий (в %): $CaCO_3$ 49,01; $MgCO_3$ 41,34; Fe_2O_3 0,54.

Одной из своеобразных разновидностей адавереских доломитов является так называемый брекчиевидный доломит. Он распространен в верхней части горизонта в окрестностях Тамме и Неанурме. Порода слагается из светло-желтоватого или серого мелкокристаллического доломита и угловатых кусков серого или темно-серого средне- и крупнокристаллического доломита.

Физико-механические свойства брекчиевидного доломита, как и вообще адавереских доломитов, не изучены.

В **яниском горизонте** доломит встречается только в восточной части выходов. Доломиты, как и известняки яниского горизонта, сильно мергелистые и не пригодные для практических целей.

Физико-механические свойства следующие: водопоглощение 8%, при замораживании потери веса нет, временное сопротивление сжатию 800 *кг/см*^{2} в сухом состоянии и 600 *кг/см*^{2} в водонасыщенном.

Лучшими по качеству являются доломиты **яагарахуского горизонта**. Из каменоломен следует назвать Курезе, Михкли, Кирбла и Тууди (на материке), Хеллама, Ига, Эку на о-ве Муху и Тагавере и Каванди на о-ве Сааремаа. Яагарахуский доломит в литературе часто называется мухуским доломитом, благодаря хорошей обнаженности на о-ве Муху.

Среди указанных доломитов следует выделить две разновидности пород: слоистый желтовато-серый мелкокристаллический и светло-серый кавернозный биогермный доломит. Биогермы встречаются главным образом в северной части выходов. Размеры биогермов самые разнообразные, 2—15 *м* мощностью и от нескольких метров до нескольких километров длиной. Биогермы сложены из сильно доломитизированных скелетов мшанок, кораллов, строматопор и крупнокристаллического доломита. Биогермный доломит является сильно кавернозным. Количество нерастворимого остатка в нем достигает 8%.

Химический состав следующий (в %): CaO 28,77; MgO 19,05; SiO_2 3,5; Fe_2O_3 0,31; Al_2O_3 0,60.

Яагарахуский биогермный доломит раньше использовался в основном в металлургической и стекольной промышленности, меньше — в строительстве.

Яагарахуский слоистый доломит обнажен во всех каменоломнях горизонта на материке и на о-ве Муху (также на о-ве Кессулайд). Общая мощность его в среднем 5 *м*, залегает главным образом под биогермным доломитом и имеет мелкокристаллическую структуру. Содержание нерастворимого остатка в нем не превышает 2%. Химический состав следующий (в %): CaO 29—31; MgO 15—21; Al_2O_3 — нет; Fe_2O_3 1,08.

Физико-механические свойства породы из Курезе: объемный вес 2,54, водопоглощение 2,99%, пористость 8,11%, временное сопротивление сжатию 1670—2120 *кг/см*^{2} (в сухом состоянии).

http://jurassic.ru/

Яагарахуские слоистые доломиты на о-ве Муху используются стекольной промышленностью. В строительстве они применяются мало.

Доломиты **каармаского горизонта** в прошлом использовались главным образом как строительный камень, а также для изготовления памятников. Каменоломни, в которых добываются эти доломиты, находятся в Каарма, Памма, Лоона, Тырузе, Кокси. Самые крупные из них находятся в Каарма, где разработка ведется уже в течение нескольких столетий. Общая мощность каармаского горизонта достигает 60 *м*, но детально изучен комплекс, составляющий около 20 *м*. В этом горизонте широко распространен мергелистый доломит со слабо выраженной тонкослоистой текстурой. Последняя обусловлена зеленоватым мергелем, который встречается в доломите в виде линз. Микроскопическое изучение показало, что в доломите имеются зерна кварца. Количество нерастворимого остатка колеблется в пределах 5—20%, но местами может достигать 50%. Химический состав каармаских доломитов (в %): CaO 18—32; MgO 10—20; SiO_2 7—10; Al_2O_3 2,8; Fe_2O_3 1—2. Физико-механические свойства: объемный вес 2—2,6, пористость 5—10%, водопоглощение 3,8%, временное сопротивление сжатию 127—815 *кг/см²* в сухом состоянии, 106—709 *кг/см²* в водонасыщенном и 46—589 *кг/см²* после замораживания. Несмотря на довольно низкие показатели некоторых механических свойств каармаские доломиты известны как относительно хороший строительный камень. Они легко обрабатываются, а также ломаются большими монолитами для изготовления облицовочных плит.

В **паадласком горизонте** доломитов гораздо меньше и их практическое значение невелико. В **каугатумаском горизонте** доломиты распространены в ограниченном количестве. Последние разрабатываются в каменоломнях Ууэ-Лыве и Лоона для строительных целей. Имеются данные о том, что породы из Лоона вывозились в Пярну для нужд целлюлозной фабрики. Химический состав лоонаских доломитов следующий (в %): CaO 27,8; MgO 17,75; SiO_2 9,53; Al_2O_3 1,05; $Fe_2O_3 + FeO$ 0,94. Судя по этим данным, описанные доломиты мало пригодны для целлюлозной промышленности. Каких-либо данных о физико-механических свойствах паадласких доломитов не имеется.

Из **девонских** доломитов в практике применимы только некоторые породы из района Выру (Илли, Рыуге), где обнажаются серые или коричневато-серые кавернозные доломиты с прослоями мергеля снетогорского горизонта.

ОПИСАНИЕ ГЛАВНЕЙШИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Известняки

Месторождение Нарва

Указанное месторождение расположено в 2 *км* к юго-западу от центра г. Нарва на левом берегу р. Нарва. Разведка этого месторождения производилась в 1945 г. Проектно-изыскательным бюро № 1 Гидропроекта с целью выяснения запасов строительного камня и дорожного щебня.

Четвертичные отложения (морена) на месторождении имеют мощность от 0,40 до 3,25 *м*. Под ними выходят известняки азериского и ласнамягиского горизонтов. Это доломитовые известняки зеленоватого или

http://jurassic.ru/

фиолетового цвета с прослоями мергеля. Мощность слоев 3,95 *м*. Химический состав пород (в %): CaO 24,67—37,68; MgO 3,7—16,21; SiO_2 + + Al_2O_3 5,85—25,31; RO_2 0,17—11,84; п. п. п. 35,01—42,35; влажность при 105—110° 0,24—1,56.

Физико-механические свойства пород: пористость 4—9%, временное сопротивление сжатию 800—1400 *кг/см*^{2} в сухом виде и 500—1100 *кг/см*^{2} в водонасыщенном.

Описанные известняки могут быть использованы в качестве бутового камня и дорожного щебня.

Глубина залегания грунтовых вод 2,2—4,1 *м*. По данным Н. Милюкова (1946), общие гидрогеологические условия благоприятны для разработки месторождения только зимой. Весной и летом препятствует вода.

Запасы известняков месторождения Нарва (на площади 0,162 *км*^{2}) составляют по категории В 462 тыс. *м*^{3}.

Месторождение Ару

Месторождение расположено в 5 *км* к юго-западу от цементного завода «Пунане Кунда» (Раквереский район) и в 1,5 *км* от ж.-д. станции. Известняки здесь разрабатываются с прошлого столетия. Детальные разведочные работы на месторождении проводились в 1950, 1956 и 1958 гг. Ленгеолнерудтрестом. Покров четвертичных отложений (валунные пески и глины) незначительный. Только в южной части месторождения он достигает 2,5 *м*.

Под четвертичными отложениями месторождения залегают известняки азериского и ласнамягиского горизонтов.

Азериский горизонт разделяется на три части. Нижняя часть сложена зеленоватыми известняками мощностью от 0,5 до 1,9 *м*, средняя часть — серыми мелко- и скрытокристаллическими доломитизированными известняками, мощность от 1,8 до 3,5 *м* и верхняя часть — серыми, мелкозернистыми известняками мощностью от 1,05 до 1,65 *м*. Вероятно, в нижних слоях имеется еще и кундаский горизонт.

Химический состав азериских известняков на описываемом месторождении следующий (в %): CaO 46,88—48,49; MgO 1,07—1,95; SiO_2 4,9—6,30; Al_2O_3 3,22—4,24; Fe_2O_3 1,32—2,24; п.п.п. 38,0—38,60; SO_3 0,08—0,24; P_2O_5 0,85—1,15; силикатный модуль 0,84—1,25, глиноземный модуль 1,04—3,25.

Ласнамягиский горизонт разделяется на две части. Нижняя мощностью 3 *м* сложена мелко- и скрытокристаллическими плотными, частью доломитизированными известняками. В верхней части такой же мощности известняки доломитизированы очень слабо. Химический состав известняков нижней части (в %): CaO 46,29—47,57; MgO 3,76—5,07; SiO_2 3,52—4,56; Al_2O_3 1,82—2,72; Fe_2O_3 1,08—1,50; п.п.п. 40,0—41,28; SO_3 0,15—0,28; P_2O_5 0,41; силикатный модуль 1,02—1,22, глиноземный модуль 1,21—2,52. Для известняков верхней части CaO 47,75—48,95; MgO 2,23—2,80; SiO_2 4,60—5,72; Al_2O_3 1,97—2,36; Fe_2O_3 1,03—1,28; п.п.п. 40,04—40,60; SO_3 0,05—0,22; силикатный модуль 1,25—1,64, глиноземный 1,66—2,29.

Запасы известняков, пригодных для цементного завода на месторождении Ару, по категории A_2 444 тыс. *м*^{3}, категории В 567 тыс. *м*^{3} и категории C_1 5311 тыс. *м*^{3}. Используются они на цементном заводе вместе с известняками месторождения Алувере в соотношении 1 : 1.

http://jurassic.ru/

Месторождение Ласнамяэ

Указанное месторождение расположено у восточной границы Таллина и известно с XIII в. Здесь добывается главным образом строительный камень. В прошлом столетии ласнамягиские известняки использовались и для обжига извести.

Месторождение Ласнамяэ было изучено А. Нуут (Nuut, 1935), К. Орвику (Orviku, 1940a), Э. Мельсом и Л. Юргенсоном (Jürgenson, Mõls, 1946). Первые детальные разведочные работы на нем были произведены в 1948—1949 гг. Проектно-изыскательным бюро № 1 Гидропроекта и Ленгеолнерудтрестом.

На месторождении Ласнамяэ выходят следующие горизонты: ласнамягиский (мощностью до 8,30 *м*), ухакуский (мощностью до 4,30 *м*) и кукрузеский, расположенный южнее каменоломен.

Ласнамягиский горизонт разделяется на три пачки. Нижняя состоит из серых мелкодетритусовых, мелкозернистых известняков, доломитовых известняков и известковистых доломитов мощностью от 1,60 до 2,55 *м*. Химический состав пород нижней пачки следующий:

	CaO	$CaCO_3$	MgO	$MgCO_3$	SiO_2	Fe_2O_3	Al_2O_3	SO_3	П. п. п.
От	34,08	60,83	1,61	2,93	3,94	0,30	1,31	0,03	40,38
До	49,86	89,00	14,23	29,76	6,38	3,16	2,09	0,09	42,63
Среднее	44,63	79,67	5,59	11,43	4,75	1,55	1,72	0,06	41,13

Средняя пачка представлена серыми или коричневато-серыми доломитовыми известняками мощностью от 0,20 до 0,60 *м*, имеющими следующий химический состав:

	CaO	$CaCO_3$	MgO	$MgCO_3$	SiO_2	$Fe\ O_3$	Al_2O_3	SO_3	П. п. п.
От	31,06	55,56	5,77	12,07	4,28	1,72	1,29	0,17	40,24
До	42,87	76,52	15,66	32,76	6,32	3,90	2,54	0,18	43,0
Среднее	36,16	62,76	12,15	25,15	5,21	3,14	1,80	0,18	41,91

В верхней пачке ласнамягиского горизонта распространены светло-серые мелкокристаллические известняки мощностью 6,15 *м*. Химический состав их следующий:

	CaO	$CaCO_3$	MgO	$MgCO_3$	SiO_2	Fe_2O_3	Al_2O_3	SO_3	П. п. п
От	45,42	81,07	0,65	0,75	3,13	0,52	0,75	0,11	38,20
До	52,13	93,05	4,96	10,38	7,28	2,76	2,34	1,93	42,02
Среднее	49,65	87,53	1,80	3,32	4,96	0,95	1,58	0,25	40,43

Ухакуский горизонт представлен зеленовато-серыми мергелистыми известняками, имеющими, по данным анализов, довольно постоянный состав:

	CaO	$CaCO_3$	MgO	$MgCO_3$	SiO_2	Fe_2O_5	Al_2O_3	SO_3	П. п. п.
От	42,11	75,17	1,20	2,51	6,98	0,92	2,01	0,19	36,10
До	47,60	85,32	2,62	5,48	11,98	1,80	5,26	1,20	39,03
Среднее	45,19	80,66	1,82	3,82	9,61	1,31	2,95	0,39	37,86

http://jurassic.ru/

Физико-химические свойства пород (по данным Э. Мэльса и Л. Юргенсона) следующие: водопоглощение около 2%, потери веса 3%, временное сопротивление сжатию 750 *кг/см²* (сухая порода) и 820 *кг/см²* (водонасыщенная порода).

Вся толща известняков ласнамягиского и ухакуского горизонтов разбита вертикальными трещинами, которые имеют азимут 60—75° и 290—330°.

По данным разведочных работ и технологических испытаний, породы нижней пачки ласнамягиского горизонта пригодны для использования в строительстве в качестве бутового камня, а также в виде щебня для асфальтного и гидротехнического бетона. Известняки средней пачки можно использовать в виде бутового и стенового камня, лестничных ступеней и щебня. Породы верхней пачки пригодны к использованию в качестве щебня для бетона марки ВГВ и БМВМ, бутового и стенового камня, а также лестничных ступеней и карнизов.

Мергелистые известняки ухакуского горизонта могут быть использованы в виде бутового камня и дорожного балласта.

Общие запасы ласнамягиских и ухакуских известняков к 1 января 1959 г. по категории В 493 тыс. *м³*, категории C_1 573,0 тыс. *м³*. Так как месторождение Ласнамяэ оказалось, согласно новым планам, в пределах г. Таллина, то добыча известняков с 1958 г. частично была прекращена.

Месторождение Алувере

Это месторождение расположено в 6 *км* севернее г. Раквере, около железной дороги Раквере—Кунда. Разведочные работы на месторождении производились еще в 1927 г. Значительно позднее (в 1952 и 1957 гг.) оно подвергалось вторичной разведке, которая производилась Ленгеолнерудтрестом. Эти работы были проведены по заданию цементного завода Кунда.

На данном месторождении покров четвертичных отложений, представленный мореной, имеет мощность от 0,30 до 1,70 *м*. Ниже залегают известняки йыхвиского и идавереского горизонтов.

Йыхвиский горизонт состоит из:

а) синевато-серого мергелистого тонкослоистого известняка с прослоями мергелистой глины мощностью 1,55 *м*;

б) плотного синевато-серого известняка мощностью 0,97 *м*;

в) переслоенного с мергелистыми прослоями синевато-серого плотного известняка мощностью 3,70 *м*.

Идавереский горизонт состоит из синевато-серого тонкослоистого мергелистого известняка мощностью 3,37 *м*.

Химический состав пород (в %): йыхвиского горизонта — CaO 34,9—46,9; MgO 0,9—3,10; SiO_2 10,2—22,7; Al_2O_3 2,2—5,8; Fe_2O_3 0,9—1,9; идавереского горизонта — CaO 15,6—42,5; MgO 1,1—2,7; SiO_2 13,4—36,0; Al_2O_3 2,1—10,4; Fe_2O_3 0,8—2,7. Высокое содержание SiO_2 и Al_2O_3 объясняется примесью метабентонита.

Запасы мергелистых известняков йыхвиского и идавереского горизонтов, установленные Ленгеолнерудтрестом в 1952 г. на площади 0,2 *км²*, следующие: по категории A_2 992,4 тыс. *м³*, по категории В 163,2 тыс. *м³*, по категории C_1 634,4 тыс. *м³*. Общие запасы составляют 1789,0 тыс. *м³*.

Известняки месторождения Алувере добываются для цементного завода Кунда.

http://jurassic.ru/

Месторождение Вазалемма

Месторождение расположено в Кейласком районе, в 35 *км* к западу от г. Таллина, вблизи ж.-д. станции. Известно оно с XIV в. В прошлом столетии разрабатывалось особенно широко. Детальная разведка месторождения производилась в 1940 и в 1949 гг. Ленгеолнерудтрестом и в 1953 г. — Гипротранскарьером.

Четвертичный покров на месторождении представлен песками мощностью от 0,10 до 5,50 *м*.

Для характеристики Вазалеммаского месторождения приведем описание участка № 2. Он находится в 2 *км* от ж.-д. станции. Имеющийся на участке карьер связан с железной дорогой Таллин—Хаапсалу. Участок № 2 разведывался Гипротранскарьером в 1947 и 1953 гг. с целью выяснения запасов известняков, пригодных для железнодорожного балласта.

Оандуский горизонт представлен тремя разновидностями известняков: крупнодетритусовыми цистоидными («вазалеммаский мрамор»), биогермными и мергелистыми, причем преобладающей породой является крупнодетритусовый, цистоидный известняк. Вблизи биогермов детритус в породе является более крупным. Мощность известняков от 6,3 до 11,3 *м*. Физико-механические свойства пород: водопоглощение 0,62—1,05%, объемный вес 2,57, временное сопротивление сжатию 458—1104 *кг/см*^{2} в сухом состоянии и 334 *кг/см*^{2} после 25-кратного замораживания. Более высокие показатели имеют крупнодетритусовые известняки с меньшим диаметром детритуса.

Биогермные известняки встречаются в виде линз в крупнодетритусовых цистоидных известняках. Физико-механические свойства их: водопоглощение 1,55—2,00%, износ 3,1—7%, временное сопротивление сжатию 545—971 *кг/см*^{2} в сухом состоянии и 447—497 *кг/см*^{2} после 25-кратного замораживания. Химический состав: CaO 50,16—50,83%, MgO 1,42—1,61%, SiO_2 4,28—5,17%.

В нижней части оандуского горизонта встречаются мергелистые известняки в виде линз и прослоев. Физико-механические свойства их: водопоглощение 0,68—2,16%, объемный вес 2,65—2,85, износ 6,2%, временное сопротивление сжатию 908—1060 *кг/см*^{2} в сухом состоянии и 632—831 *кг/см*^{2} после 25-кратного замораживания. Химический состав (в %): CaO 40,4; MgO 4,02; SiO_2 12,96.

Крупнодетритусовые цистоидные известняки по качеству соответствуют требованиям, предъявляемым к материалам, используемым в качестве железнодорожного балласта, за исключением разновидности с особенно крупным детритусом. Биогермные известняки пригодны для производства воздушной извести и гидравлического цемента.

На глубинах, достигнутых только буровыми скважинами, ниже оандуских известняков залегают слои кейлаского горизонта мощностью до 6,40 *м*, в верхней части представленного темно-серым мергелистым известняком с прослоями глины. Физико-механические свойства пород следующие: водопоглощение 1,71—2,56%, объемный вес 2,54, временное сопротивлеие сжатию 653—755 *кг/см*^{2} в сухом состоянии, 243 *кг/см*^{2} в водонасыщенном и 652 *кг/см*^{2} после 25-кратного замораживания.

Химический состав (в %): CaO 48,88; MgO 1,16; SiO_2 7,34; $Al_2O_3 + Fe_2O_3$ 3,13.

Под мергелистыми известняками залегают светло-серые с желтоватым оттенком скрытокристаллические известняки, которые имеют следующие физико-механические свойства: водопоглощение 1,05—1,98%,

http://jurassic.ru/

объемный вес 2,57—2,62, износ 4,4—4,9%, временное сопротивление сжатию 804 *кг/см*^{2} (в сухом состоянии). Химический состав (в %): CaO 47,11—54,09; MgO 0,64—1,62; SiO_2 1,88—10,28; $Al_2O_3 + Fe_2O_3$ 0,72—2,77. Эти известняки пригодны для использования в виде щебня, а также для обжига извести.

Вся толща известняков на участке № 2 разбита вертикальными трещинами с азимутами 290—320° и 30—60°. В верхних слоях толщи обнаружены карстовые явления.

Гидрогеологические условия для разработки нижних слоев неблагоприятны, так как при глубине карьера в 10 *м* возможна фильтрация речных вод.

Запасы известняков на участке № 2 приведены в табл. 42.

Таблица 42

Запасы известняков на участке № 2

Горизонт	Объем, тыс. *м*^{3}		Категория
	известняков	вскрыши	
Оандуский	2195	145	A_2
	3722	299	B
	4282	776	C_1
Кейлаский	720		C_2

Месторождение Раквере (Ризу)

Это месторождение расположено в Раквереском районе, в 3 *км* к западу от г. Раквере. Его разведка производилась в 1949 г. Ленгеолнерудтрестом в связи с изысканием сырья для асфальтного мастика в северо-восточной части Эстонской ССР.

Мощность четвертичного покрова месторождения составляет от 0,25 до 7 *м*. Ниже залегают известняки раквереского и набалаского горизонтов. В буровых скважинах пройдены слои оандуского и кейлаского горизонтов, лежащих ниже.

Кейлаский горизонт представлен светло-серыми мергелистыми тонкослоистыми и мелкозернистыми известняками мощностью 6,15 *м*.

Оандуский горизонт сложен светло-зелеными глинами с редкими прослоями глинистого известняка мощностью 4,5 *м*.

В раквереском горизонте данного месторождения можно выделить четыре пачки. Нижняя состоит из темно-серых тонкослоистых известняков мощностью 0,25—0,70 *м*. Во второй пачке имеются светло- или желтовато-серые с темными пятнами скрытокристаллические известняки с глинистыми прослоями. Мощность данной пачки от 0,25 до 1,35 *м*. Третья пачка сложена синевато-серыми, с темными пятнами известняками мощностью от 6,65 до 8,9 *м*. Верхняя пачка раквереского горизонта представлена желтоватыми известняками с редкими темными пятнами. Мощность этих известняков колеблется от 6,5 до 7,9 *м*.

Средний химический состав раквереских известняков приведен в табл. 43.

В южной части месторождения выходит нижняя часть набалаского горизонта, которая представлена светло-серыми желтоватыми мелкокри-

http://jurassic.ru/

Таблица 43

Химический состав раквереских известняков

Пачки	CaO	MgO	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	$S_{общ.}$	П. п. п.
I	48,50	1,20	5,70	1,90	1,0	1,56	38,80
II	51,80	0,96	3,50	1,80	0,65	0,18	41,50
III	51,23	1,00	4,37	1,50	0,58	0,14	40,90
IV	52,83	0,65	2,94	0,95	0,45	0 06	41,97

сталлическими плотными известняками и кремово-серыми скрытокристаллическими известняками. Мощность набалаского горизонта от 0,9 до 6 *м*. Химический состав (в %): CaO 48,41—53,96; MgO 0,38—1,68; SiO_2 1,84—7,40; Al_2O_3 0,71—2,0; Fe_2O_3 0,28—0,95; $S_{общ.}$ 0,02—0,18; п.п.п. 39,47—42,98.

Разведанные запасы известняка раквереского и набалаского горизонтов на площади около 1 $км^2$ составляют: по категории A_2 — 2 387,6 тыс. $м^3$ по категории B — 2 659,8 тыс. $м^3$, по категории C_1 — 1317,3 тыс. $м^3$. Общие запасы равняются 6 364,7 тыс. $м^3$. Подсчет запасов производился в зоне известняков, до уровня грунтовых вод. Добыча известняка на месторождении пока не производится.

Месторождение Тамсалу

Это месторождение расположено в Вяйке-Маарьяском районе, вблизи рабочего поселка Тамсалу. Известняки месторождения Тамсалу разрабатываются уже со второй половины прошлого столетия. Первые разведочные работы здесь были проведены в 1933 г. В 1951—1952 гг. Ленгеолнерудтрестом проводилась детальная разведка месторождения.

Мощность четвертичных отложений на месторождении невелика — от 0,50 до 2,50 *м*. Ниже залегают слои тамсалуского горизонта. В буровых скважинах и на дне больших карьеров установлены также подстилающие юруские слои.

Тамсалуский горизонт представлен светло-серыми или желтовато-серыми мелкокристаллическими биоморфными известняками, в большей или меньшей степени доломитизированными. Местами в них встречается зеленоватый мергель. Мощность тамсалуского горизонта на месторождении достигает 11 *м*. Химический состав пород следующий (в %): CaO 38,96—54,62; MgO 0,74—13,60; SiO_2 0,60—2,44; Al_2O_3 0,16—1,04; Fe_2O_3 0,08—1,08; $S_{общ.}$ 0,03—0,15; п.п.п. 43,28—44,50.

Физико-механические свойства тамсалуских известняков приведены ранее (см. стр. 328).

Юруский горизонт представлен желтовато-серыми или темно-серыми мелкодетритусовыми и афанитовыми известняками с линзами глины и прослоями мергеля.

Тамсалуские известняки пригодны к использованию в качестве сырья для производства извести. Как строительный камень они применяются реже. На описанном месторождении их добывают только для обжига извести.

http://jurassic.ru/

Утвержденные запасы известняков на участке «Шахтные печи» к 1 января 1957 г. составили 4 247 тыс. $м^3$ по категории A_2 и 3 150 тыс. $м^3$ по категории В; на участке «Кольцевые печи» 525,0 тыс. $м^3$ по категории A_2.

Доломиты

Месторождение Хаймре

Месторождение Хаймре расположено в Мярьямааском районе в 6 *км* к юго-востоку от районного центра Мярьямаа. Разведка месторождения производилась в 1956—1958 гг. Ленгеолнерудтрестом с целью выяснения запасов облицовочного плитняка. Вблизи месторождения (в 3 *км* к северо-западу) находится каменоломня Оргита, где добывают высококачественный мелкокристаллический доломит. Используется он как строительный (бутовый, стеновой) камень, а также для изготовления памятников.

Рельеф месторождения Хаймре волнистый. Четвертичный покров представлен суглинками и глинами с валунами (морена). Мощность четвертичных отложений от 0,5 до 3,5 *м*.

Под четвертичными отложениями выходят породы райккюлаского горизонта. Райккюлаский горизонт сложен светлыми, более или менее доломитизированными известняками и доломитами с прослоями мергеля. В нижних слоях имеется примесь тонкозернистого пирита. Мощность райккюлаского горизонта на данном месторождении около 40 *м* (мощность известняковой толщи возрастает к югу).

Химический состав пород (в %): CaO 29,24—46,29; MgO 5,10—21,32; SiO_2 1,80—7,76; Al_2O_3 0,66—2,31; Fe_2O_3 0,25—1,01; $S_{общ.}$ 0,05—0,26; п.п.п. 41,41—45,96.

Физико-механические свойства пород: объемный вес 2,25—2,63, пористость 2,49—16,55%, водопоглощение 1,24—1,59%, временное сопротивление сжатию 648—1772 *кг/см²* в сухом состоянии, 619—1826 *кг/см²* в водонасыщенном и 627—1698 *кг/см²* после 25-кратного замораживания.

Гидрогеологические условия для добычи доломитов благоприятные, но запасы последних пока не установлены.

Месторождение Каарма

Это месторождение расположено в Кингисеппском районе (на о-ве Сааремаа), в 10 *км* к северо-востоку от Кингисеппа. Каармаские доломиты используются с XIV в. Детальные работы по разведке месторождения были произведены в 1952 г. Проектно-изыскательским институтом Министерства сланце-химической промышленности, а затем в 1954 г. Ленгеолнерудтрестом (Сидорова, 1955). Кроме того, каармаские доломиты изучались А. Луха, И. Рейнвальдом и др.

Рельеф месторождения Каарма ровный, нарушаемый целым рядом давно существующих небольших каменоломен. Глубина уровня грунтовых вод колеблется от 3,7 до 12 *м*. Четвертичный покров представлен супесями и суглинками мощностью от 0,15 до 3,04 *м*.

Под четвертичными отложениями выходят слои каармаского горизонта, который разделяется на две пачки. Верхняя состоит из светло- и темно-серых известковистых доломитов мощностью 4,25—10,66 *м*. Химический состав пород приведен в табл. 44.

http://jurassic.ru/

Таблица 44

Химический состав пород верхней пачки каармаского горизонта

Слои снизу вверх	Мощность слоев	CaO	MgO	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	$S_{общ.}$	П. п. п.
I	1 –3,5	25,19—32,2	15,6 – 19,99	2,4 —6,12	0,6 – 3,97	0,76—0,93	0,02—0,1	4,28—45,24
II	0,85—2,10	26,14—29,7	13,76—20,80	8,0 — 9,68	3,70—7,40	1,06—1,24	0,03—0,29	?
III	1,30—3,0	21,08—27,6	14,59 18,8	7,52—15,9	3,80—5,16	1,34 – 2,04	0,06—0,40	35,62—41,32
IV	1,10—2,06	22,15 —24,3	15,58 – 16,72	19,9—15,8	4,82 – 5,16	2,01—2,14	—	—

Таблица 45

Химический состав пород нижней пачки каармаского горизонта

Слои снизу вверх	Мощность слоев	CaO	MgO	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	$S_{общ.}$	П. п. п.
V	1,15—2,15	24,18—29,3	15,0—20,2	7,88—8,43	2,67—2,68	1,24—1,33	0,11—0,53	40,84—41,30
VI	1,20—2,50	23,72—31,37	12,64—20,0	6,20—15,12	2,05—9,06	1,07—1,60	0,11—0,38	36,52—42,40
VII	1,45 –2,8	17,55—28,42	9,21—39,08	6,96—39,08	2,44—10,76	1,02—2,06	0,33—0,96	24,84—41,88
VIII	2,6	24,30	16,68	13,52	5,17	1,91	1,34	18,44—24,31

http://jurassic.ru/

Доломиты нижней пачки вскрыты только на 1—2 *м*. Остальная ее часть вскрыта буровыми скважинами. Эта пачка слагается светло-серыми, темно- или коричневато-серыми известняками, либо слабо известковистыми доломитами с мергелистыми прослоями. Мощность нижней пачки 3,80—10,05 *м*. Химический состав представлен в табл. 45.

Физико-механические свойства пород каармаского месторождения приведены в табл. 46.

Таблица 46

Физико-механические свойства пород каармаского месторождения

Физико-механические свойства	Средние показатели	
	верхняя пачка	нижняя пачка
Объемный вес	2,09	2,11
Пористость, %	25,47	По 2 пробам 23,3
Водопоглощение, %	11,15	10,29
Временное сопротивление сжатию, *кг/см*^{2}:		
в воздушно-сухом состоянии	314	358
после 25-кратного замораживания	208	277
в водонасыщенном состоянии	223	283
Коэффициент размягчения	0,74	0,71
Потеря прочности после замораживания, %	20	21
Износ щебня в барабане Деваля	—	Не испытывались
Количество ударов на копре Педеш	5	5

Породы месторождения Каарма пригодны для использования в качестве бута и стенового камня и для изготовления облицовочных плит и памятников.

Запасы доломитов по данным с 1955 г. приведены в табл. 47.

Таблица 47

Запасы доломитов месторождения Каарма

Площадь, *км*^{2}	Объем вскрыши, тыс. *м*^{3}	Верхняя пачка		Нижняя пачка		Объем кавернозных доломитов, тыс. *м*^{3}	Категория
		Общий объем, тыс. *м*^{3}	в том числе твердые породы, тыс. *м*^{3}	Общий объем, тыс. *м*^{3}	в том числе твердые породы, тыс. *м*^{3}		
0,07	85,0	131,8	97,6	72,5	60,9	45,8	A_2
0,04	64,0	79,2	58,6	45,2	38.0	27,8	B
—	149,0	211,0	156,2	117,7	98.9	73,6	A_2 + B
0,16	233,0	350,8	259,6	277,7	191,3	127,6	C_1
	382,0	561,8	415,8	345,4	290,2	201,2	A_2 + B + C

Доломиты на месторождении Каарма добываются в основном для строительства как облицовочный камень.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Карбонатные породы являются одними из важнейших и более распространенных полезных ископаемых Эстонской ССР, запасы которых

http://jurassic.ru/

являются почти неисчерпаемыми. Самое широкое применение карбонатные породы нашли в промышленности строительных материалов, в том числе в цементной и известковой промышленности. В этой области предвидится и дальнейший рост добычи, так как в течение 1959—1965 гг. лишь продукция цемента увеличивается в шесть раз.

Для добычи строительного камня более перспективными являются районы Северной Эстонии, в пределах которых обнажаются карбонатные породы, главным образом известняки от азериского до раквереского горизонта. Особенно следует здесь указать на месторождение Маарду, где в ближайшем будущем намечается комплексная обработка фосфоритов, диктионемового сланца, глауконита и известняков. Недалеко от крупных центров промышленности находятся месторождения Кейла, Раквере и Нарва, где залегают качественные известняки и доломиты ласнамягиского, йыхвиского, кейлаского и раквереского горизонтов. Дальше к югу более перспективными для разработки строительного камня можно считать райккюлаские известняки и доломиты в районах Хаапсалу и Пайде. Еще мало изучены возможности употребления карбонатных пород набалаского, вормсиского, пиргуского и поркуниского горизонтов, где, особенно в окрестностях Кохила, Лоху, Поркуни, находятся довольно мощные слои чистых известняков и доломитов.

Сырьевая база для обжига извести, расположенная ныне в окрестностях Тамсалу—Карину—Ракке, может в будущем расшириться дальше к востоку в сторону Симуна, а также к западу в сторону Амбла и Куйметса. В данной области распространяются чистые пентамерусовые известняки, употребляемые уже давно местными жителями для обжига извести.

Для цементной промышленности запасы Эстонских известняков являются неограниченными.

Как уже было отмечено выше, цистоидные известняки оандуского горизонта целесообразно употреблять только для целлюлозно-бумажной промышленности, причем недопустимым является изготовление щебня из этих известняков, как это делается в настоящее время.

Особые перспективы имеют карбонатные породы о-ва Сааремаа. Следует отметить, что чистые известняки и доломиты яагарахуского горизонта (Яагараху, Тагаверe) можно употреблять как в сахарной, так и в металлургической промышленности. Доломиты этого же горизонта на о-вах Сааремаа, Муху и частью на материке являются сырьем для стекольной промышленности.

Совсем новой отраслью в употреблении карбонатных пород Эстонии является использование доломитов в процессе изготовления фосфоритовых удобрений. Для этой цели успешно можно употреблять доломиты райккюлаского горизонта в окрестностях Кеава, а также адавереского горизонта в окрестностях Выхма.

Более подробного изучения требуют известняки и доломиты девонского возраста, являющиеся единственной сырьевой базой карбонатных пород в юго-восточной части Эстонской ССР.

ОЗЕРНЫЙ МЕРГЕЛЬ И ИЗВЕСТКОВЫЙ ТУФ

Среди современных континентальных отложений в Эстонской ССР встречаются пресноводные известковые отложения — озерный мергель и известковый туф.

http://jurassic.ru/

Известковый туф встречается преимущественно в южной части Эстонской ССР, но в незначительной мере и в северной части у подножия глинта между Сака и Онтика.

Залежи озерного мергеля на территории республики распространяются повсеместно. Они выходят на поверхность земли или же покрыты болотными и озерными отложениями, иногда достигающими мощности 3—4 *м*. Обыкновенно озерный мергель встречается на морене последнего оледенения или на позднеледниковых песках и глинах. Только в редких случаях он залегает на коренных породах.

Залежи озерного мергеля, как правило, приурочены к понижениям рельефа. Встречается он и в некоторых современных озерах, как например, в оз. Валгъярв, расположенном в северо-западной части республики, дно которого покрыто озерным мергелем мощностью до 4,5 *м*.

Многочисленность залежей озерного мергеля свидетельствует о большем распространении в Эстонии озер в геологическом прошлом, чем в настоящее время. Во многих случаях мергель установлен в пределах древних, уже полностью заросших озер. В качестве примера можно привести озера, расположенные в Северной Эстонии — Кунда, Ватку, Рицик-Ярв, и в Южной Эстонии — Суур-Выртсъярв и др.

По площади залежи озерного мергеля весьма различны. Самые мелкие имеют площадь в несколько десятков квадратных метров, но встречаются и довольно большие залежи, площади которых измеряются сотнями гектаров, например месторождение Лаугесоо в районе Тарту (616 *га*).

Наиболее крупные месторождения озерного мергеля в Эстонской ССР встречаются в бассейне древнего оз. Суур-Выртсъярв, в долине Суур-Эмайыги и в долинах рек Валгейыги, Лообу и др. Залежи его встречаются также местами на пологих склонах возвышенности Пандивере.

В пределах древних долин в Южной Эстонии часто встречаются залежи известкового туфа.

В Южной Эстонии залежи пресноводной извести (озерного мергеля и известкового туфа) изучены лучше: по данным О. Халлик (Hallik, 1948), известно 108 месторождений, включая ряд мелких залежей с запасами до 0,4 тыс. $м^3$.

Меньше месторождений пресноводной извести в Северной Эстонии, где они менее изучены. Многие залежи озерного мергеля находятся ниже уровня грунтовых вод.

Первые исследования озерного мергеля были начаты К. Гревингком (Grewingk, 1882) в северной части Эстонии у г. Кунда, где местный озерный мергель использовался цементным заводом. В 1922 г. И. А. Рейнвальд проводил разведку месторождения Валгъярве. Более широкое изучение озерного мергеля было проведено после Великой Отечественной войны О. Халликом. В 1946 г. детальную разведку месторождения Тобия-Ризу, Тапа и Варангу проводил Центральный научно-исследовательский институт промышленности ЭССР (Х. Г, Пальмре).

До Великой Отечественной войны озерный мергель использовался преимущественно в качестве кормового мела, а в настоящее время широко употребляется в южной части республики для известкования кислых почв. Он имеет также значение при производстве малярных работ. Для земледельческих целей используются даже самые незначительные залежи мергеля, тем более, что в большинстве случаев не требуется никаких особых приспособлений для его добычи.

http://jurassic.ru/

ОПИСАНИЕ ГЛАВНЕЙШИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Месторождение Канникмяэ

Месторождение Канникмяэ расположено в Вильяндиском районе, на северо-восточном склоне древней долины Раудна, изобилующей источниками. По дну этой долины протекает р. Раудна.

Расстояние от месторождения до ближайшей ж.-д. станции 4 *км* и до шоссе Вильянди—Килинги-Нымме 1 *км*. Месторождение состоит из двух залежей. Площадь первой залежи равна 10,36 *га*. Под сильно разложившимся торфом мощностью в среднем 0,71 *м* залегает слой известкового туфа мощностью в среднем 1,76 *м*.

Площадь второй залежи равняется 1,44 *га*. Мощность вскрыши в среднем 0,80 *м* и туфа 0,75 *м*.

По данным химического анализа известковый туф содержит (в %): CaO 51,95; MgO 0,53; $CaCO_3$ 92,8; $R_2O_3 + P_2O_5$ 0,8. Запасы известкового туфа по категории В составляют 193 тыс. $м^3$.

Месторождение Вана-Куусте

Месторождение находится в Тартуском районе, в 13 *км* к югу от г. Тарту. Расстояние от него до ж.-д. станции 2 *км*, а до шоссейной дороги Тарту—Выру — 1 *км*. Месторождение располагается на северном пологом склоне долины р. Консу и сложено рыхлым известковым туфом. Вскрышей служит слой сильно разложившегося торфа средней мощностью 1 *м* и максимальной — до 5 *м*; местами торф совершенно отсутствует.

Средняя мощность полезной толщи известкового туфа 2,2 *м*, максимальная мощность доходит до 6 *м*.

Химический состав (в %): CaO 48,76; MgO 0,63, $CaCO_3$ 89,7, $R_2O_3 + P_2O_5$ 0,2; нерастворимый остаток 0,24.

Запасы туфа по категории В составляют около 248,3 тыс. $м^3$.

Залежь требует осушения. Благодаря незначительной толще покрывающего торфа, благоприятным условиям транспортировки, значительным запасам, а также большому спросу в окружающем районе на материал для известкования почв, месторождение представляет практический интерес.

Месторождение Лоози

Месторождение расположено в Выруском районе, в 6 *км* от ж.-д. станции и в 20 *км* от шоссейной дороги на крутом берегу притока р. Пиуза.

Залежь состоит из рыхлого и твердого туфа, перекрытого торфом мощностью от 0,15 до 1,20 *м*. Мощность туфа в среднем 2,10 *м*.

По химическому анализу туф содержит (в %): CaO 51,9; MgO 0,5; $CaCO_3$ 96,0.

Площадь месторождения 3,25 *га*.

Запасы составляют: рыхлого известкового туфа 68 тыс. $м^3$ и крепкого туфа 39 тыс. $м^3$.

Благоприятные гидрогеологические условия, маломощный торфяной покров, значительная мощность залежи туфа, а также хорошие условия транспортировки делают это месторождение приемлемым для эксплуатации.

http://jurassic.ru/

Месторождение Ребасте

Месторождение находится в Пыльваском районе, в 3 *км* от ж.-д. станции и на расстоянии 1 *км* от шоссейной дороги Тарту—Выру. Оно расположено на северном склоне р. Консу и сложено легко рассыпающимся известковым туфом.

Залежь покрыта сильно разложившимся торфом мощностью 0,50—3,70 *м*, в среднем 1,50 *м*. Мощность известкового туфа в среднем 1,60 *м*.

Химический состав туфа (в %): CaO 47,89; MgO 0,51; $CaCO_3$ 83,0; $R_2O_3 + P_2O_5$ 0,4; нерастворимый остаток 0,42.

Запасы известкового туфа, подсчитанные на площади 6,9 *га*, по категории В равны 109,9 тыс. $м^3$. Благоприятные гидрогеологические условия, а также хорошие условия транспортировки делают это месторождение приемлемым для эксплуатации.

Месторождение Вазула

Расположено в Тартуском районе, в 10 *км* к северу от г. Тарту, по обе стороны дороги, соединяющей шоссе Таллин—Тарту и Тарту—Нарва. Ближайшая к месторождению ж.-д. станция находится в 5 *км*.

Месторождение расположено на пологом склоне долины р. Амме и представляет собой невысокий холм, на котором большая часть залежи известкового туфа лежит выше уровня грунтовых вод. Залежь покрыта торфом мощностью от 0,15 до 1,40 *м*, в среднем 0,65 *м*. Под торфом лежит слой известкового туфа мощностью в среднем 1,39 *м*.

Химический состав туфа (в %): CaO 52,53; MgO 0,87; $CaCO_3$ 94,3; $R_2O_3 + P_2O_5$ 0,6; нерастворимый остаток 0,40.

Запасы известкового туфа по категории В равны 57 тыс. $м^3$.

Месторождение разрабатывается; туф используется для известкования полей и в качестве изоляционного материала при постройке зданий.

Месторождение Кассинурме

Месторождение расположено в Йыгеваском районе, в 8 *км* к юго-востоку от г. Йыгева. Ближайшая ж.-д. станция находится на расстоянии 3 *км*, а магистральная шоссейная дорога проходит по соседству с месторождением.

Месторождение состоит из трех залежей, которые располагаются на пологом изобилующем источниками склоне друмлина, простирающегося с северо-запада на юго-восток.

Площадь первой залежи составляет 2,15 *га*. Здесь под маломощным (0,34 *м*) покровом отложений находится очень чистый известковый туф мощностью в 0,64 *м*.

Вторая залежь занимает площадь 12,20 *га*. Покровным слоем является торф мощностью от 0,20 до 1,80 *м*, в среднем 0,70 *м*. Мощность залежи известкового туфа в среднем 1,15 *м*.

Площадь третьей залежи равна 9,65 *га*. Известковый туф залегает под слоем торфа (0,40—2,30 *м*), имеет мощность до 4,50 *м*, в среднем 2,20 *м*.

Химический состав туфа (в %): CaO 48,47; MgO 0,72; $CaCO_3$ 93,8; $R_2O_3 + P_2O_5$ 0,6.

http://jurassic.ru/

Общие запасы известкового туфа на месторождении по категории В составляют 364 тыс. $м^3$.

Осушение месторождения легко осуществимо. Благодаря значительным запасам и близости шоссейных дорог все три залежи известкового туфа могут разрабатываться.

Месторождение Соомемяэ

Месторождение расположено в Тартуском районе, в 12 *км* от города и ж.-д. станции и в 0,5 *км* от шоссе Тарту—Нарва.

Площадь месторождения 14,3 *га*. Залежь покрыта торфом мощностью от 0,20 до 1,50 *м*, в среднем 0,48 *м*. Мощность туфа в среднем 1,60 *м*.

Часть залежи находится ниже уровня грунтовых вод, но это не препятствует проведению дренажа.

Химический состав туфа (в %): CaO 50,06; MgO 0,54; $CaCO_3$ 89,0; $R_2O_3 + P_2O_5$ 0,8; нерастворимый остаток 0,30.

Запасы туфа определяются по категории В в 220 тыс. $м^3$. Месторождение Соомемяэ эксплуатируется.

Месторождение Лаугесоо

Это месторождение озерного мергеля расположено в Тартуском районе между рр. Эмайыги и Эльва, близ устья последней. Изучена только часть месторождения площадью в 10 $км^2$. Мощность залежи озерного мергеля в среднем 1,70 *м*. Он покрыт слоем торфа от 2,00 до 5,85 *м*.

Химический состав мергеля (в %): CaO 42,37; MgO 1,16; $CaCO_3$ 79,3; $R_2O_3 + P_2O_5$ 1,6; нерастворимый остаток 10,32.

Озерный мергель пригоден для известкования почв и как кормовой мел. Запасы его по категории C_1 достигают 17 022 тыс. $м^3$. В настоящее время месторождение не эксплуатируется.

Месторождение Мелески

Месторождение озерного мергеля Мелески расположено в Пыльтсамааском районе, в 0,5 *км* от речной пристани, на расстоянии 0,5 *км* от шоссе Тарту—Пыльтсамаа.

Месторождение состоит из двух залежей. Первая, занимающая площадь в 170,5 *га*, находится между пунктами Вайбла и Мелески. Залежь хорошо осушена. Мощность озерного мергеля достигает 0,75 *м*. Мергель покрыт незначительным слоем сильно разложившегося торфа (от 0,40 до 0,90 *м*) и представляет собой глинистую вязкую массу, которая сравнительно трудно рассыпается.

Вторая залежь месторождения расположена восточнее стекольной фабрики Мелески, на возвышенной части болота. Грунтовые воды находятся здесь сравнительно глубоко и поэтому большая часть мергеля располагается выше их уровня.

Мощность мергеля 0,75 *м*, мощность торфа над ним от 0,15 до 0,90 *м*.

Химический состав мергеля (в %): CaO 49,63; MgO 1,01; $CaCO_3$ 87,3; $R_2O_3 + P_2O_5$ 0,8; нерастворимый остаток 5,76. Запасы мергеля по категории В 2 161 тыс. $м^3$.

Несмотря на большие запасы мергеля это месторождение пока еще не эксплуатируется.

http://jurassic.ru/

Месторождение Валгъярве

Месторождение озерного мергеля Валгъярве расположено в Кейласком районе. Ближайшая ж.-д. станция находится в 5 *км* от месторождения.

Месторождение лежит в пределах болотистой равнины, на месте заросшего озера, реликтом которого является современное оз. Валгъярв. Почти вся залежь находится в границах озера (максимальная глубина воды 0,70 *м*) и лишь выклинивающиеся края ее немного вдаются в пределы равнины.

Залежь представлена мягким мергелем белого цвета мощностью в средней части до 3 *м*. Химический состав (в %): CaO 48,71—52,49; MgO следы; органического вещества 5,62—13,36.

Запасы мергеля определены по категории C_1 в количестве 400 тыс. $м^3$, из них в средней части месторождения имеется 260 тыс. $м^3$ наиболее чистого и белого мергеля.

Месторождение Тапа

Месторождение Тапа расположено в Тапаском районе, по берегам р. Валгейыги, к северо-востоку от г. Тапа. Ближайшая ж.-д. станция находится в 2 *км*. По месторождению проходит шоссейная дорога Тапа—Арбавере.

Мергель покрыт слоем хорошо разложившегося торфа, мощностью от 0,10 до 0,20 *м*. На площади в 3,5 *га* средняя мощность мергеля 1,6 *м*, максимальная мощность 3,0 *м*.

Химический состав мергеля (в %): CaO 54,16; MgO 0,60; $CaCO_3$ 96,6; $Fe_2O_3 + Al_2O_3$ 0,06; п.п.п. 45,16. Удельный вес 2,4.

Месторождение эксплуатируется местным промкомбинатом, производящим кормовой и малярный мел.

Месторождение Варангу

Месторождение расположено в Вяйке-Маарьяском районе, вблизи пос. Варангу, на заболоченном участке. Ближайшая ж.-д. станция находится в 12 *км*. На расстоянии 1 *км* от месторождения проходит шоссе; к самому месторождению ведет проселочная дорога. Месторождение расположено у подножия Пандивереской возвышенности, где имеется много выходов подземных вод.

Мощность белого озерного мергеля доходит здесь местами до 2,0 *м*, мощность вскрыши от 0,10 до 2,20 *м*. Наиболее чистый мергель находится в верхней части залежи, представляющей интерес для эксплуатации.

Химический состав мергеля (в %): CaO 52,54—54,51; MgO 0,60—1,50; $Fe_2O_3 + Al_2O_3$ 0,05—0,08; CO_2 42,39—44,35; H_2O 0,20—0,70; $CaCO_3$ 92,16—97,82; нерастворимый остаток 0,33—0,65; п.п.п. 44,64—46,78; органическое вещество 0,21—3,80.

Запасы чистого озерного мергеля, подсчитанные на площади 40 *га*, по категории A_2 равны 1 344 тыс. $м^3$.

http://jurassic.ru/

Месторождение Тобия-Ризу

Месторождение расположено в Раквереском районе, в 2 *км* от г. Раквере. В полукилометре от месторождения проходит шоссе. Озерный мергель залегает тонким слоем на суглинистой известковистой морене. Максимальная мощность мергеля 1,2 *м*, средняя 0,70 *м*. Вскрыша представлена сильно разложившимся торфом, мощность которого 0,15—0,30 *м* (рис. 106).

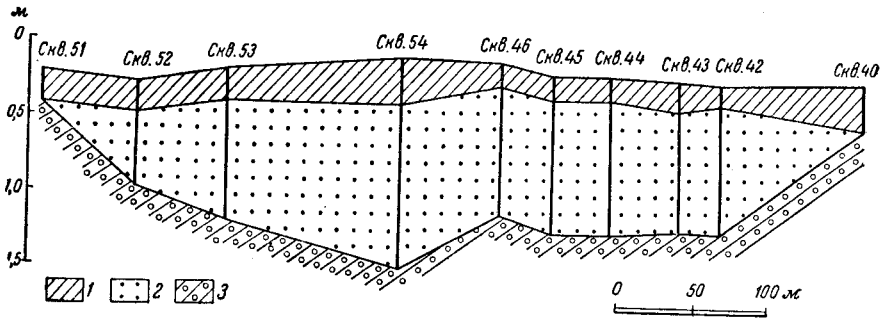


Рис. 106. Разрез месторождения озерного мергеля Тобия-Ризу
1 — торф; *2* — озерный мергель; *3* — морена

Химический состав мергеля (в %): CaO 53,16—54,28; MgO 1,02—1,45; CO_2 42,62—43,84; $Fe_2O_3 + Al_2O_3$ 0,05; H_2O 0,28—0,40; $CaCO_3$ 94,88—96,52; нерастворимый остаток 0,42—0,60; п.п.п. 43,74—44,95; органическое вещество 0,72—1,22.

Запасы озерного мергеля, подсчитанные на площади 8 *га*, по категории A_2 равны 134,4 тыс. $м^3$. Месторождение эксплуатируется Раквереским промкомбинатом.

ГЛИНЫ

На территории Эстонской ССР глины встречаются в дочетвертичных (кембрийских и девонских) и четвертичных отложениях.

Глины по своим качествам являются легкоплавкими и тугоплавкими. Огнеупорных глин до сих пор не обнаружено. Легкоплавкие глины распространены довольно широко, в то время как тугоплавкие встречаются лишь в юго-восточной части Эстонии, среди средне- и верхнедевонских отложений. По своим промышленным свойствам глины Эстонии относятся главным образом к группе кирпично-черепичных глин и частично могут быть использованы для керамического производства.

КЕМБРИЙСКИЕ ГЛИНЫ

Площадь распространения кембрийских глин на глубинах, доступных для разработки, охватывает южное побережье Финского залива вплоть до глинта. Крупные обнажения глин находятся у Тойла, Азери, Кунда, Локса, Виймси и Копли. Западнее г. Таллина глины выходят ниже уровня моря, а на востоке республики, у Азери, поверхность толщи глин кембрия лежит примерно на 20 *м* выше уровня моря. Мощность глинистой толщи,

http://jurassic.ru/

возрастающая с запада на восток, колеблется от 35 до 85 *м*. По стратиграфическому положению используемые кембрийские глины относятся к лонтоваской свите («синяя глина»).

В рассматриваемой толще глины не являются одинаково пластичными и местами встречаются прослои песчаников небольшой мощности.

В гранулометрическом составе глин, по данным А. Х. Луха и Н. Л. Дилакторского, преобладает фракция 0,10—0,01 *мм* более 50%, причем 10—40% частиц имеет размер менее 1 *μ*.

В минералогическом отношении кембрийские глины отличаются резким преобладанием кварца, слюды, минералов полевошпатовой группы (ортоклаз, микроклин, олигоклаз), постоянным присутствием в небольшом количестве доломита, глауконита, пирита, турмалина, роговой обманки и циркона. Гидроокислы железа образуют тонкие пленки на поверхности минеральных зерен, или приурочены в виде мельчайших образований к коллоидной составляющей глины вместе с водными алюмосиликатами монтмориллонитового ряда.

Химический состав кембрийских глин представлен в табл. 48.

Таблица 48

Химический состав кембрийских глин

Компоненты	Содержание основных компонентов, %			
	Кунда	Азери	Копли карьер I	Копли карьер II
SiO_2	55,20—60,50	66,72—73,88	63,24	59,36—67,24
Al_2O_3	16,1—18,5	11,92—15,94	22,10	13,97—21,70
Fe_2O_3	6,9—7,8	3,30—6,42	4,20	1,56—6,28
CaO	0,2—0,6	3,13—4,16	1,20	0,46—1,62
MgO	2,3—3,1	—	1,29	1,19—1,91
K_2O	4,7—5,8	1,03—3,18	—	4,67—5,64
Na_2O	0,3—1,8	—	—	
FeS_2	0,57—0,94	—	—	0,67—1,17
Потеря веса при 110°	4,92	—	5,50	4,00—5,71

Из приведенных данных видно, что кембрийские глины по своему составу являются крайне непостоянными, причем содержание главнейших компонентов колеблется в широких пределах.

Лабораторные и заводские испытания кембрийских глин некоторых месторождений указывают на их пригодность в кирпичном производстве.

Цементные заводы Кунда и Азери использовали эти глины в качестве цементного сырья. Однако в настоящее время они недостаточно интенсивно используются в промышленности.

Ниже приводится краткое описание наиболее важных месторождений кембрийских глин.

Месторождение Копли

Месторождение Копли расположено в северной части п-ова Копли в пределах г. Таллина. Разведка месторождения производилась в 1937 г. Горным отделом Министерства экономики Эстонии, в 1940 г. — Геологическим комитетом и в 1949 г. — Проектно-изыскательским бюро № 1.

http://jurassic.ru/

Кембрийские «синие глины» с полной мощностью, достигающей здесь 50 *м*, залегают под слоем четвертичных отложений мощностью 0,5—1,0 *м*. Глины имеют голубовато-серую, реже зеленоватую окраску. По мере увеличения глубины слоя ровная голубая окраска становится пятнистой (появляются коричневатые или малиново-красные разводы и пятна). В связи с этим местами порода приобретает вид слоя, состоящего из разноцветных полос.

В толще глин довольно четко выделяются два комплекса: нижний и верхний. Отличительной чертой верхнего является присутствие мелких прослоев песчаника, реже плотного песка, мощность которых обычно не превышает 2—5 *см*, иногда достигая 10 *см* и более. Количество прослоев песчаника уменьшается по мере увеличения глубины. В нижнем комплексе указанные прослои встречаются редко.

Механический состав глин приводится в табл. 49.

Таблица 49

Механический состав глин месторождения Копли

Фракции, *мм*	Содержание частиц, %		
	Проба № 1	Проба № 2	Проба № 3
> 0,1	4,6	3,8	3,1
0,1—0,05	4,6	3,9	3,7
0,05—0,01	24,5	19,3	22,1
< 0,01	66,3	73,0	71,1

Химический состав глин (в %): SiO_2 64,12; $Al_2O_3 + TiO_2$ 16,22; Fe_2O_3 6,28; CaO 0,90; MgO 1,91; SO_3 1,33; п. п. п. 5,71.

Керамические испытания показывают, что объемный вес этих глин 2,01, воздушная усадка от 6,2 до 8,56%, температура начала плавления 1160—1190° и конца плавления 1210—1240°. По термическим свойствам глины являются легкоплавкими с интервалом спекания 150°. При использовании их в кирпичном производстве обжиг кирпича рекомендуется производить при температуре 950—1000°, что обеспечит выпуск продукции марки «150».

Разведанные запасы глин на данном месторождении по категории A_2 составляют 800 тыс. $м^3$ и по категории В — 644 тыс. $м^3$. На разведанной площади в 8,9 *га* средняя мощность глин равняется 15,9 *м*. Месторождение в настоящее время эксплуатируется.

Месторождение Азери

Месторождение расположено в Кохтла-Ярвеском районе, на расстоянии 1 *км* к северо-востоку от пос. Азери, где находится крупный кирпичный завод.

Разведка производилась в 1946 г. Ленинградским геологическим управлением и в 1950 г. Ленинградским отделом Геолстромтреста.

Месторождение расположено на двух террасах южного берега Финского залива. Кембрийские глины покрыты четвертичными отложениями, мощность которых колеблется от 2,0 до 4,0 *м*.

http://jurassic.ru/

Разведочным бурением мощность глин была определена в 49,9 *м*, но при подсчете запасов полезная мощность учтена в среднем 22,0 *м*. Глины имеют голубовато-серую, реже зеленоватую окраску. С увеличением глубины появляются коричневые или лиловые разводы и пятна.

Характерной чертой верхней части глин является присутствие мелких прослоев песчаника и песка, количество которых уменьшается с глубиной.

Механический состав глин:

Фракции, *мм*	Содержание частиц, %
> 4,0	0,04
4,0—2,0	0,02
2,0—1,0	0,03
1,0—0,5	0,35
0,5—0,25	0,40
0,25—0,05	1,04
0,05—0,01	6,37
0,01—0,001	51,73
< 0,001	40,7

Химический состав глин (в %): SiO_2 66,72—73,88; Al_2O_3 11,92—15,94; Fe_2O_3 3,30—6,42; CaO 3,13—4,16; $K_2O + Na_2O$ 1,03—3,18.

Лабораторно-керамические и полузаводские испытания показали полную пригодность глин для производства строительного кирпича и дренажных труб марки «150».

Запасы на первом участке категории A_2 определены в 1 326,2 тыс. $м^3$, на втором участке категории A_2 — 1 596 тыс. $м^3$ и категории B — 4 585 тыс. $м^3$.

Глины указанного месторождения используются в кирпичном производстве заводом Азери.

Месторождение Кольгакюла

Месторождение Кольгакюла расположено в Харьюском районе в 5 *км* к югу от кирпичного завода Локса и в 0,5 *км* к западу от шоссейной дороги, идущей от поселка Локса в Таллин и связывающей месторождение с заводом.

Месторождение разведывалось в 1953 и 1954 гг. трестом Ленгеолнеруд. Установлено, что на месторождении, расположенном у подножия глинта, максимальная вскрытая мощность глин составляет 28,6 *м*.

В основании вскрытого разреза месторождения залегает бурая или коричневая очень плотная жирная глина. Выше находится слой голубовато-зеленой плотной сухой глины в виде комков. Еще выше третий слой, представленный голубовато-зеленой или серовато-зеленой плотной и пластичной глиной с многочисленными тонкими прослойками и линзами песчаника мощностью до 0,2 *м*.

Механический состав глин в % (по данным Красковского завода) приведен в табл. 50.

Необходимо отметить, что во всех разновидностях глин встречаются порошковые включения и иногда мелкие конкреции пирита.

Химический состав глин II слоя (в %): SiO_2 62,16—63,08; $Al_2O_3 + TiO_2$ 18,02—18,92; Fe_2O_3 5,18—6,06; CaO 0,90—1,00; MgO 2,03—2,24; SO_3 0,73—0,75; п. п. п. 4,41—4,88.

http://jurassic.ru/

Таблица 50

Механический состав глин месторождения Кольгакюла

Фракции, *мм*	I слой	II слой	III слой
	глина голубовато-зеленая с прослоями песчаника	глина голубовато-зеленая без песчаника	глина бурая
< 0,005	30,6—43,0	43,7—56,7	58,9—70,2
0,005—0,05	42,8—55,2	38,1—46,0	22,8—37,6
0,05—1,0	14,2—22,0	4,5—8,0	3,5—7,0

Результаты лабораторно-керамических испытаний следующие: пластичность глины I слоя 18,6—20,9, II слоя 21,7—24,0, III слоя 24,3—25,7; естественная влажность I слоя 11,23—17,7%, II слоя 11,58—17,24%; воздушная усадка I слоя 6—7,1%, II слоя 6,2—7,4%; общая усадка образцов, обожженных при 950°, I слоя 8,5—10,0%, II слоя 9,9—11,29%, предел прочности при сжатии I слоя 351—474 *кг/см*^{2}, II слоя 448,7—604,2 *кг/см*^{2}; показатель огнеупорности по полузаводской пробе I слоя 1300°, II слоя 1280°. Исследованная глина может быть использована для производства полнотелого и дырчатого кирпича марки «150» и пустотелых керамических камней марки «100».

Разведанные запасы глин по категории A_2 составляют 2 183 тыс. *м*^{3}, по категории В 1 284 тыс. *м*^{3} и категории С — 1 735 тыс. *м*^{3}.

Прирост запасов глин возможен за счет расширения разведанной площади в северо-западном и в юго-восточном направлениях от разведанного участка. Месторождение разрабатывается.

ДЕВОНСКИЕ ГЛИНЫ

В толще девонских отложений, распространенных главным образом в южной части Эстонской ССР, глины, пригодные для промышленного использования, встречаются в арукюласком, буртниекском и гауйском горизонтах.

Девонские глины весьма разнообразны как по внешнему виду, так и по физико-механическим и химико-минералогическим свойствам. Преобладает пластичная глина темно-красного цвета, часто переслаивающаяся с фиолетовыми и голубыми разностями. Последние большей частью песчанистые и богаты слюдой.

Девонские глины залегают в виде отдельных линз среди песчаных отложений.

Механический состав глин отличается значительным содержанием тонких фракций — количество зерен размером менее 1μ обычно составляет около 70%.

Минералогический состав девонских глин характеризуется присутствием значительного количества минералов группы гидрослюд. В них содержится очень много кварца. Кислый плагиоклаз и доломит встречаются в малых количествах в виде ромбоэдрических кристаллов. Из минералов тяжелой фракции присутствуют роговая обманка, гидроокислы железа, турмалин, ильменит, рутил и некоторые другие.

Химический состав глин крайне непостоянен, и содержание главнейших компонентов колеблется в чрезвычайно широких пределах (в %)·

http://jurassic.ru/

SiO_2 50—70; Fe_2O_3 3—8; Al_2O_3 12—24; CaO 1—4. Большая часть девонских глин относится к группе легкоплавких, имеющих температуру плавления в пределах 1100—1360°, лишь в отдельных случаях превышающую 1400°. Глины пригодны для производства кирпича и черепиц.

Среди девонских глин Эстонской ССР встречаются и тугоплавкие глины светло-серого, зеленовато-серого и темно-серого цвета. Месторождения таких глин известны в Йоозу близ Пыльва и деревни Кюллатова и Сянна в Выруском районе.

Лабораторные керамические испытания девонских глин, произведенные по месторождениям Йоозу, Сянна и Кюллатова, показывают их пригодность в кирпично-черепичном производстве. Девонские глины в настоящее время еще недостаточно используются в промышленности.

Месторождение Йоозу

Месторождение расположено в Пыльваском районе на правом берегу рч. Кариоя, в 12 *км* от г. Выру. Глины месторождения в небольшом количестве используются более 50 лет различными организациями для производства керамических изделий.

Разведочные работы были произведены в 1951 г. Институтом геологии АН ЭССР, в 1953 г. Проектным и научно-исследовательским институтом Министерства местной и сланцехимической промышленности ЭССР и в 1955 г. Ленгеолнерудтрестом.

Глины приурочены к буртниекскому горизонту среднего девона. Мощность пласта составляет от 0,80 до 6,25 *м*, а в узкой полосе наименьшего размыва их доходит до 15 *м*.

Глины залегают в виде линз различных размеров среди песков и рыхлых песчаников, простираются в северо-восточном направлении и имеют юго-восточное падение под углом 0,5—3°, иногда до 8°. В вертикальном разрезе прослеживаются три линзы глин (снизу вверх):

I линза — мощность полезной толщи от 0,80 до 10,70 *м* в среднем 5,30 *м*.

II линза — мощность полезной толщи от 0,75 до 6,00 *м* в среднем 2,95 *м*.

III линза — мощность полезной толщи от 1,60—14,35 *м* в среднем 5,90 *м*.

Третья линза является наиболее мощной и выдержанной по условиям залегания и однородности состава. По простиранию она прослеживается на 1,4 *км*, а по падению от 120 до 400 *м*. Глубина залегания глин в третьей линзе изменяется в довольно широких пределах, от 1 до 11 *м*, в среднем 6—7 *м*.

В северной части месторождения III линза залегает непосредственно под четвертичными отложениями, а в юго-западной и южной частях — под четвертичными отложениями, девонскими песками и песчаниками. Подстилающими породами повсеместно являются пески, отделяющие вышеупомянутую линзу от других линз.

Глины, слагающие III линзу, по своей окраске серые, лиловато-серые, зеленовато-серые и др.

Верхняя часть глинистой толщи обычно темно-серого цвета. Ниже идут серые, затем светло-серые и, наконец, зеленовато-серые глины. Пестрые и яркоокрашенные разновидности встречаются редко в периферийных частях линзы.

http://jurassic.ru/

Механический состав глины следующий:

Фракции, *мм*	Содержание частиц, %
> 5,0	0,05—0,57
5,0—1,0	0,06—0,31
1,0—0,2	0,06—5,00
0,2—0,09	0,18—12,62
0,09—0,06	0,19—7,82
< 0,06	78,25—99,57

Загрязненность различных по окраске глин крупнозернистым материалом примерно одинакова. Крупнозернистые фракции представлены обломками слабо известкового песчаника, железистыми соединениями, редкими зернами кварца. Кроме того, встречаются известковые стяжения (дутики) диаметром до 10 *мм*.

Химический состав глины (в %): SiO_2 53,58; TiO_2 1,51—1,72; Al_2O_3 21,0—24,0; Fe_2O_3 3,02—4,44; FeO 0,20—0,44; CaO 0,34—1,35; MgO 1,15—1,43; K_2O 3,16—3,99; Na_2O 0,44—1,31; CO_2 0,13—1,28; п. п. п. 5,92—6,86; $+ H_2O$ 5,79—6,86; $- H_2O$ 1,72—3,98.

Керамические свойства глин изучались лабораторией Института промышленных проблем АН ЭССР, лабораторией треста Ленгеолнеруд и на заводе «Выруквиви». Пластичность глин (по Земятчинскому) равняется от 18 до 28, связующая способность глин колеблется в пределах 46,1—97,0. Средняя формовочная влажность равна 23,86%, наименьшая формовочная влажность 18,4%, воздушная линейная усадка — в среднем 7,47%. Огнеупорность глин лежит в пределах 1410—1500°; интервал спекания от 100 до 150°; предел прочности на сжатие при температурах 900 и 1000° — в пределах 128 до 446 *кг/см*^{2}. Изделия становятся морозостойкими при температурах обжига выше 900°.

По своим термическим свойствам глина относится к разряду тугоплавких, разноспекающихся. Глина может быть использована для производства метлахских и мозаичных плиток. Следует отметить, что при изготовлении облицовочных изделий могут быть использованы только серые глины, дающие после обжига черепок светлого тона.

Запасы по категории C_1 составляют 2 140 тыс. *м*^{3} и по категории C_2 2 534 тыс. *м*^{3}.

Месторождение Кюллатова

Месторождение расположено в восточной части Выруского района, в 19 *км* от пос. Вастселийна. Ближайшая ж-д. станция находится в 7,5 *км*.

Поверхность месторождения представляет собою возвышенность, местами слабо всхолмленную и пересеченную древними долинами, на склонах которых местами обнажаются песчаники и глины гауяского горизонта верхнего девона. Мощность четвертичного покрова относительно небольшая и составляет примерно 3 *м*. Глины, представляющие промышленный интерес, обладают светло-серой, голубовато-зеленой, а иногда темно-лиловой окраской. Необходимо отметить, что разновидность глин темно-лилового цвета является более тугоплавкой. Мощность залежи глин достигает 15 *м* и более. В нижней части толщи встречаются прослойки известкового песчаника мощностью до 3 *см*.

http://jurassic.ru/

Преобладающими в составе глин являются гидрослюды, кварц главным образом в более крупных фракциях, гидроокислы железа, кислые плагиоклазы, ортоклаз, слюды, карбонаты, гематит, ильменит, роговая обманка, турмалин, рутил и глауконит.

Механический состав глин непостоянен. Содержание зерен фракции размером менее 0,01 *мм* колеблется от 50 до 97%, в среднем составляя около 85%.

Химический состав глин (в %): SiO_2 63,85—51,68; TiO_2 1,24—0,80; Al_2O_3 22,50—16,89; Fe_2O_3 5,01—3,88; FeO 0,53—6,30; MnO 0,13—0,05; CaO 1,51—0,43; MgO 2,55—1,58; Na_2O 1,68—1,35; K_2O 6,22—4,75; CO_2 1,13—0,24; $-H_2O$ 3,03—0,93; $+H_2O$ 5,90—3,56; SO_3 0,17—0,08.

Термические свойства глин (огнеупорность) резко изменяются от слоя к слою, колеблясь в пределах 1260—1450°.

Запасы глин, пригодных для изготовления черепицы и облицовочных плиток, по категории A_2 составляют 344 тыс. $м^3$. При выборочной системе разработки часть глин может быть использована для изготовления тугоплавкого кирпича.

Месторождение Сянна

Месторождение расположено в западной части Выруского района в 20 *км* от г. Выру, на пологом склоне долины р. Пярли. Разведка производилась в 1951 г. Институтом геологии АН ЭССР. Глины приурочены к гаускому горизонту верхнего девона и перекрыты четвертичными отложениями мощностью от 0,30 до 1,20 *м*. Глина плотная и вязкая, имеет светло-серую, местами голубую и зеленовато-серую окраску, причем слои пластичной глины чередуются с прослоями глины, имеющей большое количество песка. Залежь глин имеет линзообразную форму и находится среди песчаных отложений. Максимальная мощность равняется 5 *м*. Механический состав глины характеризуется значительным содержанием тонких фракций ($<0,01$ *мм* от 48 до 94%, при среднем содержании около 80%).

Химический состав глины: SiO_2 55,57—48,08; TiO_2 1,14—1,05; Al_2O_3 23,38—21,12; Fe_2O_3 4,55—3,81; FeO 0,72—0,45; CaO 2,61—0,87; MgO 2,62—1,90; K_2O 5,67—4,69; Na_2O 0,43—0,17; CO_2 2,28—0,44; H_2O 4,40—3,72; п. п. п. 6,48—5,34.

Глины месторождения Сянна представлены гидрослюдистыми разностями, содержащими небольшое количество кварца и доломита.

Керамические свойства глин, по данным лаборатории Института промышленных проблем АН ЭССР, следующие: пластичность по Земятчинскому — 4,42; температура начала размягчения — 1360°, температура

Таблица 51

Керамические испытания глин месторождения Сянна

Температура обжига, °С	Величина огневой усадки, %	Потери веса при нагревании, %	Величина объемного веса	Средний предел прочности образцов на изгиб, $кг/см^2$	Разрушение образца, наступающее при давлении, $кг/см^2$
900	3,63	5,95	2,07	307	822
950	6,69	6,03	2,21	325	703
1000	7,79	6,05	2,33	405	1329

http://jurassic.ru/

конца размягчения — 1400°; средняя воздушная усадка — 6,4; содержание воды в глиномассе к весу сухой глины — 38,4%.

Результаты керамических испытаний приведены в табл. 51.

Запасы категории C_1 73 тыс. $м^3$ в настоящее время еще не утверждены. На основании лабораторных исследований глины можно считать пригодными для производства кирпича, черепиц и метлахских плиток.

Месторождение Сювахавва

Месторождение располагается в Ряпинаском районе в 20 *км* к юго-западу от районного центра, на левом берегу р. Выханду. Расстояние от месторождения до ближайшей ж.-д. ст. Рууза 9 *км*. Разведка месторождения производилась в 1952 г. Проектным и научно-исследовательским институтом Министерства местной и сланце-химической промышленности ЭССР. Физико-механические и лабораторно-керамические исследования были проведены в лаборатории Института строительства и строительных материалов АН ЭССР.

Глины месторождения Сювахавва приурочены к буртниекскому горизонту и залегают в виде несколько вытянутого тела неправильной линзовидной формы размером 250 × 150 *м*. Максимальная мощность глины в центральной части линзы составляет 7,85 *м*. Подстилающая толща представлена мелкозернистыми песками и супесями. Перекрывающими породами являются четвертичные пески и гравий со средней мощностью около 0,6 *м*.

По гранулометрическому составу глины характеризуются большим содержанием в них частиц размером меньше 0,01 *мм* (86 до 89%) и незначительным содержанием частиц размером больше 0,1 *мм* (0,5%). Пластичность равняется 6,4—8,1, а естественная влажность от 18,4 до 22,5%.

Химический состав глины (в %): SiO_2 50,19; TiO_2 1,22; MgO 1,98; K_2O 3,37; Na_2O 0,36; Al_2O_3 22,63; Fe_2O_3 5,07; FeO 0,47; CaO 1,37; CO_2 1,35; $+H_2O$ 6,89; $-H_2O$ 4,87; SO_3 0,02.

Температура начала размягчения глины равна 1320—1360°; интервал спекания 200—250°; коэффициент морозостойкости изделий из глины, обожженных при температуре 950°, равен 0,85, при добавке отощающих компонентов — 0,61; предел прочности на сжатие для чистой глины, обоженной при температуре 900—1200°, достигает 600—900 *кг/см*^{2}.

Запасы глин (по категории C_1) на данном участке незначительны и составляют 50 тыс. $м^3$. Глины могут быть использованы для изготовления кирпича, черепицы и дренажных труб.

Месторождение Аруметса

Месторождение расположено на территории, подчиненной Пярнускому исполкому СДТ, в 3 *км* от пос. Хяэдемээсте. Ближайшая ж-д. станция находится в 5 *км* от месторождения. Разведка производилась в 1950 г. Ленинградским отделением Геолстромтреста.

Месторождение представлено глинами, имеющими темную, серовато-коричневую и синевато-серую окраску. Залежь имеет небольшие размеры, в длину 500 *м* и в ширину 400 *м*. Полезная мощность глинистой толщи составляет 4,25 *м*.

В глине преобладает тонкая фракция с содержанием зерен размером меньше 0,001 *мм* до 65%.

http://jurassic.ru/

Химический состав (в %): SiO_2 53,68—64,52; Al_2O_3 12,66—18,96; Fe_2O_3 10,15—10,33; CaO 1,80—3,80; MgO 2,35—3,33; $Na_2O + K_2O$ 1,25—4,54.

Запасы по состоянию на 1 января 1957 г. по категории A_2 составляют 1 402 тыс. $м^3$, по категории B — 333 тыс. $м^3$ и категории C_1 — 432 тыс. $м^3$. Месторождение эксплуатируется.

Месторождение Алликукиви

Располагается месторождение в Абьяском районе, в 4 *км* к востоку от г. Килинги-Нымме и в 1 *км* от ж.-д. станции.

Разведка месторождения производилась в 1955—1957 гг. Проектным и научно-исследовательским институтом Министерства местной и сланце-химической промышленности ЭССР.

Глина плотная и вязкая, красно-коричневого цвета с синеватыми пятнами. Мощность полезной толщи составляет от 1,90 до 5,00 *м*. Мощность вскрыши (морены) от 0,25 до 2,45 *м*.

Содержание в глинах гравийных фракций равняется 0,04—0,59%, песчаных 49,51—50,05%, пылеватых 31,89—39,48%, глинистых 10,36—18,02%.

Химический состав глин (в %): SiO_2 65,5—70,6; Al_2O_3 19,3—19,6; Fe_2O_3 2,3—3,3; $Na_2O + K_2O$ 0,5—2,2; CaO 0,95—2,60; MgO 0,26—0,53; $-H_2O$ 1,73—2,42; $+H_2O$ 3,01—3,17; CO_2 0,37—1,64; п. п. п. 3,38—4,81.

Керамические испытания глин показали следующие результаты: температура размягчения 1100°, воздушная усадка 5,3—5%, огневая усадка 1,10—2,3%, общая усадка 5,7—9,9%, объемный вес 1,85—1,97 *г/см³*, коэффициент морозостойкости 0,57—0,75; временное сопротивление на сжатие 230—245 *кг/см²*, оптимальная температура обжига 900—950°.

Глина может быть использована для производства кирпича II и III сорта.

Запасы глин по категории $A_2 + B + C_1$ составляют 94,5 тыс. $м^3$.

ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ГЛИН ЧЕТВЕРТИЧНОГО ВОЗРАСТА

Глины четвертичного возраста, используемые в производстве кирпича и черепицы, на территории Эстонской ССР представлены преимущественно ленточными глинами, возникшими во время таяния ледника в приледниковых водоемах. В бассейнах рек Пярну и Казари мощность их местами свыше 10 *м*. Наибольшей мощности толщи ленточных глин достигают в восточной части о-ва Хийумаа, в некоторых местах на о-ве Сааремаа и в окрестностях г. Хаапсалу. Они составляют значительные площади в районе Йыхви, в бассейнах оз. Пейпси и Выртсъярв. Ленточные глины встречаются также в возвышенной части ЭССР, но на более ограниченных площадях, например, в долинах Вильянди, Камбья и у Отепя.

Ленточные глины являются вполне удовлетворительным сырьем для производства различных керамических стройматериалов. Изредка в них встречаются известковистые включения, а также гнезда и прослои алеврита или валунных суглинков, но они не уменьшают промышленного значения ленточных глин.

Широким распространением среди ледниковых отложений в Эстонской ССР пользуется морена, представленная валунными глинами, су-

http://jurassic.ru/

глинками и супесями. Характерными особенностями этих пород является отсутствие слоистости, непостоянство и неоднородность механического состава, малая пористость, незначительная влажность, присутствие крупнообломочного материала в виде валунов и гальки. Для производства кирпича морена в большинстве случаев мало пригодна, так как содержит большое количество вредных примесей, но местами, как, например, в окрестностях Сангасте и Тыллисте, морена представлена почти чистыми и пластичными глинами. Следует отметить, что в распространении чистых моренных глин не наблюдается никакой закономерности.

Кроме вышеназванных генетических типов глин четвертичного периода, необходимо указать на голоценовые делювиальные глины и суглинки, представляющие собой отложения на склонах ложбин, речных долин и в понижениях между холмами в результате смывания глинистого материала со склонов поверхностными водами. Запасы этих глин обычно невелики и крупных залежей их пока не установлено. Наиболее значительное месторождение делювиальных глин известно недалеко от ст. Хузари.

Следует отметить, что некоторые разновидности ленточных глин не требуют добавки песка при изготовлении кирпича и в то же время обладают достаточной пластичностью. Как уже отмечалось, ленточные глины не имеют постоянного механического состава. Частиц размером менее 1 μ содержится в них от 19 до 60%. Температура обжига ленточных глин колеблется в пределах от 900 до 1200°.

Месторождения ленточных глин

Месторождение Лаэва

Лаэваское месторождение расположено в Тартуском районе в 25 *км* к северо-западу от г. Тарту. Расстояние от месторождения до ближайшей ж.-д. станции 20 *км*. Разведка его была произведена в 1951 г. Проектным и научно-исследовательским институтом Министерства местной и сланцехимической промышленности ЭССР.

Месторождение представлено ленточными, пластичными глинами, подстилающимися серыми плотными суглинками с гравием и галькой (мореной). Ленточные глины состоят из двух разновидностей — бурой (верхний слой) и серой (нижний слой).

Сводный геологический разрез месторождения следующий:

1. Почвенно-растительный слой и буровато-коричневый, слабо разложившийся торф	0,05—0,50 *м*
2. Суглинок бурый, мелкопесчанистый, местами песок мелкозернистый, слабо влажный	0,13—1,37 „
3. Глина ленточная, бурая, тощая с голубовато-серыми прожилками и ожелезненными гнездами, местами с прослойками пылеватой супеси	0,15—3,09 „
4. Глина ленточная, серая, тощая, местами в нижней части слоя особенно пластичная	0,14—4,30 „
5. Суглинок серый, пылеватый, плотный, с гравием, галькой и валунами (морена)	0,04—1,62 „

Бурые глины чистые, без посторонних примесей, лишь в отдельных местах в северной и северо-западной частях месторождения содержат обломки известняка диаметром 1—2 *см*.

http://jurassic.ru/

Механический состав глин следующий:

Фракции, *мм*	Содержание частиц, % Бурая глина	Серая глина
>0,05	3,4	2,4
0,05—0,002	73,8	77,0
<0,002	22,9	22,3

Пластичность бурой глины (верхний слой) от 8,3 до 21,1, в среднем 14,8, серой глины (нижний слой) — от 10,9 до 17,7, в среднем 12,7. Естественная влажность бурой глины (верхний слой) — от 23,5 до 28,7, в среднем 25,8. Лабораторные керамические исследования, произведенные Институтом строительства и архитектуры АН ЭССР и полузаводские испытания на кирпичном заводе Локса и комбинате «Эстонсланец» приведены в табл. 52 и 53.

Таблица 52

Коэффициент морозостойкости обожженных образцов глин

Температура обжига образцов, ° С	Коэффициент морозостойкости		
	проба 1	проба 2	проба 3
800	0,98	0,96	0,97
900	0,93	0,97	0,96
950	0,91	0,90	0,90
1000	0,92	0,95	0,95

Таблица 53

Средний предел прочности сжатия обожженных образцов глин

Температура обжига образцов, ° С	Разрушение образца при давлении, *кг/см²*		
	проба 1	проба 2	проба 3
Воздушно-сухая глина	49,3	64,8	59,5
800	178,3	183,8	179,7
900	244,3	217,7	281,9
950	299,4	270,3	240,0
1000	273,4	297,3	295,0

Испытанные образцы ленточных глин имеют интервал спекания в пределах 950—1140°.

Описываемая глина пригодна для производства кирпича марки «150». Запасы месторождения по категории $A_2 + B$ составляют 131,4 тыс. $м^3$.

Месторождение Синди

Месторождение кирпичных глин Синди расположено на территории, подчиненной Пярнускому исполкому СДТ, в 5 *км* к востоку от г. Пярну и в 2 *км* от ближайшей ж.-д. станции. Разведка производилась в 1931 г. Горным отделом Эстонии, в 1948 г. Гидропроектом и в 1953 г. Ленгеолнерудтрестом.

http://jurassic.ru/

Месторождение сложено ленточными глинами темно-серого и серого цвета, иногда с голубоватым оттенком. Глины представляют собой чередование тонких прослойков более или менее жирных глин, алевритов и мучнистых песков. Глины сильно увлажнены, причем с глубиной влажность увеличивается.

Мощность полезной толщи колеблется в пределах от 3,50 до 7,90 *м*, в среднем 5,40—6,20 *м*. Глины перекрываются кварцевыми, мелкозернистыми песками, иногда с галькой и обломками изверженных и осадочных пород. Мощность песков от 0,60 до 5,30 *м*. Последние используются кирпичным заводом при отощении глины. Подстилаются глины коричневыми песками.

Механический состав глин следующий:

Фракции, *мм*	Содержание частиц, %
> 5	0,12
5,0—1,0	0,12
1,0—0,2	1,27
0,2—0,09	0,84
0,09—0,06	0,63
< 0,06	97,02

Химический состав (в %): SiO_2 55,56; Al_2O_3 18,38; Fe_2O_3 6,47; CaO 6,60; MgO 1,34; SO_3 0,15; п. п. п. 7,74; CO_2 3,00.

Керамические испытания глин, произведенные Красковским опытным заводом, дали следующие результаты: число пластичности 25,2—30,5, воздушная линейная усадка 6,7—8,2%, общая линейная усадка при температуре обжига 1000° 9,0—16,3; огнеупорность 1210° и временное сопротивление на сжатие обожженных образцов 422,3—546,6 *кг/см*^{2}.

Месторождение эксплуатируется кирпичным заводом «Синди». Запасы на 1 января 1959 г. по категории A_2 составляют 477,4 тыс. *м*^{3}, по категории В — 1 111,3 тыс. *м*^{3}, по категории C_1 — 2 387,5 тыс. *м*^{3} и по категории C_2 — 1 831,1 тыс. *м*^{3}.

Месторождение Рапла

Расположено в Рапласком районе в 2 *км* от районного центра Рапла. Разведка производилась в 1949 и 1950—1951 гг. Республиканским трестом Эстонпроект и трестом Ленгеолнеруд.

Месторождение разделяется на несколько участков.

Глинистая толща на одном из участков расчленяется на слои:

1. Глина неслоистая . . . . . от 0,40 до 3,30 *м*
2. Глина ленточная . . . . . от 0,40 до 4,65 „
3. Глина песчаная . . . . . от 0,40 до 2,30 „

В пределах других участков выделенные разновидности глин хорошо прослеживаются, но обладают переменной мощностью.

Неслоистые и ленточные глины аналогичны как по гранулометрическому, так и по химическому составу. Глины песчаные по сравнению с первыми двумя разновидностями отличаются повышенным содержанием частиц песка.

По данным лабораторных керамических испытаний Красковского опытного завода «РОСНИИМС», отмеченные разновидности глин при-

http://jurassic.ru/

годны для производства строительного кирпича методом пластичной формовки.

Показатели прочности лабораторных образцов указывают на возможность использования указанных глин для получения кирпича марок «75», «100», «125». Температура обжига 950—980°. Запасы глин на участках, расположенных вблизи завода, по категории В составляют 261 тыс. $м^3$ и C_1 — 1 734 тыс. $м^3$. Месторождение эксплуатируется кирпичным заводом им. Юрна.

Месторождение Вальяла

Месторождение расположено в Кингисеппском районе, примерно в 25—35 *км* к северо-востоку от г. Кингисеппа и 3 *км* от Ориссааре.

Разведка производилась в 1953 г. Проектным и научно-исследовательским институтом Министерства местной и сланце-химической промышленности ЭССР.

Месторождение представлено глинами озерно-ледникового происхождения. В верхней части толщи встречаются глины буровато-серые, плотные и пластичные, а в нижних слоях — серые, влажные с содержанием значительного количества известковых включений диаметром до 5 *см*. Полезная толща представлена глинами, суглинками, супесями мощностью до 5,4 *м*. Вскрыша имеет мощность от 0,25 до 1,00 *м*.

Механический состав глин следующий:

Фракции, *мм*	Содержание частиц, %
>2	0,08
2,0—0,05	4,01
0,05—0,002	55,81
$<0,002$	40,09

Химический состав (в %): SiO_2 47,34; Al_2O_3 19,52; Fe_2O_3 0,90; CaO 10,88; MgO 4,32; $+H_2O$ 5,97; CO_2 9,03; Na_2O+K_2O 2,04; п. п. п. 15,00.

Лабораторно-керамические исследования дали следующие результаты: пластичность 17,6, воздушная усадка 6,2—9,1%, огневая усадка изделий, обожженных при температуре 1000° 10,8—16,1%, объемный вес 1,88—2,15, коэффициент морозостойкости 0,80—0,99, временное сопротивление на сжатие от 365 до 400 *кг/см²*.

Запасы по категории C_1 составляют 207,1 тыс. $м^3$.

Месторождение Вана-Вигала

Месторождение Вана-Вигала расположено в Мярьямааском районе и прилегает к железной дороге между станциями Вигала и Паэкюла. Разведка производилась в 1949 г. Институтом геологии АН ЭССР и в 1950 г. Геолстромтрестом.

Располагается месторождение в бассейне р. Казари на пологой равнине, повышающейся к востоку, и сложено ленточными глинами синевато-серого цвета. Верхняя часть толщи глин довольно песчанистая; ниже, до глубины 5 *м*, следует слой буроватой жирной ленточной глины с содержанием большого количества влаги (до 30%) в нижних слоях и до глубины 9 *м*.

http://jurassic.ru/

Механический состав глин следующий:

Фракции, *мм*	Содержание частиц, %
$>0{,}1$	0,25
0,1—0,05	0,75
0,05—0,01	7,25
$<0{,}01$	91,75

Химический состав (в %), по данным Института геологии АН ЭССР: SiO_2 55,35; R_2O_3 27,16; CaO 2,40; MgO 2,75; K_2O 1,06; Na_2O 3,57; H_2O 2,34; п. п. п. 5,21.

Результаты лабораторно-керамических испытаний глин следующие: температура начала размягчения 1080°, температура конца размягчения 1120°, длительное нагревание проб при температуре 1000° ведет к значительному вспучиванию образцов, которые покрываются плотной и газонепроницаемой тонкой коркой, объемный вес воздушно-сухой глины 1,96, объемный вес образцов, обожженных при температуре 900°, от 1,93 до 1,96, коэффициент морозостойкости 0,96—0,99, потеря веса при нагревании до 1000° составляет от 5,41 до 5,46%.

Запасы по категории A_2 составляют 398 тыс. $м^3$, по категории В — 497 тыс. $м^3$. Месторождение не эксплуатируется ввиду большой влажности глины в естественном состоянии.

Месторождение Луха

Месторождение расположено в Выруском районе в 25 *км* к юго-востоку от пос. Вастселийна и в 45 *км* от ближайшей ж.-д. станции.

Разведка производилась в 1956 г. Проектным и научно-исследовательским институтом Министерства местной и сланце-химической промышленности ЭССР.

Глины месторождения озерно-ледникового происхождения (ленточные), залегают линзообразно в пониженной части рельефа. Мощность полезной толщи колеблется от 0,4 до 3,4 *м*. Мощность вскрыши составляет от 0,0 до 0,50 *м*.

По данным механических анализов, глины содержат: гравийных фракций 0,07—1,39%, песчаных 0,79—19,32%, пылеватых 57,55—75,35%, глинистых 18,59—32,75%.

Химический состав (в %): SiO_2 56,49—60,34; Al_2O_3 12,38—15,09; Fe_2O_3 2,76—7,16; CaO 1,02—1,53; $Na_2O + K_2O$ 1,54—5,39; $+H_2O$ 3,18—5,25; $-H_2O$ 1,01—2,55; CO_2 3,19—6,73; п. п. п. 6,73—10,25.

Результаты керамических испытаний глин следующие: воздушная усадка 6,62—7,24%, общая усадка при температурах обжига 850—1000° 8,16%, объемный вес глины, обожженной при температуре 1000° 1,60—1,98, водопоглощение образцов, обожженных при температурах обжига 850—1000° 13,4—18,7%, коэффициент морозостойкости 0,95—0,97, временное сопротивление на сжатие 348—427 $кг/см^2$. Глины месторождения Луха пригодны для изготовления строительного кирпича марки «150».

Запасы по категории В составляют 70,3 тыс. $м^3$ и по категории С — 168,8 тыс. $м^3$. Месторождение разрабатывается. Увеличение запасов возможно в северо-восточном направлении от границы месторождения.

http://jurassic.ru/

Месторождение Вяэтса

Располагается месторождение в юго-западной части Пайдеского района в 14 *км* западнее г. Пайде. Разведка месторождения производилась в 1955 г. Проектным и научно-исследовательским институтом Министерства местной и сланце-химической промышленности ЭССР.

Ленточные глины месторождения красно-бурого и красновато-коричневого цвета, а на глубине около 2,5 *м* серого цвета. Полезной толщей являются ленточные глины суглинистого состава и частично покрывающая их супесь (как отощающая добавка). Глины залегают двумя линзами. Мощность полезной толщи 0,90—6,46 *м*, мощность вскрыши колеблется от 0,30 до 2,10 *м*. Вскрыша представлена песком и частично супесью.

Механический состав глин следующий:

Фракции, *мм*	Содержание частиц, %
3,0—1,0	0,01— 0,12
1,0—0,5	0,01— 0,23
0,5—0,25	0,05— 0,56
0,25—0,05	1,24—28,95
0,05—0,01	16,77—47,17
0,01—0,002	17,14—55,71
< 0,002	5,83—29,01

Химический состав глин (в %): SiO_2 55,70; Al_2O_3 12,79; Fe_2O_3 4,67; TiO_2 2,11; CaO 0,53; MgO 1,56; CO_2 10,48; + H_2O 1,02; — H_2O 1,11; п. п. п. 2,03. Лабораторно-керамические исследования: интервал спекания 15°, деформация суглинка наступает при температуре 1100°, воздушная усадка 5,65—5,84%, общая усадка при температуре 950° 5,23—6,34%, объемный вес при температуре 1000° 1,70—1,71 *г/см*^{3}, коэффициент морозостойкости колеблется от 0,86 до 0,99, сопротивление на сжатие 390 *кг/см*^{2}.

Запасы по категории $B + C_1$ равны 259,4 тыс. *м*^{3}, а по категории C_2 — 159,6 тыс. *м*^{3}. Месторождение эксплуатируется.

Месторождение Клээмо

Месторождение расположено в Хийумааском районе в 22 *км* от районного центра Кярдла и 23 *км* от пристани. Разведывалось в 1953 г. Проектным и научно-исследовательским институтом Министерства местной и сланце-химической промышленности ЭССР.

Месторождение представлено ленточными глинами, причем цвет постепенно меняется сверху вниз от бурого до серого. В нижнем слое глин встречаются известковые включения. Мощность слоя глины равна 8—12 *м*. Вскрышей является песок мощностью до 1,7 *м*. Подошва полезной толщи представлена основной мореной. По данным механических анализов, содержание гравийных фракций в глине 0,04—0,35%, песчаных 0,02—29,71%, пылеватых 5,55—41,26%, глинистых 35,33—57,99%.

Химический состав глины (в %): SiO_2 51,80; Al_2O_3 14,38; TiO_2 1,78; Fe_2O_3 8,57; FeO 1,12; CaO 5,03; MgO 0,88; $Na_2O + K_2O$ 7,88; п. п. п. 4,64; + H_2O 3,92; CO_2 0,94.

Результаты керамических испытаний глины следующие: начало деформации — при температуре 1100°, температура полного размягчения 1160°, воздушная усадка 7,17—7,30%, огневая усадка 0,09—2,82%, объ-

http://jurassic.ru/

емный вес 1,77—2,05 *г/см*^{3}, образцы оказались морозостойкими при температуре обжига 900° с добавкой песка 20 и 30%. Глины месторождения Клээмо пригодны для изготовления морозостойкого строительного кирпича с добавкой песка до 20%. Температура обжига равняется 950°.

Запасы по категории A_2 составляют 193,5 тыс. *м*^{3}, а по категории В — 314,9 тыс. *м*^{3}. Глины месторождения Клээмо пригодны для изготовления кирпича марки «150» без добавки и с добавкой 10 и 20% песка при температуре обжига 950°. Месторождение разрабатывается.

Месторождение Рандсалу

Месторождение расположено на окраине г. Хаапсалу. Разведывалось оно в 1940 г. Геологическим комитетом и в 1953 г. Проектным и научно-исследовательским институтом промышленности Министерства местной и сланце-химической промышленности ЭССР. Полезная толща представлена ленточными глинами мощностью, колеблющейся от 2,65 до 9,9 *м* с увеличением последней в западном направлении. Глина имеет ярко выраженное суглинисто-ленточное сложение и содержит в небольшом количестве светлые прослойки мелкозернистого песка. Мощность вскрыши от 0,03 до 2,50 *м*. Вскрыша представлена мелкозернистым песком.

Механический состав глин следующий:

Фракции, *мм*	Содержание частиц, %		
	от	до	среднее
> 3,0	0,00	0,79	0,05
3,0—0,05	0,38	24,65	5,41
0,05—0,002	3,19	73,76	52,59
< 0,002	26,26	63,62	43,85

Результаты керамических испытаний глин: начало размягчения глины 1050°; конец размягчения 1100°; величина воздушной усадки чистой глины равна 6,79—9,7%; огневая усадка изделий при температуре 110, 875, 925, 950 и 1000° соответственно равна 0,60, 1,42, 0,29, 2,39 и 4,32%; объемный вес 1,68—2,29; коэффициент морозостойкости 0,52—0,96. Глина обладает большой влажностью, что затрудняет применение ее в кирпичном производстве.

Запасы по категории A_2 составляют 175 тыс. *м*^{3} и по категории В — 362,6 тыс. *м*^{3}. Границы месторождения могут быть расширены к западу от разведанного участка. Месторождение эксплуатируется небольшим кирпичным заводом.

Месторождение Тохври

Месторождение находится в Вильяндиском районе, в 16 *км* от г. Вильянди. Разведывалось в 1949 и 1951 гг. Институтом геологических наук АН ЭССР. Ленточные глины месторождения осаждались в небольшом приледниковом озере, в долине р. Раудна. Мощность пласта глины составляет от 0,10 до 3,65 *м*, мощность вскрыши 0,20—1,50 *м*, средняя мощность 0,5 *м*. Сверху глины покрыты песком красно-бурого цвета.

http://jurassic.ru/

Глина имеет красно-бурый цвет, в средней части пласта более песчанистая и внизу темно-бурая. Подошва пласта обычно представлена бурой валунной глиной (мореной), а местами — песком и гравием.

По гранулометрическому составу глины характеризуются преобладанием зерен диаметром менее 0,01 *мм*, которые составляют от 71,4 до 84,3% от всей пробы.

Керамические испытания: воздушная усадка колеблется 6,8—8,3%, температура размягчения от 1110 до 1115°, температура плавления от 1125 до 1140°; водопоглощение 9,3—10,4%, коэффициент морозостойкости 0,84—0,89.

Запасы месторождения по категории A_2 составляют 361 тыс. $м^3$ и категории C_1 83 тыс. $м^3$. Месторождение разрабатывается.

Месторождение Хундисоо

Месторождение расположено в Эльваском районе на западной окраине г. Отепя в 12 *км* от ж.-д. станции. Разведка производилась в 1947 г. Институтом геологических наук АН ЭССР и в 1952 г. Проектным и научно-исследовательским иститутом Министерства местной и сланцехимической промышленности ЭССР.

Глины этого месторождения относятся к группе ленточных и представлены двумя разновидностями (по цвету): коричневой, залегающей в верхней части месторождения, и серой — в нижней части разреза. Мощность коричневой глины колеблется в пределах от 0,45 до 4,16 *м*, в среднем 2,06 *м*. В направлении на юг наблюдается постепенное выклинивание. Серая глина обычно очень влажная, имеет мощность от 0,50 до 0,81 *м*, в среднем 0,64 *м*, подстилается толща глины местами тонкозернистым песком, местами буровато-серым суглинком с галькой. Мощность вскрыши от 0,10 до 0,42 *м*, в среднем 0,38 *м*, при средней мощности продуктивного слоя 2,00 *м*. Механический состав глин следующий:

Фракции, *мм*	Содержание частиц, %		
	от	до	среднее
$> 0{,}05$	0,1	10,0	3,2
0,05 – 0,002	50,7	74,0	64,8
$< 0{,}002$	22,5	44,2	30,8

Химический состав (в %): SiO_2 47,2; Al_2O_3 14,04; TiO_2 0,68; Fe_2O_3 5,06; FeO 1,10; CaO 11,83; MgO 11,99; $K_2O + Na_2O$ 3,93; CO_2 9,54; $-H_2O$ 2,01; $+H_2O$ 3,16; п. п. п. 12,70. Естественная влажность: коричневая глина (верхний слой) 23,7%, серая глина (нижний слой) 31,2%, пластичность от 20,2 до 10,9, в среднем 15,6%.

Лабораторные керамические исследования показали, что начало деформации глины происходит при температуре 1160°, конец — при температуре 1180° (для глины верхнего слоя) и при 1200° (для глин нижнего слоя); коэффициент морозостойкости, определенный методом сравнения холодного и горючего водопоглощения для глин с добавкой 30% песка, лежит в пределах нормы. Указанные глины могут быть использованы для производства строительного кирпича при температуре обжига 950°.

Запасы глин на данном месторождении по категории A_2 составляют 92 тыс. $м^3$.

http://jurassic.ru/

Месторождение Тойла

Месторождение расположено в непосредственной близости к ж.-д. станции. Разведка производилась в 1948 г. комбинатом «Эстонсланец». По составу вся толща четвертичных отложений на участке месторождения разделяется на 6 горизонтов:

1. Растительный слой . . . . . от 0,2 до 0,5 *м*
2. Желто-бурый супесок и песок . . . . . от 0,0 до 2,5 „
3. Буровато-серый и бурый суглинок . . . . . от 1,0 до 2,0 „
4. Темно-серая глина и тяжелый суглинок . . . . . от 4,0 до 5,5 „
5. Темно-серый тяжелый суглинок . . . . . от 2,0 до 3,5 „
6. Голубовато-серая морена . . . . . от 0,0 до 2,0 „

Ниже залегают известняки кукрузеского горизонта.

Гранулометрический состав, по анализам лаборатории стройматериалов Таллинского политехнического института, следующий:

Таблица 54

Гранулометрический состав глин месторождения Тойла

Фракции, *мм*	Содержание частиц, %		
	Проба из 2-го горизонта	Проба из 3-го горизонта	Проба из 4-го горизонта
< 0,005	11	12	24
0,05—0,005	44	46	52
> 0,05	45	42	24

Временное сопротивление сжатию при температуре 10—50° равняется в среднем 563 *кг/см*^{2}. Нормальный обжиг происходит при температуре в пределах 920—940°. Описываемые глины пригодны для производства кирпича марки «150».

Запасы месторождения по категории $A_2 + C_1$ составляют 5 110 тыс. *м*^{3}. Глины месторождения используются в производстве кирпича небольшим местным заводом.

Месторождение Келламяэ

Месторождение расположено в Кингисеппском районе в 3 *км* к западу от г. Кингисеппа.

Разведка производилась в 1953 г. Проектным и научно-исследовательским институтом Министерства местной и сланце-химической промышленности ЭССР.

Месторождение слагается из ленточных глин, разделяющихся по цвету и влажности на три слоя: верхний — зеленовато-серый, плотный, влажный, мощностью 0,15—0,20 *м*; средний — коричневый, плотный, более влажный (влажность до 47%), мощность 1,24 *м* и нижний — коричневый, полутекучий, мощность достигает до 4,05 *м*. Глины содержат значительное количество известковых включений и гальки кристаллических пород. Подстилающим слоем служат моренные суглинки. Вскрыша представлена песком и супесью мощностью от 0,10 до 0,50 *м*.

http://jurassic.ru/

Механический состав глины следующий:

Фракции, *мм*	Содержание частиц, %
3,0—1,0	0,21— 0,22
1,0—0,05	5,95— 2,74
0,05—0,002	2,46—79,17
< 0,002	2,69—74,63

Результаты лабораторно-керамических исследований следующие: воздушная усадка 5,72—6,52%, огневая усадка 0,49—1,50%, объемный вес 1,71—1,79 *г/см*^{3}; коэффициент морозостойкости 0,78—0,95.

Запасы по категории В составляют 233,7 тыс. *м*^{3}. Месторождение используется кирпичным заводом Кингисеппского Райпромкомбината.

Месторождение Валга

Месторождение расположено на окраине г. Валга, в 1,5 *км* к юго-востоку от ближайшей ж.-д. станции. Разведывалось в 1951 г. трестом Транспроекткарьер.

Месторождение представлено ленточными глинами, толща которых разделяется на два слоя: верхний — красно-коричневый с зелеными гнездами, однородный, плотный, пластичный, мощностью от 0,5 до 4,0 *м*; нижний — темно-коричневый, пластичный, с единичными мелкими гальками известковых и кристаллических пород, мощностью от 3,0 до 8,5 *м*. Вскрыша представлена светло-коричневым суглинком, мощностью от 0,20 до 0,50 *м*.

Механические анализы показывают, что указанные глины являются тонкодисперсными. В химическом составе отмечается повышенное содержание извести, распределенной равномерно по всей толще глин. Керамические свойства, определенные лабораторным и полузаводским способом, позволяют заключить, что глины пригодны для производства строительного кирпича марки «150».

Запасы месторождения по категории A_2 составляют 1 527,9 тыс. *м*^{3}, по категории В — 3 238 тыс. *м*^{3}. Месторождение эксплуатируется.

Месторождения валунных глин

Месторождение Тыллисте

Месторождение расположено в Валгаском районе, в 700 *м* к северу от ж.-д. станции. Месторождение разведывалось в 1940 г. Главным управлением промышленности строительных материалов Эстонской ССР, в 1947 г. Институтом строительного проектирования ЭССР и в 1952 г. трестом Ленгеолнеруд.

Месторождение представлено плотными, валунными пластичными глинами коричневого цвета. Установлен следующий геологический разрез:

1. Почвенно-растительный слой . . . . . 0,10 *м*
2. Суглинок желтовато-серый, тяжелый, с железистыми пятнами, слабо влажный . . . . . 0,30 „
3. Глина коричневая, жирная, с железистыми пятнами, слабо слюдистая 4,05 „
4. Глина коричневая, песчаная, с железистыми пятнами, с обломками и галькой карбонатных пород, очень плотная . . . . . 0,75 „
5. Песок кварцевый, коричневато-бурый, тонкозернистый, глинистый, с гравием кристаллических пород, насыщенный водой . . . . . 0,65 „

http://jurassic.ru/

Мощность полезной толщи колеблется от 2,0 до 5,40 *м*. Мощность глины, засоренной каменистыми включениями, изменяется в пределах 0,0—1,55 *м*. Мощность вскрыши колеблется от 0,15 до 0,70 *м*. Граница между песчаной глиной с включениями и чистой глиной четкая.

Механический состав глин следующий:

Фракции, *мм*	Содержание частиц, %
> 1,0	0,01— 0,98
1,0—0,20	0,04— 1,58
0,20—0,09	0,08— 3,98
0,09—0,06	0,06— 2,60
< 0,06	92,09—99,84

Каменистые включения в глинах представлены обломками известняка размером от 2 до 5 *мм*. Химический состав глин (в %), по данным лаборатории Красковского опытного завода: SiO_2 47,40—48,26; Al_2O_3 14,14—14,72; Fe_2O_3 7,28—7,61; TiO_2 0,49—0,54; CaO 8,32—9,72; MgO 3,61—4,04; SO_3 0,02—0,04; п. п. п. 11,25—12,20; H_2O 1,96—2,30; R_2O 4,24—5,74; CO_2 6,10—7,48; RO 11,93—19,73.

Лабораторно-керамические испытания, выполненные на Красковском заводе, показали: естественную влажность от 18,21 до 38,6%, число плотности 17,5—30,0, объемный вес 1,9, огнеупорность 1130°; временное сопротивление сжатию 305,0—421,0 *кг/см*^{2}; водопоглощение 19,2—21,0%; коэффициент морозостойкости не отвечает требованию ГОСТ 530—41.

Технологические испытания глин показали их пригодность для производства полнотелого и дырчатого кирпича.

Запасы глин по категории A_2 — 463,5 тыс. *м*^{3}, по категории В — 236,9 тыс. *м*^{3} и категории C_1 — 5 038,1 тыс. *м*^{3}. Месторождение эксплуатируется.

Месторождения делювиальных глин

Месторождение Хузари

Месторождение расположено в Выруском районе, в 0,5 *км* от ж.-д. станции и в 18 *км* от г. Выру в непосредственной близости от кирпичного завода. Разведка месторождения производилась в 1953 г. Проектным и научно-исследовательским институтом Министерства местной и сланцехимической промышленности ЭССР.

Месторождение состоит из делювиальных глин темно-серых, вязких, средней влажности, с небольшим содержанием (до 3%) органического вещества. В почве их залегают валунные глины красновато-бурого цвета, содержащие включения мелких обломков известняка. Делювиальные глины залегают в понижениях холмисто-моренного ландшафта. Мощность залежи глины от 0,5 до 1,1 *м*. Глины повсеместно перекрыты почвенно-растительным слоем мощностью от 0,1 до 0,3 *м*.

По данным механических анализов, делювиальные глины содержат гравийных фракций 0,00—0,45%, песчаных 5,77—50,09%, пылеватых 31,94—60,76%, глинистых 28,34—43,72%.

Химический состав глин (в %): SiO_2 55,0; TiO_2 1,51; Al_2O_3 11,77; $Fe_2O_3 + FeO$ 5,97; CaO 6,95; MgO 1,36; $K_2O + Na_2O$ 7,47; CO_2 1,88; $+ H_2O$ 2,95; $- H_2O$ 5,14; п. п. п. 4,83.

Лабораторные керамические испытания глин показали следующее: воздушная усадка 6,2--6,7%, огневая усадка при температуре обжига

http://jurassic.ru/

1000° 2,8—5,95%, при температуре 800° — от 0,00 до 0,92%; объемный вес 1,95—2,09 *г/см*³; начало размягчения 1075—1130°, конец размягчения 1305°. Из глины месторождения Хузари можно изготавливать морозостойкий строительный кирпич марки «150».

Запасы глин месторождения по категориям $A_2 + B + C_1$ — 122,9 тыс. *м*³.

КВАРЦЕВЫЕ ПЕСКИ

ФОРМОВОЧНЫЕ И СТЕКОЛЬНЫЕ ПЕСКИ

Кварцевые пески, пригодные в качестве формовочных для металлургической промышленности и как технологическое сырье для стекольного производства, на территории Эстонской ССР известны в составе отложений кембрия, девона и четвертичной системы.

Терригенные отложения кембрия выходят на поверхность в северной прибрежной полосе. Девонские песчано-глинистые образования занимают южную и юго-восточную части республики. Четвертичные отложения пользуются повсеместным распространением и содержат пески на всей рассматриваемой территории, но кварцевые и полевошпатово-кварцевые их разности, необходимые металлургической и стекольной промышленности, известны только в районе г. Таллина и, возможно, на юге Эстонии.

Кембрий. Месторождения песков кембрийского возраста связаны с тискреской свитой среднего (?) отдела системы. Она обнажается в нижней части глинта, прослеживающегося в Эстонии вдоль побережья Финского залива от г. Нарвы до г. Пальдиски. Хорошие обнажения тискреской свиты имеются у Тискре и в долине р. Нарвы. Свита обнажается также у пос. Сака, Азери, г. Кунда и на п-ове Виймси, у Лубья. Мощность тискреских песчаников около 10 *м*.

Песчаники тискреской свиты иногда не имеют цемента, представляя собой сильно уплотненный песок; местами он сцементирован глинистым, глинисто-железистым или карбонатно-железистым веществом. Глина, кроме цемента, образует многочисленные прослои в песчанике, количество которых к западу увеличивается. Для свиты характерна косая,

Таблица 55

Гранулометрический состав кембрийских песков Эстонии

Район	Размер фракций (*мм*) и их содержание (%)									Источник получения данных
	+0,30	−0,30 +0,20	+0,15	−0,20 +0,15	−0,15 +0,12	−0,12 +0,10	−0,10 +0,08	−0,10	−0,08	
Азери . . .	—	5,85	—	80,0		8,55	—	5,30		Пальмре, 1946
Сака . . .	—	5,85	—	77,25		11,05	—	5,85		„
„ . . .	—	—	8,0	—	22,80	66,20	—	3,30	—	Рейнвальдт, 1932
Кунда . . .	—	4,01	—	78,80		11,53	—	5,66		Пальмре, 1946
„ . . .	—	—	2,30	—	4,60	85,30	—	7,70	—	Рейнвальдт, 1932
Козе . . .	1,0	5,12	—	51,90		41,63	—	0,35		Пальмре, 1946
Виймси . .	—	—	0,40	—	0,65	53,50	—	44,90	—	Рейнвальдт, 1932
Пакерорт .	—	—	0,15	—	2,00	39,00	—	58,35	—	„

http://jurassic.ru/

а в нижней части разреза преимущественно горизонтальная слоистость.

По гранулометрическому составу пески мелкозернистые и тонкозернистые, причем последние играют большую роль в западной и самой восточной частях полосы глинта. О гранулометрическом составе кембрийских песков Эстонии можно судить по данным, помещенным в табл. 55.

Пески мономинеральные, кварцевые, почти во всех случаях характеризуются хорошей отсортированностью материала и совершенной окатанностью зерен. Аутигенные минералы присутствуют в значительных количествах даже в несцементированных разностях песков; к последним относятся глауконит, карбонаты, пирит, окислы железа. По-видимому, аутигенным является также и полевой шпат (Цехомский, 1956; Лебедева, 1956).

Окраска песков разнообразная. В обнажениях для них характерны серый, желтый, малиновый, почти совершенно белый цвета; в удалении от выходов, на глубине пески имеют преимущественно светло-серый цвет. Присутствие пирита и глауконита придает пескам, не затронутым современным выветриванием, серый цвет, иногда со слабым зеленоватым оттенком.

О химическом составе песков тискреской свиты Эстонской ССР можно судить по данным табл. 56.

Таблица 56

Химический состав песков тискреской свиты

Район	Содержание химических компонентов, %							Источник получения данных
	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	CaO	MgO	R_2O	
Сака . . .	96,81	1,69	0,09	0,22	—	—	—	Рейнвальдт, 1932
„ . . .	98,00	0,53	0,05	0,17	—	—	—	То же
„ . . .	99,40	0,56	0,08	0,15	—	—	—	„
Кунда . . .	98,80	0,58	0,20	—	0,36	—	—	Пальмре, 1946
„ . .	96,69	0,81	0,13	0,46	—	—	—	Рейнвальдт, 1932
Виймси . .	96,21	2,00	0,18	—	0,42	—	—	Пальмре, 1946
„ . .	96,20	1 96	0 15	0,30	—	—	—	Рейнвальдт, 1932
Козе . . .	96 50	1,80	0,20	—	0,20	—	0,3	Пальмре, 1946
Пакерорт .	96,68	1,31	0,11	0,47	—	—	—	Рейнвальдт, 1932
„ .	98,03	1,15	0,07	0,38	—	—	—	„

Для большинства песков характерно сравнительно высокое содержание глинозема и окислов железа. Это обусловливается значительной примесью глины и обогащением (прожилки, гнезда) вторичными железистыми минералами. Удаление этих примесей путем простой промывки позволяет существенно улучшить их состав (табл. 57).

По аналогии с песками Ленинградской области, используемыми многие годы в стекольном производстве, можно сделать следующие предварительные выводы:

1. Эти пески могут использоваться как кварцевый формовочный материал (ориентировочно марок К01 и К0063) для металлургической промышленности. Одним из недостатков их в этом случае является значительное содержание пирита.

2. Для производства бесцветного стекла в естественном виде могут быть использованы только наиболее чистые, почти белые пески, осталь-

http://jurassic.ru/

Таблица 57

Химический состав природных и промытых песков в %

Район	SiO_2		Al_2O_3		Fe_2O_3		CaO		Источник получения
	природный	промытый	природный	промытый	природный	промытый	природный	промытый	
Азери	98,08	99,71	0,36	0,23	0,18	0,05	0,41	0,09	Пальмре, 1946
Сака	96,91	99,10	1,31	0,5	0,15	0.07	0,14	0,02	„

ные их разности нуждаются в обогащении. В отношении белых песков в полосе глинта, по данным Х. Г. Пальмре (Palmre, 1946), наиболее перспективными являются участки Сака, Кунда, Виймси, Раннамыйза. Здесь видимая мощность залежей сравнительно чистых песков достигает 2,0—3,5 *м*.

Для детального описания этих участков материалов нет.

Девон. Отложения девонской системы занимают южную часть территории Эстонии. Они относятся к среднему и верхнему отделам системы и подразделяются на пярнуский, наровский, арукюлаский, буртниекский, гауйский и аматский горизонты.

Пярнуский горизонт (D_2pr) выходит на поверхность на западе Эстонии в районе станций Синди—Тори. Мощность его варьирует от 6 до 12 *м*. Представлен этот горизонт светлыми слабыми песчаниками и песками. Вещественный состав песков и песчаников пярнуского горизонта изучен плохо.

Верхняя часть разреза пярнуских слоев сложена несколько более мелкими песками, а нижняя относительно крупными. Результаты механического анализа последних приведены в табл. 58.

Таблица 58

Механический анализ песков пярнуских слоев

Район	Размер фракций (*мм*) и содержание их в песке (%)							Источник получения данных
	+0,65	—0,65 +0,45	—0,45 +0,30	—0,30 +0,20	—0,20 +0,12	—0,12 +0,08	—0,08	
Оope . . .	0,27	1,95	42,60	36,60	12,51	3,20	2,90	Пальмре (1946)
Синди-Таали	0,25	3,25	59,65	23,95	7,65	2,85	2,40	То же
Папинийду .	0,07	2,77	27,25	53,97	17,80	1,14	—	„

Как видно из данных табл. 58, пески относятся в основном к среднезернистым. По минеральному составу они полимиктовые и олигомиктовые (М. А. Иванов, 1951), содержание полевых шпатов в них достигает

http://jurassic.ru/

20—25%, в значительном количестве присутствует слюда. В тяжелой фракции доминирующую роль играют рудные минералы, гранат и циркон.

Химический состав песков представлен в табл. 59.

Таблица 59

Химический состав песков в %

Район	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	R_2O	Источник получения данных
Оope	93,4	3,19	0,54	0,1	—	—	Х. Пальмре, 1946
,, ...	94,1	2,8	0,6	—	—	—	,,
Таммисте	90,14	5,02	0,9	0,82		1,21	М. И. Иванов, 1951
,, ...	93,72	3,05	0,75	—	—	—	,,

В результате отсева крупных фракций и промывки песков удалось снизить в них содержание железа на 30—35%. Очищенный таким образом песок, по данным Х. Г. Пальмре (Palmre, 1946), содержит 0,3—0,4% Fe_2O_3.

Приведенные данные показывают, что пески пярнуского горизонта в основном кварц-полевошпатовые; из-за низкого содержания кремнезема и большого количества железа они малопригодны для стекольного производства.

Как формовочный материал, согласно требованиям ГОСТ 2138—56, лучшие их разности по содержанию кремнезема отвечают классу 4К, а менее чистые КП. По гранулометрическому составу они приближаются к группам 031, 025, 016 и, по-видимому, могут быть использованы только для неответственного чугунного литья.

Отложения арукюлаского и буртниекского ($D_2 ar$, $D_2 br$) горизонтов с целью нахождения в них стекольных и формовочных песков почти не изучались, поэтому даваемая ниже характеристика их вещественного состава составлена по результатам главным образом общих геолого-литологических исследований, проводившихся в Эстонии, в Ленинградской и Псковской областях на протяжении последних лет.

Согласно данным ряда авторов (В. Т. Белоусовой, Л. С. Петрова, Л. Б. Рухина и др.), тартуский горизонт по составу осадков и фауны делится на три пачки: нижнюю — песчаную, среднюю — переслаивания песков и глин, верхнюю — песчаную [1].

Нижняя пачка представлена кварцевыми, по-видимому, олигомиктовыми, глинистыми песками различной окраски. Доминируют красно-бурый и буровато-серый цвета, но встречаются и светло-желтые пески. Глинистые прослои редки, их мощность измеряется десятками сантиметров. В песках наблюдается косая слоистость; преобладающее направление падения слоев юго-восточное, что указывает на поступление материала с северо-запада. Мощность нижней пачки 40—50 *м*.

Средняя пачка сложена глинами, алевритами, песками, переслаивающимися между собой. Преобладающими являются первые из них; мощность глинистых прослоев достигает 3—5 *м*. Окраска пород пестрая — от красных до желтовато-серых тонов. Как в нижней, так и в средней

[1] В Эстонской ССР, где тартускому горизонту соответствуют два горизонта (арукюлаский и буртниекский), невозможно провести деления на три пачки.

http://jurassic.ru/

пачке карбонатные породы почти совершенно отсутствуют. В песчаниках, развитых достаточно широко, цемент глинистый, редко доломитовый.

Верхняя пачка представлена толщей косослоистых песков красных, желтых, розовых, желтовато-серых (почти белых), голубовато- и зеленовато-серых. Пески в разной степени глинистые. В нижней части пачки присутствует прослой пестроокрашенной глины небольшой мощности. Для верхней части пачки характерны прослои белой глины. Мощность верхней пачки 30—40 *м*.

По минеральному составу пески арукюлаского и буртниекского горизонтов являются кварцевыми, по-видимому, олигомиктовыми в нижней и средней пачке, преимущественно мономинеральными — в верхней. Содержание полевых шпатов в песках верхней пачки, по В. Т. Белоусовой, не превышает 10%. По составу тяжелой фракции последние отличаются высоким содержанием рудных минералов и циркона при пониженном количестве граната и нестойких компонентов по сравнению с песками нижележащих пачек. Данные для характеристики химического состава песков арукюлаского и буртниекского горизонтов отсутствуют. Судя по минеральному и гранулометрическому составу, можно считать, что нижняя и средняя пачки могут представлять интерес только в отношении тощих мелкозернистых формовочных песков. В пределах верхней пачки, помимо тощих, в отдельных местах, главным образом в береговых уступах, могут быть установлены также залежи мелко- и среднезернистых кварцевых песков. Последние могут служить сырьем и для стекольного производства.

Пески верхнего девона гауйского и аматского горизонтов (D_3gj, D_3am) Эстонии преимущественно мелко- и тонкозернистые; среднезернистые разности среди них представляют более редкое явление. Последние с несколько большей вероятностью могут быть установлены в нижней части толщи. Минеральный состав песков непостоянный, но в большинстве случаев характеризуется невысоким содержанием полевых шпатов — до 6—10%. Из минералов тяжелой фракции в составе верхнедевонских песков основная роль принадлежит рудным, значительное содержание характерно для циркона, в небольших количествах присутствуют ставролит, турмалин, рутил, роговая обманка, гранат.

В отношении химического состава для описываемых песков характерно содержание окиси кремния 97,0—98,5%. Содержание глинозема в песках верхнего девона варьирует от 0,2—0,3% до 1,5—1,9%. Количество окислов железа крайне непостоянно; в наиболее чистых разностях Fe_2O_3 снижается до 0,08%, в загрязненных песках увеличивается до 0,35—0,5%. Содержание остальных окислов незначительно.

Отложения верхнего девона являются наиболее перспективными в отношении кварцевых песков, пригодных как для металлургической, так и для стекольной промышленности. К ним приурочено крупное месторождение Пиуза, являющееся в настоящее время основным источником снабжения кварцевым сырьем промышленности Эстонской ССР.

Четвертичные отложения. Пески четвертичной толщи Эстонии преимущественно полимиктовые; мономинеральных кварцевых песков этого возраста нет. Скопления песков олигомиктового состава имеются среди водно-ледниковых, отчасти аллювиальных и морских отложений, главным образом на площади развития девонских отложений, в меньшей степени в других районах, тяготеющих преимущественно к выходам песчаных горизонтов кембрия. В качестве формовочных пески четвертичного возраста изучались в районе гг. Нымме и Таллина; некоторые све-

http://jurassic.ru/

дения о пригодности этих песков для стекольной промышленности имеются для устья р. Пирита.

Пески всех названных пунктов характеризуются относительно высоким содержанием полевых шпатов, преимущественно плохо отсортированы, по преобладающему размеру зерен относятся к мелко-, средне- и крупнозернистым, местами грубозернистым. Относительно хорошо разведано месторождение четвертичных песков, расположенное у г. Таллина.

Ниже приводится краткое описание наиболее полно изученных достаточно типичных месторождений песков Эстонской ССР, в различной степени пригодных для металлургической и стекольной промышленности.

Месторождение Таммисте-Оope

Месторождение расположено в 4 *км* к юго-востоку от ст. Таммисте узкоколейной железной дороги. Ближайшим населенным пунктом является с. Оope.

С 1946 по 1948 г. пески этого месторождения использовались для выработки стекла комбинатом Ярваканди и в небольших количествах машиностроительными заводами г. Таллина для формовки чугунного литья. В эти же годы месторождение было частично разведано (Palmre, 1946). Более детальные работы с целью определения пригодности для металлургической промышленности были проведены в 1951 г. (М. А. Иванов). Месторождение приурочено к пярнускому горизонту среднего девона; в кровле лежат четвертичные моренные и делювиальные отложения. Общая мощность последних у р. Пярну 2,0—2,5 *м*, в удалении от реки она увеличивается до 10,0—12,0 *м*. Средняя мощность четвертичных отложений на разведанном участке равна 4,0 *м*. Пески верхней части разреза пярнуского горизонта более плотные, с глубиной они содержат меньше глины и становятся более крупнозернистыми. Изменение гранулометрического состава песков наблюдается и по простиранию толщи. Общая мощность пярнуского горизонта 5,0—5,5 *м*, средняя по участку разведки 4,0 *м*.

Пески кварцево-полевошпатовые, слюдистые. В составе тяжелой фракции около 50% граната, около 40% рудных минералов, до 7% циркона. Форма зерен угловато-окатанная; цвет песков серый и желтый.

Химический состав (в %): SiO_2 90,14—93,7; Al_2O_3 3,0—5,0; окиси железа 0,75—0,9; R_2O 1,21; RO 0,82. Огнеупорность песков 1500—1600°. Согласно классификации формовочных материалов пески соответствуют маркам 4К016, 4К025.

Выявленные запасы песков вблизи с. Оope составляют ориентировочно 1 млн. *т*. Запасы могут быть увеличены за счет смежных площадей. Так, близкие по составу пески прослеживаются к юго-западу от с. Оope на значительной площади между с. Тори и ст. Синди, вдоль берега р. Пярну.

Месторождение Пиуза

Расположено месторождение в Выруском районе на склоне долины р. Пиузы, в непосредственной близости от железнодорожной станции. Месторождение детально разведано в 1954 г. (В. И. Васильев) и разрабатывается, пески используются стекольным заводом Ярваканди и частично заводами г. Таллина.

http://jurassic.ru/

Промышленная толща представлена кварцевыми песками гауйского горизонта верхнего девона, перекрытыми четвертичными отложениями. Толща девонских песков делится на две части. Верхнюю часть слагают косослоистые и горизонтальнослоистые в различной степени глинистые пески с прослоями глин. Окраска песков желтая до бурой. Общая мощность песков верхней части разреза 1,0—19,0 *м*; для стекольной промышленности они не пригодны.

Нижнюю часть разреза слагают косослоистые светло-серые, иногда белые или слабо окрашенные пески. Мощность их 14,0—20,0 *м*, в среднем 17,0 *м*. Толща светлых песков прослежена поисковыми выработками более чем на 1 *км* за пределами разведанного участка; резкого изменения ее мощности и строения не наблюдалось.

По гранулометрическому составу пески нижней части разреза отличаются большим постоянством и относятся к средне- и мелкозернистым (марки 025; 016). Пески кварцевые, уплотненные, местами слабо сцементированные. Суммарное содержание примесей не превышает 7—8%. Полевой шпат присутствует в количестве 2,5—3,0%, кроме него и кварца, в легкой фракции установлены мусковит, кремень, глинистые минералы.

Содержание тяжелой фракции не превышает 0,1—0,14%. В составе ее до 7% занимают рудные минералы, присутствуют циркон, ставролит, турмалин, рутил, гранат.

По химическому составу пески Пиуза характеризуются содержанием (в %): SiO_2 96,15—97,75; Al_2O_3 1,15—1,86; Fe_2O_3 0,08—0,36; TiO_2 0,08—0,11; Cr_2O_3 не обнаружен; CaO 0,09—0,15; MgO 0,01—0,1; R_2O 0,55—0,65.

На заводе Ярваканди пески обогащаются. В результате обогащения достигается удаление окислов железа на 50—70%; концентрат, получаемый даже из второсортных песков, содержит Fe_2O_3 не выше 0,07—0,09%.

Разведанные запасы песков определяются по категории $A_2 + B$ 1 226 тыс. *т*, категории C_1 1 562 тыс. *т*.

Таллинское месторождение

Расположено между г. Таллином и ст. Саку и является частью месторождения, разрабатываемого заводом силикатного кирпича «Кварц». Разведано месторождение в 1956 г. Пески являются четвертичными дельтовыми (водно-ледниковыми) образованиями и лежат на известняках ордовика.

Мощность промышленной толщи от 1 *м* на востоке до 4,8 *м* на западе. Мощность вскрыши в среднем 0,6 *м*. Пески более чистые со следующим химическим составом (в %): SiO_2 95,4—96,4; Fe_2O_3 0,4—1,18; содержание окислов щелочноземельных и щелочных металлов в среднем 1,8. Минералогический состав основной фракции следующий (в %): кварца 89,6—93,6; ортоклаза 2,4—4,0; плагиоклаза 0,8—1,6; кроме того, встречаются единичные зерна слюды, кальцита и иногда обломки магматических пород и зерен глауконита. Большинство зерен полуокатанные. Огнеупорность песков 1720—1730°, объемный вес 1,70, естественная влажность 2,85—5,11%.

Геологоразведочными работами выявлены запасы формовочных песков следующих марок: ЗК 70/140 — 16 тыс. *т*, ЗК 100/50 и ЗК 50/100 — 237 тыс. *т*, ЗК 70/40 — 197 тыс. *т*, разные — 139 тыс. *т*. Всего — 589 тыс. *т*.

http://jurassic.ru/

Из них по категории A_2 — 135 тыс. *т*, по категории B — 260 тыс. *т* и по категории C_1 — 194 тыс. *т*.

Месторождение Нымме (Пяэскюла)

Расположено у городской черты г. Таллина и соединено со станцией ширококолейной железной веткой. Месторождение разрабатывается открытым карьером, пески используются в качестве дорожного балласта и частично для формовочных целей. Изучение песков производилось в 1952 г. (Н. А. Троицкая).

Продуктивная толща месторождения сложена песками анциловой трансгрессии. Верхний горизонт мощностью около 3,0 *м* представлен гравелистыми песками с галькой и мелкими валунами и является вскрышей. Следующий горизонт мощностью 4 *м* (до уровня грунтовых вод) слагают крупнозернистые кварцево-полевошпатовые пески. Химический состав (в %): SiO_2 92,2; Al_2O_3 3,3; Fe_2O_3 1,75; RO 1,1; R_2O 1,2. Огнеупорность песков 1670°.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ ПЕСКИ, ГРАВИЙ И ВАЛУНЫ

Пески и гравий

Пески и гравий являются характерными и наиболее распространенными полезными ископаемыми отложений четвертичного возраста. На территории Эстонии они встречаются почти всюду и используются для нужд местного дорожного, коммунального, промышленного и других видов строительства.

Пески и гравий, используемые в Эстонии как полезные ископаемые, генетически связаны со следующими группами отложений:

1) подморенным водно-ледниковым комплексом; 2) водно-ледниковым комплексом последнего оледенения — озы, камы, зандры и дельты; 3) береговыми образованиями; 4) эоловыми накоплениями.

Подморенные водно-ледниковые пески и гравий

Пески и гравий, относящиеся к этой группе, залегают под мореной последнего, валдайского, оледенения и образовались, вероятно, при отступании края ледника в предпоследнюю ледниковую эпоху. Указанные пески и гравий распространены в основном в Южной Эстонии. Наибольшей мощности они достигают в ложбинах древнего рельефа — в древних долинах, а также в пределах некоторых друмлиновых полей; местами они встречаются и в пределах моренных равнин.

По своему петрографическому составу подморенные пески и гравий мало отличаются от песков и гравия, отложенных талыми ледниковыми водами последнего оледенения. Несмотря на то что степень окатанности их местами несколько больше, чем у надморенных песков и гравия, это не представляет существенного значения.

Целесообразно рассматривать раздельно подморенные пески и гравий, заполняющие древние долины, а также пески и гравий в пределах друмлиновых полей.

http://jurassic.ru/

Подморенные пески и гравий в древних долинах, хорошо промытые и отсортированные, широко используются главным образом в Центральной Эстонии, где они имеют наибольшее распространение. В качестве примера можно указать на подморенные пески и гравий, разрабатываемые карьерами Раади, расположенными в пределах доледниковой долины, пересекающейся долиной р. Эмайыги в районе г. Тарту. Здесь добываются пески для бетона, штукатурных работ и др.

В составе друмлин нередко встречаются подморенные пески и гравий, образующие ядро друмлина. Покрыты они мореной последнего оледенения.

Пески и гравий друмлин довольно часто используются при строительстве дорог в качестве балласта, а также в других видах строительства и промышленности. В крупных или Саадъярвских друмлинах часто в большом количестве можно встретить подходящие материалы для бетона. В этих друмлинах встречаются в достаточном количестве также пески, пригодные для изготовления штукатурной смеси. Типичным является месторождение песка Кобрату, расположенное в 14 *км* к северу от г. Тарту и к востоку от шоссейной дороги Тарту—Муствээ. Месторождение занимает южную часть друмлина неправильной формы северо-западного направления, одного из крупнейших на Саадъярвском друмлиновом поле. Разведка месторождения была произведена в 1957 г.

Абсолютные отметки поверхности месторождения достигают 53 *м* в южной части и 81 *м* — в северной. Под мореной валдайского оледенения мощностью 0,3—1,6 *м* залегают слоистые хорошо отсортированные водно-ледниковые пески с линзами супеси и гравия. Общая мощность этих отложений достигает 20 *м* (в карьере обнажается до 15 *м*). Песок, выделенный путем просеивания, пригоден для изготовления раствора в штукатурных работах (ГОСТ 2781—50).

В производстве бетона песок не может быть использован, так как содержит больше допускаемого количества пылеватых и глинистых частиц. Подсчитанные запасы песка по категории C_1 на участке 1,54 *га* составляют 74,7 тыс. $м^3$. Их можно увеличить при развитии разведочных работ в западном направлении.

Условия эксплуатации месторождения благоприятные. Мощность вскрыши незначительная.

Водно-ледниковые и озерно-ледниковые пески и гравий последнего оледенения

Водно-ледниковые пески и гравий, отложившиеся в период последнего оледенения на территории Эстонии, образуют наиболее значительные месторождения. Существенное значение при поисках гравия и песка этой генетической группы имеет анализ форм рельефа, так как по внешнему виду последних можно сделать некоторые выводы о слагающих их породах. Так, например, узкие озы с крутыми склонами состоят преимущественно из крупного, сравнительно плохо промытого гравия, в котором песок нередко содержится лишь в ограниченном количестве. В то же время крупные озы с плоским гребнем состоят в основном из песка; отложения их более равнозернистые.

Озовые пески и гравий. Гравий северо-эстонских озов состоит в основном из галек карбонатных пород, ввиду того что исходным материалом для них служили карбонатные коренные породы Северной Эстонии.

http://jurassic.ru/

Кристаллических пород в составе гравия несколько десятков процентов. Пески, встречающиеся в озах, в основном кварцевые, местами полимиктовые.

Гравий и пески озов являются наиболее важным балластным материалом, используемым в шоссейно-дорожном строительстве. Широкое применение в строительстве и промышленности они получили как штукатурные пески, для бетона, как отощающая добавка при изготовлении красного кирпича. Все эти пески можно извлечь из известных слоев озов без предварительного просеивания. Для железнодорожного балласта озовый материал имеет второстепенное значение, так как он часто содержит слишком много пылеватого материала.

В качестве типичного примера можно привести месторождение озовых песков и гравия Сонда. Оно находится в 0,5 *км* восточнее с. Ульясте Раквереского района. Расстояние месторождения до ближайшей ж.-д. станции 4 *км*. Разрабатывается месторождение с середины прошлого столетия, но лишь в 1946 и 1947 гг. было разведано Ленинградской экспедицией Транспроекткарьера (Н. К. Ульянов, 1948).

Месторождение представляет собой озовую гряду, вытянутую в меридиональном направлении на 6 *км*. Абсолютная высота оза достигает 86 *м*, ширина 100—400 *м*, крутизна склонов 20—35°. Кондиционный балластный материал находится на участке по восточному берегу оз. Ульясте, уровень которого имеет отметку 67,4 *м*.

Озовая гряда сложена песками, гравием и мелкими валунами. На поверхности гряды почти повсеместно залегают мелкозернистые пылеватые пески и супеси мощностью до 1 *м*. Ядро оза слагают водно-ледниковые среднезернистые гравийные пески, залегающие линзообразно; мощность их 2—7 *м*.

Толща песчано-гравийных, гравийных и гравийно-валунных отложений характеризуется непостоянством состава. Итоги данных гранулометрического анализа представлены в табл. 60.

Минералогический состав песка фракций от 0,5 до 1 *мм* следующий (в %): кварца 61,07; полевых шпатов 26,52; темноцветных минералов

Таблица 60

Гранулометрический состав песчано-гравийных, гравийных и гравийно-валунных отложений месторождения Сонда

Фракции, *мм*	Содержание, %		
	от	до	среднее
60	0,0	25,0	3,92
60—40	0,0	7,02	1,50
40—20	0,0	13,39	3,10
20—10	0,22	16,83	5,56
10—5	0,86	15,98	5,08
5—3	1,53	10,97	6,92
3—1	6,68	29,82	21,82
1—0,5	7,46	46,45	25,95
0,5—0,25	4,85	34,00	18,00
0,25—0,10	1,04	8,60	3,81
Менее 0,10	1,63	10,52	4,24
> 0,5	53,71	89,15	73,85
> 3	2,61	69,87	26,08

http://jurassic.ru/

2,29; известняков 10,05. В составе гравийно-валунных фракций (диаметром 10—20 *мм*) содержится (в %): гранитных пород 45,0; диабазов 0.83; прочих изверженных пород 1,88; известняков 52,34.

На площади в 4,8 *га* (на двух участках) определены запасы кондиционного песчаного (песчано-гравийного) балластного материала в количестве: по категории A_2 — 233,4 тыс. $м^3$, категории В — 212,7 тыс. $м^3$ и категории C_1 — 15,7 тыс. $м^3$. Месторождение законсервировано ввиду того, что окрестность оз. Ульясте предполагается сохранить как памятник природы.

Камовые пески. Материал камов по сравнению с озовым значительно мельче, а слоистость правильнее. В камах находятся в основном пески, реже гравий. Встречаются также слои суглинков и супесей.

Наличие в камах хорошо отсортированного и промытого материала позволяет добывать из них пески, которые используются в качестве балластного материала, а также в строительных целях.

Примером месторождения озово-камовых песков может служить месторождение Паннъярве, расположенное в Йыхвиском районе в 5 *км* к юго-востоку от шахты 10 (Ахтме). Разведка месторождения произведена Институтом геологии АН ЭССР в 1951 г., а также трестом Ленгеолнеруд в 1953 г. Разведанное месторождение представляет собой небольшую часть длинной узкой озово-камовой полосы.

В геологическом строении месторождения принимают участие горизонтально- и косослоистые кварцево-полевошпатовые пески с редкими прослойками мелкого гравия. Иногда встречаются валуны (диаметром до 15—20 *см*).

Полная мощность песков разведкой не установлена. В. М. Каменский (1954) дает типичный для месторождения разрез по одной из скважин:

1. Песок грубозернистый, сверху темно-серый, ниже — желтовато-серый, с галькой и гравием кристаллических пород . . . . . 0,0— 4,0 *м*
2. Песок мелкозернистый, желтовато-серый, пылеватый, слегка слюдистый, с тонкими прослойками желтовато-серой глины . . . . . 4,0—10,0 „
3. Песок среднезернистый, желтовато-серый, слабо слюдистый, с редкими более крупными зернами кварца; очень часто встречаются мелкие комочки желтовато-серой глины . . . . . 10,4—17,0 „

Гидрогеологические условия месторождения простые. В нижней части полезной толщи песков находится безнапорный водоносный горизонт. Зеркало грунтовых вод не претерпевает существенных сезонных колеба-

Таблица 61

Гранулометрический анализ песков месторождения Паннъярве

Фракции *мм*	Содержание фракции, %		
	от	до	среднее
> 5	0	22,50	0,70
5 – 2,5	0	15,55	0,67
2,5 – 1,2	0	37,07	5,10
1,2—0,6	0,08	43,22	10,44
0,6—0,3	0,64	67,19	32,80
0,3 – 0,15	1,59	69,85	32,16
0,15 – 0,09	0,05	41,25	9,61
< 0,09	0,08	85,10	8,56

http://jurassic.ru/

ний. Мощность необводненной толщи песков колеблется в пределах от 2,0 до 20,0 *м* и в среднем составляет 9,0 *м*.

Гранулометрический анализ песков показан в табл. 61.

Как видно из табл. 61, среднее содержание гравийной фракции (крупнее 5,0 *мм*) весьма незначительное. Среднее содержание глинистых примесей по испытанным пробам равно 4,6%.

Минералогический состав песков приведен в табл. 62.

Таблица 62

Минералогический состав песков

Минеральные компоненты	Содержание %		
	от	до	среднее
Кварц	60,0	82,0	72,5
Полевой шпат	11,0	19,0	15,0
Слюда	0,10	0,86	0,50
Обломки пород	3,0	12,0	7,0
Прочие	2	8	5,0

Химический состав песков по 27 анализам показан в табл. 63.

Таблица 63

Химический состав песков

Содержание компонентов	Содержание, %					
	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	R_2O
Максимальное	92,00	9,34	4,90	0,92	0,48	3,34
Минимальное	82,68	4,17	0,74	0,30	0,10	1,80
Среднее	88,72	5,81	1,44	0,57	0,24	2,59

Пески практически свободны от органических примесей или содержат их в допустимых количествах; определение по методу окрашивания лишь в 6 пробах из 27 показало окраску жидкости темнее эталона.

Средний объемный вес песков 1,67.

Заводские испытания показали, что пески месторождения Паннъярве в смеси с золой ТЭЦ Ахтме пригодны для изготовления силикатного кирпича марок «100» и «75», а при использовании свежей, более активной золы — и марок «125» и «150».

Горногеологические условия месторождения до уровня грунтовых вод являются благоприятными для эксплуатации. Вскрышные породы практически отсутствуют (суммарный объем вскрыши составляет 0,1% по отношению к сумме подсчитанных запасов).

Балансовые запасы песков: по категории A_2 — 934,5 тыс. $м^3$; по категории B — 1 673,0 тыс. $м^3$; по категории C_1 — 6 133,6 тыс. $м^3$.

Прирост запасов возможен путем разведки дополнительных площадей к югу и к северу от разведанного участка.

Зандровые и дельтовые пески и гравий. Зандровые поля находятся во многих местах республики — как в холмистом рельефе на юге Эсто-

http://jurassic.ru/

нии, так и в северной ее части. Наиболее существенное значение в практическом отношении имеют зандровые поля Северной Эстонии. Они распространяются почти непрерывной полосой между Кунда и Таллином, на предглинтовой низине и на Северо-Эстонском плато.

Зандровые пески и гравий сравнительно хорошо промыты и отсортированы. Благодаря этому они могут быть использованы для различных целей в строительстве и промышленности.

Примером месторождения дельтовых песков является обширная площадь между г. Таллином и ст. Саку, в северной части которой, в пределах г. Таллина и частью в примыкающем к нему Харьюском районе, расположен разведанный участок завода силикатного кирпича «Кварц». Этот участок неоднократно подвергался изучению. В 1949 г. Институт строительства и архитектуры АН ЭССР разведал здесь запасы песка, пригодного для изготовления силикатного кирпича в количестве: по категории A_2 — 1 347,7 тыс. $м^3$, по категории В — 669 тыс. $м^3$ и по категории C_1 — 128 тыс. $м^3$. В 1951 г. Ленгеолнерудтрест произвел разведку на площади в 156,9 *га* и выявил запасы по категории A_2 — 2 113,1 тыс. $м^3$, по категории В — 6 119,2 тыс. $м^3$, по категории C_1 — 7 416,5 тыс. $м^3$ и по категории C_2 — 4 562,2 тыс. $м^3$.

В 1956 г. Проектный и научно-исследовательский институт Министерства местной и сланце-химической промышленности Эстонской ССР произвел на месторождении геологоразведочные работы по выявлению песков, пригодных для формовочных целей. В результате этих работ в юго-восточной части месторождения был выделен участок формовочных песков площадью 10,21 *га* с запасами 589 тыс. *т*.

В пределах месторождения на известняках ордовика залегают четвертичные отложения местами мощностью более 20 *м*. Низы четвертичных отложений представлены мореной, выше следуют водно-ледниковые пески и гравий, составляющие промышленную толщу. Изредка эта толща обнажается на поверхности или перекрывается почвенным слоем и переотложенными песками мощностью 0,25—2,35 *м*.

Грунтовые воды довольно обильные и приурочены к нижней части толщи песков. Уровень их весной находится на глубине до 7,70 *м*. Водоупором служит глинистая морена. Мощность обводненных песков колеблется от 3,2 до 15,38 *м*, обычно 8—12 *м*.

Толща песков имеет косослоистую текстуру с наклоном слоев от 5 до 25°. Песок крупно- и среднезернистый, местами с гравием и галькой. Крупность материала уменьшается в направлении на юго-восток, где появляется мелкозернистый, пылеватый и даже глинистый (в виде линз глины) материал. С глубиной содержание мелкозернистого и пылеватого материала значительно увеличивается. В подошве толщи залегает, как правило, мелкий, пылеватый песок или суглинок.

Мощность водно-ледниковых песков варьирует от 7,9 до 17,9 *м*, составляя в среднем 12,7 *м*.

Ситовой анализ 690 проб песков показал, что из них можно выделить: грубозернистых 31,5%, крупнозернистых 14,5%, среднезернистых 25,6%, мелкозернистых 2,7% и пылеватых 25,7%.

В минералогическом составе песка преобладает кварц (73—85%), в меньшем количестве ортоклаз (11—22%) и плагиоклаз (0,5—2,4%).

Химический состав песков приведен в табл. 64.

Завод «Кварц» разрабатывает песок, залегающий выше уровня грунтовых вод. В настоящее время ведется подготовка к использованию и обводненной части месторождения.

http://jurassic.ru/

Таблица 64

Химический состав песков

Компоненты	Содержание, %			Количество анализов
	от	до	среднее	
SiO_2	82,30	95,33	93,31	142
Fe_2O_3	0,33	0,70	0,44	5
Al_2O_3	2,51	4,98	3,41	5
CaO	0,53	0,72	0,60	5
MgO	0,21	0,35	0,24	5
R_2O	1,1	3,7	1,61	142
SO_3	0,02	0,15	0,06	5
П.п.п.	0,34	0,75	0,44	5

Увеличение запасов возможно произвести путем расширения площади разведки.

Береговые пески и гравий

Распространение береговых песков и гравия связано с современными и древними береговыми линиями в северной и северо-западной низинной части территории Эстонии. Пески и гравий встречаются по берегам Балтийского ледникового озера (Эску, Райккюла—Ракке—Таммику), но преимущественно в анциловых (Иру, Пийрсалу, Маарду) и литориновых (Паливере, Куйвайыэ, Лихула) береговых валах.

Современные береговой гравий и галька чаще всего встречаются на северном побережье Эстонии и на берегах западно-эстонских островов, где известняки ордовика и силура подвергаются морской абразии. Гравий размельченный, окатанный волнами и состоящий главным образом из известняковых и доломитовых пород, простирается в виде береговых валов на многие километры; высота и ширина валов составляет несколько метров. В отдельных случаях мощность этих отложений достигает 6—7 *м*, как это можно наблюдать в древних береговых валах Крооди, Иру и др.

Береговые накопления состоят преимущественно из плоских, окатанных галек разной величины, смешанных в различных соотношениях с хорошо промытым и отсортированным песком и гравием. Этот материал используется в строительстве, в особенности как дорожный балласт. Недостатком в использовании гравия являются затруднительные условия транспортировки и незначительный размер запасов.

В окрестностях г. Калласте, где водно-ледникового гравия сравнительно мало, успешно используется современный береговой гравий оз. Пейпси.

Береговые пески на современных берегах имеют сравнительно широкое распространение. Они встречаются в нескольких местах берега Пярнуского залива, Нарва-Йыэсуу, залива Кейбу, на п-ове Харилайд на о-ве Сааремаа, на берегу п-ова Кыпу на о-ве Хийумаа и др.

Довольно интересны также береговые пески литоринового и анцилового времени (Хяэдемээсте, Тыстамаа и др.).

Хорошим примером месторождения берегового песчано-гравийного материала является Тойлаское песчано-гравийное месторождение, разведанное в 1957 г. (Т. Н. Токарева, 1957). Месторождение находится на берегу Финского залива в предглинтовой полосе в 2—2,5 *км* западнее

http://jurassic.ru/

с. Тойла, Йыхвиского района. Расстояние до г. Йыхви 10 *км*, до г. Кохтла-Ярве 25 *км*. Месторождение имеет вытянутую форму — длина его достигает 1,5 *км*, ширина колеблется в пределах 20—150 *м*. Абсолютные отметки составляют 0—10 *м*.

Слагающие месторождение гравийно-галечные и песчано-гравийные материалы относятся к прибрежно-морским отложениям.

Толща полезного ископаемого состоит из двух частей. В верхней — гравийно-галечные отложения с небольшой примесью почвы мощностью от 0,40 до 1,30 *м*. Гравий и галька хорошо окатаны и гладкие. Преобладает гравий, имеющий остатки на ситах 40 и 20 *мм*. Ниже следуют песчано-гравийно-галечниковые отложения мощностью от 1,02 до 2,35 *м*. Песчаных частиц (менее 5 *мм*) в смеси содержится 25—29%. Гравий и галька хорошо окатаны, имеют гладкую поверхность и состоят в основном из известняка, гранита и кварцита или песчаника; иногда встречаются частицы глинистого сланца.

Песчано-гравийно-галечниковая толща подстилается нижнекембрийской синей глиной.

Исследования показали, что гравий этого месторождения пригоден для изготовления бетона марки «150» и выше при условии дробления фракции крупнее 40 *мм*. Песок из песчано-гравийной смеси может быть также использован при производстве бетона, если обработка его ведется известковым молоком. Полезное ископаемое пригодно также для строительства автомобильных дорог II—III классов.

Запасы гравия с галькой по категории A_2 — 4687 $м^3$; категории B — 17 814 $м^3$; категории C_1 — 22 016 $м^3$; $A_2 + B + C_1$ — 44 517 $м^3$; запасы песка с примесью гравия по категории A_2 — 10 077 $м^3$; категории B — 46 121 $м^3$; категории C_1 — 61 495 $м^3$; $A_2 + B + C$ 117 693 $м^3$.

Эоловые пески

Эоловые пески встречаются на территории Эстонии в виде береговых дюн на берегах Балтийского моря, например в Нарва-Йыэсуу, Метскюла, на п-ове Кыпу и др. Современные дюнные пески встречаются также на северном берегу оз. Пейпси.

Древние эоловые пески, связанные с древними береговыми линиями, встречаются в некоторых местах низинной части территории Эстонии, где они образовались во время стояния Балтийского ледникового озера (Калме, Козе, Тюри—Вяндра), анцилового озера (Тыстамаа, Кыпу) и литоринового моря (Хяэдемээсте, Каунисмяэ). Реже встречаются они на древних берегах озер Пейпси и Суур-Выртсъярв. Значительные месторождения эоловых песков находятся на дюнах в окрестностях Ийзаку в Северо-Восточной Эстонии.

Размеры дюн разнообразные. Обыкновенно их высота в пределах нескольких метров, но иногда она достигает 10—20 *м*.

Дюны состоят почти без исключения из мелкозернистого, чистого и отсортированного кварцевого песка, происходящего из материала, перенесенного на берег морскими и озерными волнами. Эти пески не имеют широкого применения, но в качестве материала для штукатурного раствора и для обычного строительного кирпича они, вероятно, могут быть использованы.

В табл. 65 приведены некоторые данные по разведанным месторождениям песка и гравия. Большинство из них относится к группе водно-ледниковых, особенно озовых образований.

http://jurassic.ru/

Таблица 65

Перечень разведанных месторождений строительных песков и гравия в Эстонской ССР

Название и адрес месторождения	Полезное ископаемое и его генетический тип	Условия залегания полезного ископаемого	Качественная характеристика полезного ископаемого	Возможная область применения	Запасы месторождения, тыс. $м^3$			
					A_2	B	C_1	C_2
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Аувере, Йыхвиский район	Песчано-гравийный материал, озерно-ледниковый	Под маломощным (0,2—0,3 *м*) почвенным слоем залегает полезная толща мощностью до 3 *м*	После просеивания удовлетворяет требованиям ГОСТ 2779-44 и 2781-44	Для бетона, используемого при строительстве обычных промышленных сооружений	—	285	—	—
Ахтме, Йыхвиский район	Пески водно-ледниковые	Мощность вскрыши 0,05—0,60 *м*; средняя мощность полезной толщи 1,1 *м*. Требуется осушение	Тонкозернистые пески; преобладают фракции 0,25—0,05 *мм* (60—87%)	Для отощения кирпичных и черепичных глин	130	—	—	—
Вайвара, Йыхвиский район	Пески с гравием, озерно-ледниковые	Полезная толща мощностью 2—4,5 *м* покрыта пылеватым глинистым песком и растительным слоем общей мощностью до 0,6 *м*. Ниже залегают глины	Содержание карбонатных пород весьма значительное. Содержание валунов до 20%	Для балластировки железнодорожного пути	471	55	—	—
Вао, Вяйке-Маарьяский район	Пески с гравием, дельтовые и зандровые	Мощность вскрыши в среднем 0,5 *м*; мощность промышленного слоя в среднем 2,6 *м*	Пески содержат зерна известняка. Содержание глинистых и пылевидных частиц 1,0—9,3%, частиц крупнее 15 *мм* — 9,0—35,7%	Для ремонта дорог и изготовления известково-песчаных блоков марки «25»	—	—	29	21
Виймси, Харьюский район	Песчано-гравийный материал берегового вала литоринового моря	Залежь линзообразная; мощность вскрыши 0—4,8 *м* в среднем 0,9 *м*; мощность полезной толщи 0,2—6,8 *м*, в среднем 3,2 *м*	Значительная загрязненность гумусом и органическими веществами. Карбонатных пород до 75%	Для штукатурных работ; для бетона	456	139	—	—

http://jurassic.ru/

Выру, Выруский район	Пески с гравием и валунами, водно-ледниковые	Полезная толща имеет форму вытянутой линзы средней мощностью в 3,2 *м* при средней мощности вскрыши 0,45 *м*	Преобладают крупно- и среднезернистые кварцево-полевошпатовые пески. В гравийной фракции увеличивается содержание карбонатных пород	Для песчано-гравийного балласта	132	37	—	—
Вягева, Йыгеваский район	Пески с гравием и валунами, водно-ледниковые	Залежь линзообразная; вскрыша незначительная; мощность полезной толщи 3—8 *м*	Фракции 3—40 *мм* состоят преимущественно из карбонатных пород; во фракциях 1—3 *мм* содержится 68% карбонатных пород и 30% кварцевых зерен	Для песчано-гравийного балласта	—	—	70	—
Иллука, Йыхвиский район	Пески водно-ледниковые	Под незначительной вскрышей залегает годный для добычи песок мощностью 1—3 *м*, частично ниже уровня грунтовых вод	Среднезернистые кварцевые пески	Для изготовления силикатного кирпича марок «125» и «150»	—	—	1913	—
Йыгева, Йыгеваский район	Пески и песчано-гравийный материал, озовые	Вскрыша мощностью 0,20—1,60 *м*, в среднем 0,72 *м* Мощность полезной толщи 1—11 *м*, в среднем около 5 *м*	Среднезернистые кварцево-полевошпатовые пески с гравием; карбонатных пород 26%	Для балласта и отощения глин на гончарном заводе	1161	465	605	—
Камара, Вильяндиский район	Песок и гравий с валунами, водно-ледниковые	Под вскрышными породами, мощность которых колеблется от 0,4 до 1,3 *м*, в среднем 0,57 *м*, залегает линзообразно выше уровня грунтовых вод полезная толща мощностью от 1,5 до 6,80 *м*, в среднем 4,16 *м*	После отделения валунов полезная толща отвечает требованиям технических условий МПС на карьерный гравий и крупнозернистый песчаный балласт	Для железнодорожного крупнозернистого песчаного балласта	474	—	34	—
Карузе, Лихулаский район	Гравийно-песчаные отложения, водно-ледниковые	Средняя мощность вскрыши 0,32 *м*, полезная толща 3 *м*	Содержание гравия в среднем 39,2%, валунов 4,3%. Преобладают крепкие карбонатные породы	Для железнодорожного крупнозернистого песчаного балласта	192	95	—	—

http://jurassic.ru/

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Кейла, Кейлаский район	Пески и гравий, водно-ледниковые	Месторождение состоит из двух участков; мощность линзовидно залегающей полезной толщи 0,5—2,25 *м*. Мощность вскрыши 0,1—0,3 *м*	На одном участке песчано-гравийный материал содержит 1,5—9,09% валунов. В петрографическом составе гравия преобладает известняк	В качестве гравийного балласта II сорта для железных дорог	—	—	24	—
Кобрату, Тартуский район	Пески водно-ледниковые, подморенные, друмлиновые	В южной части друмлина под мореной мощностью 0,3—1,6 *м* залегает толща песков с линзами супеси и гравия суммарной мощностью до 20 *м*	Пески, преимущественно мелкозернистые и пылеватые, непригодные для применения в бетоне	Для штукатурных работ	—	—	75	—
Кукеметса, Тартуский район	Пески и гравий, водно-ледниковые, подморенные	Залегает в центральной части друмлина; покрыта основной мореной мощностью до 2 *м*; мощность песчано-гравийного материала более 17 *м*	Много песка; содержание пылеватых и глинистых частиц 0,35—4,6% в песчаной и 0,04—1,56% в гравийной фракции	После рассеивания материал годен для бетона марки «150» и для штукатурных работ	—	—	460	—
Куртна, Йыхвиский район	Пески озовые	Мощность вскрыши незначительная; мощность песков более 15 *м*; глубина грунтовых вод 7,5—12,5 *м*	Пески мелкозернистые с прослоями супеси, содержат в небольшом количестве гравий, гальку и валуны	Для штукатурных и строительных растворов, перетирки стен и для бетона	—	176	—	—
Локса, Харьюский район	Пески водно-ледниковые	Мощность вскрыши незначительная; мощность полезной толщи 1,3—3,9 *м*, в среднем 2,5 *м*	Пески среднезернистые (фракция 1—0,2 *мм* 83%)	Для отощения кирпичных глин	—	—	569	—
Мяннику, Харьюский район	Пески водно-ледниковые, дельтовые	Мощность вскрыши 0,10—1,10 *м*, в среднем 0,61 *м*; мощность промышленной толщи песков 6,05—11,65 *м*, в среднем 8,26 *м*	Разнозернистые (в нижней части преобладает мелкая фракция) кварцевые пески с содержанием полевого шпата 4—5%. Содержание глинистых и пылеватых примесей 0,4—3,4%	При условии промывки в качестве наполнителя для бетона марок выше «150», «150» и ниже	196	333	4367	—

http://jurassic.ru/

Мяэтагузе, Йыхвиский район	Гравий озовый	Месторождение представляет собой часть озового вала длиной 450 *м*, и шириной 25—65 *м*. Мощность полезной толщи 1,5—9,3 *м*, в среднем 4,9 *м*	Состоит из полуокатанных обломков известняков и доломитов, смешанных с известняковым и полевошпатово-кварцевым песком	Для обычного бетона (после грохочения)	63	—	—	—
Нымме, Кейлаский район	Пески водно-ледниковые	Полезная толща линзообразная мощностью 0,7—6,9 *м*; в среднем 4,5 *м*. Вскрыши почти нет. Месторождение обводнено	Пески среднезернистые, частично пылеватые и в верхней части (до глубины 1,5 *м*) загрязнены гумусом	Для бетона и штукатурных работ	381	—	—	51
Паксу, Вильяндиский район	Пески и гравий водно-ледниковые	Мощность вскрыши 0,10—0,25 *м* и полезной толщи 1,3—2,3 *м*, в среднем 2 *м*	Материал без грохочения непригоден. Содержание пылеватых и глинистых частиц 0,49—1,33%	Полученный путем грохочения материал пригоден: гравий для бетона марок «150» и ниже; песок как агрегат — для бетона и штукатурных растворов	—	—	44,9	134
Паннъярве (Ахтме), Йыхвиский район	Пески водно-ледниковые (озовые)	Вскрыша практически отсутствует; мощность полезной толщи выше уровня грунтовых вод 3,0—20,0 *м*	Полезное ископаемое состоит в основном из средне- и мелкозернистых полевошпатово-кварцевых песков	Для зольного силикатного кирпича марок «75» и «100»	934	1673	6134	—
Паннъярве, Йыхвиский район	Пески озовые	Мощность вскрыши незначительная, мощность полезной толщи 1,30—9,05 *м*	Пески мелкозернистые; слюды крайне мало; органических веществ не более 0,18%	Для штукатурных работ и отощения глин	253	—	—	—
Пеккелимяги, Вяйке-Маарьяский район	Пески с гравием и валунами, озовые	Форма полезной толщи линзообразная	Содержит: карбонатных пород 82—90%, песчаников 5%, магматических пород 5%	Для железнодорожного балласта	—	—	225	—
Раквере, г. Раквере	Пески и пески с гравием, галькой и валунами, озовые	Месторождение состоит из четырех участков, коэффициент вскрыши 0,05	Повышенное содержание известковых частиц (в песчаной фракции около 50%)	Для бетонных работ, балласта и строительных растворов	1066	—	—	—

http://jurassic.ru/

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Рээгольди, Вильяндиский район	Пески и гравий подморенные, друмлиновые	Мощность вскрыши 0,15—0,85 *м*, мощность полезной толщи 4,6 *м*	В юго-восточной части месторождения залегают мелкозернистые чистые пески, в остальной части — песчано-гравийная смесь	Для бетона и штукатурных работ (после грохочения)	—	26	64	—
Реола, Тартуский район	Пески и гравий с валунами, водно-ледниковые	Мощность вскрыши незначительная	В верхней части разреза много крупных валунов, в нижней — пылеватых частиц. Песок кварцево-полевошпатовый	Для дорожного балласта	—	—	65	—
Рийги-Синиым-ме-Хоови, на территории, подчиненной Нарвскому горисполкому СДТ	Пески и гравий голоценовые, морские	Месторождение состоит из четырех частей неправильного очертания, сложенных отложениями литоринового моря	Пески и гравий разнозернистые; частично пригодны без просеивания. Повышенное содержание доломитизированного известняка	Для бетонных работ и строительных растворов	—	—	727	24
Ряэкьярве, Йыхвиский район	Пески водно-ледниковые	Мощность вскрыши в среднем 0,06 *м*; мощность полезной толщи 2,15—6,35 *м*, в среднем 3,60 *м*	Пески кварцевые гравелистые и разнозернистые; слюды 0,42%, пылеватых частиц в среднем 0,47%	Для инертной добавки в обычные бетоны	134	—	—	—
Колхоз „Серп и Молот", Вяйке-Маарьяский район	Пески с гравием, водно-ледниковые	Мощность вскрыши в среднем 0,5 *м*. Мощность промышленного слоя в среднем 2,0 *м*	Содержит известняк; количество пылеватых и глинистых частиц — 0,5—9,2%, фракцию крупнее 15 *мм* 0—41,0%	Для изготовления известково-песчаных блоков марки «35»	—	—	55	30
Силикат, г. Таллин	Пески дельтовые, водно-ледниковые	Вскрыши нет; общая мощность полезной толщи не установлена; глубина грунтовых вод 7—10 *м* от поверхности земли	Преобладают мелко- и средне-зернистые пески (0,15—0,5 *мм*), кварца 65—75%, полевого шпата 20—30%	Для силикатного кирпича марок «150» и «125»	679	618	3965	—

http://jurassic.ru/

Синди, территория, подчиненная Пярнускому горисполкому СДТ	Пески аллювиальные и озерные (анциловые)	Полезная толща линзообразная; мощность вскрыши 0,2—0,5 *м*; мощность полезной толщи 0,5—3 *м*	Преобладают мелкозернистые пески, местами пылеватые	Для отощения кирпичных глин	—	—	168	—
Синиаллику, Видьяндиский район	Гравий с песком и валунами, озовый	Месторождение грядообразное, мощность полезной толщи 4—18 *м*, в среднем 8,76 *м*	Много карбонатных частиц. Валунов в среднем по месторождению до 39%	Для сортировочного гравия и частично для песчаного балласта	—	—	1856	—
Синимяэд, Йыхвиский район	Гравийно-галечные и валунные пески	Месторождение состоит из пяти участков. Выделяются три полезных слоя	Часть песка и гравия пригодна без просеивания. Содержит много доломитизированного известняка и известковистых частиц	Для строительных растворов и бетонных работ	783	765	—	178
Сонда (232 *км*), Раквереский район	Песок с гравием и валунами, озовый	Месторождение, приуроченное к озовой гряде, состоит из трех участков, один из которых детально разведан	В валунной фракции резко преобладают известняки; во фракциях менее 10 *мм* преобладают изверженные породы. Повышенное содержание пылеватых (местами глинистых) частиц	Для балластировки дорог	233	213	16	—
Сутру, Кингисеппский район	Песок и гравий, озерно-ледниковые	Залежь линзообразная. Мощность вскрыши 0,2—0,7 *м*; мощность полезной толщи 4 *м*	Содержание галек до 28%; песка до 76%; пылеватых частиц 1,4—2,5%	Полученный путем рассеивания песок пригоден для применения в бетоне и для штукатурных работ	—	46	—	—
Таллинское („Кварц"), г. Таллин и Харьюский район	Пески водно-ледниковые (дельтовые)	Мощность вскрыши 0—1,40 *м*; в среднем 0,88 *м*. Мощность полезной толщи 7,90—17,90 *м*, в среднем 12,79 *м*	Пески разнозернистые; содержат 11—23% полевого шпата	Для силикатного кирпича, частично в качестве формовочных песков	1661	6028	7416	4562
Таммику, Вяйке-Маарьяский район	Пески озовые	Мощность вскрыши в среднем 0,6 *м*; мощность полезной толщи в среднем 2,3 *м*	Песок кварцевый, мелкоили среднезернистый. Пылеватых глинистых частиц 1,0—15,6%; частиц крупнее 15 *мм* 0,0—14,1%	Для изготовления известково-песчаных блоков марки «50»	—	48	29	—

http://jurassic.ru/

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Тапа, Тапаский район	Песчано-гравийный материал, озовый	Средняя мощность вскрыши 0,31 *м*; мощность полезного ископаемого 0,90—11,1 *м*, в среднем 4,28 *м*	Загрязняющих примесей в среднем 3,4%; содержание валунов может достигать 25%. Много известнякового материала	Как гравийный балласт II сорта	286	168	4	—
Тойла, Йыхвиский район	Гравийно-песчаный и песчано-гравийный материал голоценовый береговой	Месторождение вытянутой формы, мощность вскрыши 0,0—0,35 *м*; мощность полезной толщи до 3 *м*	Преобладают карбонатные породы (по фракциям 37—89%). Содержание пылеватых и глинистых частиц 0,3—2,2%	Для бетонов марки «250» и для строительства автодорог II—III классов	15	64	83	—
Тори, Вяндраский район	Гравийно-песчаный материал с валунами, водно-ледниковый	Средняя мощность вскрыши 0,43 *м*; мощность полезной толщи 0,60—6,70 *м*, в среднем 3,72 *м*	Содержание валунов в среднем 14,19%. Гравийные фракции состоят на 80% из известняков	При удалении валунов материал пригоден в качестве железнодорожного балласта	89	52	203	150
Тюри, Пайдеский район	Пески с гравием и валунами, водно-ледниковые	Месторождение имеет вытянутую форму; мощность вскрыши 0,4—0,95 *м*, в среднем 0,70 *м*. Мощность полезной толщи 1,40—4,90 *м*, в среднем 3 *м*	Валунные и гравийные фракции имеют преимущественно карбонатный состав; песчаные фракции кварцево-полевошпатовые	Для железнодорожного балласта	30	34	—	—
Ульясте—Сонда, Раквереский район	Пески озовые	Месторождение вытянутой формы. Вскрыша незначительная (в среднем 0,3 *м*); мощность полезной толщи от 2,55 до 23,15 *м*, в среднем 12 *м*	Преобладают фракции от 1,0 до 0,15 *мм*; химический состав сравнительно постоянен; органических примесей мало	В качестве отощающей добавки к синим глинам при производстве кирпича, керамических стеновых пустотелых блоков и керамической черепицы	343	508	1586	470

http://jurassic.ru/

По запасу гравия и песка крупнейшие месторождения образуют дельтовые и зандровые пески и гравий. По качеству материала указанные месторождения весьма однородны.

Месторождения гравия и песка встречаются на всей территории республики, но разведано их не более нескольких процентов. В ближайшие годы предстоит большая работа по выяснению действительного распределения месторождений песка и гравия в Эстонской ССР.

Валуны

Валуны кристаллических (изверженных и метаморфических) пород распространены широко в различных районах республики, где вблизи от поверхности земли залегает морена. Распределение их как в самой морене, так и на поверхности земли крайне неравномерное. Местами количество валунов настолько значительно, что они затрудняют сельскохозяйственные работы на полях. С больших участков сельскохозяйственных угодий валуны удалены, что значительно изменило картину их распространения. Нагромождение валунов на поверхности произошло во многих случаях в результате деятельности водных бассейнов в зоне древних и современных берегов там, где морена подвергалась воздействию волн.

Наименьшее количество валунов в Эстонии, по данным Х. Вийдинга (1955), наблюдается в бывшем Отепяском районе, где запасы их на поверхности земли ориентировочно определяются в 15 000 $м^3$. Наибольшее количество валунов отмечено в бывшем районе Локса. В среднем запасы валунов в отдельных районах республики колеблются в пределах 20 000—30 000 $м^3$. На землях Роокюла в Харьюском районе имеется по меньшей мере 150 000 $м^3$ валунов. Площадь этого участка равняется примерно 400 *га*, в среднем на 0,01 *га* приходится 3—4 валуна диаметром более 1 *м*. В Селикюла Пайдеского района на участке в 300 *га* запасы их оцениваются в 80 000 $м^3$, на 0,01 *га* находится до 10 валунов размером в среднем 0,9 × 0,6 *м*.

Среди валунов Эстонии встречаются представители различных кристаллических пород. Х. Вийдинг (1955) указывает, что «валуны представляют почти все основные группы в классификации изверженных пород — кислые, средние, основные и даже ультраосновные. Отсутствуют только представители пород типа щелочных». Из эффузивных пород встречаются порфириты и диабазы; из метаморфических — главным образом гнейсы; амфиболиты и слюдистые сланцы встречаются редко.

Особенно крупных размеров достигают валуны рапакиви. К их числу относится валун «Оякиви» у Вызу, имеющий 32 *м* в окружности и высоту 6 *м* (Viiding, 1957).

По данным Х. Вийдинга (Viiding, 1958), в Эстонской ССР насчитывается около 30 валунов окружностью более 30 *м*.

Крупные валуны охраняются как памятники природы. Управлением охраны природы при Совете Министров Эстонской ССР составлен список таких крупных валунов по всей республике (их 222).

Как месторождения полезных ископаемых практическое значение могут иметь скопления валунов. Более крупные скопления можно найти местами в зоне древних и современных берегов Балтийского моря. А. Луха (Luha, 1946) ориентировочные запасы валунов в республике определяет в 16 560 тыс. $м^3$.

По сравнению с другими природными строительными материалами валуны в Эстонской ССР имеют второстепенное значение.

http://jurassic.ru/

ДИАТОМИТЫ

На территории Эстонской ССР в настоящее время известно одно месторождение диатомитов — Лээкова. Оно представляет собой, по-видимому, западную часть более обширной площади развития диатомитов, расположенной в междуречье Нарвы и Луги.

Месторождение Лээкова

Месторождение Лээкова находится в 10 *км* к северо-западу от г. Нарвы. На расстоянии 1 *км* от южного края месторождения проходит шоссе Нарва—Таллин.

В прошлом столетии Г. Гельмерсен (Helmersen, 1861) описал слои, выходящие на левом берегу р. Нарвы, в которых обнаруживается диато-

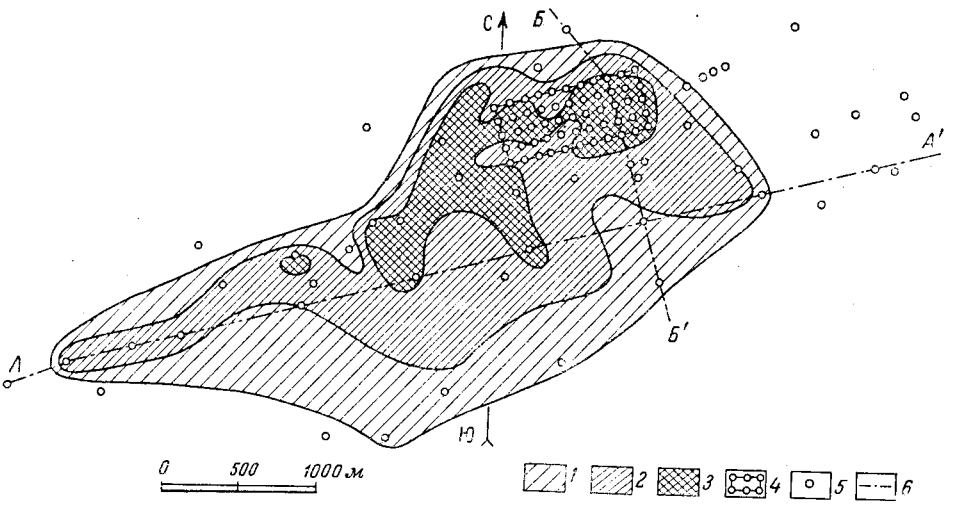


Рис. 107. Карта месторождения Лээкова

1 — площадь залежи диатомитов мощностью от 0 до 1,0 *м*; *2* — площадь залежи диатомитов мощностью от 1,0 до 2,0 *м*; *3* — площадь залежи диатомитов мощностью более 2,0 *м*; *4* — площадь детальной разведки; *5* — буровые скважины; *6* — линии геологического разреза

мит. Однако лишь в 1937 г. была произведена детальная разведка этого месторождения М. Энгельгардтом. В 1950 г. дополнительную разведку произвело Ленинградское отделение Геолстромтреста (Б. В. Баланин) с целью определения запасов диатомитов и установления возможности изготовления из диатомитов термоизоляционного материала. Детально был разведан участок площадью в 55 *га* в северо-восточной части месторождения (рис. 107, 108), где условия эксплуатации наиболее благоприятные.

Месторождение находится на предглинтовой низменности, сложенной четвертичными отложениями, среди которых выделяются отложения литоринового моря. Оно представляет собой торфяное болото, расположенное на высоте 4—8 *м* над уровнем моря и дренируемое в северо-восточной части ручьем, впадающим в р. Нарву в 1,5 *км* севернее месторождения.

Общая мощность слоев диатомитов на месторождении Лээкова колеблется от 0,2 до 3,0 *м* и равняется в среднем 2,0 *м*.

http://jurassic.ru/

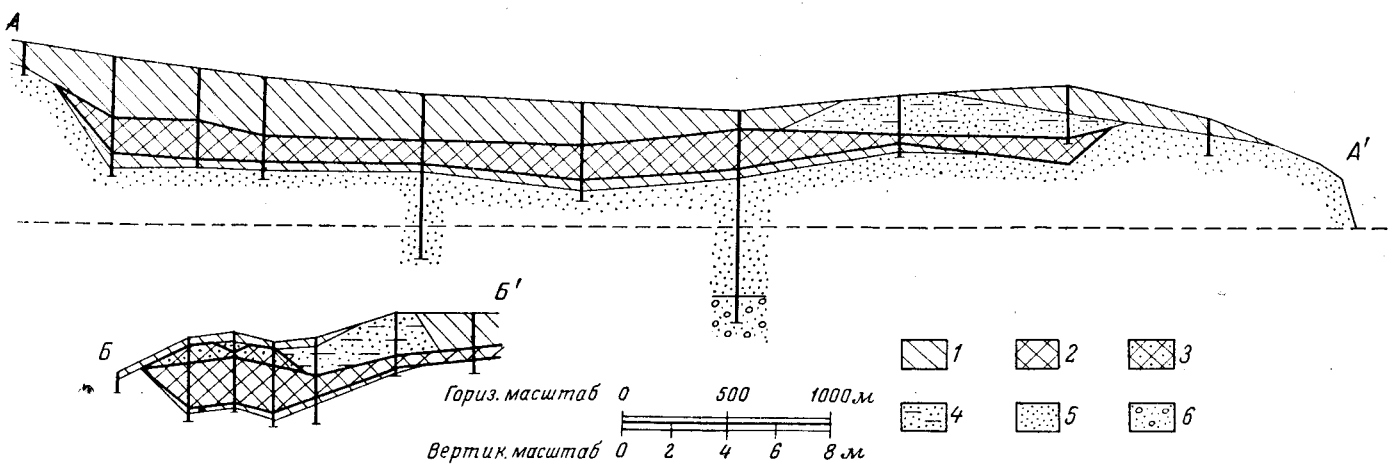


Рис. 108. Геологические разрезы месторождения Лээкова

1 — торф; *2* — диатомит (нижний слой); *3* — диатомит песчаный (верхний слой); *4* — пески и супеси; *5* — пески мелкозернистые, кварцево-полевошпатовые; *6* — пески крупнозернистые, глинистые, с гальками кристаллических пород

http://jurassic.ru/

Б. В. Баланин (1952) дает следующий разрез месторождения:

1. Торф . . . . . от 0,10 до 3,2 *м*
2. Диатомит серый, несколько песчаный (верхний слой) . . . от 0,0 до 0,75 „
3. Диатомит темно-серый, с зеленоватым оттенком (нижний слой) . . . . . от 0,2 до 2,9 „
4. Торф . . . . . от 0,05 до 0,40 „
5. Пески кварцево-полевошпатовые, мелкозернистые . . . . до 5,5 „
6. Пески глинистые, грубозернистые, с гальками кристаллических пород . . . . . до 1,8 „

Изредка в кровле диатомитов под слоем торфа залегают пески и супеси мощностью 0,1—0,8 *м*. Средняя мощность вскрыши составляет 0,67 *м*.

Резкой границы между верхним и нижним слоями диатомита не наблюдается. Отсутствие верхнего слоя зафиксировано только в 7 разведочных скважинах. Нижний слой характеризуется значительным количеством органических остатков и относительно меньшим количеством песка. Количество прослоев песка мощностью в несколько миллиметров кверху постепенно увеличивается. Содержание органического вещества в верхней части слоя уменьшается.

Гранулометрический состав диатомита представлен в табл. 66.

Таблица 66

Гранулометрический состав диатомита

Диаметр зерен, *мм*	Содержание, %	
	Верхний слой	Нижний слой
1,0—0,05	28,9—59,8	0,19—43,1
0,05—0,01	16,0—39,7	19,3—37,0
0,01—0,005	2,2—13,9	6,0—27,0
0,005—0,001	8,2—20,6	13,0—32,6
< 0,001	6,0—19,3	10,8—24,8

В основании нижнего слоя содержится более тонкий материал, чем вверху.

Количество створок диатомей в диатомитах данного месторождения, увеличивающихся сверху вниз по разрезу, не более 60%.

Химический состав диатомита представлен в табл. 67.

Содержание «активной» кремнекислоты, растворимой в 5%-ном растворе Na_2CO_3, изменяется в пределах 5,84—20,22%; в большинстве случаев 11—15%.

Объемный вес диатомита из нижнего слоя составляет 0,39—0,79, удельный вес 2,12—2,38; истинная пористость 73,91—85,85%; коэффициент теплопроводности (в порошке) 0,072—0,094.

Опытные данные лаборатории РОСНИИМСа показали, что диатомиты месторождения Лээкова непригодны для использования в производстве термоизоляционного и легковесного кирпича.

Утвержденные запасы диатомитов, пригодных для засыпной изоляции конструкций, работающих при низких температурах (+ 50°), составляют: по категории A_2 — 976 тыс. $м^3$, по категории B — 360 тыс. $м^3$ и по категории C_1 — 2 160 тыс. $м^3$.

Условия эксплуатации месторождения достаточно благоприятные, так как мощность вскрыши небольшая, а средняя мощность слоя диатомита

http://jurassic.ru/

Таблица 67

Химический состав диатомита

Компоненты	Содержание, %					
	Верхний слой			Нижний слой		
	от	до	среднее	от	до	среднее
SiO_2	71,24	79,52	77,0	61,92	73,12	68,0
$Fe_2O_3 + Al_2O_3$	9,20	14,10	12,0	12,70	15,12	14,0
$CaO + MgO$	1,29	2,90	2,5	2,90	3,99	3,0
П.п.п.	4,33	8,62	7,5	8,03	16,94	13,0

значительная (2,45 *м*); следует также отметить, что легкое осушение месторождения можно осуществить при помощи канав.

В настоящее время эксплуатация диатомитов месторождения Лээкова не производится ввиду того, что промышленность Эстонской ССР использует диатомиты Ленинградской области из месторождения Тырвала на правобережье р. Нарвы. Последние обладают более высоким качеством, чем диатомиты месторождения Лээкова.

В. Лечебные грязи

Лечебные грязи в Эстонии известны и используются с начала XIX в. Первая грязелечебница была построена в пос. Кихельконна на о-ве Сааремаа в 1824 г., вторая в г. Хаапсалу в 1825 г. В 1838 г. грязелечебница построена в г. Пярну, в 1840 г. в Кингисепп (б. Куресааре) и в конце XIX в. в Нарва-Йыесуу.

Грязи Эстонии описываются в ряде работ (Grindel D. H., 1825, 1828; Normann, 1841; Иванов, 1840; Eichwald, 1852; Schrenk, 1852; Schmidt 1854; Goebel, 1854; Normann, 1935; Schlossmann, 1939; Maide, 1940; Luha, 1946; Vadi, 1947; Александров, 1956). Таким образом, эстонские грязи считаются хорошо изученными, хотя запасы их не подсчитаны и закономерности распространения окончательно не выяснены.

Грязи на островах и западном побережье Эстонии встречаются главным образом в мелких глубоко вдающихся в сторону материка заливах или бывших заливах, представляющих собой теперь почти пресные озера, сообщающиеся с морем лишь небольшими протоками. Реже они встречаются в понижениях дна мелкого моря и в проливах, в наиболее закрытых от морских течений местах. На островах и западном побережье грязи лежат на четвертичных глинах, подстилаемых силурийскими доломитами и известняками. Близкое залегание коренных пород придает налегающим на них грязям особые свойства, выраженные в повышенном содержании кальция и магния, а также сернистых соединений. Эти свойства, по мнению автора, придает не сама коренная порода, покрытая четвертичными глинами, а выходящая из нее подземная вода, теряющая при переливе в морской бассейн через глины и грязи кальций и сульфаты. В Пярнуском заливе грязи образуются на четвертичных глинах при более глубоком залегании под ними известняков и доломитов. Эти грязи беднее кальцием и сернистыми соединениями.

В Нарва-Йыесуу использовались диатомовые грязи, образованные в отшнурованных от Финского залива мелких заливчиках на четвертичных песках.

http://jurassic.ru/

Лечебные грязи, встречаемые в Эстонской ССР, по классификации В. А. Александрова (1934), относятся частью (Хаапсалуские и Пярнуские) к неорганическим пелоидам (морские грязи), а частью (Кингисеппские) к органическим (иловые грязи). Грязи, использовавшиеся в свое время в лечебнице доктора И. Залцманна в Нарва-Йыесуу, представляют собой диатомовые сапропели.

По мнению В. Вади (Vadi, 1947), Хаапсалуские и Пярнуские грязи по своим свойствам близки к грязям лиманного типа.

Основные свойства грязей по В. Вади (Vadi, 1947) и В. А. Александрову (1956), представлены в табл. 68 (состав грязей в %).

Таблица 68

Химические анализы грязей (в %)

Основные показатели	Кингисеппская, Суурлахт	Хаапсалуская, курортный плёс	Пярнуская, Валгеранд
I. Грязевой раствор	93,95	77,33	57,78
В том числе:			
вода	93,80	76,75	57,42
соли растворенные	0,15	0,58	0,36
Удельный вес	1,08	1,30	1,40
Влажность	9,6	1,5	1,0
II. Кристаллический скелет	2,32	9,41	16,59
В том числе:			
кальциево-магнезиальный скелет	0,97	0,47	3,39
силикатный скелет	1,35	8,94	13,20
III. Коллоидный комплекс	3,73	13,26	25,63
В том числе:			
FeS	Не определялось	0,08	0,16
органические вещества	2,18	1,93	1,09
H_2S	0,06	0,03	0,05
pH	7,2	7,3	7,6
Радиоактивность в ед. Махе	3,2	33,6	0,4

Химический состав грязей (в % от сухого вещества), по данным В. Вади, представлен в табл. 69.

Таблица 69

Химический состав грязей

Компоненты	Кингисепп, Суур-лахт	Хаапсалу, Вяйке-вийк	Пярну, Саулепа
SiO_2	22,50	64,87	46,57
Fe_2O_3	2,25	7,28	5,02
Al_2O_3	5,52	13,39	11,65
CaO	21,15	2,18	4,58
MgO	1,86	3,15	4,88
K_2O-Na_2O	1,28	0,93	1,65
SO_3	1,11	0,69	0,57
P_2O_5	0,12	0,25	0,03
S	0,41	0,24	0,20
Cl	0,03	0,78	0,48
CO_2	10,40	2,94	5,81

http://jurassic.ru/

Главнейшие месторождения лечебных грязей

1. Кингисепп (оз. Суур-лахт), грязь залегает преимущественно в юго-восточной части озера на площади около 200 *га* слоем мощностью до 2 *м*.

2. На юго-восточном побережье о-ва Сааремаа между пос. Сандла и Сийксаареранд. На площади около 100 *га* слоем мощностью от 0,5 до 2,5 *м*.

3. Остров Паписааре в заливчиках Абая и Кийрсааре на площади около 20 *га* слоем мощностью 0,5 *м*.

4. Руммику у пос. Кихельконна, слой мощностью около 1 *м*.

5. Порт Куйваасту. В углублениях под мостом на площади 4000 $м^2$ слоем мощностью 1,2—2,5 *м*.

6. Залив Виртсу. К северу и северо-востоку от порта. Мощность слоя 1—1,5 *м*.

7. Остров Хийумаа, юго-восточный берег на отмелях между берегом и полуостровом Кассари. Площадь более 200 *га*, мощность слоя около 0,3 *м*.

8. Остров Хийумаа. Северо-восточный берег, Суурсадам на площади около 25 *га* слоем мощностью до 1 *м*.

9. Залив Матсалу между отмелями Сууре и Пизукезе среди залива, на площади около 200 *га* мощностью слоя до 1 *м*.

10. Остров Вормси, залив Дибю, между дер. Дибю и островком Стор-тьюка на площади 50 *га* слоем мощностью 1,8 *м*.

11. Город Хаапсалу, оз. Вяйке-вийк на площади около 7 *га* в северо-западной части озера. Средняя мощность слоя 0,2 *м*.

12. Канал Воозе между западным берегом п-ова Ноароотси и бывшим о-вом Рамси, соединившихся с материком вследствие отступания моря. Грязь встречается преимущественно в южной части канала на площади около 50 *га*. Средняя мощность слоя 2 *м*. По К. Шлоссману, запасы сильно выработаны.

13. Остров Прангли Финского залива; площадь распространения и толщина слоя неизвестны.

14. В заливчиках Маалахт и Улгалахт вблизи дер. Вийнисту на п-ове Пяриспеа Финского залива на площади около 20 *га*, слой мощностью от 0,1 до 1,0 *м*.

15. К югу от курорта Нарва-Йыесуу, на болоте Лээкова вблизи дер. Кудрукюла. Грязь залегает под торфом на глубине 0,25—0,45 *м* мощностью слоя 0,30 *м*, на краю месторождения диатомита.

16. Аудру-Саулепа на северном берегу Пярнуского залива в копанях глины бывшего кирпичного завода.

17. На южном берегу Пярнуского залива против Икла и Трейманни.

http://jurassic.ru/

Глава третья

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

РУДОПРОЯВЛЕНИЯ ЖЕЛЕЗА

При проведении магнитной съемки территории Эстонской ССР в 1931—1937 гг. обнаружены магнитные аномалии в различных частях республики, в том числе у г. Йыхви.

Первые две буровые скважины на этой аномалии, расположенные в 3 *км* к северо-востоку от г. Йыхви на абсолютной высоте 42 *м*, были пробурены в 1937—1939 гг. Обе скважины пересекали кембрийские и ордовикские осадочные серии и вошли в кристаллические породы. По данным А. Линари (Linari, 1940), на глубине 237,7 *м* в скв. 1 (забой скважины 505,0 *м*) были встречены кристаллические породы архея. Вторая скважина, заложенная на 60 *м* севернее, достигла глубины 721 *м*, причем кристаллические породы архея были встречены на глубине 241,85 *м*.

А. Линари, изучивший керн скв. 1, указывает, что руда по своему характеру представляет слоистый магнетитовый кварцит, в котором встречаются также гранаты, пироксены и амфиболы.

И. Карк, В. Халинен и Н. Г. Чимишкян описывают пройденные скв. 2 породы и называют их главным образом гнейсами. До глубины 525 *м* содержание железа не превышает 4—5%, большей частью меньше. Глубже появляются породы с гранатом, амфиболом и ниже 680 *м* — амфиболовые породы, содержащие до 31,5% железа. Среднее содержание железа в интервале глубин 667—721 *м* равняется 25,6%.

А. Луха (Luha, 1946), приводя данные по А. Линари, считает, что главным рудным минералом этого комплекса пород является магнетит, наряду с которым имеется в значительно меньшем количестве пирит; еще меньше в руде пирротина, а халькопирит встречается спорадически в количествах, не имеющих практического значения.

М. Д. Кадырова, изучавшая более подробно керн скважин, характеризует встреченные породы следующим образом: «Кристаллические породы верхнего архея представлены сильно инъецированными основными породами ряда метагаббро, эклогита, пироксенита, мангерита и их мигматизированными разностями в виде гнейсо-норитов, гнейсо-диоритов и, наконец, оруденелыми и окварцованными породами, переходящими в сланцы и в кварциты с метасоматической структурой. Минералогический состав измененных основных пород однообразен. Породообразующими минералами их являются основной плагиоклаз, гиперстен, магнетит, гранат, микроклин, ортоклаз, кварц, биотит, апатит и циркон». В скв. 1 она выделяет пегматиты и пегматоидные граниты — весьма распространенные породы, проникающие почти во все другие породы в виде послойных секущих жил. Они являются главной причиной минеральных трансформаций и оруденения в основных породах.

В верхней части второй скважины, до глубины 551,20 *м*, встречаются главным образом: 1) гнейсо-граниты и пегматиты, 2) биотито-гранито-

http://jurassic.ru/

вые, биотито-кордиеритовые, биотито-силлиманито-кордиеритовые, биотито-андалузито-кордиеритовые гнейсы с мигматитами по ним, 3) сиенито-гнейсы, 4) кордиерито-микроклиновые мигматиты, 5) граносиениты, 6) пегматиты и пегматоидные микроклиновые граниты. Ниже залегает комплекс измененных основных пород, аналогичных обнаруженным в первой скважине.

М. Д. Кадырова разделяет руды на массивные и полосчатые. Первые представляют собой измененные основные породы, где рудные минералы встречаются во вкрапленном виде; вторые представлены окварцованными породами — кварцитами или гранато-пироксеновыми сланцами. Главными рудными минералами являются магнетит от 10 до 50% и в незначительном количестве пирротин, пирит и халькопирит. Приведенные ниже химические анализы (в %) характеризуют железные руды Йыхви (данные М. Д. Кадыровой). В скв. 1 исследовались окварцованные пироксено-амфиболовые породы с глубины 275,20 *м*, в скв. 2 — гранато-пироксено-магнетитовые породы с глубины 559,35—562,13 *м*.

	Скв. 1.	Скв. 2
SiO_2	47,58	48,26
TiO_2	0,05	0,06
Al_2O_3	2,02	2,31
Fe_2O_3	15,77	16,93
FeO	16,93	16,22
MnO	3,82	3,88
CaO	8,04	6,90
MgO	4,16	3,41
K_2O	0,31	0,66
Na_2O	0,21	Следы
H_2O	0,24	0,30
П. п. п.	0,04	0,49
P_2O_5	0,10	0,13
S	0,18	0,24
	100,08 %	99,79 %

По данным химического анализа (лаборатория Северо-Западного геологического управления), содержание Fe_2O_3 в рудах колеблется от 16,30 до 37,31%. В скв. 1 руда впервые встречена в самом начале кристаллических пород и прослежена до дна буровой скважины. Содержание растворимого железа в скв. 1 равно 25,5%, а в скв. 2 руда фиксируется лишь на глубине 549 *м*. Опробование произведено по секциям в 2 *м* с пропуском интервалов пустой породы. Среднее содержание растворимого железа в скв. 2 равно 18,32%. Содержание P 0,08%; S 0,20%, SiO_2 41,83%, Mn 1,06%, Ti не выше 0,3%.

Опытное обогащение на магнитном сепараторе Ульриха показало, что магнитная сепарация мокрым путем дает хорошие результаты (концентрат содержит до 65,1% Fe, причем извлекается 85% всего железа, фосфор при этом отделяется).

М. Д. Кадырова сопоставляет железнорудный комплекс у Йыхви с архейским комплексом магнетитовых руд северной части Кольского п-ова.

Для оценки промышленного значения месторождения железной руды Йыхви данные проведенной разведки еще недостаточны. Обе скважины пересекают рудное тело неполностью, вследствие чего остается неясным, имеются ли на глубине еще более богатые руды. Для выяснения данного

http://jurassic.ru/

вопроса целесообразна проходка наклонной скважины. Руда месторождения бедная и требует обогащения. Содержание в руде растворимого железа в среднем 18,32—25,5%.

РУДОПРОЯВЛЕНИЯ ПОЛИМЕТАЛЛОВ

В центральной части Эстонской ССР, в районах пос. Выхма в Вильяндиском районе, в окрестностях деревень Коксвере, Арусааре, Кыо, Мааласте, Пааксима и других издавна встречались в обнажающихся здесь нижнесилурийских доломитах адавереского горизонта кристаллы и сростки галенита. Первые литературные сведения о свинцовом блеске в Эстонии были опубликованы в Горном журнале Вансовичем и Лемоном (1827), а первые данные о разведках руды в 1803 г. в Вильяндиском районе в том же журнале в 1828 г.

В 1849 г. известный эстонский писатель Ф. Р. Крейцвальд (Kreutzwald, 1849) сделал краткое сообщение о находке свинцового блеска при закладке плотины мельницы Аркна, близ г. Раквере. Тогда был найден желвак свинцового блеска диаметром 6—8 *см*.

Вновь вопрос о свинцовом блеске возник в Эстонии лишь спустя почти 75 лет. В 1931 г. Горное ведомство буржуазной Эстонии произвело разведочные работы на некоторых уже ранее известных местах в районе Вильянди. В результате выяснилось, что в исследуемом районе свинцовый блеск обнаруживается в адавереских доломитах лишь в виде редко разбросанных гнезд и жил незначительного протяжения.

Новые данные о рудопроявлении в центральной части Эстонской ССР, в Вильяндиском районе были получены при углублении русла р. Навести у дер. Ялевере. Скопления сульфидов свинца и цинка заключены здесь в брекчиевидных доломитах адавереского горизонта.

А. Луха в 1946 г. (Luha, 1946), описывая находки полиметаллов на р. Навести, отметил гидротермальное происхождение оруденения, связывая его с каледонским тектогенезом. На основании этого он полагал, что рудопроявление заслуживает внимания, несмотря на его малые масштабы в местах находок.

В 1946—1952 гг. Институтом геологии АН ЭССР было проведено изучение месторождения с применением геофизических методов разведки — гравиметрического, магнитометрического и электроразведочного. В результате этих работ выявлены аномальные зоны северо-западного и северо-восточного простирания.

В 1953 г. Х. Пальмре произвел обследование брекчиевидных доломитов, обнажающихся на берегах р. Навести и некоторых старых выработок в деревнях Мааласте и Коксвере.

В 1955 г. Северо-западное геологическое управление Министерства геологии и охраны недр (З. А. Сафонова) произвело разведку полиметаллов в окрестности Выхма в пределах известных рудных точек Кыо, Коксвере, Мааласте, Арусааре, Рехесааре и Кулламаа.

В 1957 г. Институтом геологии АН ЭССР (Х. Пальмре) было произведено обследование брекчиевидных и оруденелых доломитов в обнажении Ялевере на р. Навести. Было установлено, что относительно богатое оруденение доломитов силура находится на контакте их со среднедевонскими мергелями и мергелистыми доломитами. С глубиной оруденение уменьшается.

http://jurassic.ru/

Кроме того, указанными работами было установлено наличие единичных кристаллов галенита в Вяндраском районе, в обнажениях Але, Выйдула, Кяру и в Йыгеваском районе у Садукюла.

Единичные кристаллы галенита встречены также в буровой скважине Коотси в силурийских доломитах адавереского и райккюлаского горизонтов. В буровой скважине Каллавере в диктионемовом сланце найдена жила галенита мощностью 1,5 *мм*. Галенит найден во многих буровых скважинах, пройденных в бассейне горючих сланцев, особенно на месторождении Вийвиконна.

В геологическом строении центральной части Эстонской ССР, где главным образом и отмечено рудопроявление, в комплексе осадочных пород участвуют отложения кембрия, ордовика, нижнего силура и среднего девона. Опорная скважина, пройденная в 1947 г. в районе Выхма, пересекает полный разрез этих пород. С поверхности они покрыты четвертичными отложениями.

Залегание палеозойских отложений спокойное, почти горизонтальное с незначительным (0°10′—0°15′) падением на юг и юго-восток.

Спокойное залегание нижнесилурийских пород на участках полиметаллического оруденения Арусааре и Кулламаа осложнено микрокуполовидными структурами.

В окрестностях Арусааре, Коксвере, Мааласте и Кулламаа в толще известняков и доломитов установлена мелкая трещиноватость. Эти тектонические трещины шириной 1—3 *мм* сближены друг с другом и образуют трещиноватые зоны, имеющие северо-восточное простирание (30—60°) и крутое, почти вертикальное падение на юго-восток. Трещины обычно заполнены кальцитом и галенитом. Довольно широкие (10—12 *см*) трещины также северо-восточного простирания встречаются в обнажениях на р. Навести.

З. А. Сафонова установила у Арусааре и 1,5 *км* на юг от пос. Выхма небольшие вертикальные сбросы. Амплитуды смещения слоев колеблются здесь в пределах 0,20—0,60 *м*.

Изучением литологии нижнесилурийских пород, где отмечены рудопроявления полиметаллов, занимались многие геологи. К. Орвику в 1935 г. (Orviku, 1935b) впервые обратил внимание на брекчиевидную структуру доломитов адавереского горизонта у Кангрусааре. Позднее А. Луха (Luha, 1946), Э. Ряхни, Х. Пальмре и З. А. Сафонова отметили связь оруденения с брекчиевидными доломитами.

Доломиты адавереского горизонта в районе полиметаллического рудопроявления представлены желтовато-белыми и темно-серыми тонкозернистыми и пелитоморфными средне- и крупнозернистыми разновидностями. Часто они кавернозны, а пустоты заполнены глинистым материалом, желто-бурой охрой и кристаллами кальцита, которые покрывают стенки пустот. Нередко в пустотах можно встретить хорошо образованные кристаллы пирита, галенита и сфалерита. Характерно, что брекчиевидные доломиты встречаются в окрестности Выхма, в Вильяндиском районе в тех местах, где обнаружены сульфиды свинца и цинка. Как показывают исследования, хорошо выраженные брекчиевидные доломиты встречаются только в верхних частях адавереского горизонта и имеют мощность 1,2—3,0 *м*.

В доломите встречаются следующие рудные минералы: галенит, сфалерит, пирит, халькопирит, арсенопирит, марказит, церуссит, англезит и гидроокислы железа. Встречаются они главным образом в виде тонких

http://jurassic.ru/

жил, спорадически рассеянных зерен, изредка образуют скопления или заполняют пустоты в доломите, иногда наблюдаются хорошо образованные кристаллы галенита. При углублении р. Навести найдены желваки галенита весом до 3 *кг*. При горных работах на участке Арусааре в 1803 г. был найден кусок галенита весом 64 *кг*. В общем оруденение выражено слабо и представлено неравномерной вкрапленностью пирита, халькопирита, галенита и сфалерита.

Структура участка несложная. Магнитометрическими исследованиями выяснено, что немного юго-западнее его скрещиваются магнитометрические аномалии северо-западного и северо-восточного направлений. Более интенсивные магнитные аномалии на местах скрещивания в окрестности Каансоо.

Гравиметрические аномалии, возможно, также обусловлены наличием более сильного оруденения осадочного комплекса палеозоя, в том числе и на участках, где в настоящее время найдены бедные полиметаллические руды. С гравиметрическими и магнитометрическими аномалиями связаны, вероятно, трещины северо-восточного направления в осадочных породах. Тектонические трещиноватые зоны встречаются на берегах р. Навести, в Коксвере, Арусааре, Кулламаа и других местах. Расстояние между этими зонами на обнажениях у р. Навести составляет 500—700 *м*, а на обнажениях Коксвере — 300 *м*.

Полиметаллическое оруденение встречается главным образом в трещиноватых зонах северо-восточного простирания в окрестностях Выхма.

Принимая во внимание возраст оруденения силурийских доломитов и общую палеогеографическую обстановку, можно предполагать, что процессы оруденения имели место в конце силура и в начале девона во время каледонского орогенеза. В связи с горообразованием в Фенноскандии и на периферии Балтийского щита проявились интрузивные процессы, образовались трещины северо-восточного простирания, в которые проникли гидротермальные растворы, распространившиеся по трещинам и пустотам в известняках и доломитах.

По данным металлометрической съемки (СЗГУ), наиболее сильные аномалии наблюдаются в западной части Вильяндиского района и поэтому можно полагать, что центр Выхмаского рудного поля находится где-то на юго-западе в направлении к Каансоо.

Описание рудопроявлений

Наиболее частые находки свинцового блеска вместе с пиритом и сфалеритом отмечены на отдельных участках в районе пос. Выхма: Кыо, Арусааре, Коксвере, Мааласте, Рехесааре (Курепыллу), Соомевере, Пааксима, Кулламаа. На этих участках Северо-западное геологическое управление Министерства геологии и охраны недр СССР провело в 1955 г. разведку. Рудовмещающими породами здесь являются доломиты адавереского горизонта нижнего силура.

Участок Кыо расположен в 11 *км* на северо-восток от пос. Выхма. Рельеф участка неровный. По имеющимся данным, в 1803 г. здесь в доломитах был встречен галенит в виде небольших, но частых гнезд. Металлометрическая съемка в 1955 г. показала, что только лишь в окрестности дер. Кангрусааре содержание свинца в пробах достигает 0,03%.

Участок Арусааре расположен в 8 *км* от ст. Выхма. Доломиты адавереского горизонта на этом участке очень плотные, крепкие и ожелез-

http://jurassic.ru/

нены, имеют большое количество пустот от выщелачивания, иногда размером до 1,5 *м* в поперечнике.

Поверхность доломитов неровная, слабо волнистая. Наблюдается система трещин северо-восточного направления (СВ 60°). Местами породы смещены по трещинам: амплитуда смещения 0,20—0,50 *м*.

Видимое оруденение представлено мелкой редкой вкрапленностью галенита в доломите и небольшими желваками, приуроченными к тонким трещинам северо-восточного простирания. Галенит с поверхности сильно выветрен. По данным химических анализов, содержание свинца в породе колеблется от 0,01 до 0,05% и реже достигает 0,2%. С глубиной содержание свинца в общем незначительно увеличивается.

Участок Коксвере расположен в 6 *км* на восток от ст. Выхма.

Расположенные на участке доломиты разнозернистые, местами брекчированные, с поверхности сильно выветрелые. Кровля доломитов неровная, слабо волнистая.

Металлометрические исследования в 1955 г. установили повсеместное присутствие свинца в пробах в пределах обследованного участка. Содержание свинца в породе достигает 0,01—0,03%. Металлометрические аномалии горными работами не вскрыты. Как показало опробование бурового, кернового материала, содержание свинца в пробах, по данным спектральных анализов, колеблется в пределах 0,001—0,003% и реже достигает 0,03—0,1%. С глубиной содержание свинца незначительно увеличивается.

В 1958 г. на этом участке в трещиноватых зонах кавернозных доломитов были встречены богатые скопления галенита.

Участок Соомевере расположен в 3 *км* на восток от пос. Выхма. Металлометрические пробы показали содержание свинца 0,001—0,006%.

Участок Пааксима расположен в 3,2 *км* на юго-восток от Выхма. Горные работы прошлых лет на этом участке показали очень слабое оруденение доломитов. Спектральным анализом металлометрических проб установлено в единичных пробах содержание свинца от 0,001 до 0,006%. Металлометрические аномалии горными выработками не вскрыты.

Участок Мааласте расположен в 9 *км* на юго-восток от Выхма. Со всех сторон участок окружен болотом.

Доломиты здесь мелко- и среднезернистые, желтовато-серого цвета, трещиноватые; брекчиевидная структура доломитов выражена слабо. По трещинам, имеющим северо-восточное простирание и ширину 1—2 *мм*, встречаются линзочки и корочки чистого галенита.

Как показывают результаты анализов металлометрических проб участка Мааласте, содержание (в %) Pb колеблется в пределах 0,006—0,1; Ba 0,06—0,1; Ti 1,0; Be 0,001—0,006; Cu 0,006—0,01; Mo 0,001—0,003; V до 0,006; Zn 0,1—0,6.

Металлометрические аномалии, вытянутые в северо-восточном направлении, горными работами не вскрыты.

Участок Рехесааре (Курепыллу) расположен в 12 *км* от ст. Выхма.

Коренные породы представлены мелко- и среднезернистыми доломитами желтовато-серого и серого цвета; местами они кавернозные. В доломитах встречаются небольшие жилки галенита северо-восточного простирания, имеющие вертикальное падение и небольшую мощность (1—2 *см*). Местами наблюдаются рудные желваковидные скопления мощностью до 4 *см*. Кроме того, встречаются кристаллы галенита различных размеров и в незначительном количестве сфалерит и серный колчедан.

http://jurassic.ru/

С поверхности галенит и сфалерит сильно выветрелы и покрыты церусситом и смитсонитом.

Участок Кулламаа расположен в 1,5 *км* на юг от пос. Выхма.

Доломиты здесь мелкозернистые, светло-серые и желтовато-серые, плотные и окремненные; местами доломиты желтовато-серого цвета со слабо выраженной брекчиевидной структурой. Кровля доломитов неровная. В некоторых местах доломиты разбиты трещинами северо-восточного и меридионального направлений шириной 1—3 *мм*.

Оруденение связано с трещинами, в которых встречаются небольшие гнезда или линзы галенита мощностью 1—2 *см*.

Собранные при металлометрической съемке пробы анализировались спектральным методом. Содержание (в %) Pb 0,01—0,006; Ba 0,01—0,06; Be 0,001—0,003; Ti 1,0; Ca 0,01—0,03; Sn 0,03; V 0,06—0,3; Cu 0,001—0,01; Zn 0,1—0,3.

Химический анализ проб (в %) показал следующее: Pb 0,1—0,05; Zn 0,02—0,08; Cu 0,01—0,02.

Участок Ялевере расположен по берегам р. Навести, где обнажаются разнозернистые кавернозные окварцованные пестрые брекчиевидные доломиты адавереского горизонта, контактирующие с среднедевонскими мергелями и мергелистыми доломитами. По берегам реки в доломитах видны трещины северо-восточного направления.

Хорошо видимое оруденение наблюдается в кавернозных брекчиевидных адавереских доломитах у контакта с вышележащими девонскими мергелями. Местами рудные тела достигают мощности 10—12 *см*.

Среднедевонские мергели и мергелистые доломиты почти не затронуты оруденением.

Химические и спектральные анализы показывают, что более оруденелой является часть адавереских доломитов мощностью 10—12 *см*. В ней содержится (в %): Pb 1,14; Sb 0,03; Cd следы; Zn 1,30.

Участок Вийвиконна. На свинцово-цинковое оруденение на месторождениях горючих сланцев обращает внимание М. С. Газизов (1958). По его данным, оруденение обычно приурочивается к карстопроявлениям, располагающимся вдоль тектонических нарушений северо-восточного направления.

Особое внимание привлекает месторождение горючих сланцев Вийвиконна, где мощность оруденелых участков в дренажной шахте достигает 4—5 *м*. Как показывают анализы, оруденелые доломиты кукрузеского горизонта содержат Pb от 0,1 до 5,75%.

http://jurassic.ru/

Глава четвертая

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

ИСТОРИЯ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИЗУЧЕННОСТИ

До установления Советской власти в Эстонии подземные воды на территории республики оставались слабо изученными. В литературе появлялись лишь отрывочные сведения о тех или других буровых скважинах на воду (Г. П. Гельмерсена, И. Ф. Синцова и А. Вельнера) или небольшие сводки о гидрогеологических условиях в связи с водоснабжением гг. Таллина, Тарту, Пярну и др. (К. Кальт, Р. Гулеке, К. Гревингк, Б. Досс, К. Миквиц, И. И. Гемзендорф, К. Н. Игнатов, Н. И. Зимин, Н. Ф. Погребов, П. Ланнус и др.).

После Отечественной войны в печати и в виде рукописей появлялись сводки и работы, касающиеся подземных вод как отдельных городов и районов, так и всей территории Эстонской ССР: Б. Н. Архангельский и М. И. Харитонов (1941), И. М. Карк (1943), А. Луха, (Luha, 1946), К. Орвику (Orviku, 1946), В. А. Селиванова (1946), Г. Я. Мейер (1947), В. В. Левыкин (1947), Б. Н. Архангельский (1945—1948), М. Х. Зуммер (1947), Г. П. Синягин (1948), Х. Пальмре (1948), Н. П. Шведчикова (1948), Э. Коткас, С. Бауков, А. Верте и Э. Побул (1949), А. И. Верте (1949—1958), М. А. Гатальский (1948 и 1954).

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

В гидрогеологическом строении Эстонской ССР участвуют пять водоносных комплексов пород:

1. Кембрийский, песчаный, с пластовыми трещинно-поровыми водами.
2. Ордовикско-силурийский, карбонатный, с пластовыми трещинно-карстовыми водами.
3. Девонский, песчано-глинистый, с пластовыми трещинно-поровыми водами.
4. Девонский, карбонатный, с пластовыми трещинно-карстовыми водами.
5. Четвертичный, песчаный, с поровыми водами.

Указанные водоносные комплексы пород благодаря наличию среди них водоупорных или относительно водоупорных слоев расчленяются на 12 более или менее самостоятельных водоносных горизонтов (рис. 109).

КЕМБРИЙСКИЙ ПЕСЧАНЫЙ КОМПЛЕКС

1. Нижнекембрийский водоносный горизонт

Горизонт подразделяется на два подгоризонта: нижний, приуроченный к гдовской свите, и верхний, связанный с песчаниками ломоносовской свиты нижнего кембрия. Последний четко прослеживается лишь в северо-восточной части Эстонской ССР.

http://jurassic.ru/

Водоупорным ложем для этого горизонта служат кристаллические породы. Водоупорной кровлей является толща синих глин лонтоваской свиты мощностью около 15 *м* на северо-западе и до 90 *м* на северо-востоке Эстонской ССР. Водоупором между указанными двумя подгоризонтами служат глины котлинской свиты мощностью 10—40 *м*.

Водосодержащие породы в своей нижней части состоят из чередующихся крупнозернистых кварцево-полевошпатовых песчаников и песков с глауконитом, а в верхней части — из крепких и мягких мелкозернистых кварцевых песчаников с линзами песков и крупнозернистых песчаников. Мощность водосодержащих песчаников нижнего подгоризонта колеблется от 40 до 85 *м*, а верхнего — от 20 до 30 *м*.

Глубина залегания кровли водоносного горизонта увеличивается с севера на юг. Пьезометрические уровни воды в скважинах падают в направлении с юга на север. Средний уклон подземного потока равен 0,0003. Коэффициент фильтрации гдовских песчаников колеблется от 1,5 до 10 *м/сутки*, равняясь в среднем 6 *м/сутки*.

Эксплуатационный дебит скважин варьирует в зависимости от гранулометрического состава песчаников, величины динамического уровня и диаметра скважин, равняясь в среднем 10 *л/сек*.

Подземные воды данного горизонта в северной части Эстонской ССР пресные, обычно гидрокарбонатно-хлоридные кальциево-натриевые, а на месте древних погребенных ложбин — гидрокарбонатные магниево-кальциевые; в северо-восточной части сланцевого бассейна, в нижнем подгоризонте — хлоридно-натриевые с минерализацией до 1,5 *г/л*, а в верхнем подгоризонте — гидрокарбонатно-хлоридные кальциево-натриевые с минерализацией около 0,5 *г/л*. На юго-восточной границе Эстонской ССР в этом же горизонте залегают хлоридно-натриевые воды с минерализацией 70,6—76,2 *г/л*. На островах Финского залива (Суур-Прангли) встречена хлоридно-натриевая вода с минерализацией 4,7 *г/л*.

В табл. 70 приводятся данные химических анализов этих вод по некоторым пунктам.

Таблица 70

Химический состав вод нижнекембрийского горизонта

Наименование пунктов	Сухой остаток, *мг/л*	Катионы, *мг/л*			Анионы, *мг/л*		
		$Ca^{··}$	$Mg^{··}$	$Na^{·}+K^{·}$	HCO_3'	Cl'	SO_4''
О-в Суур-Прангли . . .	4 718,5	452	55,9	1 213,6	176,9	2 570	239,2
г. Пальдиски	610	72,8	35,8	85,0	109,8	245,0	37,7
г. Таллин, Копли . . .	398	50,69	11,59	69,3	176,9	120,0	10,27
г. Таллин, ф-ка «Калев»	325,2	46,1	3,15	43,3	146,4	89,6	13,6
с. Локса	230,0	27,4	10,20	Нет	110,9	13,0	Нет
г. Кохтла-Ярве	608,65	19,2	7,5	217,3	307,7	206	4,8
Пос. Вийвиконна . . .	1 445,4	43,9	23,3	443,9	146,4	744	3,08
Локновское поднятие (Краснодудово) . . .	70 600	4 148	777,5	2 248,1	103,7	43 261	127,7

Так как на территории Ленинградской и Псковской областей воды рассматриваемого водоносного горизонта сильно минерализованы, а поток их направлен на северо-северо-запад, можно заключить, что они опресняются на территории Эстонской ССР. Опреснение происходит вследствие проникновения пресных хлоридно-гидрокарбонатных магниево-каль-

http://jurassic.ru/

циево-натриевых вод из верхнего водоносного горизонта через так называемые «гидрогеологические окна» (тектонические трещины, древние глубокие погребенные долины и ложбины, глубинные структуры, где выпадают из разреза водоупорные глины), главным образом в предглинтовой полосе.

Первоначальная область питания водоносного горизонта, как указывал в свое время Н. Ф. Погребов, расположена на юге и юго-востоке за пределами Эстонской ССР «где-нибудь в б. Минской или Псковской губ...».

Дополнительное питание осуществляется на территории Эстонской ССР главным образом в приглинтовой полосе через гидрогеологические окна.

Помимо опреснения, связь этого водоносного горизонта с вышележащими сказывается в колебании минерализации вод и в повышении их уровней в некоторых скважинах, которое происходит с запаздыванием на 1—1,5 месяца против времени выпадания значительного количества атмосферных осадков или весеннего паводка.

Интересно отметить связь данного горизонта с водами Финского залива. Наблюдениями, произведенными А. И. Верте в 1949 г., установлено, что во время нагонов морских вод происходит небольшой подъем уровней воды в скважинах, расположенных на берегу залива. Кроме того, колебания уровней в скважинах зависят от атмосферного давления.

Колебание уровней вод в скважинах г. Таллина, по данным Кембрийской гидрогеологической станции (Федорова, 1950), зависит от интенсивности эксплуатации этого водоносного горизонта. Наблюдениями названной станции установлено, что в летнее время уровень воды обычно падает, а в зимнее время — повышается, что объясняется интенсивным водозабором в летнее время. На территории Таллина в результате большого водозабора выработалась глубокая (на 9—14 *м* ниже уровня моря) депрессионная воронка.

Санитарная благонадежность водоносного горизонта, ввиду перекрытия его мощной водоупорной толщей синих глин, не вызывает сомнения.

Водой данного водоносного горизонта снабжаются предприятия сланцевого бассейна, некоторые железнодорожные станции и города на побережье Финского залива.

2. Кембро-ордовикский водоносный горизонт

Этот горизонт приурочен к эофитоновым песчаникам пиритаской свиты нижнего кембрия, песчаникам тискреской свиты среднего кембрия и к песчаникам пакерортского горизонта нижнего ордовика.

Водоупорным ложем для него служит толща синих глин лонтоваской свиты, а водоупорной кровлей — глинистые диктионемовые сланцы пакерортского горизонта вместе с залегающими над ними слоями лээтсеского горизонта в северной части Эстонской ССР и глинистые известняки кундаского горизонта ордовика в южной части Эстонии.

Водовмещающие слои в нижней части представлены тонкозернистыми белыми и зеленовато-серыми песчаниками и песками, переслаивающимися с зеленовато-серыми глинами, а в верхней части (оболовые слои) серыми и светло-серыми мелкозернистыми кварцевыми песчаниками с оболовыми «конгломератами» биогенного фосфорита. Мощность водосодержащих пород колеблется от 6,5 до 30 *м*, причем увеличение наблюдается с востока

http://jurassic.ru/

на запад и с севера на юг. Глубина залегания кровли водоносного горизонта также возрастает в направлении к югу.

Пьезометрические уровни вод в скважинах снижаются от Северо-Эстонской водораздельной возвышенности к северу, западу и юго-западу, т. е. в стороны дренирующих его бассейнов — Финского залива и Балтийского моря.

У подножия глинта и в долинах приглинтовых рек кембро-ордовикский водоносный горизонт образует нисходящие источники. На побережье Балтийского моря (район г. Хаапсалу) скважины, вскрывшие этот водоносный горизонт, дают самоизливающуюся воду. Дренирующее влияние на данный горизонт предглинтовой депрессии сказывается на расстоянии примерно от 0,5 до 1,0 *км* к югу от уступа глинта. В этой зоне и в приглинтовой полосе воды залегают со свободной поверхностью.

Дебит скважины колеблется от 1 до 6 *л/сек* в зависимости от пластового давления. По своему гидрохимическому типу воды этого горизонта различны [1].

В табл. 71 приводятся данные о химическом составе этих вод по некоторым пунктам Эстонской ССР.

Таблица 71

Химический состав вод кембро-ордовикского горизонта

Название пунктов	Сухой остаток, *мг/л*	Катионы, *мг/л*			Анионы, *мг/л*		
		$Ca^{\cdot\cdot}$	$Mg^{\cdot\cdot}$	$Na^{\cdot}+K^{\cdot}$	HCO_3'	Cl'	SO_4''
Пос. Сака . . .	430,1	98	32,9	25,3	451	5,6	42,8
г. Нарва	362	34,3	22	81,4	402,6	14,4	2,5
Пос. Кехра . . .	313	27,6	15,9	75,5	215,3	76,0	4,23
с. Иру	587,2	104	43	19	217	14	270
Пос. Саку . . .	341	31	17,9	89,5	270	74	18,9
г. Хаапсалу . . .	280,0	14,3	3,84	90,8	119,0	64,0	12,0
Пос. Таэбла . . .	339	20,0	18,0	105,8	231,8	62,0	7,0
Пос. Выхма . . .	260	17,8	9,8	102	208,4	12,0	12,3

Рассматриваемый водоносный горизонт получает питание от вышележащих водоносных горизонтов через гидрогеологические окна. На взаимосвязь с вышележащими водоносными горизонтами указывает повышение уровня воды в скважинах, наступающее спустя несколько дней после весеннего паводка или выпадения интенсивных дождей. Дебиты самоизливающихся скважин во время весеннего паводка и в дождливые периоды года увеличиваются примерно в полтора раза.

ОРДОВИКСКО-СИЛУРИЙСКИЙ КАРБОНАТНЫЙ КОМПЛЕКС

Ордовикские и силурийские отложения выходят в северной, центральной частях Эстонской ССР, на островах Сааремаа, Муху и Хийумаа и перекрываются на юге и юго-востоке девонскими осадками. Благодаря чередованию трещиноватых известняков и доломитов с плотными мергелями и прослоями глин в них создались благоприятные условия для об-

[1] Подробнее о типах вод см. ниже, в разделе «Условия формирования подземных вод».

http://jurassic.ru/

разования нескольких водоносных слоев — горизонтов, из которых наиболее изолированными можно считать нижний ордовикский, верхний ордовикский, нижний силурийский и верхний силурийский.

Питание этих водоносных горизонтов осуществляется путем инфильтрации подземных вод из вышележащих водоносных горизонтов, с которыми они находятся в гидравлической связи через гидрогеологические окна. При этом главная роль принадлежит карстовым ходам и древним погребенным долинам.

По характеру залегания воды эти пластовые, трещинные, а местами трещинно-карстовые, с ускоренной циркуляцией в зоне активного водообмена выше и ниже среза современной речной эрозии. В неперекрытой верхними водоносными горизонтами части подземные воды рассматриваемого горизонта часто загрязнены.

3. Нижний ордовикский водоносный горизонт

Водоносный горизонт приурочен к нижней части ордовикских пород, а именно: к известнякам, доломитам и доломитизированным известнякам волховского, кундаского, азериского, ласнамягиского, ухакуского, кукрузеского, идавереского, йыхвиского и кейлаского горизонтов.

Водоупорным ложем его являются в северной части Эстонской ССР песчаные глауконитовые глины лээтсеского горизонта с подстилающими их диктионемовыми сланцами, а в южной — известняки с прослойками глин кундаского горизонта. Водоупорной кровлей служат мергелистые известняки идавереского, йыхвиского и кейлаского горизонтов, содержащие довольно толстые (от 0,2 до 0,5 *м*) прослои бентонитоподобных глин.

Известняки с глинистыми прослоями кундаского горизонта отделяют в нижней части рассматриваемого горизонта незначительный по мощности водоносный слой. Промышленная пачка горючих сланцев делит этот водоносный горизонт на два подгоризонта.

Нижний водоносный подгоризонт, прослеживаемый на всей территории Эстонской ССР, залегает в основном в закарстованных известняках ухакуского, ласнамягиского и азериского горизонтов. Верхний подгоризонт вмещается в битуминозных известняках кукрузеского горизонта и в нижней части — в трещиноватых и закарстованных известняках идавереского и кейлаского горизонтов, а также в виде незначительных водоносных слоев в известняках йыхвиского горизонта.

Глубина залегания кровли водоносного горизонта увеличивается соответственно падению слоев и повышению рельефа местности с севера на юг.

По глинту и в долинах приглинтовых речек водоносный горизонт выходит на дневную поверхность. К югу от глинта он постепенно погружается.

Область питания данного горизонта совпадает с выходами на поверхность водовмещающих пород, но основное питание получает из перекрывающих его водоносных горизонтов, в том числе и четвертичных.

Пьезометрический уровень нижнего ордовикского горизонта снижается от Северо-Эстонской водораздельной возвышенности во всех направлениях. В приглинтовой полосе подземные воды, имея свободную поверхность, выходят на глинте и по долинам рек в виде довольно обильных нисходящих источников. При понижении рельефа местности, как, например, у ст. Водья, в г. Пайде, в с. Лихувески вблизи завода Ярваканьди и

http://jurassic.ru/

других местах, скважины из этого горизонта дают самоизливающуюся воду. Сезонно действующие самоизливающиеся скважины из нижнего водоносного подгоризонта наблюдаются также и на северном склоне Северо-Эстонского водораздела.

Водообильность водоносного горизонта в верхней зоне (на глубине до 30 *м*) вследствие трещиноватости и закарстованности известняков сравнительно большая. Нередко в карстовые пустоты поглощаются целые небольшие реки (Кольяла, Йыэляхтме, Салайыги и др.).

Эксплуатационный дебит скважин колеблется от 3 до 11 *л/сек*. По своему гидрохимическому типу воды этого горизонта различные.

В табл. 72 приводятся некоторые химические анализы этих вод.

Таблица 72

Химический состав вод нижнего ордовикского горизонта

Название пунктов	Сухой остаток, *мг/л*	Катионы, *мг/л*			Анионы, *мг/л*		
		$Ca^{\cdot\cdot}$	$Mg^{\cdot\cdot}$	$Na^{\cdot}+K^{\cdot}$	$HCO_3^{\prime}$	$Cl^{\prime}$	$SO_4^{\prime\prime}$
Пос. Маарду, родник	309,8	97,8	15,4	5,5	274,5	14,4	39,5
Пос. Раазику	330	80,5	12,3	4,9	226	16	51
Пос. Козе	294,58	40,5	26,16	42	311,3	16,27	14
Ст. Водья	313,9	62,2	39,3	2,3	334	7,1	36
Пос. Выхма	468,0	20,1	7,4	144,3	174,3	87,1	101,2
д. Ныва I	410,25	113,5	24,85	34	338,6	19	99,6
д. Ныва II	365	85	29	26,5	286,7	27,5	48,6
Пос. Маарду, колодец	740	159	50,5	56,5	488	133,2	96,4
Пос. Коловере	903	27,8	19,3	285,2	84,7	358,0	105,7

Судя по данным стационарных наблюдений, у вод этого горизонта существует связь с водами, залегающими в четвертичных отложениях и нижележащих кембро-ордовикских, а на берегу моря, кроме того, с морскими водами. Амплитуда колебаний температуры воды достигает 8°. Колебание уровней воды в скважинах находится в непосредственной связи с выпадающими атмосферными осадками и колебанием уровней воды в прилегающих водоемах.

Надо отметить, что одновременно с колебаниями уровня подземных вод наблюдаются изменения в содержании отдельных компонентов химического состава воды в разное время года. Наиболее резко связь с атмосферными осадками и талыми снеговыми водами в верхнем подгоризонте проявляется в шахтах, где добываются горючие сланцы, в которых приток воды в это время из кровли промышленной пачки увеличивается в несколько раз.

Санитарная благонадежность водоносного горизонта в раскрытой его зоне недостаточная. Часто воды загрязнены, а в сланцевом бассейне вблизи сланцеперегонных заводов отравлены фенолами. В зоне развития вышележащих горизонтов санитарная благонадежность рассматриваемого горизонта удовлетворительная.

Степень использования нижнего ордовикского водоносного горизонта за последние годы (с 1952 г.) увеличилась. Воды его эксплуатируются железнодорожными станциями, некоторыми шахтными поселками и многочисленными населенными пунктами сельского типа.

http://jurassic.ru/

Растущая потребность в воде вызывает необходимость рекомендовать интенсивнее использовать этот водоносный горизонт для централизованного водоснабжения вновь организованных районных центров, РМС, колхозов и совхозов.

4. Верхний ордовикский водоносный горизонт

Этот горизонт приурочен к известнякам вазалеммаского, раквереского, набалаского, вормсиского и пиргуского горизонтов ордовика и поркуниского горизонта силура.

Водоупорным ложем для него являются известняки с прослоями бентонитоподобных глин, залегающие в кейласком и вазалеммаском горизонтах. Водоупорной кровлей служит пачка мергелистых известняков и мергелей с прослоями глин в юруруском горизонте нижнего отдела силурийской системы. Пачка глинистых мергелей и мергелистых известняков вормсиского горизонта подразделяет этот водоносный горизонт на два подгоризонта.

Нижний водоносный подгоризонт вмещается в трещиноватых закарстованных крупнодетритусовых светло-серых известняках вазалеммаского (Западная Эстония), светло-серых и желтовато-серых крепких микрокристаллических известняках раквереского и серых мергелистых и плотных известняках набалаского горизонтов общей мощностью от 20 до 45 *м*.

Верхний подгоризонт залегает в трещиноватых и закарстованных зеленовато-серых и светло-серых, местами розоватых мраморовидных известняках вормсиского и пиргуского горизонтов, а также в мелкозернистых водорослевых и в среднезернистых кристаллических битуминозных известняках с прослоями мергелистого сланца и песчаников поркуниского горизонта силура общей мощностью от 22 до 44 *м*.

Водовмещающие породы этого водоносного горизонта в пределах Северо-Эстонской водораздельной возвышенности в некоторых местах обнажаются на поверхности и легко доступны для инфильтрации атмосферных осадков.

К югу от водораздельной возвышенности кровля водоносного горизонта погружается под вышележащие слои.

Пьезометрические уровни данного водоносного горизонта в скважинах снижаются от Северо-Эстонской водораздельной возвышенности в направлении к северу, востоку, югу и западу. На склонах ложбин в районе Раквере (по данным Х. Пальмре и И. Карка) из этого горизонта выходит ряд нисходящих источников, а в районе сс. Янеда, Нисси и других местах он дает обильные восходящие карстовые источники.

В пониженной части местности у ст. Водья, г. Пайде, пос. Рапла, дер. Лихувески вблизи стеклозавода Ярваканьди и в бассейне р. Казари скважины, вскрывшие этот водоносный горизонт, дают самоизливающуюся воду.

Водообильность горизонта ввиду трещиноватости и закарстованности водоносных пород в верхней зоне довольно большая. Связанные с ними восходящие источники дают исток многим рекам, как, например, Тээнузе, Вихтерпалу, Кохила, Пирита, Ягала, Пайде, Валгейыги, Лообу, Авинурме и др. Эксплуатационный дебит скважин достигает 12 *л/сек*. Воды этого горизонта по своему гидрохимическому типу различные.

http://jurassic.ru/

В табл. 73 приводятся результаты некоторых анализов вод этого горизонта.

Таблица 73

Химический состав вод верхнего ордовикского горизонта

Название пунктов	Сухой остаток, *мг/л*	Катионы, *мг/л*			Анионы, *мг/л*		
		$Ca^{\cdot\cdot}$	$Mg^{\cdot\cdot}$	$Na^{\cdot}+K^{\cdot}$	HCO_3'	Cl'	SO_4''
Источник Янеда .	280	75,2	8,7	9,2	244,0	8,0	19,8
г. Раквере . . .	367,5	76,0	12,2	44,5	240,0	50,0	64,8
Пос. Амбла . . .	318,7	56,5	16,32	43,9	250,1	27,0	13,5
Пос. Ярва-Яани .	220	61,3	16,5	15,0	237,9	10,0	25,8
Ст. Водья . . .	245,0	36,5	24,4	13,0	253,4	9,0	Нет
Пос. Колга-Яани .	430,0	45,2	17,1	92,7	396,5	25,2	9,1
г. Йыгева	209,6	34,2	26,0	2,0	213,5	10,0	19,5
Родник Нисси . .	390,0	70,0	23,5	22,6	268,4	18,0	50,2
Пос. Линнамяэ . .	610,0	113,8	17,4	94,4	414,8	67,3	64,0
г. Хаапсалу (1948 г.) . . .	578,3	34,4	20,1	256,4	265,4	31,7	103,0
г. Хаапсалу (1953 г.) . . .	1107	49,5	7,7	352,5	219,6	450	104,0
Пос. Виртсу . . .	470	20,0	11,2	146,0	170,8	112,0	96,0

В г. Хаапсалу в результате усиленного водозабора вода под влиянием морских вод осолоняется.

Годовая амплитуда колебаний уровня верхнеордовикского водоносного горизонта в скважинах на Северо-Эстонском водоразделе находится в зависимости от атмосферных осадков, таяния снега, а на берегу моря — от колебания уровня моря.

5. Нижний силурийский водоносный горизонт

Горизонт приурочен к известнякам и доломитам тамсалуского, райккюлаского и адавереского горизонтов силура.

Водоупорным ложем для него служит упомянутая выше пачка мергелей с прослоями глин, залегающая в юруском горизонте. Водоупорной кровлей в западной части Эстонской ССР являются глинистые мергели адавереского и глины яниского горизонтов; в средней части — валунно-глинистые отложения и ленточные глины плейстоцена, а в южной части — глинистые прослои, наблюдающиеся в низах среднего девона.

В юго-восточной части Эстонской ССР ввиду размыва этот водоносный горизонт отсутствует совсем.

Водовмещающие породы в нижней части водоносного горизонта представлены белыми мелкозернистыми и среднезернистыми перекристаллизованными доломитизированными известняками и доломитами с прослоями мергелей и глин, в средней части — известняками и доломитизированными известняками, пористыми и кавернозными доломитами, а в верхней части — доломитизированными брекчиевидными и карстовыми известняками и доломитами. В кровле водоносного горизонта, местами в средней части Эстонской ССР, залегают желтые доломиты и серые мергелистые доломитизированные известняки, содержащие пирит, а местами и галенит.

Мощность водосодержащих пород достигает 80—100 *м*.

http://jurassic.ru/

Водоносный горизонт в средней части Эстонской ССР перекрыт четвертичными отложениями, которые местами являются водоупорными, а местами водопроницаемыми.

В юго-западной части Эстонской ССР на о-ве Сааремаа этот водоносный горизонт погружается под более молодые слои яаниского горизонта силура, а на юге Эстонской ССР — под трансгрессивно налегающие на них слои пярнуского и наровского горизонтов среднего девона. Местами водоупор отсутствует.

Питание водоносного горизонта происходит в пределах выходов его пород на поверхность за счет атмосферных осадков, а на всей остальной части Эстонской ССР (кроме островов Сааремаа и Муху и юго-западного побережья) — из вышележащих водоносных горизонтов.

Пьезометрические уровни этого водоносного горизонта от Северо-Эстонского водораздела снижаются к юго-востоку, югу и юго-западу. В пониженных местах скважины, вскрывающие его, дают самоизливы. Во многих местах воды рассматриваемого горизонта выходят на поверхность по трещинам и карстовым пустотам, давая мощные восходящие источники.

Многие текущие на юг речки питаются этими источниками. В западной части Эстонии намечается довольно большой район с самоизливающимися скважинами, простирающийся от залива Матсалу до района Рапла.

Водообильность этого горизонта благодаря сильной трещиноватости и закарстованности водовмещающих пород в верхней зоне (примерно до глубины 60—80 *м*) очень большая, но ниже указанных глубин в связи с затуханием трещиноватости сильно падает. Дебит скважин от 1 до 13 *л/сек*.

Результаты некоторых анализов вод данного водоносного горизонта показаны в табл. 74.

Таблица 74

Химический состав вод нижнего силурийского горизонта

Название пунктов	Сухой остаток, *мг/л*	Катионы, *мг/л*			Анионы, *мг/л*		
		$Ca^{\cdot\cdot}$	$Mg^{\cdot\cdot}$	$Na^{\cdot}+K^{\cdot}$	HCO_3'	Cl'	SO_4''
Ст. Водья . . .	330	100,2	9,0	15,2	329,4	10,1	34
То же	340	101,2	22,4	4,4	335,5	10,1	33
„ „	340	101,2	22,4	4,4	335,5	10,1	33
г. Йыгева	412	63,5	38,8	12,4	366,0	3,8	25,0
Ст. ж.-д. Тарту .	340	61,5	44,8	23,0	299,0	7,0	4,0
Пос. Абая . . .	320	26,5	33,3	51,0	271,7	58,0	13,6
Пос. Мярьямаа .	329,6	63,2	23,6	25,0	333,5	19,0	0,25
Пос. Вигала . .	284	39,5	32,8	35,1	295,8	33,0	15,6
с. Казари	490	31,0	27,0	119,7	219,6	154,0	49,0
Ст. Лихула . . .	660	37,44	26,89	133,86	158,6	226,0	29,75
г. Пярну	971	33,0	24,0	296,2	213,6	395,0	71,8
Пос. Ориссааре .	2242	82,5	59,2	649,8	140,3	115,8	110

В окрестностях Вигала, Ярваканди и Рапла воды местами содержат до 1—2 *мг/л* сероводорода, что связано с наличием в породах адавереского горизонта значительного количества пирита.

Значение водоносного горизонта в народном хозяйстве Эстонской ССР очень большое. Водами его питаются города, а также колхозы, совхозы и РМС средней части Эстонской ССР.

http://jurassic.ru/

6. Верхний силурийский (сааремааский) водоносный горизонт

Данный водоносный горизонт приурочен к доломитам и известнякам яагарахуского, каармаского, паадлаского, каугатумаского и охесааре-ского горизонтов.

Водоупорным ложем для него служат мергели и глины яаниского горизонта, а водоупорной кровлей в южной части п-ова Сырве — глины охесаареского горизонта, чередующиеся с мергелями и известняками, а в средней и северной частях о-ва Сааремаа и на материке — перекрывающие их четвертичные глины морского и озерно-ледникового происхождения.

Относительно толстые слои мергелей и глин, залегающие в нижней части каугатумаского и в средней части паадлаского горизонтов, и прослои глин, залегающие в средней части каармаского горизонта в южной и западной частях о-ва Сааремаа, делят этот водоносный горизонт на три подгоризонта.

Водовмещающими породами нижнего подгоризонта являются слоистые и ноздреватые рифовые доломиты яагарахуского и землистые доломиты каармаского горизонтов, сменяющиеся в западной части о-ва Сааремаа на криноидные и рифовые известняки и частично доломиты и известняки верхней части яаниского горизонта. Мощность водосодержащих пород около 40—65 *м*.

Водовмещающими породами среднего водоносного подгоризонта, имеющего распространение лишь в западной и южной частях о-ва Сааремаа, являются верхняя часть известняков каармаского горизонта и известняки паадлаского горизонта. Верхний подгоризонт находится в известняках каугатумаского и охесаареского горизонтов. Мощность водосодержащих пород среднего подгоризонта достигает 15—25 *м*, а верхнего подгоризонта — 20—35 *м*.

Рассматриваемый водоносный горизонт в большинстве мест перекрыт четвертичными (ледниковыми, озерно-ледниковыми и морскими) отложениями.

Питание водоносного горизонта происходит как за счет выпадающих атмосферных осадков, так и путем инфильтрации грунтовых вод из вышележащих четвертичных отложений. Областью образования напоров являются местные возвышенности (Центральная возвышенность на о-ве Сааремаа и Тыстамааская — на материке).

Поток подземных вод на материковой части Эстонской ССР движется с севера на юг, в сторону Рижского залива, на берегу которого в пониженных местах рельефа (дер. Вихаксе и Перни) скважины, вскрывшие этот водоносный горизонт, дают самоизливы. Дебит скважин 3—11 *л/сек*.

По химическому составу воды этого горизонта вдали (10—20 *км*) от берега моря гидрокарбонатные магниево-кальциевые, с минерализацией 0,38—0,43 *г/л*, причем вода в колодцах более жесткая, чем в буровых скважинах. В прибрежной полосе вода нижнего и верхнего подгоризонтов становится сульфатно-гидрокарбонатной натриево-магниево-кальциевой или сульфатно-гидрокарбонатной магниево-натриевой, далее к морю — хлоридно-натриевой с минерализацией до 1,5—2,5 *г/л*.

В табл. 75 приводятся результаты анализов вод этого водоносного горизонта.

Взаимосвязь рассматриваемого водоносного горизонта осуществляется как с водами четвертичных отложений, так с морскими водами и давлением атмосферы.

http://jurassic.ru/

Таблица 75

Химический состав вод верхнего силурийского горизонта

Название пунктов	Сухой остаток, *мг/л*	Катионы, *мг/л*			Анионы, *мг/л*		
		$Ca^{\cdot\cdot}$	$Mg^{\cdot\cdot}$	$Na^{\cdot}+K^{\cdot}$	HCO_3'	Cl'	SO_4''
д. Коонга	381,2	78,5	33,0	10,3	345,2	25	31
г. Пярну, ст. ж.-д.	540	41,1	26,9	137	347,7	136,8	6,9
Пос. Тыстамаа на берегу моря . .	281	25	40,8	31,7	233,6	52	7,0
д. Куйвасту, о-в Муху . . .	673,5	144,0	51,0	58,0	381,0	168,9	61,10
Пос. Кихельконна на о-ве Сааремаа	357,2	86,0	19,0	12,8	329,4	11,9	35,0
Пос. Пыйде . . .	377,6	82,0	82,0	30,85	14,5	334,18	48,0
д. Ниназе	397,2	61,7	34,7	31,1	305,0	26,2	74,4
д. Лахе	322	87,0	21,7	6,1	328,0	13,0	30,5
г. Кингисепп . .	969	85,0	43,0	248,0	464,0	255,0	106,0
Пос. Роомассааре	1498,0	36,3	30,1	278,5	211,0	704,2	83,1
П-ов Сырве к югу от д. Сяэре . .	1616,6	53,7	33,2	4 21,4	122,0	788,4	40,3
То же	3528,0	123,0	84,5	455,6	122,0	1732,7	77,4
Южный конец п-ова Сырве . .	1042	42,3	36,6	8 222,6	152,5	429,6	37,4
к/х Варули, арт. скв.	337,7	75,0	34,2	8,6	363,0	20,0	20,4

Режим вод находится в зависимости от атмосферных осадков. Кроме осадков и атмосферного давления, на повышение уровня воды в скважинах вблизи моря оказывает влияние повышение уровня воды в последнем.

Санитарная благонадежность горизонта в раскрытой части неудовлетворительная. В воде большинства колодцев на о-ве Сааремаа содержится относительно большое количество нитратов, аммиака и хлора органического происхождения. Поэтому здесь верхний силурийский водоносный горизонт не может быть рекомендован для централизованного водоснабжения без дополнительной очистки воды.

Воды, заключенные в нижнем подгоризонте, имеют первостепенное значение в водоснабжении районов, расположенных на побережье Пярнуского залива.

ДЕВОНСКИЙ ПЕСЧАНО-ГЛИНИСТЫЙ КОМПЛЕКС

В девонских отложениях, развитых на территории Эстонской ССР, благодаря чередованию мощных комплексов песчаников с глинами и мергелями, имеется несколько водоносных горизонтов. Они заключают в себе пластовые трещинно-поровые воды.

Питание водоносных горизонтов девона происходит за счет вод четвертичных отложений, а в некоторых местах из нижележащих водоносных горизонтов.

Санитарная благонадежность водоносных горизонтов девона в тех местах, где они покрыты водоупорными четвертичными отложениями, удовлетворительная.

http://jurassic.ru/

7. Пярнуско-наровский водоносный горизонт

Этот водоносный горизонт приурочен в основном к песчаным слоям пярнуского и наровского горизонтов среднего девона.

Водоупорным ложем для него служат местами брекчиевидные доломиты и мергели, залегающие в кровле адавереского горизонта, а местами мергели, встречающиеся в яниском горизонте силура; водоупорной кровлей — глины, залегающие в кровле наровского горизонта среднего девона, а местами и четвертичные глины. Водоносный горизонт подразделяется на два подгоризонта: пярнуский и наровский.

Водовмещающие породы пярнуского подгоризонта в южной части Эстонской ССР представлены континентальными аллювиально-дельтовыми мелкозернистыми и среднезернистыми белыми, желтыми, серыми и красно-бурыми песчаниками мощностью до 12 *м* на реках Пярну и Навести, до 60 *м* — в районе Эльва и Мыйзакюла, около 20—30 *м* — в Тарту и 15—32 *м* — в Юго-Восточной Эстонии (Мынисте—Выру).

Водовмещающими породами наровского подгоризонта в юго-западной и южной частях Эстонской ССР являются лагунно-континентальные серые мелкозернистые кварцевые и полевошпатовые песчаники, чередующиеся с доломитами и глинами, а в восточной части Эстонской ССР (на берегу оз. Пейпси и на р. Нарве) — мергелистые доломиты и песчаники. В юго-восточной части Эстонской ССР в них обнаружены прослои гипса.

Мощность водовмещающих пород наровского горизонта в северной части девонского плато колеблется от 30 до 60 *м*, а в юго-восточной части Эстонской ССР от 65 до 85 *м*.

В юго-западной части Эстонской ССР на реках Пярну, Навести, а также на северо-востоке Эстонской ССР в бассейне р. Нарвы, водоносный горизонт выходит на поверхность. В направлении к юго-востоку он погружается под вышележащие среднедевонские, верхнедевонские и четвертичные отложения.

Пьезометрические уровни воды в скважинах этого водоносного горизонта в общем снижаются к юго-западу, т. е. в сторону Рижского залива и местами к р. Эмайыги, озерам Пейпси и Выртсъярв, которые в известной мере непосредственно или через систему древних погребенных долин дренируют этот водоносный горизонт.

К юго-западу при понижении рельефа местности на побережье Рижского залива этот водоносный горизонт дает самоизливы в скважинах.

Водообильность горизонта сравнительно большая. Дебит скважин до 10 *л/сек*. Воды данного горизонта по своему гидрохимическому типу различные.

Для характеристики химического состава результаты анализов этих вод из некоторых пунктов Эстонской ССР приводятся в табл. 76.

Минерализация воды связана с содержанием в водовмещающих породах калия, натрия, магния, придающих ей щелочность и магнезиальность, а в юго-восточной части Эстонской ССР — гипса, вызывающего повышенную сульфатность подземных вод. Наблюдаемое местами повышение жесткости воды объясняется инфильтрацией сверху или снизу жестких гидрокарбонатных вод в данный водоносный горизонт.

Взаимосвязь существует как с верхними, так и с нижними водоносными горизонтами. Взаимосвязь с верхними водоносными горизонтами подтверждается режимными наблюдениями как над колебанием уровней, так и над некоторыми изменениями химического состава вод. Колебания

http://jurassic.ru/

Таблица 76

Химический состав вод пярнуско-наровского горизонта

Название пунктов	Сухой остаток, *мг/л*	Катионы, *мг/л*			Анионы, *мг л*		
		$Ca^{\cdot\cdot}$	$Mg^{\cdot\cdot}$	$Na^{\cdot}+K^{\cdot}$	HCO_3'	Cl'	SO_4''
г. Вильянди . . .	403,9	103,9	22,6	13,57	311	28	48,2
Пос. Ыйзу . . .	267,2	33	29,76	31,32	311,2	10	10,49
Ст. Рийселья . .	260	42	26,6	40,94	292,8	14	16,7
с. Выйсте	348,8	50,5	26,81	48	280,78	78	4,53
Пос. Хяэдемээсте	386,1	45,5	32,26	44,2	386,1	17	1,65
с. Ухмарду . . .	384,25	55	38	49,8	335,5	64,8	9,9
г. Тарту	275,8	38,5	29	26,8	288	8,5	7,5
г. Тарту	298	42,4	27,4	143,5	317,2	7	2,5
г. Валга	155	27,1	51,8	5,5	86	8	17,8
г. Выру[1]	1 741,8	29,06	8,03	5,95	192,15	774,2	143,36
То же (фильтрат)	2 544,1	418,84	71,26	244,26	119	28,1	1 662,7
с. Краснодудово, Псковск. обл. .	56 190	3 940	1 010	16 100	61	33 700	1 360
с. Локно, Псковск. обл.	62 130	3 600	1 080	18 710,5	91,5	37 270	1 380

[1] Фильтрат промывочных вод.

уровней связаны с весенними паводками и с выпадением атмосферных осадков. Аналогичную связь показывают и колебания дебитов самоизливающихся скважин.

Воды этого горизонта используются в южной части Эстонской ССР. На этих водах базируется частично водоснабжение некоторых ж.-д. станций и маслозаводов, а также многих сельских населенных пунктов. В юго-восточной части Эстонской ССР они должны иметь бальнеологическое значение.

8. Тартуский водоносный горизонт

Тартуский водоносный горизонт, приуроченный к отложениям арукюлаского и буртниекского горизонтов среднего девона благодаря наличию глинистых пачек среди песчаников, подразделяется на четыре подгоризонта: вильянди-тартуский, пайстуский, тарвасту-мялетъярвеский и хярмаский.

Водоупорным ложем ему служит толща глин мощностью 10—20 *м*, залегающая в кровле наровского горизонта; водоупорной кровлей — пачка лиловых и красных глин мощностью около 5 *м*, залегающая в кровле хярмаской толщи песчаников буртниекского горизонта. Водовмещающими породами являются песчаники вильянди-тартуской, пайстуской, тарвасту-мялетъярвеской и хярмаской толщ (Верте, 1955).

Песчаники указанных водоносных подгоризонтов кварцевые, мелкозернистые, преимущественно красного цвета. Мощность песчаников вильянди-тартуской толщи варьирует от 7 до 30 *м*, пайстуской толщи — от 8,5 до 20 *м*, тарвасту-мялетъярвеской — от 4 до 19 *м* и хярмаской — от 6 до 22 *м*, уменьшаясь к юго-востоку.

Приобретая напор на возвышенностях Отепя и Сакала, в местах с пониженным рельефом воды этого горизонта дают самоизливы в скважинах.

http://jurassic.ru/

Пьезометрические уровни вод падают от указанных возвышенностей к местным базисам эрозии (оз. Выртсъярв, Пейпси и р. Эмайыги) и от водораздела возвышенности Сакала в сторону Рижского залива, который является областью разгрузки. Колебание уровней воды связано с сезонными атмосферными осадками и таянием снегов.

Водообильность горизонта сравнительно малая. Дебит скважин от 1 до 5 *л/сек.*

Вода нижнего водоносного подгоризонта до глубины 90—100 *м* гидрокарбонатная магниево-кальциевая, с минерализацией от 0,30 до 0,40 *г/л*, а ниже — гидрокарбонатная кальциево-магниевая, с несколько уменьшающейся минерализацией. Вода остальных подгоризонтов гидрокарбонатная магниево-кальциевая. Содержание железа от 0,5 до 7 *мг/л.*

Результаты анализов этих вод из некоторых пунктов Эстонской ССР приводятся в табл. 77.

Таблица 77

Химический состав вод тартуского горизонта

Название пунктов	Сухой остаток, *мг/л*	Катионы, *мг/л*			Анионы, *мг/л*		
		$Ca^{··}$	$Mg^{··}$	$Na^{·}+K^{·}$	HCO_3'	Cl'	SO_4''
а) Вильянди-тартуский подгоризонт							
г. Вильянди, Хундихауа	311,3	83,9	24.1	5,0	344,6	13,0	13,67
г. Мыйзакюла . .	429	107,6	33,35	11,4	401,0	54,0	22,42
Сан. Таагепера . .	271,35	47,5	18,7	22	299,5	10,0	23,4
г. Валга, б. винзавод	317,0	48,8	39,2	9,4	332,0	7,0	20,7
г. Выру (фильтрат)	316,73	43,1	8,03	62,8	167,75	42,13	76,8
г. Выру (фильтрат)	2569,26	54	12,16	876,7	244,0	1222,4	160
б) Тарвасту-мялетъярвеский подгоризонт							
с. Тарвасту Сое .	276,9	57	19,2	12,5	266,4	16	39
г. Тырва	290,9	65,1	30,5	13,8	347,0	8,0	Следы
г. Валга, пивзавод	323,0	72,0	35,1	6,0	384,0	7,0	10,9
Сан. Пюхаярве . .	300,45	79,5	22,7	9,5	360,0	5,0	3,7
Пос. Мынисте . .	352,4	85,0	26,9	25,9	414,8	7,2	Следы

Водой этого подгоризонта питаются коммунальные и промышленные предприятия (маслозаводы, хлебозаводы и льнозаводы). Кроме того, из него получают воду многочисленные колодцы сельских населенных пунктов.

9. Хельмеско-выхандуский водоносный горизонт

Этот горизонт приурочен к песчаникам хельмеской, кооркюла-пыльваской и выхандуской толщ буртниекского горизонта.

Водоупорным ложем ему служат упомянутые выше лиловые и красные глины, залегающие в кровле хярмаской толщи, а водоупорной кровлей — пачка чередующихся глин с песчаниками, залегающими в кровле

http://jurassic.ru/

выхандуской толщи. Водоносный горизонт подразделяется на три подгоризонта: хельмеский, кооркюлаский и выхандуский.

Водовмещающими породами нижнего подгоризонта являются белые мелкозернистые кварцевые (с примесью полевых шпатов) песчаники хельмеской толщи, среднего подгоризонта — мелкозернистые песчаники кооркюлаской толщи и верхнего подгоризонта — среднезернистые песчаники выхандуской толщи.

Мощность песчаников нижнего подгоризонта колеблется от 8 до 58 *м*, среднего — 5—11 *м*, уменьшаясь местами до 0, а верхнего — от 36 до 57 *м*, в Мынисте до 12 *м*.

Водоносность этих песчаников подтверждается выходом из них источников, а также своеобразными почти горизонтальными глубокими пещерами, выработанными выходящими ранее более водообильными источниками. Кроме того, эти подгоризонты вскрыты рядом буровых скважин в г. Выру и скважинами в пос. Пыльва, Ряпина, Вастселийна и других местах.

Пьезометрические уровни вод в скважинах этого водоносного горизонта падают к востоку, югу и юго-западу.

Водообильность горизонта сравнительно большая. Дебит скважин от 3 до 10 *л/сек*.

По химическому составу воды данного горизонта гидрокарбонатные магниево-кальцевые. В песчаниках нижнего подгоризонта вода содержит меньше железа и более мягкая (жесткость от 7,6 до 13,1 нем. град.), чем в красноватых песчаниках верхнего подгоризонта (жесткость от 11,2 до 16,2 нем. град.).

Результаты анализов вод этого горизонта из некоторых пунктов показаны в табл. 78.

Таблица 78

Химический состав вод хельмеско-выхандуского горизонта

Название пунктов	Сухой остаток, *мг/л*	Катионы, *мг/л*			Анионы, *мг/л*		
		$Ca^{\cdot\cdot}$	$Mg^{\cdot\cdot}$	$Na^{\cdot} + K^{\cdot}$	HCO_3'	Cl'	SO_4''
Сел. Хельме . . .	267,32	66,74	17,64	18,63	286,0	8.0	13,31
«Таэваскода» . .	130,0	38,8	9,6	2,3	134,2	7,2	Следы
Дер. Соору . . .	203,5	45,0	26,1	—	248,2	5,0	2,8
г. Выру	220,4	50,0	21,04	7,9	259,25	7,0	5,35
То же	332,0	81,0	21,3	22,0	351,0	4,0	12,34
Пос. Варсту . . .	292,0	68,58	23,29	Не опр.	330,0	7,42	Не опр.
с. Сатсеринна . .	122	33,73	7,22	5,29	134,22	6,88	5,36
Пос. Канепи . .	268	71,42	16,85	12,88	299	6,88	21,30

Данный водоносный горизонт рекомендуется для питьевого и технического водоснабжения населенных пунктов и предприятий юго-восточной части Эстонской ССР.

10. Пиузаский водоносный горизонт

Горизонт приурочен к гауйскому горизонту верхнего девона, представленному в нижней части белыми кварцевыми мелкозернистыми песчаниками пиузаской толщи мощностью 8—15 *м*, а в верхней части —

http://jurassic.ru/

красноватыми, желтыми и розоватыми песчаниками печорской толщи мощностью от 26 до 48 *м*, исключая поднятия Мынисте (8 *м*).

Водоупорным ложем пиузаского водоносного горизонта служат красные и лиловые глины, залегающие в основании белых пиузаских песчаников; водоупорной кровлей — пачка лилово-розовых и красных глин в кровле печорской толщи.

Залегающие между пиузаской и печорской толщами глины подразделяют этот водоносный горизонт на два подгоризонта.

Водоносность песчаников нижнего водоносного подгоризонта подтверждается выходом из них источников в долине р. Пиуза и вдоль южного берега оз. Ноодасъярв, с дебитом от 0,2 до 2 *л/сек*, а также данными бурения на ж.-д. ст. Лепассааре, пос. Вастселийна и др.

Водоносность верхнего водоносного подгоризонта подтверждается выходами родников в долине р. Пиуза, а также данными буровых скважин пос. Вастселийна, сс. Лоози, Орава и Меремяэ.

Водообильность горизонта сравнительно небольшая. Дебит скважин 4—5 *л/сек*.

Воды обоих подгоризонтов по химическому составу гидрокарбонатные магниево-кальциевые, с общей жесткостью от 13 до 17,5 нем. град. и содержанием железа до 0,5 *мг/л*.

Результаты анализа вод из нижнего подгоризонта показаны в табл. 79.

Таблица 79

Химический состав вод пиузаского горизонта

Название пунктов	Сухой остаток, *мг/л*	Катионы, *мг/л*			Анионы, *мг/л*		
		$Ca^{\cdot\cdot}$	$Mg^{\cdot\cdot}$	$Na^{\cdot}+K^{\cdot}$	HCO_3'	Cl'	SO_4''
Дер. Соокюла у оз. Ноодасъярв	314,16	86,5	23,33	4,5	379,73	5,5	4,33
Ораваская МРС .	204	49,6	13,24	10,81	231,84	3,44	8,45
Пос. Вастселийна	238	69,44	16,85	0,92	286,75	3,44	5,77
Пос. Меремяэ . .	257	73,41	18,06	20,70	305	10,33	31,72

Водой этого водоносного горизонта питается ряд поселков, расположенных вдоль долины р. Пиуза и в юго-восточной части Эстонской ССР.

11. Вастселийнаский водоносный горизонт

Горизонт приурочен к песчаникам аматского (вастселийнаского) горизонта верхнего девона.

Водоупорным ложем ему служит пачка глин, залегающая в кровле гауйского горизонта; водоупорной кровлей — голубые тонкодисперсные глины; местами глины отсутствуют и воды этого горизонта здесь сообщаются с водами вышележащего горизонта.

Водовмещающие породы представлены светло-серыми с желтоватыми, розоватыми и зеленоватыми оттенками песчаниками с мелкой кварцевой галькой и линзами мелкогалечного глинистого конгломерата.

http://jurassic.ru/

Мощность песчаников колеблется от 10 до 17 *м*. Водоносность проявляется выходами многих источников с дебитом до 1,1 *л/сек*. Водоносный горизонт пока слабо изучен.

По химическому составу воды жесткие, гидрокарбонатные магниево-кальциевые.

Результаты анализа вод приведены в табл. 80.

Таблица 80

Химический состав вод вастселийнаского горизонта

Название пункта	Сухой остаток, *мг/л*	Катионы, *мг/л*			Анионы, *мг/л*		
		$Ca^{\cdot\cdot}$	$Mg^{\cdot\cdot}$	$Na^{\cdot}+K^{\cdot}$	HCO_3'	Cl'	SO_4''
Пос. Вастселийна у древней крепости	487	105	27,6	50,5	533,75	22	15,86

Водой этого горизонта питается население деревень, расположенных вдоль выхода аматских песчаников.

ДЕВОНСКИЙ КАРБОНАТНЫЙ КОМПЛЕКС

Водоносность карбонатной толщи верхнего девона на территории Эстонской ССР остается пока недостаточно изученной. По-видимому, эта толща заключает несколько водоносных горизонтов, отделенных друг от друга прослоями глин и мергелей. Доказательством этого предположения служит район г. Изборска Псковской области, где из карбонатных пород на разных уровнях вытекают обильные источники. В границах Эстонской ССР воды этого комплекса объединены в один водоносный горизонт.

Питание водоносного горизонта осуществляется здесь путем инфильтрации атмосферных осадков и вод из перекрывающих его девонских или обводненных четвертичных отложений.

12. Псково-чудовский водоносный горизонт

Этот водоносный горизонт приурочен к трещиноватым мергелям, доломитам и известнякам снетогорского, псковского и чудовского горизонтов верхнего девона мощностью от 18 до 30 *м*.

Водоупором для него является обычно пачка тонкодисперсных голубоватых глин, залегающих в кровле белых песчаников подснетогорского горизонта. Водоупорной кровлей служат мергелистые известняки с прослоями глин чудовского горизонта.

Результаты анализов этих вод из источников приведены в табл. 81.

Таблица 81

Химический состав вод псково-чудовского горизонта

Название пунктов	Сухой остаток, *мг/л*	Катионы, *мг/л*			Анионы, *мг/л*		
		$Ca^{\cdot\cdot}$	$Mg^{\cdot\cdot}$	$Na^{\cdot}+K^{\cdot}$	HCO_3'	Cl'	SO_4''
д. Тийрханна . .	255,0	72,2	18,8	4,0	286,7	7,2	Следы
с. Рыуге	275,7	76,05	17,98	5,0	288,4	15	18,62

http://jurassic.ru/

Данный водоносный горизонт имеет распространение лишь в самой юго-восточной части территории Эстонской ССР и используется сельским населением для водоснабжения только в местах выхода его на дневную поверхность.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ КОМПЛЕКС

Водоносный комплекс пород, приуроченный к четвертичным отложениям, сложный и еще мало изучен. В соответствии с генетическими типами пород в нем выделяются воды, приуроченные к ледниковым, водно-ледниковым, озерно-ледниковым, аллювиальным, озерным, морским, дюнным и болотным отложениям.

Воды холмисто-моренных образований

Воды эти приурочены к гляциальным отложениям, слагающим холмисто-моренные возвышенности Хаанья, Карула, Отепя и др. В зависимости от строения этих возвышенностей и состава отложений воды в них залегают спорадически в виде линз или в виде довольно выдержанных водоносных слоев, иногда образующих два-три этажа. Водовмещающими слоями являются внутри- и межморенные песчано-галечно-гравийные водно-ледниковые отложения, залегающие в виде линз, жил и древних русел, а водоупорами служат валунные суглинки и глины. Местами валунные суглинки на большую мощность неводоносны, но иногда в верхней части содержат обводненный песчано-гравийно-галечный материал.

Воды эти еще относительно слабо изучены и поэтому ниже приводится лишь краткая характеристика водоносности некоторых холмисто-моренных образований.

Возвышенность Хаанья. В цоколе этой возвышенности на абс. отм. 156 *м*, по данным скважины Руусмяэ, залегают дочетвертичные породы. Гляциальные отложения состоят из валунных суглинков, глин, супесей, песков и гравия мощностью до 150 *м*.

В центральной части Хаанья сверху моренные холмы в большинстве мест сложены суглинками, а на склонах — песками. Подземные воды залегают в два этажа, близко от поверхности земли.

Вода гидрокарбонатная магниево-кальциевая, с общей жесткостью от 10 до 18 нем. град.

Возвышенность Карула. Центральная часть возвышенности, судя по данным бурения в с. Карула, с поверхности и до глубины 14,3 *м* сложена песками с валунами, ниже — до 26 *м* — глинистыми песками, далее до 30,5 *м* — гравийными супесями, подстилаемыми валунными суглинками. Верхняя часть гляциальных отложений в Карула водоносна.

Жесткость воды в колодцах достигает 29,4—32,8, а в источниках от 11 до 16 нем. град. Водообеспеченность из колодцев во многих селениях недостаточная.

Возвышенность Отепя. Холмисто-моренная возвышенность Отепя сложена разнообразными по своему составу гляциальными отложениями; например, судя по данным бурения артезианских колодцев, в Пука залегает толща валунных суглинков мощностью до 120 *м*, в Видрику — глинистые пески с валунами, в Отепя — галечно-валунные пески общей

http://jurassic.ru/

мощностью 70 *м*, в пос. Валгеярв — чередующиеся суглинки с галечно-гравийными песками, в Саверна — гравелистые пески и т. д.

Воды гидрокарбонатные магниево-кальциевые, в источниках с общей жесткостью от 13,8 до 15,7, а в колодцах от 20 до 30 нем. град.

Возвышенность Вильянди. Возвышенность Вильянди (Сакала) делится долиной р. Тянассильма-Раудна на две части: северную и южную. Северная часть, по данным Э. Лыокене (1956), сложена с поверхности валунными суглинками и лишь в районе Олуствере — гравелисто-галечно-песчаными водно-ледниковыми отложениями. Однако, по данным бурения на воду, в Сууре-Яани до 8 *м* залегают валунные суглинки, а ниже — до 11 *м* — пески, в дер. Юльдекюла Тяяксиского сельсовета до 10 *м* гравий глинистый, чередующийся с песками, а ниже — до 18 *м* — крупный гравий. В дер. Выйстре (совхоз Айнду) до 22 *м* залегают пески, а ниже — до 42 *м* — пески с прослоями коричневой глины. В Ямеяла до 14,9 *м* от поверхности земли залегают гравийно-галечные пески, а ниже — до 42,7 *м* — морена, подстилаемая коренными породами. В дер. Карула до 13,5 *м* от поверхности земли залегают пески с гравием и галькой, ниже — до 35,0 *м* — валунные суглинки, подстилаемые коренными породами. Вода в них имеет общую жесткость от 20 до 35 нем. град.

Южная часть возвышенности Вильянди, судя по данным разреза буровых колодцев, имеет довольно разнообразное геолого-литологическое строение. Так, например, в центре Абья (маслозавод) с поверхности до 7 *м* залегают валунные суглинки, а ниже — до 15 *м* — пески, у дома Агрозоопропаганды до 50 *м* залегают пески с гравием и глиной, а ниже — до 65 *м* — мелкозернистые пески. В усадьбе Сика до 48 *м* залегают валунные суглинки, а ниже — до 76 *м* — гравий с галькой и песком. В Каркси-Нуйа до 4 *м* залегают суглинки, а ниже — до 9 *м* — пески, в дер. Рутто до 11 *м* залегают суглинки, а ниже — до 31,5 *м* — пески, в районе дер. Ринна до 11,5 *м* морена, а ниже — коренная порода.

Вода гидрокарбонатная магниево-кальциевая, с общей жесткостью 20—30 (в морене) и 8,5—17 нем. град. (в водах водно-ледниковых отложений).

Воды моренных равнин

Между краевыми ледниковыми образованиями (холмисто-моренными возвышенностями) на территории Эстонской ССР широко простираются равнины, покрытые неотсортированным материалом (глиной с песком и валунами), принесенным сюда как при наступании, так и отступании материкового ледника. Местами среди глинистого валунного материала основной морены встречаются скопления слоистого галечника, гравия и песка, образовавшиеся, по-видимому, донными ледниковыми водами. Мощность основной морены на равнинах, расположенных на Северо-Эстонском известняковом плато, колеблется от 1 до 4 *м*, а водно-ледниковых песчано-гравийно-галечниковых образований достигает 6—10 *м*. Мощность основной морены на равнинах девонского плато достигает 10—20 *м*.

Ввиду влажного климата Эстонской ССР песчаный и песчано-гравийно-галечный материал насыщен водой. Эти воды находят широкое применение у сельского населения.

Воды равнин Северо-Эстонского плато в тех местах, где они не загрязнены, умеренно-жесткие, а на равнинах девонского плато — весьма

http://jurassic.ru/

жесткие и железистые. В населенных пунктах и в колодцах, расположенных вблизи хозяйственных построек, эти воды обычно сильно загрязнены.

Воды надморенных водно-ледниковых отложений

Под этим названием здесь рассматриваются воды, которые приурочены к надморенным водно-ледниковым и озерно-ледниковым отложениям, слагающим озы, камы, зандровые поля и водно-ледниковые дельты и др., а также к подморенным и водно-ледниковым отложениям, слагающим многие друмлины и заполняющим древние погребенные долины. Как те, так и другие водно-ледниковые отложения Эстонской ССР состоят из отсортированных разнозернистых песков, гравия и галечника мощностью до нескольких десятков метров. Ниже приводятся описания главнейших районов нахождения вод надморенных водно-ледниковых отложений.

Озово-камовая гряда Куртна. Куртнаская озовая гряда расположена в северо-восточной части Северо-Эстонской водораздельной возвышенности к югу от г. Йыхви, занимая площадь свыше 30 *км*^{2}. Сложена она с поверхности мелкозернистыми, а внизу средне- и крупнозернистыми песками с гравием и галькой. Мощность отложений колеблется от 15 до 30 *м*, достигая местами на месте проходящей здесь древней погребенной долины 52 *м*.

Подземные воды этой гряды питают болота и озера с вытекающими из них речками. Кроме того, часть их идет на пополнение запасов вод нижнего ордовикского водоносного горизонта. Водообильность большая.

Воды по своему составу гидрокарбонатные магниево-кальциевые, с общей жесткостью от 3,6 до 11,2 нем. град.

Озовая гряда Ульясте. Эта гряда расположена в 12 *км* к западу от г. Кивиыли и в 2 *км* к западу от ж.-д. станции Сонда. Она сложена песчано-гравийным материалом мощностью от 20 до 25 *м*. Подземные воды, насыщающие пески, питают расположенные к северо-востоку от гряды болото Куресоо и к северо-западу оз. Ульясте, откуда получают свои истоки реки Кольяла и Пада.

Минерализация вод оз. Ульясте и вытекающих из болот речек весьма малая; общая жесткость воды колеблется от 1,5 до 5 нем. град., при содержании гидрокарбонатов от 0,14 до 1,63 *мг-экв*. Естественно, что такие недонасыщенные карбонатами воды, вытекая на известняковое плато, способствуют интенсивному растворению известняков, образуя карстовые воронки и подземные русла.

Воды озовой гряды и оз. Ульясте можно рекомендовать для технического водоснабжения комбината Кивиыли.

Озово-камовая полоса Козе-Аэгвийду. Эта полоса шириной 15—20 *км* расположена примерно в 50 *км* к восток-юго-востоку от г. Таллина, простираясь от пос. Альбу на северо-северо-восток до пос. Вызу, на берегу Финского залива.

Озы сложены в основном песчано-галечными водно-ледниковыми отложениями. Между озами располагаются многочисленные озера и болота. О водообильности этих отложений можно судить по выходам источников. Вода гидрокарбонатная магниево-кальциевая, с общей жесткостью до 10 нем. град. На северо-западной окраине ее (Куусалу, Курси) встречаются весьма мягкие воды с общей жесткостью всего 4,2 нем. град.

http://jurassic.ru/

Продолжением Козе-Аэгвийду-Альбуской полосы на юго-запад является полоса, изобилующая друмлинами, береговыми валами, водно-ледниковыми дельтами и простирающаяся от Альбу до Тюри.

Покровные отложения здесь состоят из морены и песчано-глинистых отложений мощностью от 3 до 18 *м*. Водоносность отложений довольно значительная.

Водно-ледниковая дельта Нымме-Мяннику. Водно-ледниковая дельта Нымме-Мяннику расположена к югу от г. Таллина, простираясь от Нымме до пос. Саку, на площади около 60 *км*^{2}. Сложена дельта сверху мелкозернистыми, а в нижней части крупнозернистыми песками и галечником. Вдоль восточной окраины дельты простирается древняя погребенная долина. Мощность песчаных отложений достигает 30 *м*. Водообильность большая.

Вода гидрокарбонатная магниево-кальциевая, с общей жесткостью от 4,0 до 11,2 нем. град.

Центральная возвышенность Сааремаа. Судя по данным бурения артезианских колодцев, в центральной части возвышенности (Каруярв) до глубины 4 *м* залегают разнозернистые пески, с 4 до 17 *м* — суглинки с валунами кристаллических пород, далее — до 34 *м* — пески с галькой, гравием и валунами. В северном конце возвышенности (у с. Выхма) верхняя часть склона Кодарамяги сложена валунными суглинками, покрытыми песками. Склоны возвышенности покрыты водноледниковыми песками.

Вытекающие из водно-ледниковых отложений родники на северном склоне возвышенности Сааремаа дают начало двум небольшим речкам, поглощающимся в карстовых воронках, не доходя до дер. Лепакырве. Развитие этих воронок, а также больших карстовых воронок у дер. Кюдемаа, по-видимому, стоит в тесной связи с деятельностью этих вод. Воды, вытекающие из песчаных отложений, в названных пунктах маломинерализованные (0,28 *г/л*), по своему типу гидрокарбонатные магниево-кальциевые, с общей жесткостью от 13 до 16 нем. град. Вода из колодца в Каруярв того же типа и обладает общей жесткостью 18,7 нем. град. при минерализации 0,36 *г/л*.

Подобное центральной возвышенности геологическое строение имеет, по данным К. Орвику (Orviku, 1935c), и п-ов Сырве. Здесь из водно-ледниковых песков (Техумарди, Педасте и др.) также выходят источники. Вода в Техумарди по своему типу гидрокарбонатная магниево-кальциевая, с общей жесткостью около 14,5 нем. град.

Озы Синиаллику. В 5—6 *км* к юго-востоку от г. Вильянди расположены радиальные озы, состоящие из сортированных песков, гравия и валунов. В подножии одного из этих озов выходит восходящий источник Синиаллик.

Водно-ледниковая дельта Соонтага-Марге. На правом берегу р. Вяйке-Эмайыги от дер. Соонтага, через дер. Марге на Пикасилла, простирается покрытая сосновым лесом территория, сложенная разнозернистыми водно-ледникового происхождения песками. Эти отложения значительно обводнены. Выходящие из них грунтовые воды заболачивают пойму р. Вяйке-Эмайыги.

Воды подморенных водно-ледниковых отложений

Под этим названием здесь рассматриваются воды, приуроченные к водно-ледниковым отложениям, по-видимому, предпоследнего оледене-

http://jurassic.ru/

ния, покрытым донной мореной последнего оледенения. К ним относятся воды, залегающие в друмлинах Саадъярвского поля и в холмах, расположенных на южном склоне Пандивереской возвышенности.

Саадъярвское друмлиновое поле. Это друмлиновое поле расположено в средней части Эстонской ССР, между Пандивереской возвышенностью и долиной р. Эмайыги, к северу от г. Тарту, простираясь с северо-запада на юго-восток полосой до 12 *км* шириной и до 35 *км* длиной.

Относительная высота друмлинов здесь достигает 40 *м*. Друмлины сложены в основном водно-ледниковыми галечниками, гравием и песками, перекрытыми неотсортированными песками, галечниками и валунными суглинками. Мощность водно-ледниковых отложений на друмлинах в среднем составляет 30—40 *м*, достигая в древних погребенных долинах 75—87 *м*.

Водообильность отложений Саадъярвского друмлинового поля сравнительно ограниченная, статические же запасы воды большие.

Грунтовый поток питает расположенные среди друмлинов озера и вытекающие из них реки и вскрывается в некоторых местах нисходящими и восходящими источниками. Уровень подземных вод подвержен значительным сезонным колебаниям. По химическому составу воды гидрокарбонатные магниево-кальциевые, с общей жесткостью от 11,76 до 29,4 нем. град. Повышенная жесткость вод объясняется большой карбонатностью флювиогляциальных и моренных отложений.

Воды эти широко используются для водоснабжения сельского населения. Промышленные же предприятия предпочитают брать воду из нижележащих водоносных горизонтов дочетвертичных отложений.

Возвышенность Пандивере. Северная и средняя часть Пандивереской возвышенности сверху (до глубины 1—2 *м*) сложена валунными суглинками с известковистой щебенкой (рихком). В южной, западной и восточной частях ее наблюдаются одиночные холмы с относительной высотой до 45 *м*, сложенные с поверхности валунными суглинками, а ниже — песками с гравием и галькой мощностью до 30—50 *м*. Водообильность сравнительно большая.

Воды по химическому составу гидрокарбонатные магниево-кальциевые, с общей жесткостью от 15,4 до 24,9 нем. град.

Воды водно-ледниковых отложений древних (погребенных) долин

На территории Эстонской ССР во многих местах имеются древние глубокие долины, заполненные водно-ледниковыми отложениями последнего и предпоследнего оледенений (Вана-Вигала, г. Тарту, Сангасте, п-ов Сырве и др.). Сверху эти отложения перекрыты мореной последнего оледенения. В районе г. Тарту установлено наличие двух погребенных долин. Одна долина шириной около 300 *м* и глубиной около 50 *м* пересекает город в направлении Раади-Маарьямыйза, имея северо-восточное направление. Вторая долина глубиной около 100 *м* расположена в северо-восточной части города, простираясь в направлении Раади-Яама.

В древней долине Раади-Маарьямыйза эти воды, по данным К. Гревингка, Б. Досса и Л. Цюр Мюлена, встречаются в виде двух потоков. Один поток, текущий в направлении Раади-Мельтсивески, имеет, по мнению Л. Цюр Мюлена, область питания к северо-западу от г. Тарту в районе распространения Саадъярвских друмлинов. Второй поток, идущий с юго-запада от Маарьямыйза на Тооме, имеют область питания, расположенную к юго-западу от города, в районе совхоза Ряни. По правому

http://jurassic.ru/

берегу р. Эмайыги у Ботанического сада из этого потока также выходят обильные источники. Воды гидрокарбонатные магниево-кальциевые. Общая жесткость воды источника Мельтсивески достигает 17—18 нем. град.

В древней долине Раади-Яама глубиной до 100 *м* встречены воды в водно-ледниковых песках и гравии, залегающих под основной мореной последнего оледенения. Область питания их, по К. Орвику, также следует искать в районе Саадъярвского друмлинового поля. По химическому составу эти воды гидрокарбонатные кальциево-магниевые, с общей жесткостью около 6 нем. град.

Водно-ледниковые воды древних погребенных долин были встречены и в других местах Тартуского района (Кудина, Кюллитсе), в Валгаском районе (Сангасте, в г. Валга), пос. Абья, Вана-Вигала и др., причем в большинстве они обладают сравнительно мягкой гидрокарбонатной магниево-кальциевой водой. Исключение составляет п-ов Сырве, где четвертичные отложения залегают до глубины 100,5 *м*, причем с глубины 79—84,5 *м* была получена хлористая натриевая вода с минерализацией 3,4 *г/л*, а из другой скважины, вне четвертичной депрессии, с глубины 18—21,3 *м* — хлоридно-кальциево-натриевая вода с общей минерализацией 2,5 *г/л*.

Воды озерно-ледниковых отложений

Эти воды, приуроченные к озерно-ледниковым пескам и супесям, занимают большие площади в низинах озер Пейпси и Псковского, в сланцевом районе на перешейке между оз. Пейпси и Финским заливом и на низменности оз. Выртсъярв.

Вода гидрокарбонатная магниево-кальциевая, с общей жесткостью от 1,9 до 15 нем. град. в незагрязненных колодцах и до 35—60 нем. град. в загрязненных.

В низине оз. Выртсъярв озерно-ледниковые отложения, заполняющие неровности моренной равнины, ввиду малой мощности их носят в большинстве случаев спорадический характер, залегая на глубине 0,25—2,0 *м*. Вода гидрокарбонатная магниево-кальциевая, с общей жесткостью 15—20 нем. град.

Эта вода потребляется населением местных деревень.

Воды аллювиальных отложений

Большинство рек Эстонской ССР малы по своим размерам и молодые по возрасту (голоценовые). Поэтому они образуют аллювиальные отложения незначительной мощности.

Наиболее крупная река Эстонской ССР — Нарва лишь в устьевой части имеет мощные (до 45 *м*) скопления четвертичных отложений, представляющих аллювий, и древнебалтийские морские отложения, подстилаемые, по-видимому, водно-ледниковыми гравийно-галечными песками.

Река Суур-Эмайыги на протяжении от оз. Выртсъярв до г. Тарту имеет широкую, до 2 *км*, долину, заполненную преимущественно долинно-зандровыми песками, перекрытыми глинисто-песчаным аллювием сравнительно небольшой мощности. В районе г. Тарту долина реки сужается до 0,5—1,0 *км*; аллювий здесь состоит преимущественно из илистой супеси мощностью в несколько метров, заключающей воды, доволь-

http://jurassic.ru/

но широко эксплуатируемые жителями пойменной части города посредством колодцев. Общая жесткость их достигает 14—15 нем. град. Долина р. Суур-Эмайыги ниже заполнена озерно-зандровыми песками и аллювиальными-илистыми супесями и суглинками мощностью до 7 *м*, содержатся значительные запасы грунтовых вод, используемые иногда населением некоторых хуторов для водоснабжения.

Река Пярну со своими притоками Навести, Халлисте, Рэйу, Кяру и Вяндра протекает в пределах Пярнуской низменности, сложенной обводненными песчаными отложениями мощностью до 10 *м*, частью принадлежащими к аллювиальным образованиям. Грунтовые воды здесь с общей жесткостью 11,5—14,5 нем. град. Некоторые деревни, расположенные в пределах Пярнуской низменности, используют воду из этих отложений.

Река Выханду в своем нижнем течении (в районе пос. Ряпина) прорезает аллювиальные водоносные отложения мощностью в несколько метров. Степень использования этих вод для водоснабжения ничтожная.

Аллювиальные отложения небольшой мощности встречаются и в устьях рек Пирита, Кохила, Кейла, Вазалемма, Муствээ и др. Заключенными в них водами иногда питаются сельские населенные пункты.

Вообще же воды аллювиальных отложений не имеют существенного значения в водоснабжении.

Воды озерных и морских отложений

Озерные и морские песчаные отложения голоцена имеют распространение на большой площади в западной пониженной части материка, на о-вах Сааремаа и Хийумаа и во впадинах озер Пейпси и Выртсъярв.

Эти отложения, достигающие мощности 10—12 *м*, обводнены и местами у подножия уступов из них выходят нисходящие источники.

Воды обычно мягкие, с общей жесткостью от 5,9 до 10,6 нем. град. и нередко содержат гуминовую кислоту.

Эти грунтовые воды питаются атмосферными осадками и за счет подтока воды из дочетвертичных отложений. В сухое время года некоторые колодцы, питающиеся водой из морских и озерных отложений, пересыхают.

Воды эти широко используются для водоснабжения сельского населения.

Воды дюнных песков

Эти воды на территории Эстонской ССР известны вдоль побережья Финского и Рижского заливов, озер Пейпси и Выртсъярв, а также на островах Хийумаа и Сааремаа, где они приурочены к тонкозернистым и мелкозернистым пескам, слагающим дюны мощностью до 10—15 *м*.

Воды болотных отложений

Почти 16% всей территории Эстонской ССР покрыто болотами и торфяниками. Наибольшее распространение болота имеют в северной части Эстонии, от р. Нарвы до устья р. Казари, в бассейне р. Пярну и ее притоков, а также на побережье озер Пейпси и Псковского. Значительно меньшее количество болот в южной части республики.

Воды болот никакого практического значения в деле водоснабжения не имеют. Благодаря содержанию гуминовых кислот, они способствуют развитию карста.

http://jurassic.ru/

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Формирование подземных вод Эстонской ССР связано с несколькими этапами истории геологического развития этой части Русской платформы. При поднятии земной коры в эпоху среднего и верхнего кембрия, а также нижнего девона, благодаря усиленной денудации материка, водоносные горизонты, сложившиеся в процессе седиментации морских осадков нижнего кембрия, ордовика и силура, могли опресняться. Большое влияние на формирование подземных вод имели процессы денудации в неогеновую эпоху, когда в основном определились конфигурация и глубина впадины, занятой впоследствии Балтийским морем, к которому направились потоки подземных вод. В нижнедевонское и неогеновое время развился интенсивный карст в толщах карбонатных пород ордовика и силура, слагающих поверхность и недра большей части территории Эстонской ССР. В то же время образовались древние глубокие долины (древняя речная сеть). Благодаря этому водоносные горизонты были сильно сдренированы.

В плейстоцене в связи с выпахивающим действием материковых ледников в приглинтовой части побережья Финского залива открывались новые гидрогеологические окна в наиболее глубокие водоносные горизонты и снова воды этих горизонтов опреснялись.

Во время оледенения и в послеледниковое время с одной стороны были заполнены древние долины, а с другой — местами образовались мощные скопления водно-ледниковых песчаных отложений, аккумулирующих атмосферные осадки.

Неотектоническое поднятие Эстонии (северной части ее) в голоцене, обилие атмосферных осадков при влажном и прохладном климате благоприятствовали эрозии, карстообразованию и интенсивному выщелачиванию пород, что сказалось на условиях формирования подземных вод.

Воды нижнего кембрийского горизонта в настоящее время, благодаря упомянутым древним ложбинам на побережье Финского залива, при глубине залегания примерно от 60 до 120 *м* пресные, гидрокарбонатно-хлоридные кальциево-натриевые, а вблизи древних погребенных долин и ледниковых борозд — хлоридно-гидрокарбонатные кальциево-натриевые и местами даже гидрокарбонатные магниево-кальциевые. В северо-восточной части Эстонской ССР (Йыхви—Нарва—Вийвиконна) при погружении водоносного горизонта примерно на 200—250 *м* воды в нем уже солоноватые, хлоридно-натриевого типа, с минерализацией свыше 1—1,5 *г/л*. На юго-восточной границе Эстонской ССР (в районе Локновского поднятия), как указывалось выше, воды хлоридно-натриевые, с минерализацией 70—76,2 *г/л*. Так как воды нижнекембрийского водоносного горизонта, судя по падению пьезометрических уровней, движутся с юга на север и северо-запад, то источник их осолонения, можно полагать, находится на юге, в частности, в пределах Латвийской мульды и Литовской ССР. По мере движения на северо-северо-запад воды его опресняются. Установлено, что к западу от Локновского поднятия на юго-востоке Эстонской ССР (Мынисте), благодаря отсутствию в разрезе кембрийских синих глин, ордовика и силура, нижний кембрийский водоносный горизонт сообщается с водами девонских отложений. На островах Финского залива (Суур-Прангли), где у этого водоносного горизонта отсутствует сверху достаточно мощный водоупор, его воды, сообщаясь с солоноватыми водами Финского залива, становятся солоноватыми, а по своему составу — хлоридно-натриевыми.

http://jurassic.ru/

Воды кембро-ордовикского водоносного горизонта, питаясь за счет вышележащего водоносного комплекса, в материковой части Эстонской ССР при погружении слоев на глубину 25—30 *м* из гидрокарбонатных магниево-кальциевых переходят в гидрокарбонатные кальциево-магниевые или гидрокарбонатные натриево-кальциевые, а на глубине 80 *м* — в хлоридно-гидрокарбонатные магниево-кальциево-натриевые, причем общая минерализация их при этом падает с 0,5 до 0,31 *г/л*. С дальнейшим погружением слоев до глубины 320 *м* в средней части Эстонской ССР (Выхма) эти воды сменяются гидрокарбонатными кальциево-натриевыми, с минерализацией 0,26 *г/л*. На побережье Балтийского моря (Хаапсалу), где рассматриваемый горизонт погружается на глубину 155—170 *м* ниже уровня моря, воды становятся хлоридно-гидрокарбонатными натриевыми, причем минерализация уменьшается до 0,25—0,28 *г/л*.

В зоне интенсивного окисления залегающего в кровле водоносного горизонта пиритного слоя (на глинте) его воды становятся гидрокарбонатно-сульфатными магниево-кальциевыми, с повышенным содержанием железа.

Воды карбонатной толщи ордовика и силура в материковой части Эстонской ССР при погружении водоносного горизонта примерно до 10—15 *м* из гидрокарбонатных кальциевых переходят в гидрокарбонатные магниево-кальциевые, а на глубине ниже вреза древней речной эрозии (75—100 *м*) — в гидрокарбонатные кальциево-магниевые, с уменьшением общей минерализации до 0,24—0,21 *г/л*. При дальнейшем погружении водоносных горизонтов, примерно с глубины 120—160 *м*, воды становятся гидрокарбонатными кальциево-натриево-магниевыми или гидрокарбонатными магниево-кальциево-натриевыми, причем минерализация их постепенно увеличивается. На глубине около 275 *м* воды переходят в сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатные натриевые, с минерализацией до 0,47 *г/л*. В связи с переходом гидрокарбонатных магниево-кальциевых вод в гидрокарбонатные кальциево-магниево-натриевые и далее в сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатные натриевые, они по своему составу становятся щелочными.

В некотором отдалении от берега Балтийского моря при погружении водоносных горизонтов комплекса карбонатных пород, содержащих в себе пирит и не имеющих мощной водоупорной кровли, ниже уровня моря воды из гидрокарбонатных магниево-кальциевых сначала переходят в сульфатно-гидрокарбонатные магниево-кальциевые, а затем в хлоридно-гидрокарбонатные магниево-кальциевые или гидрокарбонатно-хлоридные магниево-натриевые, с увеличивающейся общей минерализацией. При наличии же водоупорной кровли воды этого комплекса в некотором отдалении от берега с погружением слоев ниже уровня моря переходят в гидрокарбонатные натриево-кальциево-магниевые, с уменьшающейся общей минерализацией, в то время как на берегу моря они хлоридно-гидрокарбонатные кальциево-магниево-натриевые, с более высокой общей минерализацией. В этих условиях также формируются щелочные воды. В более глубоких водоносных горизонтах на берегу моря воды переходят в гидрокарбонатно-хлоридно-натриевые, с увеличением общей минерализации. Интересно отметить, что диффузия солей хлористого натрия морской воды сказывается в повышенном содержании NaCl в подземной воде нижнего ордовикского водоносного горизонта на расстоянии до 25—30 *км* от берега моря (Колувере).

Воды девонского песчаного комплекса, благодаря присутствию среди песчаных толщ пачек и линз доломитов и мергелей, при погружении на-

http://jurassic.ru/

ровского подгоризонта примерно на 30—50 *м*, а пярнуского и тартуского водоносных слоев примерно на 100—120 *м* из гидрокарбонатных магниево-кальциевых переходят в гидрокарбонатные кальциево-магниевые. Но химический тип вод девонского комплекса, циркулирующих в толщах песчаных пород, не содержащих прослоев доломита, не меняется при погружении слоев, лишь у некоторых водоносных подгоризонтов уменьшается общая жесткость. На побережье Рижского залива по мере приближения к берегу воды девонского песчаного комплекса из гидрокарбонатных магниево-кальциевых переходят в хлоридно-гидрокарбонатные натриево-магниево-кальциевые.

Указанная выше последовательность изменения химического состава вод кембро-ордовикского, ордовикских, силурийских водоносных горизонтов в связи с их погружением наблюдается только в северной и средней частях Эстонской ССР. В наиболее южных районах, где в наровском и пярнуском горизонтах появляются гипсы и соленые воды, тип воды меняется в названных нижележащих водоносных горизонтах на сульфатно-натриево-кальциевый. Интересно отметить, что на юго-восточной границе Эстонской ССР в районе Локновского поднятия в сульфатной натриево-кальциевой среде, помимо соленых сульфатных натриево-кальциевых вод, залегают соленые хлоридно-натриевого типа воды. Это объясняется переливом подобного рода вод из нижнекембрийского водоносного горизонта.

В карбонатных породах ордовика и силура и песчаных породах девона на материке пока устанавливается следующая последовательность изменения типа химического состава вод в связи с погружением водоносных горизонтов:

1. Гидрокарбонатные кальциевые воды.
2. Гидрокарбонатные магниево-кальциевые воды.
3. Гидрокарбонатные кальциево-магниевые воды.
4. Гидрокарбонатные натриево-кальциево-магниевые воды.
5. Гидрокарбонатные кальциево-магниево-натриевые воды.
6. Хлоридно-гидрокарбонатные магниево-кальциево-натриевые воды.
7. Сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатные натриевые воды.
8. Гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-натриевые воды.
9. Сульфатные натриево-кальциевые воды.
10. Хлоридные натриевые воды.

Из перечисленных типов 1—7-й относятся к пресной воде, 8—10-й — к солоноватой или соленой.

Большую роль в формировании состава пресных вод в поверхностной зоне, благодаря происходящим физико-биологическим процессам в почвенном слое, играет углекислота. Влияние углекислоты на растворение карбонатов в породах, не перекрытых водоупорами, больше, чем в горизонтах, перекрытых водоупорами. Об этом свидетельствует, например, убывание гидрокарбонатов с глубиной. Последним, по-видимому, объясняется и то, что в доломитах, не перекрытых водоупорами, образуются гидрокарбонатные магниево-кальциевые воды, а в доломитах, перекрытых водоупорами, образуются гидрокарбонатные кальциево-магниевые воды. Отсюда видно, какое большое значение с точки зрения формирования химического состава вод имеют водоупоры, даже если они относительно маломощны. Обычно ниже водоупора изменяется не только химический, но и санитарно-бактериологический состав воды, что имеет важное практическое значение в деле водоснабжения. Не меньшее значение с точки зрения формирования химического состава вод имеет литологический состав и генетический тип пород.

http://jurassic.ru/

МИНЕРАЛЬНЫЕ ВОДЫ

С бальнеологической точки зрения (Верте, 1956) интерес представляют воды нижнекембрийского и наровского водоносных горизонтов, в которых в наиболее закрытых местах северного склона Прибалтийского артезианского бассейна циркулируют минеральные хлоридно-натриевые воды.

На берегу Финского залива в районе курорта Нарва-Йыэсуу и в треугольнике между Йыхви—Нарва—Вийвиконна имеется перспектива получения из нижнего подгоризонта нижнекембрийского водоносного горизонта слабо минерализованных вод хлоридно-натриевого состава с небольшим (до 6—10 *мг/л*) содержанием брома, типа Сестрорецкого курорта. С большей концентрацией солей хлористого натрия воды могут быть получены в районах Кингисеппа и Пярну на берегу Рижского залива, а также в средней части Эстонской ССР. Сильно минерализованные воды типа рассолов могут быть встречены в юго-восточной части Эстонской ССР (Выру—Мынисте—Хаанья).

Пресные воды с небольшим (1—2 *мг/л*) содержанием сероводорода встречены в нижнем силурийском и в нижнем ордовикском водоносном горизонтах, в районе Вигала и Ярваканди. Кроме того, пресные с тем же содержанием сероводорода воды формируются в современных береговых отложениях Финского залива благодаря разложению в полуанаэробных условиях погребенной морской травы.

Углекислые железистые гидрокарбонатные магниево-кальциево-натриевые воды в 1956 г. обнаружены бурением на воду на глубине 50 *м* в среднечетвертичных отложениях на базе Института геологии в пос. Пюсси в 1 *км* к северу от ж.-д. ст. Пюсси. По данным анализа А. Я. Степановой, они содержат:

Железо двухвалентное $Fe^{\cdot\cdot}$	больше 25	*мг/л*
„ трехвалентное $Fe^{\cdot\cdot\cdot}$	2,5	„
Натрий и калий $Na^{\cdot} + K^{\cdot}$	191,75	„
Кальций $Ca^{\cdot\cdot}$	125,05	„
Магний $Mg^{\cdot\cdot}$	62,51	„
Гидрокарбонаты HCO_3'	1188	„
Хлор Cl'	22,25	„
Сульфат SO_4''	2,47	„
Аммиак NH_4'	4,5	„
Нитраты NO_3'	Нет	
Нитриты NO_2'	„	
Свободная углекислота CO_2	155,31	*мг/л*
Общая минерализация	1,03	*г/л*

Температура воды 7°.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ РАЙОНЫ

Территория Эстонской ССР по типу водовмещающих палеозойских пород, условиям питания и циркуляции вод (Верте, 1958) подразделяется на четыре гидрогеологических района (см. рис. 109).

I. Предглинтовая полоса — район распространения кембрийских водоносных горизонтов трещинно-порового типа.

II. Северо-Эстонское плато — район распространения пластовых трещинно-карстовых вод.

III. Девонское поле — район распространения пластовых трещинно-поровых вод.

http://jurassic.ru/

IV. Острова Сааремаа, Хийумаа, Вормси и Муху — район распространения пластовых трещинно-карстовых вод в островных условиях.

I район охватывает узкую предглинтовую полосу на севере Эстонии и характеризуется наличием пластовых трещинно-поровых вод, залегающих в песчаниках нижнего кембрия. Воды эти с замедленной циркуляцией в зоне водообмена через ложбины ледниковой и древней речной эрозии. Область первоначального питания, как указывалось выше, расположена к югу, за пределами Эстонской ССР, а область основного питания — на территории района.

II район охватывает северную и среднюю части Эстонской ССР и характеризуется наличием пластовых трещинно-карстовых вод в толще ордовикских и силурийских известняков и доломитов и пластовых трещинно-поровых вод в толще кембро-ордовикских и нижнекембрийских песчаников. В этой толще выделяются пять водоносных горизонтов (снизу вверх): нижнекембрийский, кембро-ордовикский, нижний и верхний ордовикский и нижний силурийский. По условиям циркуляции подземного потока и минерализации вод район может быть подразделен на два подрайона.

Первый подрайон (II^{а}) характеризуется преимущественно слабо напорными или безнапорными водами, движущимися от Северо-Эстонского водораздела в сторону Финского залива; второй подрайон (II^{б}) — водами более высокого напора, движущимися от названного водораздела в южном и юго-западном направлениях (кроме нижнекембрийского водоносного горизонта, воды которого движутся в северном направлении) и образующими в понижениях на северо-западном берегу оз. Пейпси, в бассейне р. Казари и ее притоков, районы самоизливающихся артезианских вод. Область питания расположена в пределах распространения вышеуказанных водоносных горизонтов, а область образования напоров — на Северо-Эстонской водораздельной возвышенности. Район характеризуется распространением жестких и умеренно жестких вод гидрокарбонатно-магниево-кальциевого и гидрокарбонатно-кальциево-магниевого типов в толще карбонатных пород, хлоридно-гидрокарбонатно-кальциево-магниево-натриевых вод в песчаниках кембро-ордовика и кембрия первого подрайона и солоноватых хлоридно-натриевых вод в песчаниках нижнего кембрия второго подрайона.

III район занимает южную и юго-восточную части Эстонской ССР и характеризуется наличием пластовых трещинно-карстовых вод, залегающих в карбонатной толще силура и верхнего девона, и пластовых трещинно-поровых вод, залегающих в слабо сцементированных песчаниках среднего и верхнего девона.

В последних имеют распространение шесть водоносных горизонтов: пярнуско-наровский, тартуский, хельме-выхандуский, пиузаский, вастселийнаский и псково-чудовский.

Из вод III района для централизованного водоснабжения имеют эксплуатационное значение: нижний силурийский, пярнуско-наровский, тартуский, хельме-выхандуский и пиузаский водоносные горизонты.

По минерализации подземных вод III район может быть подразделен на два подрайона: северный (III^{а}) и южный (III^{б}). Северный подрайон, расположенный севернее Выруской депрессии, характеризуется пресными водами, за исключением нижнекембрийского горизонта. Южный подрайон, расположенный к югу от названной депрессии, характеризуется минерализованными подземными водами, начиная с пярнуско-наровского горизонта и ниже.

http://jurassic.ru/

Область питания девонских водоносных горизонтов находится в пределах их распространения. Областями разгрузки служат речная сеть и Рижский залив.

IV район характеризуется наличием трещинно-пластовых вод, циркулирующих в ордовикских и силурийских карбонатных толщах, слагающих острова, и пластовых трещинно-поровых вод, залегающих в кембро-ордовикских и кембрийских песчаниках.

Циркуляция подземных вод карбонатных толщ на островах ускоренная, происходит в зоне активного водообмена, с подпором морскими солеными водами на периферийной части островов. Область питания водоносных горизонтов карбонатной толщи расположена в пределах самих островов, а кембро-ордовикских и кембрийских — на материке. Областью разгрузки водоносных горизонтов является Балтийское море, его заливы и проливы.

Район этот характеризуется наличием жестких в безнапорной части и умеренно жестких гидрокарбонатно-магниево-кальциевых вод в напорной части водоносных горизонтов, переходящих на берегу моря через хлоридно-карбонатные кальциево-магниево-натриевые воды в солоноватые, хлоридно-натриевые. Состав вод нижнекембрийской толщи не исследован, но можно полагать, что они будут минерализованными и солеными, в то время как воды кембро-ордовикского горизонта являются пресными.

РАЙОНЫ САМОИЗЛИВАЮЩИХСЯ СКВАЖИН

Палеозойские отложения, развитые на территории Эстонской ССР, слагают северо-западную часть Прибалтийского артезианского бассейна.

Общее моноклинальное залегание слоев со слабым падением на юг и юго-восток предопределяет условия формирования напорных вод; однако различные геоморфологические элементы, например глинт на побережье Финского залива, Северо-Эстонская водораздельная возвышенность, южно-эстонские возвышенности, существующие озера и долины рек, а также погребенные древние долины, глубоко врезанные в коренные породы, создают некоторые особенности и изменяют общие условия формирования напорных вод.

К северу от Северо-Эстонской водораздельной возвышенности в пределах II гидрогеологического района расположен подрайон подземных вод, где сравнительно редко встречаются скважины с самоизливом.

К югу от Северо-Эстонской водораздельной возвышенности в пределах того же гидрогеологического района расположен подрайон подземных вод, движущихся к юго-востоку, югу, юго-западу и западу, т. е. в сторону оз. Пейпси, Пярнуского залива и Балтийского моря. На южном склоне этой возвышенности, в понижениях рельефа (в бассейне рек Пярну, Казари и их притоков), а также на берегу озер Пейпси и Выртсъярв скважины дают самоизлив. Здесь фонтанируют воды всех ордовикских водоносных горизонтов, заключенных между водоупорными слоями, и нижнего силурийского — в тех местах, где он перекрыт ленточными глинами. Во многих местах по трещинам и карстовым ходам напорные воды выходят на поверхность и образуют источники с большими дебитами. Высота напоров подземных вод падает в направлении с севера на юг и с северо-востока на юго-запад.

По периферии артезианского района (Йыгева, Вяндра, Мярьямаа, Рапла) скважины фонтанируют только в период половодья. Наиболее

http://jurassic.ru/

высокие пьезометрические уровни воды наблюдаются в скважинах, получающих воду из глубоких водоносных горизонтов.

В районе Вигала—Валгу—Казари воды в общем мягкие или умеренно жесткие, гидрокарбонатно-магниево-кальциевые, гидрокарбонатные натриево-кальциево-магниевые или гидрокарбонатно-хлоридные магниево-натриевые.

Второй район самоизливающихся скважин находится в пределах III гидрогеологического района по побережью Рижского залива, а также в Выруской депрессии (см. рис. 110). Этот район, как упоминалось выше, характеризуется распространением эксплуатационных водоносных горизонтов, приуроченных к среднедевонским отложениям. Областями образования напоров водоносных горизонтов этого района являются южноэстонские возвышенности: Вильяндиская, Отепяская и Хааньяская. На Вильяндиской возвышенности получает питание и приобретает напор пярнуско-наровский водоносный горизонт, дающий самоизливающиеся воды в районе Рийсселья, Ристикюла, Тахкуранна и Хяэдемээсте. В южной части этой возвышенности приобретает напор тартуский водоносный горизонт, дающий самоизлив из некоторых скважин в г. Тырва, а на Хуммулиской возвышенности — тот же водоносный горизонт, дающий самоизливы в некоторых скважинах г. Валга. На Хааньяской возвышенности получает питание и приобретает напор хельме-выхандуский водоносный горизонт, который дает самоизливы в некоторых скважинах г. Выру. Падение напоров наблюдается в направлении к Рижскому заливу. Воды этого подрайона мягкие или умеренно жесткие, гидрокарбонатно-магниево-кальциевого типа.

Кроме упомянутых артезианских районов, самоизлив подземных вод наблюдается в скважинах, получающих воду из кембро-ордовика, ордовика и силура, в некоторых местах на о-вах Хийумаа и Сааремаа. Вода самоизливающихся скважин на о-ве Хийумаа из ордовика пресная гидрокарбонатного магниево-кальциевого типа, на о-ве Сааремаа (Варули) из силура — гидрокарбонатного кальциево-магниево-натриевого типа, из кембро-ордовика в Тагаранна — гидрокарбонатно-хлоридного натриевого типа и в г. Пярну — солоноватая хлоридно-натриевого типа.

ВЫВОДЫ И ДАЛЬНЕЙШИЕ ЗАДАЧИ ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ

В связи с развитием гидрогеологических исследований удалось выделить водоносные горизонты в кембрийских, ордовикских, силурийских и девонских отложениях. Кроме того, установлены области питания этих водоносных горизонтов, условия их циркуляции и разгрузки и охарактеризован химизм подземных вод.

Основные выводы о возможности использования тех или иных водоносных горизонтов следующие:

1. Наиболее водообильным и стабильным в отношении дебита является нижнекембрийский водоносный горизонт, но воды в нем южнее Северо-Эстонской водораздельной возвышенности, по-видимому, солоноватые, а в юго-восточной части Эстонской ССР — соленые (рассолы).

2. Менее водообильными и стабильными в отношении дебита являются кембро-ордовикский и пярнуско-наровский водоносные горизонты, в особенности в северо-восточной части их распространения.

http://jurassic.ru/

3. Водообильность водоносных горизонтов нижней пестроцветной толщи девона убывает в связи с уменьшением мощности песчаников и переходом их в алевролиты, а последних — в глины по направлению с северо-запада на юго-восток.

4. Водообильность ордовикского и силурийского комплекса карбонатных пород максимальна в зоне трещиноватости, примерно до глубины 70—80 *м*, в особенности когда водоносные горизонты сверху перекрыты водоупорами; тогда благодаря пластовому давлению при водоотдаче работают все трещины, обычно друг с другом связанные. Ниже указанной глубины в связи с затуханием трещиноватости водообильность сильно снижается, поэтому бурение скважин на воду ниже названных глубин большей частью сопряжено с получением малого количества воды.

5. В островных условиях бурение глубоких скважин в карбонатной толще не всегда рекомендуется ввиду того, что нижние водоносные горизонты карбонатной толщи на глубине свыше 100—120 *м* зачастую содержат соленую воду.

6. Изменение химического состава подземных вод с глубиной погружения слоев до 300—400 *м* в материковой части Эстонской ССР зависит от химического состава и выщелоченности коренных пород, а на побережье моря, кроме того, от влияния морских вод. В более глубоких слоях этой зависимости не наблюдается.

Менее изученными являются грунтовые воды, приуроченные к четвертичным отложениям, имеющие большое практическое значение в сельском хозяйстве и в питании глубоких водоносных горизонтов. Достаточно детально освещены шахтные воды.

На ближайшее будущее намечается проведение следующих гидрогеологических работ:

1. Производство опорного гидрогеологического бурения в разных частях территории Эстонской ССР для детального изучения гидрогеологического разреза.

2. Расширение сети режимных наблюдательных скважин по выявлению условий формирования подземных вод на всей территории Эстонской ССР.

3. Производство всесторонних химических и газовых анализов подземных вод.

4. Организация сети стационарных режимных наблюдений над грунтовыми (четвертичными) водами и открытыми водоемами.

5. Продолжение изучения водообильности шахт и шахтных вод.

http://jurassic.ru/

Глава пятая

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Инженерно-геологические условия строительства, как известно, слагаются из ряда факторов, основными из которых являются геологическое строение и инженерно-геологические свойства грунтов, характер и режим грунтовых вод, рельеф местности и современные инженерно-геологические явления, угрожающие устойчивости или затрудняющие возведение и эксплуатацию инженерных сооружений.

Ниже приводится краткий обзор тех физико-геологических явлений, которые имеют наибольшее инженерно-геологическое значение, дается краткая инженерно-геологическая характеристика пород и рассматривается в общих чертах региональное распределение инженерно-геологических условий в Эстонии. Общая характеристика отложений, рельефа и гидрогеологии дана в предыдущих главах настоящего издания. При изложении материала имелись в виду требования основных, наиболее распространенных в Эстонской ССР видов строительства (коммунальное, дорожное, промышленное, сельскохозяйственное).

ФИЗИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ЯВЛЕНИЯ

Болота. В Эстонской ССР заболочены значительные площади. По данным К. Вебера (Вебер и др., 1957), торфяные болота занимают 16% территории республики. Но если иметь в виду и заболоченные участки, то эта цифра будет значительно выше.

Общими факторами, обусловливающими широкое заболачивание территории Эстонии, являются: влажный прохладный морской климат, низменный равнинный рельеф на больших пространствах и широкое распространение на поверхности водонепроницаемых пород. К частным причинам заболачивания относятся: зарастание озер, частые разливы рек, образование водонепроницаемых ортштейнов, разгрузка подземных вод и т. д.

Однако перечисленные факторы не действуют в одинаковой мере на всей территории республики. Наиболее благоприятные для развития болот сочетания указанных факторов наблюдаются в низинной Западной Эстонии, в Северо-Восточной Эстонии и в пределах низин озер Пейпси и Выртсъярв.

Карст. Карст в Эстонии развит в карбонатных породах ордовика и силура, встречается также в известняках и доломитах верхнего девона, имеющих в пределах республики ограниченное распространение.

Начало развития карста в карбонатных породах ордовика и силура относится еще к додевонскому периоду. Однако данные об этом наиболее древнем карсте весьма скудные. Мало сведений имеется также о карстовых формах, возникших в дочетвертичный континентальный период и в межледниковые века. Эти карстовые формы частью были уничтожены

http://jurassic.ru/

ледниковой денудацией или покрыты четвертичными отложениями, частью же замаскированы возобновляющимся карстовым процессом послеледникового времени. Современные карстовые формы встречаются в различных местах Северной и Западной Эстонии. Наиболее крупные, известные и в литературе закарстованные участки связаны с реками Ухаку (у пос. Люганузе, западнее г. Кохтла-Ярве) и Йыэляхтме (у совхоза Костивере) в Харьюском районе.

С инженерно-геологической точки зрения карст в Эстонии целесообразно подразделить на древний и современный. Древний (глубокий) карст развивался наиболее глубоко, очевидно, в те континентальные периоды, когда образовались и глубокие (глубиной иногда свыше 100 *м*) древние эрозионные долины, погребенные в настоящее время под толщей четвертичных отложений. Можно предполагать, что этот вид карста в Северной Эстонии охватывает всю толщу карбонатных пород. Обнаруживается он в основном только при бурении.

Современный (послеледниковый) мелкий карст, возникший на базе тектонических трещин или древнего карста (в верхних горизонтах последнего) подразделяется в Эстонии, по Ю. Хейнсалу (1959а), на задернованный и русский типы. Морфологически они выражены различными провальными формами, воронками поглощения («курису»), расширенными трещинами и т. д. Всего на территории развития ордовикских и силурийских пород карстопроявление зафиксировано более чем в 150 пунктах.

Несмотря на то что карст в настоящее время продолжает развиваться, этот процесс протекает настолько медленно, что практически не представляет опасности для устойчивости сооружений. В ряде случаев подземные реки пересекаются шоссейными и железнодорожными линиями без всякого ущерба для последних. Часто карст играет даже положительную роль естественного дренажа для равнинных и бессточных местностей. При гидростроительстве в Северной Эстонии следует считаться как с древним, так и с послеледниковым карстом. Интенсивность водопритока в горные выработки бассейна горючих сланцев в большой степени обусловлена закарстованностью карбонатных пород.

М. С. Газизов (1958) связывает наличие в сланцевом бассейне зон нарушения и раздробления известняков и горючих сланцев с карстовым процессом особого вида (глубинным карстом). Эти зоны нарушения, заполненной глиной, сильно усложняют подземные горные работы. Однако генезис таких зон и заполняющих их глин нельзя пока считать установленным.

Оползни. Оползневые явления в Эстонии довольно редки, что объясняется равнинностью рельефа и неглубоким врезом речных долин.

Наиболее значительные оползни встречаются на берегах западноэстонских рек в тех местах, где они врезаны в мягкопластичные, иногда даже текучие ленточные глины. Так, в низовьях р. Сауга имеются как затухшие, так и действующие оползневые участки.

Оползни известны и на р. Казари и ее притоках. Изыскателями Ленинградского филиала Союздорпроекта в 1956 г. было установлено оползневое перемещение опор старого моста Вана-Вигала на р. Коновере до 0,5 *м*.

При строительстве на берегах этих рек следует всегда соблюдать осторожность, так как перенасыщенные водой ленточные глины могут сползти даже в пологих склонах.

Оврагообразование. Оврагообразование в его типичном виде в Эстонии не встречается. Это объясняется в основном тем, что породы, сла-

http://jurassic.ru/

гающие склоны (в большинстве случаев — морена), содержат крупные обломки, которые, отложившись на дне образующихся оврагов, препятствуют их дальнейшему развитию. Образование оврагов задерживается и растительностью.

Однако во время внезапных снеготаяний или сильных ливней временными потоками могут быть образованы эрозионные врезы глубиной иногда до 12 *м* и длиной до нескольких сотен метров. Подсчитано (Kask, 1955), что в районах холмисто-моренного рельефа на 1 *км*^{2} пахотной земли приходится в среднем 1,7 оврага, не выравниваемых при вспашке. Здесь это явление представляет реальную опасность не только для сельского хозяйства, но и для дорог, проложенных по склону: стекающая по придорожным канавам или колеям вода часто приводит дороги в негодность.

Своеобразный вид оврагообразования возможен на морских побережья. Воды реликтовых озер, запруженных грядами водно-ледниковых или береговых отложений и поднятых при общем поднятии материка на некоторую высоту над уровнем моря, могут при благоприятных условиях прорвать эти гряды и вытечь в море, эродируя при этом значительные по величине овраги. Так, в среднебалтийское время было спущено через прорыв в запруживающей озовой гряде оз. Кунда (Orviku, 1948b). После этого р. Кунда изменила свое русло, и образовавшийся в то время овраг превратился в речную долину. Так образовался и овраг Крооди, хотя непосредственной причиной прорыва здесь была канава, пройденная с целью понижения уровня воды в оз. Маарду (Tammekann, 1936; Orviku, 1936d).

Потенциальную возможность спуска таким путем имеют еще некоторые реликтовые озера, например Юлемисте и Кахала.

Эоловая деятельность. Движущиеся эоловые пески встречаются в настоящее время на ограниченных площадях на северном берегу оз. Пейпси, на морских берегах материка и на островах. Старые закрепленные растительностью дюны часто наблюдаются на древних береговых линиях и даже в районах развития мелкозернистых водно-ледниковых и озерно-ледниковых отложений. Передвижение песков довольно незначительное и нигде не представляет серьезной опасности. Однако при строительных работах в районах распространения как современных, так и древних дюн следует принимать все меры для максимального сохранения на них растительности, поскольку возобновление эоловой деятельности может оказаться весьма опасным.

Абразия. Абразионные процессы в Эстонии наблюдаются как на морских, так и на озерных берегах. Интенсивность этих процессов обычно небольшая, что объясняется пологим рельефом большинства берегов. Крутые сильно абрадируемые штормовыми волнами берега встречаются в некоторых местах Северо-Эстонского глинта (у Раннамыйза, на п-ове Пакри и др.), в ряде пунктов вдоль северного и западного побережья о-ва Сааремаа и на отдельных участках берега озер Пейпси и Выртсъярв. С точки зрения инженерной геологии абразия берегов почти не имеет практического значения.

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Инженерно-геологическая классификация встречающихся на территории Эстонской ССР горных пород приведена в табл. 82. Коренные породы и поверхностные отложения подразделены в ней на геологические

http://jurassic.ru/

Таблица 82

Инженерно-геологическая классификация пород Эстонской ССР

1	Формации		Геолого-генетические комплексы	Литологические типы пород
	2		3	4
Коренная основа (палеозойские)	Терригенная песчано-глинистая, кембрий и нижний ордовик	Подформация «синих глин» нижнего кембрия		Глины, суглинки
		Глинисто-песчаниковая подформация кембро-ордовика		Песчаники, глинистые сланцы, пески, глины
	Карбонатная, ордовик и силур			Известняки, доломиты, мергели
	Красноцветная глинисто-песчаная, средний и верхний девон			Песчаники, глины, пески, мергели
	Карбонатная, верхний девон			Известняки, доломиты, мергели, глины
Поверхностные отложения (четвертичные)	Ледниковая		Моренный	Валунные супеси и суглинки
			Водно-ледниковый	Пески, гравий, галечники
			Озерно-ледниковый	Глины, суглинки, супеси, пески
	Прибрежно-морская		Береговой	Пески, гравий, галечники
			Прибрежно-донный	Илистые супеси, суглинки, глины
			Лагунный	Илистые пески, сапропели
	Континентальная		Аллювиальный	Галечник, пески, супеси, илы
			Озерный	Сапропели, пески
			Болотный	Торф
			Эоловый	Пески
			Делювиальный	Супеси, суглинки

http://jurassic.ru/

Продолжение

1	2	3	4
Поверхностные отложения (четвертичные)	Континентальная	Осыпи	Различные, в основном обломочные породы
		Культурный	Насыпные пески, строительный мусор и т. д.

формации согласно принципам, разработанным Н. С. Шатским (1956), Л. Б. Рухиным (1953; 1958), И. В. Поповым (1951) и др. Из кембро-ордовикской терригенной песчано-глинистой формации рассматривается только ее верхняя часть, имеющая выходы на поверхность, причем эта часть условно, исходя из практических соображений, разделена на подформации: «синих глин» нижнего кембрия и глинисто-песчаниковую кембро-ордовика.

Формации поверхностных отложений подразделены на геолого-генетические комплексы. В последней графе табл. 82 приведены основные литологические типы пород, встречающиеся в рассматриваемых формациях, подформациях и геолого-генетических комплексах.

Более дробной инженерно-геологической классификации пород Эстонской ССР в настоящее время нет из-за отсутствия достаточного материала.

КОРЕННАЯ ОСНОВА

Терригенная песчано-глинистая формация кембрия и нижнего ордовика

Подформация «синих глин» нижнего кембрия. Синие глины (лонтоваская свита) являются наиболее древними отложениями, имеющими выходы на материке Эстонии. Кровля залегающих под ними песчаников ломоносовской свиты находится везде ниже уровня моря.

Синие глины в Северной Эстонии в районе выходов представляют собой толщу мощностью 30—40 *м* (см. «Стратиграфия»), местами, особенно в самой верхней части, с прослойками песчаника.

По гранулометрическому составу синие глины (см. «Полезные ископаемые») относятся к пылеватым глинам.

Основные средние показатели физико-химических свойств синих глин следующие:

Удельный вес	2,75
Объемный вес	2,16
Коэффициент пористости	0,50
Естественная влажность	17%
Коэффициент сжимаемости в интервале нагрузок от 0 до 3 *кг/см²*	0,004 *см²/кг*
Угол внутреннего трения	21°
Величина сцепления	0,15 *кг/см²*

Средняя естественная влажность синих глин приблизительно равна их максимальной молекулярной влагоемкости. Отмечается весьма незначительное уменьшение влажности глин с глубиной. Наибольшая влаж-

http://jurassic.ru/

ность (до 28%) наблюдается на самой поверхности при смачивании глин грунтовой или морской водой. По пластичности синие глины занимают среднее положение между глинами и суглинками. Согласно лабораторным опытам и полевым наблюдениям, эти глины почти не набухают. Водопроницаемость их практически равна нулю. Как показывают приведенные выше данные, а также строительный опыт, синие глины являются вполне устойчивым основанием для любых, в том числе и тяжелых, сооружений.

Глинисто-песчаниковая подформация кембро-ордовика. К этой подформации, выходящей узкой полосой на предглинтовой низменности, отнесены верхняя часть кембрия (пиритаская и тискреская свиты) и низы ордовика (пакерортский и лээтсеский горизонты).

В подформации преобладают в различной степени сцементированные песчаники. В пиритаской свите кембрия они переслаиваются с алевролитами и глинами. Лээтсеский горизонт ордовика также довольно глинистый. В остальных горизонтах глина и песчанистая глина встречаются только отдельными прослоями. Резко отличается от других тюрисалуская пачка пакерортского горизонта, представленная битуминозным (диктионемовым) сланцем.

Песчаники рассматриваемой подформации относятся к скальным и полускальным породам. Временное сопротивление раздавливанию у некоторых их разновидностей превышает 1 000 *кг/см²*, но в большинстве своем они довольно слабые, обычно легко разрушаются при замачивании или при повторном замораживании.

Глинистые прослои плотные. Коэффициент пористости их равен в среднем 0,30—0,40; влажность приблизительно равна максимальной молекулярной влагоемкости (12—15%). Коэффициент сжимаемости 0,004—0,005 *см²/кг*; угол внутреннего трения довольно высок и колеблется в зависимости от соотношения глины и песка в породе от 20 до 30°.

Битуминозные сланцы тюрисалуской пачки относятся к скальным породам. При выветривании они рассыпаются на тонкие листы и щебень.

Водопроницаемость пород описываемой подформации варьирует в больших пределах в зависимости от их литологического состава и трещиноватости. В середине подформации (тискреская свита среднего кембрия, юльгазеская и маардуская пачки пакерортского горизонта) коэффициент фильтрации достигает максимум 6 *м/сутки*.

Породы кембро-ордовикской глинисто-песчаниковой формации являются вполне устойчивым основанием для сооружений. При строительстве следует учитывать лишь неустойчивость их в отношении климатических воздействий.

Карбонатная формация ордовика и силура

Площадь распространения пород этой формации охватывает больше половины территории Эстонской ССР, причем в Северной и Западной Эстонии они часто являются основанием фундаментов или попадают в зону напряжения под фундаментами.

Формация сложена известняками, первичными и вторичными доломитами, мергелями, мергелистыми известняками и доломитами и т. д. Во многих горизонтах встречаются прослои карбонатных глин.

Физические и химические свойства рассматриваемой формации и их связь с составом, структурой и степенью выветривания пород изучены

http://jurassic.ru/

недостаточно. Приводимые ниже показатели дают лишь ориентировочное представление о их физико-механических свойствах.

Объемный вес ордовикско-силурийских карбонатных пород колеблется в основном от 2,45 до 2,75, а среднее значение приблизительно равно 2,6. Водопоглотительная способность известняков 1—4%, а у доломитов — от 3 до 8%. Временное сопротивление раздавливанию сухих известняков от 400 до 1300 *кг/см*^{2}, сухих доломитов — от 800 до 2100 *кг/см*^{2}. В водонасыщенном состоянии прочность пород несколько снижается и колеблется у известняков в пределах от 100 до 900 *кг/см*^{2}, у доломитов — от 400 до 1600 *кг/см*^{2}.

Глины в прослойках плотные, слабо сжимаемые. Как и в вышеописанных подформациях, они имеют влажность, приблизительно равную максимальной молекулярной влагоемкости, и угол внутреннего трения свыше 20°.

Более значительную мощность, измеряемую метрами, имеют мергели и глины местами в вазалеммаском и яниском горизонтах. В настоящее время нет данных об их физических и механических свойствах, но полевые наблюдения показывают, что они также плотные, мало влажные и слабо сжимаемые.

Вся толща карбонатных пород рассечена вертикальными и горизонтальными трещинами. Последние представляют собой трещины напластования. Среди вертикальных трещин, по данным Ю. Хейнсалу (Heinsalu, 1959), преобладает система трещин северо-западного простирания. Они встречаются через каждые несколько метров. Более редкой является система трещин северо-восточного направления, еще реже — широтного и долготного. Кроме того, по данным Ю. Хейнсалу, могут быть выделены так называемые групповые трещины северо-восточного направления. Они встречаются довольно редко, но с ними, в частности в сланцевом бассейне, связаны значительные зоны нарушений, заполненные глиной и сильно усложняющие подземные горные работы. Несмотря на вышеназванные глинистые прослойки, встречаемую местами трещиноватость и закарстованность, ордовико-силурийские карбонатные породы являются устойчивым основанием для сооружений.

Красноцветная глинисто-песчаная формация среднего и верхнего девона

Эта формация охватывает пярнуский, наровский, арукюлаский, буртниекский, гауйский и аматский горизонты среднего и верхнего девона и распространена почти по всей Южной Эстонии под более или менее мощным покровом четвертичных отложений. Непосредственно под фундаментами породы этой формации встречаются во многих южно-эстонских городах (Тарту, Вильянди и др.).

Породы средне- и верхнедевонской глинисто-песчаниковой формации представлены комплексом переслаивающихся в различной степени сцементированных песков и песчаников, алевролитов, глин, мергелей и т. п. Изредка, особенно в наровском горизонте, встречаются доломиты и мергели. Во всей формации в целом преобладают мелкозернистые песчаники и сцементированные пески. В окраске пород преобладают красноватые тона.

Песчаники в основном кварцевые, иногда сильно слюдистые, с горизонтальной или косослоистой текстурой. Глины, по данным Н. Л. Дилакторского (1956), гидрослюдистые.

http://jurassic.ru/

Песчаники сцементированы глинистым, карбонатным или железистым цементом. Глинистый цемент весьма чувствителен к воде. Другие виды цемента более устойчивые. Временное сопротивление раздавливанию у некоторых песчаников с карбонатным цементом достигает иногда несколько сотен килограммов на 1 $см^2$.

В инженерно-геологическом отношении наиболее изучены породы арукюлаского горизонта. Ниже приводятся некоторые физико-механические показатели песчаников и глин этого горизонта, по данным К. Пярна.

Песчаники	
Удельный вес	2,65—2,66
Естественный объемный вес	1,51—1,93
Влажность, %:	
выше уровня грунтовых вод	6—9
ниже „ „ „	19—24
Коэффициент пористости	0,63—0,87
Коэффициент фильтрации (лаборат.), *м/сутки*	0,08—27
Временное сопротивление раздавливанию, *кг/см²*	0—54

Глины	
Удельный вес	2,71—2,72
Объемный вес	2,1 —2,3
Влажность, %	16—25
Коэффициент пористости	0,52—0,66
Верхний предел пластичности	33—51
Нижний предел пластичности	18—25
Число пластичности	17—26

Глины находятся в твердом или тугопластичном состоянии. В воде некоторые разновидности сильно набухают.

Как видно из приведенных показателей, породы арукюлаского горизонта в качестве оснований сооружений довольно плотные и устойчивые. У некоторых разновидностей отмечается лишь чувствительность к воде. С этим следует считаться, особенно при котлованных работах. По общему литологическому сходству можно предположить, что породы других стратиграфических горизонтов рассматриваемой формации имеют приблизительно такие же инженерно-геологические свойства.

Карбонатная формация верхнего девона

Эта формация распространена в крайнем юго-восточном углу территории республики. В нее входят снетогорский, псковский, чудовский и шелонский горизонты верхнего девона.

Формация представлена в основном доломитами, известняками и мергелями.

Ввиду отсутствия какого-либо значительного строительства в районе распространения формации, а также из-за мощного покрова четвертичных отложений инженерно-геологические свойства ее не изучены. Большие родники, вытекающие из известняков, и некоторые провальные воронки позволяют предполагать, что карбонатные породы местами значительно закарстованы.

ПОВЕРХНОСТНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Ледниковая формация

Моренный комплекс. В Эстонии, как это описано в разделе четвертичной геологии, распространена главным образом морена последнего, валдайского оледенения. Наличие более древних морен установлено лишь в отдельных местах.

http://jurassic.ru/

Морена покрывает почти всю территорию республики. Она обычно залегает непосредственно на коренных породах, местами же, особенно в Южной Эстонии, и на водно-ледниковых отложениях.

Морена в Эстонии представлена разнообразными валунными суглинками и супесями. По петрографическому составу морену можно грубо разделить на три региональных типа: морену предглинтовой полосы, морену Северо-Эстонского плато и морену девонских плато.

Предглинтовая морена представлена супесями и суглинками, изредка глинами серого, желтоватого и синевато-серого цвета с обломками и валунами докембрийских кристаллических пород и кембрийских песчаников. По составу и физико-механическим свойствам эта морена весьма разнообразна.

Для примера приведем некоторые показатели физических и механических свойств морены из г. Таллина. Естественная влажность ее колеблется от 8 до 29%, число пластичности — от 5 до 25, коэффициент пористости 0,31—0,67. Угол внутреннего трения обычно превышает 20°. Коэффициент сжимаемости в интервале нагрузок 0—3 *кг/см*^{2} колеблется в пределах 0,01—0,03 *см*^{2}*/кг* и в среднем равен 0,02 *см*^{2}*/кг*.

Морена Северо-Эстонского плато представлена серыми и светло-серыми валунными супесями и суглинками. Она наиболее каменистая. Основная часть валунов состоит из местных пород — доломитов и известняков. В мелкоземе преобладают водные алюмосиликаты (глинистые минералы), кварц и карбонаты. Порода эта плотная; коэффициент пористости колеблется в пределах 0,3—0,6, влажность 10—25%. Число пластичности обычно не превышает 17, а в большинстве случаев колеблется от 1 до 7, консистенция — пластичная. Коэффициент сжимаемости равен 0,01. Угол внутреннего трения превышает 20° (эти показатели характеризуют заполнитель). Водопроницаемость незначительная.

Встречающаяся местами разновидность этой морены, так называемая локальная морена, состоит почти целиком из плит и обломков местных карбонатных пород. Различить эту породу от элювия позволяют лишь содержащиеся в ней редкие валуны кристаллических пород и песчано-глинистый заполнитель, включающий также эрратический материал. Водопроницаемость ее обычно хорошая. Эта разновидность залегает, как правило, на коренных породах. Мощность ее редко превышает 0,5—1,0 *м*. Сверху локальная морена переходит постепенно в обычную серую морену, содержащую уже больше эрратического материала в виде галек, песка и глины.

Морена в области девонских плато окрашена в бурые и красноватые тона. В составе этой морены большое значение имеет материал девонских отложений в виде песчаных и глинистых составляющих; встречаются и обломки девонских песчаников. Валунов, галек и гравийных фракций в ней значительно меньше, чем в серой морене Северо-Эстонского плато. Физико-механические свойства морены девонских плато мало изучены. Можно полагать, что они мало отличаются от свойств морены в предглинтовой области.

В морене, если она имеет значительную мощность, встречаются прослойки и линзы песчано-гравийного материала, насыщенные водой. Многие сельские колодцы получают воду из таких прослоев. При проходке глубоких котлованов в морене всегда необходимо учитывать возможность внезапного притока воды из этих прослоев в выработки.

Ввиду высоких физико-механических показателей морена является одним из наиболее благоприятных видов грунтов в Эстонии. Однако

http://jurassic.ru/

в основании железных и шоссейных дорог она способствует образованию морозных деформаций.

Водно-ледниковый комплекс представлен сортированными песками и гравием озов, водно-ледниковых дельт и зандров. Кроме того, сюда относятся подморенные водно-ледниковые пески и гравий.

Гранулометрический состав водно-ледникового комплекса разнообразен. Встречаются галечники и гравий с валунами, а также мелко- и тонкозернистые пески.

Основная масса водно-ледниковых отложений состоит из кварцевого песка. В гравийных и галечниковых фракциях водно-ледниковых отложений Северной Эстонии встречается также много местных карбонатных пород. Более подробные сведения о литологии, возрасте и распространении этих образований приведены в разделе о четвертичных отложениях.

Водно-ледниковые отложения практически несжимаемы. В котлованах выше уровня грунтовых вод они довольно долго сохраняют вертикальность стенок, особенно более грубые разности. Водопроницаемость колеблется в больших пределах в зависимости от гранулометрического состава. Коэффициент фильтрации отложений флювиогляциальной дельты Мянникю (около Таллина), по данным опытных откачек Эстонпроекта, колеблется, например, от нескольких единиц до 30 *м/сутки*.

Озерно-ледниковый комплекс входят два резко различных по своей литологии типа пород. Это камовые пески и ленточные глины, отложившиеся в приледниковых озерах. Общим для обоих типов является параллельная слоистость, связанная с сезонными изменениями условий осадконакопления.

Типичных камовых отложений в Эстонии сравнительно мало. Но тонкослоистые озерно-ледниковые пески, слагающие низменные равнины, встречаются на довольно больших площадях, особенно на низине севернее оз. Пейпси, где они перекрывают ленточные глины. Озерно-ледниковые пески мелкозернисты и пылеваты. В настоящее время нет еще подробных данных об их физико-механических свойствах.

Широко распространены озерно-ледниковые глины (и суглинки), по возрасту главным образом послеледниковые. В большинстве случаев они перекрыты более молодыми отложениями (песками, торфом). Более древние (межморенные и подморенные) ленточные глины обнаружены лишь в единичных случаях. По минералогическому составу ленточные глины относятся к гидрослюдистым. Карбонатность этих глин колеблется от нескольких единиц до 20% и более. Гранулометрический состав показывает, что основная масса ленточных глин состоит из глинистых и пылеватых частиц. Песчаных фракций ($> 0{,}05$ *мм*) встречается мало. В глинах могут встречаться и отдельные прослойки чистых песков. Текстура — ленточная. Толщина лент колеблется от нескольких миллиметров до 2—3 *см* и более. Удельный вес колеблется в пределах 2,70—2,73; объемный вес в зависимости от пористости и влажности — от 1,54 до 2,05. Ленточные глины возвышенной части территории Эстонии менее влажные, чем низинной части. Влажность первых колеблется в пределах 20—30%. Аналогичной влажностью обладают подморенные ленточные глины Локса по всему разрезу. Влажность глин второй группы редко бывает ниже 40%, но иногда она достигает 90% и более. Как правило, с глубиной залегания влажность их увеличивается. Коэффициент пористости глин колеблется от 0,6 до 2,1, причем наиболее высокими показателями пористости отличаются разжиженные глины низинной части Эстонии.

http://jurassic.ru/

По пластичности рассматриваемые отложения относятся к супесям, суглинкам и глинам.

Ленточные глины относятся к средне- и сильно сжимаемым породам, но некоторые их подморенные разности могут быть и слабо сжимаемыми. Водопроницаемость ленточных глин в вертикальном направлении практически равна нулю, а в горизонтальном — в зависимости от наличия песчаных прослойков — может иметь место небольшая фильтрация.

При строительстве на ленточных глинах следует всегда рассчитывать на более или менее значительные осадки. В котлованах они могут разжижаться, а также вызывать оползневые явления. В речных долинах ленточные глины обусловливают также оползневые явления.

Прибрежно-морская формация

Четвертичные морские отложения встречаются во многих местах ниже уровня трансгрессий Балтийского ледникового озера. К этому типу относятся отложения как морских, так и озерных стадий Балтийского моря.

Береговой комплекс. На территории Эстонии распространены в основном отложения береговой зоны, представленные песками, гравием и галечниками.

Гравий, галечники и щебень слагают береговые валы длиной иногда в несколько километров. Они представляют собой не только надежное основание для сооружений (особенно шоссейных и грунтовых дорог), но часто являются и вполне качественным строительным материалом.

Пески имеют мелко- или тонкозернистую структуру; ими сложены широкие слегка волнистые равнины. Пески чистые — содержание в них пылеватых частиц (диаметром 0,05—0,005 *мм*) не превышает 4—5%. По минералогическому составу они относятся к мономинеральным кварцевым пескам. Естественный коэффициент пористости у них, несмотря на максимальную или близкую к ней уплотненность, довольно высокий (от 0,57 до 0,75). Подобное противоречие объясняется большой однородностью песков. Снижаемость морских песков весьма небольшая, угол внутреннего трения равен 25—30°. Под гидродинамическими воздействиями пески очень легко переходят в разжиженное состояние или же подвергаются суффозии. На дорогах, построенных на морских песках, морозных деформаций почти не наблюдается.

Прибрежно-донный комплекс. Сюда относят прибрежные морские отложения, сформировавшиеся на глубине, где волновая деятельность очень слаба или отсутствует. В Эстонии они довольно редки. Наибольшей мощности (до 30 *м*) они достигают лишь в некоторых глубоких заливах на северном побережье. Они представлены пестрым комплексом илов, глин, суглинков и супесей. Для них характерно некоторое содержание органических веществ. Эти породы находятся в мягкопластичном или в полужидком состоянии. Сжимаемость их большая, угол внутреннего трения равен 10—15°. При строительстве на подобных грунтах обычно прибегают к свайным или сплошным фундаментам.

Лагунный комплекс представлен илистыми песками и сапропелями. Среди последних известны залежи диатомита. Мощность лагунных отложений не превышает 2—3 *м*. Они встречаются довольно редко, обычно залегая под торфяной залежью в болотах. Их физико-механические свойства не изучены.

http://jurassic.ru/

Континентальная формация

Аллювиальный комплекс представлен весьма разнообразными литологическими типами пород, начиная от скоплений больших глыб и валунов и кончая тонкими илами. Нередко в речных долинах Эстонии аллювий практически отсутствует.

В качестве оснований для ответственных инженерных сооружений аллювиальные отложения в большинстве случаев непригодны. Исключением иногда является русловый аллювий, залегающий обычно под песчаными и супесчаными отложениями поймы. Однако мощность гравелистого и гравелисто-песчаного руслового аллювия редко превышает 1—2 *м*.

Пойменные пески, супеси и суглинки рыхлые; они всегда содержат органические примеси и прослойки торфянистых песков. В них могут встречаться и органические илы стариц. Сложное, изменчивое на небольших расстояниях геологическое строение аллювиальных отложений затрудняет их разведку, а в основаниях сооружений обусловливает неравномерную их осадку.

Физико-механические свойства аллювиальных отложений Эстонии почти не исследованы, а при строительстве мостов и других тяжелых сооружений фундаменты углубляются до подстилающих более прочных пород. Для средних и легких зданий следует применять расширенные фундаменты и жесткие конструкции.

Озерный комплекс сложен в основном органическими и известковыми сапропелями. Нередко под сапропелями встречаются и озерные мелкозернистые пески с органическими примесями. В значительном количестве встречаются пески на берегах озер Пейпси и Выртсъярв, иногда и других, более мелких озер. Озерные отложения распространены довольно широко, но в большинстве своем они залегают под торфом, образовавшимся при зарастании озер. Мощность их редко превышает 3—4 *м*.

Инженерно-геологические свойства озерных отложений всегда плохие, за исключением береговых песков вышеназванных больших озер, свойства которых приближаются к свойствам морских песков. Наличие органических сапропелей под торфяниками всегда усложняет возведение дорожных насыпей в болотах, так как осадка насыпи увеличивается и становится неравномерной.

Болотный комплекс. На территории Эстонии преобладают низинные болота. По данным А. Труу (1955), из общей площади исследованных в республике болот низинные составляют 54,5%, переходные 9,2% и верховые 36,3%. Среди торфообразователей чаще всего встречаются осока, сфагновый мох, тростник и дерево.

При строительстве торф, как правило, вынимается из оснований сооружений. Однако под земляными полотнами шоссейных дорог торф обычно оставляется во избежание больших расходов по его извлечению. Земляные полотна проектируются в таких случаях с учетом осадки основания на 30% от общей мощности торфяной залежи (в случае отсутствия под торфом озерных илов).

Эоловый комплекс сложен целиком мелкими сыпучими песками. В Эстонии эоловые пески встречаются довольно часто. Они слагают обычно гряды береговых дюн, покрытые лесом. Ввиду отсутствия на них какого-либо значительного строительства их инженерно-геологические свойства не изучены.

Делювиальный комплекс в Эстонии слабо развит. Он встречается около устьев оврагов и иногда у подножия склонов. Пред-

http://jurassic.ru/

ставлен неотсортированными супесями, суглинками, реже глинами мощностью 2—3 *м*. Инженерно-геологические свойства этих пород не изучены.

Осыпи в значительном количестве встречаются только у подножия глинта, где они представлены нагромождениями глыб и обломков известняка. Строительство на них ввиду того, что они образуют крутые склоны, не ведется.

Культурный комплекс известен во многих городах Эстонии. В Таллине, например, его мощность достигает местами 8 *м*. Культурный комплекс сложен обычно насыпным песком, строительным мусором и остатками разрушенных или сгоревших домов. Культурные отложения плотные, однако из-за неоднородности они во многих случаях непригодны в качестве основания для сооружений. Постепенное гниение в них древесины и других органических остатков может вызвать неравномерную осадку зданий, даже спустя несколько веков после их строительства.

При изысканиях следует всегда тщательно изучать гипсометрию подошвы культурного слоя, так как в засыпанных ямах, крепостных рвах и т. д. культурные отложения могут оставаться под фундаментами и впоследствии оказаться причиной неравномерного оседания здания.

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

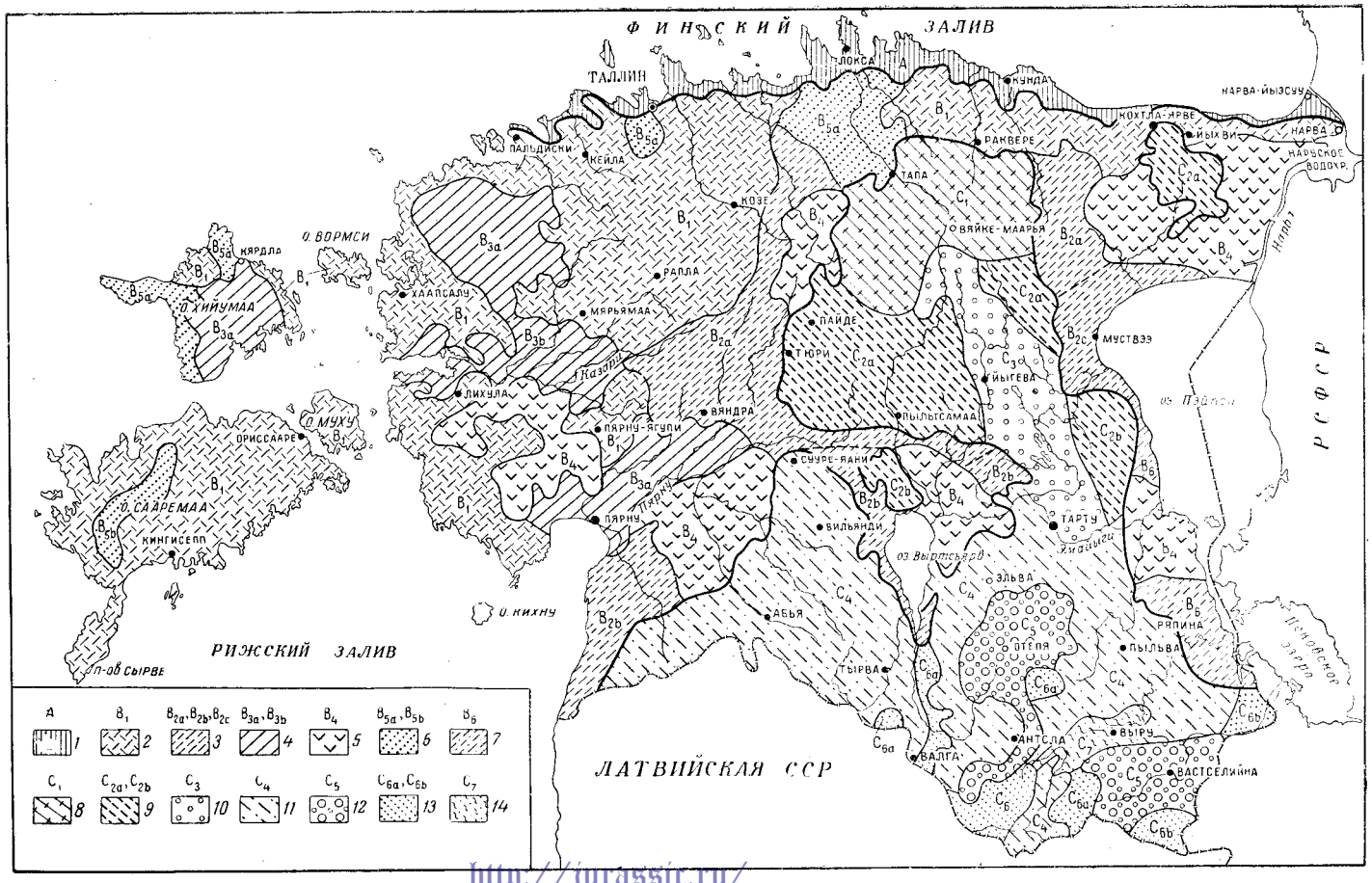
На территории Эстонской ССР выделяются три области, существенно различающиеся по своей морфологии и геологическому строению верхней части земной коры. Это предглинтовая низменность, на рис. 110 обозначенная буквой *A*, затем низинная часть территории Эстонии южнее глинта, которая была занята крупными поздне- и послеледниковыми водоемами (*B*), и возвышенная часть Эстонии с хорошо сохранившимися ледниковым рельефом и отложениями (*C*). Эти территории ниже рассматриваются как отдельные инженерно-геологические области. Районы в пределах этих областей выделяются по геологическому строению местности до глубины 10—20 *м*. В отдельных случаях они выделяются и по гидрогеологическим признакам или по характеру рельефа, если эти признаки являются определяющими в инженерно-геологических условиях данной местности.

А. Область предглинтовой низменности протягивается узкой (от нескольких десятков метров до нескольких километров) полосой вдоль южного побережья Финского залива. Южной границей этой области является Северо-Эстонский глинт. Предглинтовая низменность представляет собой абразионно-аккумулятивную равнину, спускающуюся террасами к морю. Верхняя терраса, прослеживаемая местами, сложена кембро-ордовикскими песчаниками и располагается между двумя уступами глинта. Образование террас связано со стадийным опусканием уровня моря в голоцене. Эта область на районы не подразделяется.

Коренная основа в предглинтовой полосе представлена подформацией нижнекембрийских синих глин и глинисто-песчаниковой подформацией кембро-ордовика. Коренные породы изредка выходят на поверхность, но большей частью погребены под поверхностными отложениями мощностью от единиц до нескольких десятков метров (в погребенных долинах).

При строительстве в этой области чаще всего приходится иметь дело с морскими песками берегового комплекса, покрывающими большую часть территории области. Мощность песков достигает 2—3 *м*, изредка

http://jurassic.ru/



http://jurassic.ru/

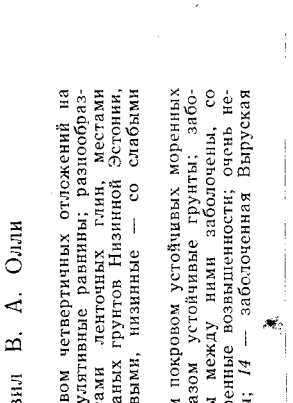


Рис. 110. Схема инженерно-геологического районирования Эстонской ССР. Составил В. А. Олли

Область Низинной Эстонии: *1* — область предглинтовой низменности.

Область Возвышенной Эстонии: *2* — абразионно-аккумулятивные равнины с маломощным покровом четвертичных отложений на карбонатных коренных породах; главным образом устойчивые грунты; *3* — сильно заболоченные аккумулятивные равнины; разнообразные, нередко слабые грунты; *4* — сильно заболоченные озерно-ледниковые равнины со слабыми грунтами ленточных глин, местами покрытые песками; *5* — крупные болотные массивы Низинной Эстонии; *6* — район водно-ледниковых песчаных грунтов Низинной Эстонии, заболоченный; *7* — заболоченная Пейпсиская приозерная низина: возвышенные участки с устойчивыми, низинные — со слабыми грунтами.

Область Возвышенной Эстонии: *8* — плоская Пандиверская возвышенность с маломощным покровом устойчивых моренных грунтов на карбонатных коренных породах; *9* — моренные равнины Центральной Эстонии; главным образом устойчивые грунты; заболоченность значительная; *10* — саадъярвское друмлиновое поле; на друмлинах устойчивые грунты; низины между ними заболочены, со слабыми грунтами; *11* — южно-эстонские девонские плато; устойчивые моренные грунты; *12* — холмисто-моренные возвышенности; очень неспокойный рельеф; устойчивые моренные грунты; *13* — зандровые поля Южной Эстонии: песчаные грунты; *14* — заболоченная Выруская низина; разнообразные, часто слабые грунты

10 *м*. Под песками, а в местах, где они отсутствуют, с поверхности залегают коренные породы или морена, водно-ледниковые отложения, а иногда и ленточные глины озерно-ледникового комплекса. В некоторых глубоких заливах на небольших площадях под песками погребены морские прибрежно-донные отложения, представленные мягкопластичными или текучими супесями, суглинками и глинами мощностью до 20—30 *м*.

Грунтовые воды, как правило, стоят высоко, вызывая заболачивание, хотя больших торфяных болот здесь не встречается.

Условия строительства в предглинтовой области в основном благоприятные. Породы в большинстве случаев мало сжимаемые; исключение составляют лишь ленточные глины и особенно морские глинистые осадки. В случае строительства на глинистых отложениях необходимо применять фундаменты специальных типов. Котлованные работы часто осложняются легкой подвижностью морских песков в условиях высокого уровня грунтовой воды.

В. Область Низинной Эстонии южнее глинта охватывает те территории в Северной и Западной Эстонии, а также в низинах озер Пейпси и Выртсъярв, которые в позднe- и послеледниковое время были покрыты водами разных стадий Балтийского моря или местных приледниковых озер.

Равнинный рельеф, близость к поверхности водонепроницаемых пород, а местами также выход подземных вод вызывают интенсивное заболачивание области. Большую роль в инженерно-геологических условиях Низинной Эстонии играют озовые гряды, составляющие нередко удобные естественные основания для грунтовых и шоссейных дорог в сильно заболоченных местностях.

Рассматриваемая область подразделяется на шесть районов.

Район B_1 представляет собой слегка волнистую равнину с неглубоким залеганием карбонатных коренных пород. Этот район охватывает в Северо-Восточной Эстонии полосу южнее глинта и территорию между г. Пальдиски, пос. Кехра и пос. Марьямаа, основную часть о-ва Сааремаа (за исключением центральной возвышенности) и некоторые другие небольшие территории в Западной Эстонии и на островах.

Мощность моренного покрова в этом районе редко превышает 2—3 *м*. Исключение составляет п-ов Сырве, где мощность морены и подстилающих ее водно-ледниковых песков превышает

http://jurassic.ru/

местами 20 *м*. В некоторых местах, особенно вблизи глинта, в южной и западной частях о-ва Сааремаа и др. морена отсутствует и коренные породы прикрыты лишь слоем перегнойно-карбонатной почвы мощностью 20—30 *см*.

Во многих местах морена представлена «рихком». Ложбины и понижения в коренных породах и прикрывающем их моренном покрове заполнены озерно-ледниковыми отложениями, главным образом ленточными глинами. В Западной Эстонии на этих отложениях встречаются морские пески небольшой мощности.

Равнинный рельеф и неглубоко врезанные речные долины обусловливают высокий уровень грунтовых вод. Заболоченность в этом районе — частое явление. Иногда заболочены даже такие места, где поверхностные отложения отсутствуют. Местами же встречаются карстовые формы, поглощающие поверхностные воды.

В Низинной Эстонии этот район наиболее благоприятен для строительства. Грунты здесь в основном устойчивые. Фундаменты всех крупных сооружений установлены на скале или плотной каменистой морене, а в некоторых случаях и на водно-ледниковых отложениях. Мягкие озерно-ледниковые глины встречаются только в заболоченных понижениях.

Дорожное строительство больше всего затрудняют заболоченные участки. Мостовые переходы строятся в большинстве случаев на скальном основании.

Район B_2 представляет собой сильно заболоченную аккумулятивную равнину, сложенную озерно-ледниковыми глинами, суглинками, супесями и сверху песками. Изредка на поверхность в виде островов выходят морена и подстилающие ее ордовикско-силурийские карбонатные породы или девонские песчаники. По характеру коренной основы и мощности поверхностных отложений район подразделяется на три подрайона.

Коренная основа подрайона B_2a сложена ордовикско-силурийскими известняками, доломитами и мергелями. Подрайон охватывает с запада и востока Пандиверескую возвышенность, распространяется на среднее течение р. Пярну и на северную часть низины оз. Выртсъярв.

Подрайон B_2b характеризуется коренной основой из девонских песчаников и глин. Он распространяется на самую юго-западную часть материка Эстонии вдоль восточного берега Пярнуского залива и на южную часть низины оз. Выртсъярв.

Общая мощность поверхностных отложений в обоих подрайонах небольшая; она редко превышает 5—6 *м*. На восточном побережье Пярнуского залива (подрайон B_2b) имеются береговые валы и дюнные гряды, перекрывающие местами озерно-ледниковые суглинки и глины.

Подрайон B_2c расположен на северо-западном берегу оз. Пейпси. Он отличается от вышеописанных большой мощностью поверхностных отложений, достигающей 20 *м* и более и уменьшающейся в северном направлении.

Коренная основа в южной части подрайона представлена девонскими песчаниками, на севере — ордовикскими известняками. Ввиду значительной мощности поверхностных отложений характер коренных пород на инженерно-геологических условиях не сказывается. Поверхностные отложения в подрайоне представлены в основном мореной с прослоями водно-ледниковых песков. Сверху морена покрыта, как и в других подрайонах, озерно-ледниковыми суглинками и песками, достигающими в отдельных местах мощности 5—7 *м* и более. Вдоль берега оз. Пейпси озерно-ледни-

http://jurassic.ru/

ковые глинистые отложения покрыты озерными береговыми песками мощностью 4—5 *м*.

Грунтовые воды в районе повсеместно стоят очень близко к дневной поверхности. Часто встречаются торфяные болота. Довольно густая речная сеть не имеет глубокого вреза и поэтому не в состоянии обеспечить достаточный сток атмосферных осадков. Искусственный дренаж затруднен вследствие незначительных уклонов стока. Инженерно-геологические условия в целом в районе плохие. Поэтому населенные пункты размещены только на отдельных моренных возвышенностях и на берегах рек, оз. Пейпси и Пярнуского залива, более сдренированных и обладающих более плотными грунтами.

К району B_3 относятся участки почти со сплошным развитием ленточных глин. Район охватывает центральную и юго-восточную части о-ва Хийумаа, бассейн р. Вихтерпалу, низовья рек Пярну и Казари и их притоков.

Почти идеально равнинный рельеф района нарушается в отдельных местах озовыми грядами и береговыми образованиями. На Пярнуской низине русла некоторых рек (Сауга, Пярну, Рейу и др.) врезаны до глубины 10 *м*.

Территория указанных районов покрыта сверху морскими и озерно-ледниковыми мелкозернистыми песками. Мощность песков различная. У г. Пярну они образуют 4—5-метровую толщу, а севернее их мощность уменьшается до 0,2—1 *м*. В низине р. Казари пески почти отсутствуют, поэтому ее следует рассматривать как отдельный подрайон (B_3b). В бассейне р. Вихтерпалу и на о-ве Хийумаа мощность песков достигает местами 2—3 *м* и более. Мощность подстилающих пески ленточных глин и суглинков достигает 10 *м*.

Большая часть территории района заболочена. Местами встречаются торфяные массивы.

Ввиду заболоченности территории и повсеместного распространения мягких сильно сжимаемых грунтов инженерно-геологические условия в этом районе весьма плохие. Населенные пункты и дороги размещены в основном вдоль побережья, на озовых грядах, вдоль берегов рек и на отдельных выходах плотных моренных супесей.

В район B_4 объединены наиболее крупные болотные массивы Низинной Эстонии, расположенные на Пярнуской низине, на низине оз. Выртсъярв, у западного склона возвышенности Пандивере, на западном побережье оз. Пейпси около устья р. Суур-Эмайыги и на Нарвском перешейке. Указанные массивы состоят из отдельных близко расположенных торфяных болот различной величины. Мощность торфа в среднем 3—4 *м*, но часто достигает 6—7 *м* и более. В болотах встречаются озерки, лужи и трясины. Торфяные залежи в одних случаях подстилаются озерными сапропелями, в других — озерно-ледниковыми песками и глинами.

Для строительства данный район наиболее труден, так как подготовка оснований для сооружений почти всегда требует больших затрат.

Район B_5 включает крупные поля водно-ледниковых отложений на Северо-Эстонском плато. Наиболее обширное из них расположено восточнее Куусалу. Значительно меньшие размеры имеют водно-ледниковая дельта Мяннику (южнее г. Таллина) и водно-ледниковые дельты на о-ве Хийумаа. К этому району в виде подрайона (B_5a) условно относится и центральная возвышенность о-ва Сааремаа.

http://jurassic.ru/

Район характеризуется распространением песчаных волнистых равнин, гряд и холмов, возвышающихся на 10—20 *м* над расположенными между ними болотами. В болотах встречается много мелких озер. Водно-ледниковая дельта Мяннику имеет более или менее равнинный характер и меньше заболочена. Мощность песков довольно значительная — от 10 до 20 *м* и более.

Центральная возвышенность о-ва Сааремаа состоит из морены, перекрытой сверху песчаными грядами, ориентированными параллельно общему простиранию возвышенности. Мощность песков обычно не превышает нескольких метров. Ложбины между грядами занимают болота. На центральной возвышенности встречаются местами и мягкие глинистые отложения. По склонам возвышенности водно-ледниковые пески переотложены в береговые валы древних стадий Балтийского моря. Здесь встречаются и дюнные гряды. Пески в западной и северной частях о-ва Хийумаа также перевеяны в дюны, которые в настоящее время закреплены лесом. Описываемый инженерно-геологический район характеризуется сыпучими водопроницаемыми грунтами на возвышенных участках. Однако некоторые виды строительства, в частности дорожное, затруднены из-за наличия болот и отчасти вследствие холмисто-грядового рельефа многих участков.

Р а й о н B_6 представляет собой переход от Средне-Девонского плато к низине озер Пейпси и Псковского. Коренная основа состоит здесь из среднедевонских песчаников. Поверхностные отложения представлены моренными супесями и суглинками, а в самой южной части района и зандровыми песками. На аккумулятивных равнинах между пологими моренными возвышенностями встречаются супесчаные и песчаные отложения местных приледниковых озер и торфяники. Мощность четвертичных отложений в районе составляет более 5 *м*. Коренные породы обнажаются местами лишь на берегу оз. Пейпси (у г. Калласте) и на склонах древних долин.

Инженерно-геологические условия района в целом неблагоприятны. Населенные пункты и дорожная сеть приурочены почти исключительно к вышеназванным сухим моренным возвышенным участкам.

С. Область Возвышенной Эстонии расположена выше метахронной границы распространения местных подпруженных приледниковых озер. Озерно-ледниковые отложения встречаются здесь на ограниченных участках, в основном лишь в некоторых ложбинах и древних долинах. Ледниковый рельеф сохранился хорошо. Наиболее широко распространены моренные равнины, холмисто-моренный рельеф и друмлиновые поля. Заболоченность развита лишь в долинах и в отдельных низинах. Условия строительства, особенно коммунального и сельскохозяйственного, более благоприятны по сравнению с Низинной Эстонией. Область подразделяется на семь районов.

Р а й о н C_1 представляет собой центральную часть равнинной возвышенности Пандивере с абсолютными отметками около 100—120 *м*, достигающими на отдельных водно-ледниковых грядах 140—150 *м*. Возвышенность сложена карбонатными коренными породами, покрытыми мореной мощностью в среднем 3—4 *м*. Местами коренные породы обнажаются на поверхности. На небольших участках встречаются также водно-ледниковые пески.

Описываемый район примечателен тем, что здесь на сравнительно больших равнинных водораздельных площадях почти не наблюдается ни заболоченности, ни естественных водоемов (рек, озер). В усло-

http://jurassic.ru/

виях влажного климата Эстонии такое явление представляет собой исключение и объясняется трещиноватостью и закарстованностью коренных пород, глубоким залеганием грунтовых вод, а также незначительной мощностью четвертичных отложений.

Слабо волнистый равнинный рельеф, устойчивые грунты и отсутствие заболоченности создают в этом районе весьма благоприятные инженерно-геологические условия.

Район C_2 охватывает волнистые моренные равнины, расположенные западнее и восточнее большого Саадъярвского друмлинового поля на южном склоне возвышенности Пандивере. Примерно аналогичные инженерно-геологические условия наблюдаются на отдельном участке Возвышенной Эстонии юго-западнее г. Ахтме, поэтому, за исключением поля водно-ледниковых отложений Куртна, он отнесен к району C_2. Условно к этому району отнесены Тюриское и Колга-Яниское друмлиновые поля, обладающие отличной от остальных территорий морфологией. По литологическому характеру коренной основы выделяются подрайоны C_2a (коренные породы — известняки) и C_2b (коренные породы — песчаники).

Район представляет собой волнистую моренную равнину, заболоченную в понижениях. Сюда входит болотный массив, расположенный вокруг оз. Эндла, — наиболее крупный в возвышенной части Эстонии. Мощность моренного покрова в этом районе обычно значительно превышает глубину заложения фундаментов. Коренная основа редко выходит на поверхность. В районе Кайу (в 15 *км* к западу от г. Калласте) в заболоченной местности распространены водно-ледниковые и камовые образования.

В окрестностях Тюри и Колга-Яани местность изобилует друмлинами. По данным К. Орвику (Orviku, 1935b) и Х. Баркла (Barkla, 1935), друмлины здесь небольшие, длина их 0,5—2 *км*, ширина до 0,5 *км*, а относительная высота около 10 *м*. В строении друмлинов, кроме морены, в некоторых случаях участвуют и коренные породы. Междрумлиновые низины заболочены. В Тюриском друмлиновом поле эти низины покрыты озерно-ледниковыми мелкозернистыми песками мощностью 1—2 *м*.

Несмотря на прочность минеральных грунтов, инженерно-геологические условия в этом районе значительно хуже, чем в районе C_1. Это объясняется высоким уровнем грунтовых вод и вызванным этим широким заболачиванием района. Последнее обстоятельство особенно сказывается при строительстве и эксплуатации грунтовых и шоссейных дорог, часто подверженных интенсивным морозным деформациям.

Район C_3 — Саадъярвское друмлиновое поле. Это полоса крупных ясно сформированных друмлинов, протягивающаяся от возвышенности Пандивере до долины р. Суур-Эмайыги. Мощность четвертичных отложений достигает здесь нескольких десятков метров. Длина друмлинов колеблется в пределах 2—10 *км*, ширина 0,2—2 *км*, а относительная высота над междрумлиновыми понижениями достигает 60 *м*.

Друмлины состоят в основном из водно-ледниковых песков, покрытых чехлом морены мощностью от полуметра до нескольких метров. Междрумлиновые понижения, в которых разместились озера и ручьи, сложены различными озерно-ледниковыми, озерными, аллювиальными и болотными отложениями. Узкие и длинные озера, а также ручьи обычно расположены параллельно длинной оси друмлинов.

Инженерно-геологические условия на друмлинах благоприятные, так как грунты здесь прочные, и грунтовая вода залегает глубоко. Междрум-

http://jurassic.ru/

линовые понижения, наоборот, характеризуются противоположными свойствами. Поэтому друмлины довольно густо заселены. Дороги проложены обычно вдоль них. В местах пересечения друмлинов дорогами наблюдаются эрозионные явления (небольшие овраги и промоины).

Район C_4 охватывает Средне-Девонское плато Южной Эстонии, распространяясь на возвышенность Сакала и на волнистые моренные равнины возвышенности Уганди (возвышенный район, расположенный восточнее и юго-восточнее оз. Выртсъярв). Характерной чертой района является наличие сети древних эрозионных долин, врезанных в девонские песчаники, разделяющих район на отдельные плато различной формы и размеров. Эти долины частично или целиком заполнены ледниковыми отложениями. В современном рельефе они имеют ширину от 100—200 *м* до 1—2 *км* и глубину 20—30 *м* и более. Склоны долин обычно пологие (5—10°), но иногда крутизна их достигает 45° и более. Местами в районе встречается и друмлинизированный рельеф, особенно на восточных и западных склонах возвышенности Сакала и на западном склоне возвышенности Уганди. Встречаются также небольшие участки холмисто-моренного рельефа.

Коренная основа — девонские песчаники — покрыта довольно мощной толщей поверхностных отложений, состоящих главным образом из моренных супесей и суглинков. Во многих местах морена подстилается водно-ледниковыми песками. Вблизи древних долин мощность покрова ледниковых отложений обычно уменьшается, и на склонах иногда обнажаются девонские породы. На дне древних долин ледниковые пески и валунные суглинки покрыты пестрым комплексом позднe- и послеледниковых отложений, как правило, рыхлых и сильно сжимаемых. Среди них можно встретить ленточные глины, озерные илы и мергели, а также различные аллювиальные осадки и торф. На этих грунтах строители часто используют свайные или сплошные фундаменты.

Заболоченность, за исключением древних долин и некоторых пологих ложбин, слабая.

С точки зрения инженерно-геологических условий этот район благоприятен почти для всех видов строительства. Строительство шоссейных дорог могут затруднять лишь древние долины своими крутыми склонами и мягкими часто торфянистыми грунтами на дне. Во время сильных дождей и снеготаяний на склонах долин возможны эрозионные явления, опасные для дорог, проложенных по склону, так как протекающие по кюветам или по колеям воды часто приводят дороги в негодность.

В район C_5 входят наиболее значительные по размерам территории с холмисто-моренным рельефом (Отепя, Карула и Хаанья). Окрестности Хаанья и Отепя являются одновременно и наиболее возвышенными местами в Эстонии. Они сложены коренными девонскими песчаниками в ядре и мощными нагромождениями водно-ледниковых и моренных отложений.

Основные инженерно-геологические особенности этого района обусловлены рельефом местности, состоящим из холмов, куполов и гряд различных размеров и заболоченных понижений между ними. Крутизна склонов достигает 20—30°. В понижениях между холмами встречаются ленточные глины, озерные отложения и торфяники; часто встречаются небольшие озера. Заболоченность в районе в целом незначительная.

Инженерно-геологические условия строительства неплохие, так как мягкие грунты и высокий уровень грунтовых вод встречаются только в

http://jurassic.ru/

ложбинах между холмами. Однако строительство шоссейных дорог и многих других сооружений сильно затруднено резкими неровностями рельефа. Там, где растительный покров уничтожен, наблюдаются интенсивные эрозионные процессы, вызванные временными водными потоками. Они затрагивают не только дороги, но и поля, причиняя большой ущерб сельскому хозяйству.

Район C_6 охватывает наиболее значительные зандровые поля Южной Эстонии и состоит из разобщенных участков, обладающих местами довольно неспокойным рельефом. Встречающиеся здесь холмы и гряды сложены в основном мелко- и среднезернистыми кварцевыми песками мощностью 10—20 *м* и более. Коренная основа в подрайоне C_6a сложена среднедевонскими песчаниками и глинами, в подрайоне C_6b — верхнедевонскими карбонатными породами.

Возвышенные участки удобны для строительства, хотя дорожное строительство в районе затруднено ввиду широкого распространения болот, а также из-за неровностей рельефа. Почти вся территория района покрыта сосновыми лесами и слабо заселена.

Район C_7 представляет собой низменную равнину между возвышенностями Хаанья и Отепя. Она сложена мореной и водно-ледниковыми песками, причем последние местами перевеяны в дюны. Иногда здесь встречаются ленточные глины. Широко распространены болота. Из-за заболоченности инженерно-геологические условия в целом в районе плохие, хотя минеральные грунты в основном отличаются устойчивостью.

ДАЛЬНЕЙШИЕ ЗАДАЧИ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

1. Необходимо приступить к систематическому и всестороннему инженерно-геологическому исследованию пород, встречающихся на территории Эстонии, в том числе к исследованию минералогического и гранулометрического состава, физико-химических (коллоидных), физических и механических свойств, поведения грунтов в основаниях сооружений и т. д. В первую очередь, в таких исследованиях нуждаются озерно-ледниковые, морские, аллювиальные и другие мало уплотненные отложения.

2. Для территории всей республики необходимо составить инженерно-геологическую карту в масштабе 1 : 200 000.

http://jurassic.ru/

Глава шестая

ГЕОЛОГО-ЭКОНОМИЧЕСКИЙ ОБЗОР

Эстонская ССР — единый экономический административный район. Площадь ее равна 45,1 тыс $км^2$. Население — 1196 тыс. человек. В народном хозяйстве ЭССР видное место занимают отрасли промышленности, связанные с добычей и использованием горючих сланцев, фосфоритов, карбонатных пород, глин и песков, большие потенциальные запасы которых размещены преимущественно в северной части республики. Состояние учтенных запасов и добычи главнейших ископаемых Эстонии на 1 января 1959 г. показано в табл. 83.

Из указанных полезных ископаемых первое место занимают горючие сланцы.

На развитие сланцедобывающей промышленности в Эстонии большое влияние имеет близкое расположение месторождения к Ленинграду и Таллину. Горючие сланцы являются базой для промышленного топливоснабжения, для выработки электроэнергии, искусственного горючего газа и жидких горючих, а также сырьем химической промышленности. Так, например, расход добытого за 1958 г. сланца распределяется следующим образом: на переработку на бытовой газ и сланцевое масло израсходовано 35%; на выработку электроэнергии 17% и на другие энергетические нужды (топливо на предприятиях строительных материалов и в текстильной промышленности) около 14%; около 20% добытого сланца вывезено за пределы республики, главным образом в Ленинградскую область, а также в Новгородскую и Псковскую области, в Белоруссию, Литву и Латвию; часть сланца складируется для будущего потребления первой очереди строящейся Прибалтийской ГРЭС.

Переработка сланца на бытовой газ осуществляется на сланцеперерабатывающем комбинате в Кохтла-Ярве, где построен и пущен в эксплуатацию в 1948 г. газосланцевый завод. В 1958 г. на этом заводе выработано 414 млн. $м^3$ газа, который используется на бытовые нужды в Ленинграде и Таллине, что имело большое народнохозяйственное значение, особенно в послевоенные годы, в связи с отсутствием поблизости других топливных баз. На сланцеперерабатывающих комбинатах в Кохтла-Ярве, Кивиыли и Кохтла из сланца вырабатывается сланцевая смола, которая в свою очередь служит исходным продуктом для получения топочного масла, бензина и ряда химических продуктов, например, шпалопропиточного масла, олифы, битума, фенолов и других. На сланцеперерабатывающем комбинате в Кохтла-Ярве освоено производство серы, гипосульфита и антисептиков. Потребление сланцевого бытового газа и сланцевого топочного масла в Эстонии за 1958 г. составило 9,8% от общего баланса топлива республики (без учета моторного горючего и нефтяного мазута).

Основным видом топлива в Эстонской республике является горючий сланец в натуральном виде, на который в 1958 г. приходилось 51,4% от общего потребления топлива в республике (без учета моторного горючего и нефтяного мазута). Главными потребителями твердого сланцевого

http://jurassic.ru/

Таблица 83

Запасы и добыча главнейших полезных ископаемых в Эстонской ССР (в млн. *т*)

Полезные ископаемые	Добыча		Запасы на 1 января 1959 г.				Обеспеченность запасами кат. $A+B+C_1$ с учетом потерь, гг.		Удельный вес запасов кат. $A+B+C_1$ к общесоюзным, %	Удельный вес добычи к общесоюзной %
			Балансовые			Забалансовые				
	фактическая за 1958 г.	план на 1965 г.	A+B	$A+B+C_1$	C_2		на уровне добычи 1958 г.	на уровне добычи 1965 г.		
Горючие сланцы	8,96	16,0	1858,5	3445,4	5200,1	2215,4	300	130	45	70,3
Фосфориты	0,51	1,8	63,1	185,0	44,7	25,5	330	90	10	10
Цементное сырье	0,12	1,1					2000	250	1,5	1
В том числе:										
карбонатные породы			77,1	180,5	70,6	—				
глины и пески			9,4	17,4	—	—				

топлива являются электростанции и промышленность стройматериалов. В производстве электроэнергии на долю горючих сланцев приходится более 90% общего количества топлива, израсходованного на эти цели, а в промышленном топливоснабжении — около 60%.

Семилетним планом развития народного хозяйства СССР на 1959—1965 гг. намечено дальнейшее развитие сланцевой промышленности в Эстонии. Рост добычи сланца до 16,0 млн. *т* в 1965 г. предусмотрен главным образом для обеспечения топливом строящейся Прибалтийской ГРЭС, что повысит роль сланца в топливопотреблении в целом по Эстонской ССР до 65%. К 1975 г. добычу сланца намечается довести до 30,4 млн. *т* в год преимущественно для обеспечения энергетического топливоснабжения. Такой высокий удельный вес горючего сланца в топливном балансе республики объясняется его экономичностью. По данным Института экономики Академии наук Эстонской ССР, себестоимость 1 *т* сланца франко-Таллин в пересчете на условное топливо является самой низкой в сравнении с другими видами местного топлива (дрова, торф, сланцевый бытовой газ и сланцевое топочное масло) и с дальнепривозным твердым топливом (каменный уголь), уступая лишь шебелинскому природному газу и незначительно башкирскому нефтяному мазуту. На транспорте, в сельском хозяйстве и на коммунальные нужды сланец в качестве твердого топлива используется в небольших количествах и в дальнейшем потребление его будет еще меньше за счет роста использования топочного сланцевого масла, моторного топлива, бытового газа и торфобрикета.

Сланцеперерабатывающая промышленность в дальнейшем будет развиваться по пути сланцевой химии на основе использования сланцевой смолы и газа как исходных продуктов химического сырья. Семилетним планом предусматривается производство ши-

http://jurassic.ru/

рокого ассортимента продуктов химической переработки сланца. Уже освоено производство шпалопропиточного масла, которое, как показали опыты, сохраняет механическую прочность шпал в течение нескольких десятков лет. Сланцевые фенолы являются основой для получения пластмасс и клеев, используемых для приготовления качественных и дешевых архитектурных строительных изделий. Эффективным является также производство из сланцевых фенолов дубителей для кожевенной промышленности. В ближайшее время в Кивиыли предусматривается переработка газового бензина камерных печей на ароматические углеводы. Предполагается организовать производство флотореагентов, которые можно применять при обогащении руд цветных металлов и коксующихся углей; намечается выработка лака, карболинеума, поверхностноактивных веществ для замены растительных и животных жиров в мыловаренном производстве. Кроме перечисленных продуктов, получаемых при углубленной переработке сланцевой смолы и газового бензина, из сланцевого газа можно получить азотные удобрения (синтетический аммиак), а также пропилен и бензол, служащие сырьем для производства искусственного волокна. По плану развития народного хозяйства СССР на 1959—1965 гг. объем производства химической и газовой промышленности на базе эстонских сланцев в 1965 г. увеличится в сравнении с 1958 г. в 1,9 раза, рост производства сланцевой химии к 1975 г. против 1958 г. намечается в 7,4 раза.

Важнейшей проблемой развития сланцевой промышленности в Эстонии является наиболее полное и рациональное использование запасов сланца. В настоящее время при добыче допускаются эксплуатационные потери сланца до 40%, главным образом из-за завышенных требований потребителей к качеству товарного сланца, что вынуждает производить отработку промышленного пласта сланца не на всю полезную его мощность, а только лучших по качеству слоев. Полупромышленные опыты и испытания переработки сланца пониженного качества на газ и смолу, проведенные на Кохтла-Ярвеском сланцеперерабатывающем комбинате, а также регулярная работа в последние годы на таком сланце сланцеперерабатывающего комбината в Кивиыли и сланцеперерабатывающего комбината в г. Сланцы Ленинградской области, доказывают техническую возможность переработки сланца по качеству ниже требований действующих ГОСТов. Необходимо разработать новые ГОСТы с оптимальными параметрами качества сланца, учитывая не только условия добычи и требования потребителей к качеству сланца, но и возможность комплексного и безостаточного использования составных компонентов его — органического вещества для производства тепла, электроэнергии, газа, жидких горючих и химических продуктов, а минеральной части сланца для производства строительных материалов. Комплексное использование горючих сланцев должно быть основным направлением в дальнейшем развитии сланцевой промышленности, основой повышения ее рентабельности; это сохранит от потерь балансовые запасы качественного сланца, увеличит срок службы шахт и снизит себестоимость продукции за счет внедрения полной механизации процессов добычи сланца.

Разведанные запасы горючих сланцев дают возможность еще большего расширения добычи. При годовой добыче на уровне 1965 г. разведанных запасов по категориям $A+B+C_1$ хватит на 130 лет. Основной задачей геологов в деле дальнейшего развития сланцевой промышленности является углубленное и всестороннее изучение вещественного состава

http://jurassic.ru/

и свойств горючих сланцев с целью успешного разрешения вопросов наиболее полного извлечения их из недр и комплексного безостаточного использования добытого сланца.

Торф, несмотря на большие запасы его, в топливном балансе Эстонии на 1958 г. занимает только 7,5% (без учета моторного горючего и нефтяного мазута). На таком же уровне удельный вес торфяного топлива сохраняется в республике и на 1965 г. Массивы торфяных болот занимают значительную часть территории Эстонии и расположены главным образом в ее юго-западной и северо-восточной частях. Общая площадь торфяных болот в Эстонии около 675 тыс. *га* с запасами сырого торфа 16 млрд. $м^3$. На долю 70 наиболее крупных болот приходится около 60% всей площади торфяных болот республики; площадь отдельных болот равна 4—22 тыс. *га*, что благоприятствует организации на них крупных механизированных разработок. В настоящее время разрабатываются торфяники, расположенные вблизи крупных населенных пунктов, в том числе у гг. Пярну, Тарту и Таллин. Использование торфа планируется главным образом в промышленном топливоснабжении, в сельском хозяйстве и в коммунальном хозяйстве; для выработки электроэнергии торф в ближайшие годы перестанет использоваться.

В развитии торфяной промышленности по генеральной перспективе предусматривается значительное увеличение производства торфобрикета: 250 тыс. *т* в 1965 г. и 625 тыс. *т* в 1975 г., против 60 тыс. *т* в 1958 г. Намечается производство с 1963 г. торфоизоляционных плит в количество 1 млн. $м^2$ в год и увеличение добычи подстилочного торфа до 40 тыс. *т* в 1965 г. и до 100 тыс. *т* в 1975 г.

Важной сырьевой базой для химической промышленности ЭССР, кроме горючих сланцев, являются также фосфориты, месторождения которых представляют собой пластовые скопления фосфорно-кислых кальциевых раковин плеченогих из рода *Obolus*, залегающих среди песчаников маардуской пачки пакерортского горизонта нижнего ордовика. К настоящему времени в северной части Эстонии выявлено и разведано шесть месторождений фосфоритов (Маарду, Юльгазе, Иру, Тситре, Азери и Сака-Онтика), из которых эксплуатируется только одно — Маарду. В 1958 г. было добыто 514 тыс. *т* фосфоритовой руды со средним содержанием P_2O_5 13,5%. После предварительного отсева кварцевого песка из этой руды путем размалывания получают фосфоритную муку, производство которой в 1958 г. в пересчете на 19%-ное содержание P_2O_5 достигло 192 тыс. *т*. Фосфоритная мука, как показывает опыт ее использования, является эффективным и дешевым видом удобрения в условиях Эстонии. Она вывозится и за пределы республики; так, в 1957 г. было вывезено более 100 тыс. *т* фосфоритной муки в Белоруссию, Украину и Латвию. Эстонские фосфориты частично используются для производства суперфосфата.

Намечена реконструкция химического комбината Маарду. Увеличится также производство серной кислоты и суперфосфата. Будет организовано производство новой продукции — обесфторенного фосфата, кремнегеля и некоторых других. Следует обратить внимание на имеющуюся возможность значительного увеличения добычи фосфоритов в Эстонии за счет освоения новых месторождений с благоприятными горнотехническими условиями разработки, позволяющими вести добычу частично открытым способом. Первоочередным объектом для промышленного освоения может быть крупнейшее в республике месторождение около Азери с балансовыми запасами фосфоритовой руды 105 млн. *т*. В непосредствен-

http://jurassic.ru/

ной близости к этому месторождению расположено другое крупное месторождение фосфоритов Сака-Онтика с балансовыми запасами 58,6 млн. *т*, детальная разведка которого заканчивается в 1960 г. На базе эстонских фосфоритов можно организовать производство фосфорных удобрений для покрытия нужд не только Эстонской ССР, но и соседних экономических районов. Задача геологоразведочных работ состоит в выявлении возможности использования комплекса сопутствующих фосфоритовой руде полезных ископаемых — глауконита, пирита, диктионемового сланца и известняков, что значительно повысит эффективность производства.

Северная половина Эстонской ССР и прилегающие острова Сааремаа, Хийумаа и Муху являются областью сплошного распространения карбонатных пород ордовика и силура, что обусловило нахождение здесь многочисленных месторождений известняков, мергелей и доломитов с практически неисчерпаемыми запасами, пригодных в качестве строительного камня, для обжига на известь, для производства цемента и т. д.

Цементное производство базируется на использовании известняков и мергелей азериского, идавереского, йыхвиского и ласнамягиского горизонтов среднего ордовика и синих глин лонтоваской свиты нижнего кембрия; все эти породы широко распространены в прибрежной полосе северной части Эстонии и создают здесь неограниченные возможности для развития цементной промышленности. Разведанные запасы цементного сырья 94 млн. *т* вблизи единственного в Эстонской ССР цементного завода «Пунане-Кунда» обеспечивают его потребность на срок около 800 лет, а при увеличении к 1964 г. его производственной мощности до 650 тыс. *т* этих запасов хватит почти на 100 лет. В настоящее время производится цемент средней марки 366 *кг/см*^{2}, а в дальнейшем планируется повысить ее до 450 *кг/см*^{2}.

В качестве строительного камня (бут, щебень, штучный камень) пригодны известняки ласнамягиского, йыхвиского, вазалеммаского, ракверескоro и набалаского горизонтов ордовика, а также известняки и доломиты тамсалуского, паадлаского, райккюлаского и каармаского горизонтов силура. Наиболее широкое применение из них получили известняки ласнамягиского горизонта, добываемые в большом количестве в карьерах около Таллина. Из этого камня построены, в частности, древние крепостные стены и башни города, сохранившиеся в хорошем состоянии с XIII—XIV вв. до настоящего времени, что свидетельствует об их большой устойчивости. Из всей массы перерабатываемых горных пород на карьерах Ласнамяэ приходится около 40% на изготовление стенового плитняка, 55% на щебень и 5% на ступени, цоколи и другие строительные детали. Другим хорошим строительным камнем является вазалеммаский известняк, получивший местное название «вазалеммаский мрамор», добыча которого ведется около ст. Вазалемма в 40 *км* от г. Таллина. Этот известняк используется на щебень, изготовление строительных деталей и внутренних облицовочных и архитектурных украшений городских зданий (облицовочные камни, лестничные ступени, карнизы), а также для производства художественных и скульптурных изделий. В частности, он был использован на строительство павильона Эстонской ССР на Выставке достижений народного хозяйства СССР в Москве. Вазалеммаский известняк по своим техническим свойствам считается лучшим архитектурным строительным камнем в Эстонской ССР. Известняки и доломиты из других горизонтов для строительных целей добываются в меньшем количестве.

В Эстонской ССР зарегистрировано около 200 месторождений строительного известняка и доломита, из них по 11 эксплуатируемым место-

http://jurassic.ru/

рождениям подсчитаны запасы по категориям $A+B+C_1$ свыше 50 млн. $м^3$. Горнотехнические и гидрогеологические условия разработки месторождений благоприятны. В 1958 г. в Эстонии было добыто 256 тыс. $м^3$ бутового камня и 713 тыс. $м^3$ щебня. Производство бутового камня к 1965 г. возрастет до 410 тыс. $м^3$, а щебня до 1500 тыс. $м^3$. Планируется вывоз щебня за пределы республики в количестве более 500 тыс. $м^3$ в год.

Для обжига извести наиболее широко используются силурийские известняки тамсалуского и райккюлаского горизонтов и известняки вазалеммаского горизонта ордовика; известняки поркуниского, яагарахуского, паадлаского и каугатумаского горизонтов силура хотя и пригодны для производства извести, но используются мало. Обследовано 30 месторождений известняков, пригодных для обжига на известь, из которых 6 эксплуатируются известковыми заводами. Разведанных запасов — около 40 млн. *т*. В 1958 г. производство извести в ЭССР достигло 159 тыс. *т*. В дальнейшем производство извести будет расти незначительно, до уровня 250 тыс. *т* в год.

Некоторые известняки и доломиты пригодны и для промышленных целей. Так, для нужд целлюлозной и сахарной промышленности используются известняки вазалеммаского, яагарахуского и каугатумаского горизонтов в количестве до 80 тыс. *т* в год. В этих целях указанные известняки в небольших количествах используются и за пределами Эстонии. Выяснена возможность использования доломитов яагарахуского и каармаского горизонтов для производства огнеупоров и для нужд металлургической и стекольной промышленности, однако большого практического применения в этих целях они еще не получили. Всего зарегистрировано 20 месторождений доломитов из отложений силура (поркуниский, райккюлаский, адаверескиий, яагарахуский и каармаский горизонты); разведаны только три месторождения с общими запасами 42 млн. $м^3$. Горнотехнические условия разработки благоприятны. Общее потребление промышленных известняков и доломитов в Эстонской ССР в 1958 г. равнялось около 100 тыс. *т*, а к 1965 г. возрастет до 180 тыс. *т*.

В Эстонской ССР производится глиняный и силикатный кирпич. Для производства глиняного кирпича используются глины кембрийского, девонского и четвертичного возрастов и в качестве отощающей добавки — пески четвертичного возраста.

Наибольшее практическое значение из указанных глин имеют кембрийские, выходы которых на дневную поверхность известны в многочисленных местах в прибрежной полосе Финского залива. На базе кембрийских глин действуют три крупнейших кирпичных завода Эстонии — таллинский, азериский и локсаский. Запасы кембрийских глин практически неисчерпаемы, но учтены они только по трем эксплуатируемым месторождениям. На азериском заводе из этих глин изготавливаются также дренажные трубы. Глины девонского возраста распространены в южной части Эстонии. По качеству они лучше кембрийских и среди них встречаются разности, приближающиеся к тугоплавким с температурой плавления 1350—1600° С. Девонские глины пригодны для изготовления стенового фасадного кирпича, половых плит, черепицы и формовочных смесей. Разведанных запасов для организации такого производства достаточно. Известны четыре месторождения, из них два наиболее крупные — Сянна и Йоозу — имеют запасы глин по категории $A+B+C_1$ около 5 млн. *т*. Другие месторождения имеют небольшие запасы. Горнотехнические условия разработки месторождений девонских глин благоприятны. Разрабатывается четыре месторождения (Выльси, Алликукиви, Йоозу и Мамма-

http://jurassic.ru/

сте), на которых за 1958 г. добыто суммарно 34 тыс. $м^3$ глины для изготовления строительного и в меньшей мере фасадного кирпича, черепицы и художественной керамики. Более широкое применение в кирпичном производстве, чем девонские глины, получили глины четвертичного возраста, главным образом озерно-ледникового происхождения (ленточные глины) и в значительно меньшей мере моренные, аллювиальные и делювиальные, распространение которых известно почти на всей территории Эстонской ССР. Кирпичные заводы, базирующиеся на месторождениях четвертичных глин, по производительности значительно уступают кирпичным заводам, работающим на кембрийских глинах; наиболее крупные из них находятся в районе гг. Тюри, Рапла и Пярну.

На 1 января 1958 г. было зарегистрировано 169 месторождений глин из которых разведано 93, запасы утверждены только по 25, а эксплуатируются 40. Разведано запасов глин 124 млн. $м^3$, из них по категории $A + B + C_1$ около 32 млн. $м^3$. Геологические предпосылки увеличения запасов глин имеются. В 1958 г. в ЭССР производство глиняного кирпича равнялось около 100 млн. штук. Значительного роста производства глиняного кирпича и черепицы в семилетке не планируется. Намечено увеличение производства дренажных труб к 1965 г. до 60 млн. штук (условных труб).

Сырьем для производства силикатного кирпича служит песок месторождения Мяннику около г. Таллина, на базе которого работают два завода, изготовивших в 1958 г. 148 млн. штук кирпича. Производство силикатного кирпича планируется увеличить в 1960 г. до 200 млн. штук.

В 1958—1959 гг. более 97% от общего объема производства стеновых материалов составлял кирпич. В дальнейшем предусматривается резкое увеличение удельного веса производства индустриальных материалов — блоков и панелей, до 550 млн. штук условного кирпича в 1965 г. и около 1 100 млн. штук условного кирпича в 1957 г., главным образом из сланцезольного ячеистого бетона.

Для строительных целей используются строительные пески, месторождения которых находятся преимущественно в северной части Эстонии. По 19 известным месторождением учтены запасы по категориям $A + B + C_1$ около 40 млн. $м^3$ строительного песка. Добыча строительного песка в 1958 г. равнялась 476 тыс. $м^3$, а к 1965 г. намечается рост до 870 тыс. $м^3$. Для строительных целей используется также песчано-гравийный материал. Зарегистрировано более 500 месторождений песчано-гравийного материала, из которых разведано только 26 с общими запасами по категориям $A+B+C_1$, около 15 млн. $м^3$. Добыча песчано-гравийного материала в Эстонской ССР в 1958 г. равнялась 1,3 млн. $м^3$ и к 1965 г. намечается рост до 2,3 млн. $м^3$. Для производства щебня и гранитной крошки используются также валуны кристаллических пород ледникового происхождения, большие скопления которых имеются во многих местах республики. На 1965 г. планируется производство щебня из валунов кристаллических пород в количестве 110 тыс. $м^3$. Валуны используются в качестве бута и стенового материала, для устройства мостовых устоев, укрепления набережных и строительства молов, а также для изготовления архитектурных памятников.

Для стекольного производства используются пески среднедевонского возраста, распространенные в южной части Эстонии. Лучшими по качеству являются пески месторождения Пиуза, из которых изготавливаются высшие сорта стекла. Разведанные запасы песков на этом месторождении равны 4,1 млн. *т*, из них по категориям $A+B+C_1$ 2,9 млн. *т*. Имеются гео-

http://jurassic.ru/

логические предпосылки для расширения границ этого месторождения, а также на открытие новых месторождений. Производство стекла (листового) в 1958 г. достигло 1530 тыс. $м^2$. В настоящее время в Эстонской ССР работают четыре стекольных завода, на одном из которых вырабатывается листовое стекло, а на остальных — стеклянная посуда, арматура и другие изделия. Стекло и стеклянные изделия вывозятся за пределы Эстонии. Намечается увеличение стекольного производства.

Из изложенного видно, что промышленность строительных материалов в Эстонской ССР имеет большие возможности роста на базе практически неисчерпаемых запасов глин, мергелей, известняков, доломитов, песков и отходов сланцевой промышленности. Этому способствует близость сырьевых источников к промышленным центрам и магистральным транспортным путям, в том числе к морскому. Особо следует обратить внимание на благоприятные условия для развития цементной промышленности. Следует указать также и на то, что, несмотря на наличие практически неисчерпаемых запасов строительных материалов, многие предприятия не обеспечены утвержденными запасами, что затрудняет перспективное планирование добычи.

В заключение необходимо упомянуть еще о таких полезных ископаемых, как минеральные пигменты, озерный мел, формовочные пески и др., значение которых в народном хозяйстве Эстонии пока незначительно.

Сырьем для минеральных пигментов являются глауконит, охристые глины и охристые пески. Глауконит содержится в песчаниках лээтсеского горизонта нижнего ордовика, выходы которого на дневную поверхность широко распространены по побережью Финского залива. Запасы песчаника практически неисчерпаемы и оцениваются в 140 млн. $м^3$. Широкого практического применения глауконит пока не получил, но произведенные опыты показали возможность его использования в качестве фасадного красителя. Охристые пески и глины заключены в послеледниковых болотных и озерных отложениях. Используются пока охристые пески одного месторождения Кийса-Аренгу в северной части Эстонии для производства малярных красок. Всего в республике известно 45 месторождений охристых минеральных пигментов с общими запасами около 10 тыс. $м^3$; утвержденных запасов не имеется.

Известно 110 месторождений озерного мела и известкового туфа, но почти все они не разведаны. Месторождения размещены по всей территории Эстонии. Перспективные запасы большие. Так, только по 10 обследованным месторождениям запасы исчисляются около 40 млн. $м^3$. Озерный мел и известковый туф добываются колхозами и промкомбинатами для известкования почв и использования в качестве минерального корма скоту в количестве до 2,5 тыс. $т$ в год.

Формовочные пески, пригодные для стального и чугунного литья среднего веса, выявлены в 1957 г. в пределах пиузаского месторождения стекольных песков и в пределах месторождения строительных песков около Таллина. По обоим месторождениям разведано запасов 1,2 млн. $т$ таких песков. Этого достаточно для покрытия нужд республики в формовочном материале на 25—30 лет. До 1957 г. формовочные земли привозились в Эстонию из других республик.

Месторождение диатомита голоценового возраста под названием «Лээково болото» известно на левом берегу р. Нарва около г. Нарва. Запасы по категориям $A+B+C_1$ равны 3,5 млн. $м^3$. Качество диатомита удовлетворительное. Добычу можно вести открытым способом. Месторождение не эксплуатируется. Таллинский завод теплоизоляционных плит

http://jurassic.ru/

добывает диатомиты лучшие по качеству на месторождении Тырвала, расположенном на территории Кингисеппского района Ленинградской области на правом берегу р. Нарва против месторождения «Лээково болото». В 1958 г. добыто 5,2 тыс. $м^3$ диатомита.

В заливах и бухтах западного побережья Эстонии и у о-вов Сааремаа, Хийумаа и Вормси имеются лечебные грязи, которые используются в санаториях Пярну и Хаапсалу, имеющих союзное значение.

Другие полезные ископаемые Эстонской ССР — диктионемовые сланцы, природный газ, металлические руды — еще не изучены в достаточной степени и их промышленная ценность не установлена.

http://jurassic.ru/

ЛИТЕРАТУРА

Аалоэ А. О. Рифовая фация в яагарахуском горизонте силура Эстонии. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, I, 1956.

Аалоэ А. О. Стратиграфия юруского (G_I) и тамсалуского (G_{II}) горизонтов силура Эстонской ССР. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, III, 1958а.

Аалоэ А. О. Новое в стратиграфии силура Эстонии. Тезисы докл. научной сессии, посвященной 50-ой годовщине со дня смерти акад. Ф. Б. Шмидта. Ин-т геол. АН ЭССР, 1958 б.

Аалоэ А. О. Новые данные о метеоритных кратерах на острове Сааремаа Эстонской ССР. Метеоритика, вып. 16, 1958в.

Аалоэ А. Новое в стратиграфии силура Эстонии. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, V, 1960.

Аалоэ А. О., Марк Э. Ю., Мянниль Р. М., Мююрисепп К. К., Орвику К. К. Обзор стратиграфии палеозойских и четвертичных отложений Эстонской ССР. Ин-т геологии АН ЭССР., 1958.

Аарна А. Я. О влиянии минеральной массы при термическом разложении кукерситного горючего сланца. Тр. Таллинского политехнического ин-та, сер. А, № 48, 1953.

Аарна А. Я. Об образовании горючих сланцев Эстонского месторождения. В кн. «Генезис твердых горючих ископаемых». М., 1959.

Алейников А. А. Схемы стратиграфии четвертичных отложений северо-западной части СССР и сопредельных районов. Докл. АН СССР, т. 118, № 3, 1958.

Александров В. А. Курортные ресурсы СССР. Основы курортологии. Медгиз, М., 1956.

Александрова А. Н. и Петрова Е. А. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 1 000 000. Лист О-36 (Ленинград). Объяснительная записка. Госгеолтехиздат, М., 1957.

Александрова Е. П. Литология и фации кембрийских, ордовикских и силурийских отложений северо-западной части Русской платформы. Авторефераты научн. тр. ВНИГРИ, вып. 8, 1952.

Алексеев Ф. А. К схеме тектоники северо-западной части СССР. Докл. АН СССР, т. 56, № 7, 1947.

Алихова Т. Н. Брахиоподы средней и верхней части нижнего силура Ленинградской области и их стратиграфическое значение. Тр. ВСЕГЕИ, 1951.

Алихова Т. Н. Руководящая фауна брахиопод ордовикских отложений северо-западной части Русской платформы. Тр. ВСЕГЕИ, 1953.

Алихова Т. Н. О границе между кембрием и ордовиком в Европейской биогеографической провинции. ВСЕГЕИ, сб. № 4, 1956.

Алихова Т. Н. К вопросу о расчленении ордовикской системы. Сов. геол., № 55, 1957.

Алихова Т. Н. О границе между ордовиком и кембрием в северо-западной части Русской платформы. Сов. геол., № 10, 1958.

Андреев Б. А. К вопросу о южной границе и размерах Выборгского массива гранитов рапакиви. Докл. АН СССР, т. 118, № 4, 1958.

Асаткин Б. П. Новые данные по стратиграфии нижнего силура Ленинградской области. Изв. Всес. геол.-разв. объединения, вып. 81, 1931.

Асаткин Б. П. Древнейшие слои среднего девона Ленинградской области. Изв. Ленингр. геол.-гидр.-геодез. треста, вып. 3, 1934.

Асаткин Б. П. Вопросы тектоники и проблема интрузий в западной части Ленинградской области. Пробл. сов. геол., № 5—6, 1937а.

Асаткин Б. П. Докембрийские образования, кембрийские и нижнесилурийские отложения Ленинградской области. Тр. Ленингр. геол. треста, вып. 15, 1937б.

Асаткин Б. П. Гдовские дислокации. Тр. Ленингр. геол. треста, вып. 14, 1938.

http://jurassic.ru/

Асаткин Б. П. Геологическая карта СССР, масштаб 1 : 1 000 000. Объяснительная записка к листам О-34 вост. пол., О-35 (Рига—Таллин). Комитет по делам геологии при СНК СССР, 1944.

Асаткин Б. П. и Левыкин В. В. Следы изверженных пород и возможности нахождения полиметаллических руд в палеозое Ленинградской области и Карельской АССР, Сб. № 2 Ленингр. геол. треста, 1938.

Бакиров А. А. Опыт изучения геологии кристаллического фундамента Русской платформы на основе опорного бурения. Гостоптехиздат, 1954.

Баланс запасов полезных ископаемых СССР на 1 января 1958 г., вып. 59. Сланцы горючие. Госгеолтехиздат, М., 1958.

Балашов З. Г. Стратиграфическое распространение наутилоидей в ордовике Прибалтики. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 78, 1953а.

Балашов З. Г. Свернутые и полусвернутые наутилоидеи ордовика Прибалтики. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 78, 1953б.

Балашов З. Г. Некоторые новые роды и виды наутилоидей ордовика Прибалтики. Вопросы палеонтологии, т. 2, 1955а.

Балашов З. Г. Семейство Cochlioceratidae nom. nov. Вопросы палеонтологии, т. 2, 1955 б.

Балашов З. Г. О систематическом положении и стратиграфическом значении рода *Orthoceras*. Ежегодн. Всес. пал. общ., т. XV, 1956.

Балашова Е. А. К истории развития рода *Asaphus* в ордовике Прибалтики. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 78, 1953.

Бауков С. С. Об удельном весе прибалтийских горючих сланцев. Изв. АН ЭССР, т. IV, № 1, 1955 а.

Бауков С. С. О геологопромышленной оценке горючих сланцев Прибалтики. Сб. «Сланценосные материалы в строительстве». Тр. 2-го совещания по расширению использования в строительстве неорганической части сланца-кукерсита. Изд. АН ЭССР, 1955 б.

Бауков С. С. Геотектонические условия сланценакопления. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, 1, 1956.

Бауков С. С. Закономерности вещественного состава горючего сланца Прибалтийского бассейна. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, II, 1958.

Бауков С. С. Исследование горючих сланцев для энергоклинкерного их использования. Инф. бюлл. Управ. геол. и охр. недр при СМ ЭССР, № 1, 1959а.

Бауков С. С. О геологопромышленной оценке Прибалтийского сланцевого бассейна. Инф. бюлл. Упр. геол. и охр. недр при СМ ЭССР, № 1, 1959б.

Бондаренко Б. В. К вопросу геологического истолкования магнитного поля Припятской впадины в юго-восточной части БССР. Изв. АН БССР, № 1, 1955.

Брунс Е. П. Куполовидные структуры в девоне западной части Ленинградской области. Мат. по геол. и пол. ископ. Карело-Финск. ССР, Ленингр. и Мурманская обл. Сб. № 6, Ленинградское геол. упр., 1940.

Вансович и Лемон. Геологическое обозрение Курляндской и Лифляндской губерний. Горный журнал кн. VIII, 1827.

Вебер К., Курм Х., Лаасимер Л., Раудсепп А. и Труу А. Торфяной фонд Эстонской ССР. Сб. статей по изучению торфяного фонда, вып. 2, М., 1957.

Венюков П. Н. Отложения девонской системы Европейской России, С.-Пб. 1884.

Венюков П. Н. Фауна девонской системы северо-западной и центральной России. С.-Пб., 1886.

Верте А. И. К геолого-литологическому подразделению нижней песчано-глинистой толщи девона на территории Эстонской ССР. Докл. АН СССР, т. 105, № 4, 1955.

Верте А. И. О ляминаритовых и надляминаритовых слоях нижнего кембрия в Эстонской ССР. Докл. АН СССР, том 115, № 5, 1957.

Верте А. И. Особенности формирования подземных вод Эстонской ССР, Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, II, 1958.

Верте А. И. О тектонической природе одной малой куполовидной структуры в районе г. Таллина. Вестн. Ленингр. ун-та, 1959, № 6. Серия геол. и геогр., вып. 1, 1959.

Верте А. И. и Марк Э. Ю. О стратиграфическом положении пярнуского ($D_2 a^1_1$) горизонта в Эстонской ССР. Изв. АН ЭССР, VII, сер. техн. и физ.-мат. наук, № 4, 1957.

Вийдинг Х. Распространение и петрография эрратических валунов Эстонской ССР. Научные сообщения ин-та геол. и геогр. АН Литовской ССР, том IV, 1957.

Востокова В. А. Стратиграфическое распространение гастропод в ордовике Прибалтики. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 18, 1953.

Востокова В. А. Гастроподы ордовика Ленинградской области и Прибалтики. Вопросы палеонтологии, т. 2, 1955.

http://jurassic.ru/

Газизов М. С. К вопросу о морфологии и происхождении глубинного карста в Прибалтийском сланцевом бассейне. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, II, 1958.

Гатальский М. А. Микродислокация и трещиноватость пород в районе Прибалтики и их значение в миграции и распределении флюидов. Тр. ВНИГРИ, вып. 131, геол. сб. 4, 1959.

Геккер Р. Ф. Эхиносферициды русского силура. Тр. Геол. и минер. музея им. Петра Великого Росс. Акад. наук, т. IV, вып. I, 1923.

Геккер Р. Ф. О «палеонавтилитах» А. Ф. Фольборта. Ежегодник Русского Палеонтологического общества, т. VII, 1927, 1928.

Геккер Р. Ф. К палеогеографии девона Русской платформы. Изв. Гос. геогр. общ., т. 66, 1934.

Геккер Р. Ф. Девонские отложения. Геологическая карта южной части Ленинградской области. Масштаб 1 : 1 000 000. 1936. Тр. Ленингр. геол. треста, вып. 15, 1937.

Геккер Р. Ф. Лепердиция из среднего девона Ленинградской области. Изв. АН СССР, отд. биол. наук, 1939.

Геккер Р. Ф. Carpoidea, Eocrinoidea и Ophiocistia нижнего силура Ленинградской области и Эстонии. Тр. Палеонт. ин-та АН СССР, т. IX, вып. 4, 1940.

Геккер Р. Ф. Отложения, фауна и флора Главного девонского поля. Фауна Главного девонского поля, I, Изд. АН СССР, 1941.

Геккер Р. Ф. Стратиграфия и фауна верхнего девона Главного девонского поля Русской платформы и его фациальные изменения. Сб. «Девон Русской платформы», Гостоптехиздат, 1953.

Геккер Р. Ф. Новые данные о роде *Achradocystites* (Paracrinoidea, Echinodermata). Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, III, 1958.

Геккер Р. Ф. Ископаемая фация гладкого каменного морского дна. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, V, 1960.

Геккер Р. Ф., Филиппова М. Ф. и Бархатова В. П. Отложения Главного девонского поля I—IV. Тр. Ленингр. Геол.-разв. треста, вып. 2, 1932.

Геккер Р. Ф., Обручев Д. В., Филиппова М. Ф. Отложения Главного девонского поля V—VII. Тр. Ленингр. геол.-гидр.-геодез. треста, вып. 9, 1935.

Гельмерсен Г. П. Отчет по исследованиям, произведенным в 1838 г. над месторождениями горючего сланца, открытого в Эстляндской губернии в окрестностях мызы Фалль, принадлежащей г. генерал-адъютанту графу Бенкендорфу и мызы Толкс барона Врангеля. Горный журнал, т. III, № 8, 1838.

Геологическая карта СССР масштаба 1 : 2 500 000, 1956.

Гольм Г. Сравнение шведских и Восточно-Балтийских силурийских и послетретичных отложений, основанное на геологических экскурсиях в Эстляндской, Лифляндской и С.-Петербургской губерниях в 1883 и 1884 годах. Изв. Геол. ком., т. III, № 9—10, 1884.

Гричук В. П. Растительность Русской равнины в нижне- и среднечетвертичное время. Тр. Ин-та геогр. АН СССР, т. 46, 1950.

Гуделис В. К. Определение характера движения земной коры по эпейрогенетическим спектрам древнебереговых линий. (Клинометрический анализ). Тр. АН Литовской ССР, сер. Б, 1, 1957.

Дикенштейн Г. Х. История геологического развития Прибалтики и Белоруссии в палеозойскую эру. Тр. ВНИГРИ, вып. 10, 1958.

Дикенштейн Г. Х., Левина Л. М., Лиепиньш П. П., Моксакова А. М., Пистрак Р. М. и Шебуева И. Н. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Прибалтики и Белоруссии. Тр. ВНИГНИ, вып. 18, 1959.

Дилакторский Н. Л. К вопросу о термических свойствах глин Эстонской ССР. Вопросы петрографии и минералогии, т. 2, 1953.

Дилакторский Н. Л. Физико-химические свойства тонких фракций некоторых глин Эстонской ССР. Изв. АН ЭССР, сер. техн. и физ.-мат. наук, № 1, 1956.

Дилакторский Н. Л., Галибина Е. А. К вопросу о процессах минералообразования, протекающих при нагревании сланцевой золы и твердении гидратированных продуктов обжига. Сб. «Сланцезольные материалы в строительстве». Тр. 2-го совещания по расширению использования в строительстве неорганической части сланца-кукерсита. Изд. АН ЭССР, 1955.

Добрянский А. Ф. Горючие сланцы СССР. Ленгостоптехиздат, 1947.

Залесский М. Д. О морском сапропелите силурийского возраста, образованном сине-зеленой водорослью. Изв. АН, сер. IV, № 1, 1917.

Запасы углей и горючих сланцев СССР. Краткая сводка результатов подсчета 1956 г. под редакцией Н. В. Шабарова и А. В. Тыжнова. Госгеолтехиздат, 1958.

Кодырова М. Д. Докембрийское кристаллическое основание в Эстонской ССР. Тезисы докладов на конференции по основным вопросам геологии Ленинградской области и Прибалтики. Изд. Ленингр. гос. ун-та, 1947.

http://jurassic.ru/

Кальо Д. Ругозы ордовика и лландовери Прибалтики, их распространение и развитие. Автореферат диссертации. Тартуский гос. ун-т, 1956а.

Кальо Д. Новые роды *Primitophyllum* и *Leolasma*. Сб. «Материалы по палеонтологии. Новые роды и семейства». ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 12, 1956б.

Кальо Д. О стрептелазмидных ругозах прибалтийского ордовика. Труды Ин-та геол. АН ЭССР, 1, 1956в.

Кальо Д. Codonophyllacea ордовика и лландовери Прибалтики. Ежегодн. общ. естествоиспыт. АН ЭССР, 1957, т. 50, 1958а.

Кальо Д. Л. Некоторые новые и малоизвестные ругозы Прибалтики. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, III, 1958б.

Кальо Д. Л. К систематике рода *Streptelasma* Hall. Описание некоторых новых тетракораллов. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР II, 1958в.

Кальо Д. О некоторых вопросах развития ордовикских тетракораллов. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, V, 1960.

Кальо Д. Л. и Рейман В. М. Два новых вида рода *Calostylis* из нижнего силура Эстонии. Тр. Ин-та геол., II, 1958.

Кальо Д. Л., Рыымусокс А. К. и Мяннииль Р. М. О сериях прибалтийского ордовика и их значении. Изв. АН ЭССР, сер. техн. и физ.-мат. наук, VII, № 1, 1958.

Каратаюте В. Н. Стратиграфическое распределение астеролепид Советского Союза. Тр. АН Литовской ССР, сер. Б., 4 (16), 1958а.

Каратаюте В. Н. Об образе жизни представителей сем. Asterolepididae (подкл. Pterichthys). Научные сообщения ин-та геол. и геогр. АН Литовской ССР, т. VIII, 1958б.

Каратаюте-Талимаа В. Н. Астеролепиды девона СССР и их стратиграфическое распределение. Автореферат диссертации, Пал. Ин-т АН СССР, 1958в.

Каяк К. Ф. Геология долины р. Вяйке-Эмайыги. Ученые записки Тартуского гос. ун-та, вып. 75, 1959.

Келлер Б. М. Типовые разрезы ордовика. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 154, сер. геол. (№ 65), 1954.

Кессел Х. Я. Новые данные о фауне субфоссильных и современных моллюсков Балтийского моря в Эстонской ССР. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, III, 1958а.

Кессел Х. О геологии голоценовых береговых образований Балтийского моря на территории Эстонской ССР. Тезисы докладов научной сессии. Ин-т геол. АН ЭССР, 1958б.

Кессел Х. О геологии голоценовых береговых образований Балтийского моря на территории Эстонской ССР. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, V, 1960.

Киррет О. Г., Поликарпов Н. К., Луцковская Н. Л., Вальдек Р. Г. и Эйзен Ю. М. О составе и свойствах диктионемового сланца месторождения Маарду. Изв. АН ЭССР, сер. техн. и физ.-мат. наук, № 2, 1957.

Когерман П. Химия Эстонских сланцев. Сб. «Химия Эстонских сланцев», перевод под редакцией Я. И. Хисина, ОНТИ, 1934.

Кожевников А. В. Горючие сланцы I—IV. Изд. «Научная литература», Тарту, 1947, 1948.

Котлуков В. А. и Митгарц Б. Б. Структурно-тектонические особенности северной части Прибалтики в пределах листа О-35. ВСЕГЕИ, 1955.

Кратц К. О. Краткий очерк геологического строения и основные черты металлогении восточной части Балтийского щита. Мат. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Запада СССР., Сб. 1, Изд. Сев.-Зап. Геол. Упр., 1957.

Кратц К. О. К расчленению и терминологии протерозоя Карелии. Изв. Карельск. и Кольского филиала АН СССР, № 2, 1958.

Кривцов А. И. О стратиграфической номенклатуре нижнего кембрия Прибалтики и прилегающих областей (в порядке обсуждения). Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1956, № 3, 1956.

Кудрявцев Н. А. К вопросу о тектонике и нефтеносности Прибалтийской впадины. Тр. ВНИГРИ, вып. 1, Геология, 1944.

Кудрявцев Н. А. О тектонике и возможной нефтеносности северо-западной части Русской платформы (Прибалтийской впадины). Сб. «Геол. и нефтеносн. Русской платформы и Эмбы», 1946.

Кузнецов Д. Т., Каганович И. В. и Мийль Х. Р. Зависимость экономических показателей добычи сланца от степени породоотборки в забое и на поверхности. Изв. АН ЭССР, т. IV, № 3, 1955.

Ламанский В. В. Исследования в области Балтийско-Ладожского глинта летом 1900 г. Изв. Геол. ком., т. XX, 1901.

Ламанский В. В. Древнейшие слои силурийских отложений России. Тр. Геол. Ком., нов. сер., вып. 20, 1905.

http://jurassic.ru/

Лебедева А. И. О новообразовании полевых шпатов в кембрийских песках. Ученые зап. ЛГУ, сер. геол., вып. 7, № 209, 1956.

Левыкин В. В. Горючие сланцы Прибалтики. Ленгостоптехиздат, 1947.

Лиепиньш П. П. Некоторые вопросы стратиграфии девона западной части Главного девонского поля. Изв. АН Латвийской ССР, № 6 (47), 1951.

Лиепиньш П. П. О нижних слоях девона Прибалтики. Изв. АН Латвийской ССР, № 1, 1952а.

Лиепиньш П. П. О разрезе девона Прибалтики. Докл. АН СССР, т. 87, № 3, 1952б.

Лиепиньш П. П. К стратиграфической схеме девона Прибалтики. Сб. «Девон Русской платформы». Гостоптехиздат, М., 1953.

Лиепиньш П. П. О нижних слоях девона западной части Восточно-Европейской платформы. Докл. АН СССР, т. 103, № 2, 1955.

Ломтадзе В. Д. Физико-технические свойства нижнекембрийских глин северо-западной окраины Русской платформы. Зап. Ленингр. горн. ин-та, т. 34, вып. 2, 1958.

Лутс К. Окисляемость сланца. Сб. «Химия эстонских сланцев». П. Когерман, Ю. Хюссе и К. Лутс. Перевод под редакцией Я. И. Хисина, ОНТИ, 1934.

Луха А. О проблемах в области геологии и полезных ископаемых Эстонской ССР. АН ЭССР, Научная сессия 23—29 апр. 1941 г. В. Засед. отд. физ.-мат. и техн. наук, 1948.

Лыокене Э. Геоморфология северной части Сакалаской возвышенности. Ученые записки Тартуского Гос. Ун-та, вып. 75, 1959.

Люткевич Е. М. Тектоника и перспективы нефтеносности севера и северо-запада Русской платформы. Авторефераты научн. тр. ВНИГРИ, вып. 8, 1952.

Люткевич Е. М. и Пейсик М. И. Северо-запад Русской платформы. Сб. «Очерки по геологии СССР», Тр. ВНИГРИ, вып. 101, 1957.

Лященко Г. П. Силурийские тентакулиты Подолии и Прибалтики. Тр. ВНИГРИ, вып. 9, 1958.

Максимович Г. А. и Хейнсалу Ю. Новый тип гидродинамического профиля в Эстонской карстовой области. Изв. АН ЭССР, VIII, сер. техн. и физ.-мат. наук, № 3, 1959.

Марк Э. Ю. Виды *Holonema* из среднего девона Эстонской ССР. Юбилейный сб. Общ. естествоисп. при АН ЭССР, 1953а.

Марк Э. Ю. Новые данные о роде *Holonema* (Arthrodira). Доклады АН СССР, т. 92, № 4, 1953б.

Марк Э. Ю. Псаммостеиды (Agnatha) тартуского и гауйского горизонтов девона Эстонской ССР. Автореферат диссертации. АН ЭССР, отд. техн. и физ.-мат. наук, Таллин, 1955.

Марк Э. Ю. О роде *Pycnosteus* (Psammosteidae, Agnatha). Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, 1, 1956.

Марк Э. Ю. О некоторых вопросах стратиграфической номенклатуры девона северо-запада Главного поля. Изв. АН ЭССР, сер. техн. и физ.-мат. наук, VII, № 4, 1958.

Митгарц Б. Б. и Котлуков В. А. К познанию структуры и геотектонического развития северо-западной части Русской платформы. Матер. по геологии Русской платформы. Госгеолиздат, 1954.

Модзалевская Е. А. Трепостоматы ордовика Прибалтики и их стратиграфическое значение. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 78, 1953.

Мустйыги Э. А. Состояние геологоразведочных работ по строительным материалам. Инф. бюлл. Упр. геол. и охр. недр при СМ ЭССР, № 1, 1959.

Мюйрисепп К. К. Оболовые фосфориты Эстонской ССР. Сб. Вопросы геологии агрономических руд, М., 1956.

Мююрисепп К. К. Характеристика нижней границы пакерортского горизонта от мыса Пакерорт до реки Сясь. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, III, 1958а.

Мююрисепп К. Литостратиграфия пакерортского горизонта в Эстонской ССР. Тезисы докладов научной сессии, Ин-т геол. АН ЭССР, Таллин, 1958б.

Мююрисепп К. Литостратиграфия пакерортского горизонта в Эстонской ССР. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, V, 1960.

Мянниль Р. *Estoniops* — новый род трилобитов из семейства Phacopidae. Изв. АН ЭССР, VI, сер. техн. и физ.-мат. наук, № 4, 1957.

Мянниль Р. Основные черты стратиграфии кейлаского горизонта (D_{II}, ордовик) в Эстонии. Изв. АН ЭССР, VII, сер. техн. и физ.-мат., наук, № 3, 1958а.

Мянниль Р. Стратиграфия и палеогеография оандуского горизонта (D_{III}) в Эстонии. Тезисы докладов научной сессии, Ин-т геол. АН ЭССР, 1958б.

Мянниль Р. М. К стратиграфии набалаского горизонта (F_1a) верхнего ордовика Эстонской ССР. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, II, 1958в.

http://jurassic.ru/

Мянниль Р. М. Трилобиты семейств Cheiruridae и Encrinuridae из Эстонии. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, III, 1958г.

Мянниль Р. М. О номенклатуре кембрийских отложений Прибалтики. Изв. АН ЭССР, VIII, сер. техн. и физ.-мат. наук, № 4, 1958д.

Мянниль Р. М. Библиография трудов Ф. Б. Шмидта. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, III, 1958е.

Мянниль Р. М. Новые мшанки отряда Cryptostomata из ордовика Эстонии. Изв. АН ЭССР, VII, сер. техн. и физ.-мат. наук, № 4, 1958ж.

Мянниль Р. М. О жизни и творчестве академика Ф. Б. Шмидта (1832—1908). Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, III, 1958з.

Мянниль Р. М. Вопросы стратиграфии и мшанки ордовика Эстонии. Автореферат диссертации. Отд. техн. и физ.-мат. наук АН ЭССР, 1959а.

Мянниль Р. М. Новые представители рода *Hoplocrinus* из среднего ордовика Эстонии. Уч. зап. Тартуского ун-та, вып. 75, 1959б.

Мянниль Р. О состоянии геологического изучения древнего палеозоя в Эстонской ССР. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, V, 1960а.

Мянниль Р. Стратиграфия оандуского («вазалеммаского») горизонта (D_{III}) в Эстонии. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, V, 1960б.

Мянниль Р. М., Орвику К. К. и Ряхни Э. Э. Путеводитель геологической экскурсии научной сессии, посвященной 50-й годовщине со дня смерти акад. Ф. Б. Шмидта. АН ЭССР, Ин-т геол., Таллин, 1958.

Наливкин Д. В. Проблемы геологии девона Русской платформы. Сб. «Девон Русской платформы», Гостоптехиздат, 1953.

Наумова С. Н. и Тихомиров С. В. О возрасте пярнуских слоев. Докл. АН СССР, т. 91, № 2, 1953.

Нейштадт М. И. История лесов и палеогеография СССР в голоцене. Ин-т географии АН СССР, М., 1957.

Некрасов Б. А. Эофитоновый, ижорский («фукоидный») и оболовый песчаники Ленинградской области. Бюлл. Моск. об-ва исп. прир., Отд. геол., т. XVI (2), 1938.

Нецкая А. И. Новые виды остракод из отложений ордовика северо-западной части Русской платформы. Сб. «Микрофауна СССР», V. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 60. 1952.

Нецкая А. И. Тетраделлиды ордовика Прибалтики и их стратиграфическое значение. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 78, 1953.

Нецкая А. И. Новые виды и роды остракод ордовика и силура северо-запада Русской платформы. Тр. ВНИГРИ, вып. 115, «Микрофауна СССР», сб. 9, 1958.

Обручев Д. В. Значение ихтиофауны для стратиграфии северо-западного девона. Изв. Гл. геол.-разв. упр., т. 59, № 9, 1931.

Обручев Д. В. К стратиграфии среднего девона Ленинградской области. Зап. Росс. минер. общ., сер. 2, ч. 62, № 2, 1933.

Обручев Д. В. О некоторых псаммостеидах Ленинградского и Прибалтийского среднего девона. Докл. АН СССР, т. 28, № 8, 1940.

Обручев Дм. О границе между средним и верхним девоном в Главном поле. Докл. АН СССР, нов. серия, т. 28, № 5, 1951.

Обручев Д. В. Стратиграфическое распределение остатков рыб в девоне Русской платформы в связи с вопросом о границе среднего и верхнего девона. Сб. «Девон Русской платформы», Гостоптехиздат, 1953.

Обручев Д. В. К биостратиграфии ихтиофаун нижнего и среднего палеозоя СССР. Сов. геол., № 11, 1958.

Обручева О. П. Панцирные рыбы (коккостеиды и динихтииды) девона СССР. Автореферат диссертации, МГУ, 1956.

Обут А. М. Дендроидеи северо-запада Русской платформы. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 78, 1953.

Обут А. М. Корреляция некоторых частей разреза ордовикских и силурийских отложений Эстонской ССР по граптолитам. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, V, 1960.

Обут А. М. и Рыцк Ю. В. Дендроидеи ордовика и силура Эстонской ССР. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, III, 1958.

Озерский А. Геогностический очерк Северо-Западной Эстляндии. Горный журнал, ч. 2, кн. 51, 1844.

Олли В. А. Инженерно-геологические свойства четвертичных морских отложений Эстонской ССР. Изв. АН ЭССР, VIII, сер. техн. и физ.-мат. наук, № 4, 1959.

О разведках свинцовых приисков, произведенных в 1803 г. в Лифляндской губернии, в Феллинском уезде. Горный журнал, кн. IX, 1828.

Ораспыльд А. Л. Новые брахиоподы йыхвиского, кейлаского и вазалеммаского горизонтов. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, I, 1956.

http://jurassic.ru/

Ораспыльд А. Л. Новые представители надсемейства Orthacea из верхнего ордовика Эстонии. Ученые записки Тартуского гос. ун-та, вып. 75, 1959.

Ораспыльд А. Состав, распространение и условия существования фауны йыхвиского и кейлаского времен. Тр. Ин-та геологии АН ЭССР, V, 1960.

Ораспыльд А. Л. и Рыымусокс А. К. О вазалеммаском горизонте (D_{III}) в Эстонской ССР и в Ленинградской области. Ежегодник общ. естествоисп., т. 49, 1956.

Орвику К. К. Основные черты геологического развития территории Эстонской ССР в антропогеновом периоде. Изв. АН ЭССР, т. IV, № 2, 1955.

Орвику К. К. Стратиграфическая схема антропогеновых (четвертичных) отложений на территории Эстонской ССР. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, I, 1956.

Орвику К. К. Стратиграфическая схема антропогеновых (четвертичных) отложений на территории Эстонской ССР. Научные сообщения Ин-та геол. и геогр. АН Литовской ССР, т. IV, 1957а.

Орвику К. К. О литологии морен и геологическом строении друмлинов Эстонии. Тезисы докладов совещания по изучению четвертичного периода 16—27/V — 1957 г., Русская равнина, М., 1957б.

Орвику К. К. Основные черты геологического развития территории Эстонской ССР в антропогеновом периоде. Тезисы доклада. Научные сообщения Ин-та геол. и геогр. АН Лит. ССР, т. IV, 1957в.

Орвику К. К. Литологическое исследование морены последнего оледенения Эстонии количественными методами. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, III, Таллин, 1958а.

Орвику К. К. О литостратиграфии тойлаского и кундаского горизонтов в Эстонии. Тезисы докладов научной сессии, Ин-т геол. АН ЭССР, 1958б.

Орвику К. К. О работах академика Ф. Б. Шмидта по четвертичной геологии Северной Эстонии. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР III, 1958в.

Орвику К. К. О состоянии геологического изучения антропогенового (четвертичного) периода в ЭССР. Тезисы докладов научной сессии. Ин-т геол. АН ЭССР, 1958г.

Орвику К. О литостратиграфии волховского и кундаского горизонтов в Эстонии. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, V, 1960а.

Орвику К. Об изученности геологии антропогенового периода территории Эстонии. Тр. Ин-та геол., V, 1960б.

Орвику Л. Ф. Новые данные о геологии озера Выртсъярв. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, III, 1958.

Орвику Л. Современное состояние палинологических исследований в Эстонской ССР, Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, V, 1960.

Паавер К. Л. О находках костных остатков болотной черепахи *Emys orbicularis* (L.) из позднеолитической стоянки Тамула (Южная Эстония). Изв. АН ЭССР, VII, сер. биол., № 1, 1958а.

Паавер К. Л. К методике определения относительного значения видов и групп млекопитающих в остеологическом материале из раскопок археологических памятников. Изв. АН ЭССР, VII, серия биол., № 4, 1958б.

Пашкевичюс И. Стратиграфия силура (готландия) Южной Прибалтики. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, V, 1960.

Петров Л. С. Девонские отложения северо-запада Русской платформы. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 97, 1956.

Погребов Н. Ф. Сообщение о горючих сланцах южного побережья Финского залива. Изв. Геол. ком., XXXV, № 6, 1916.

Погребов Н. Ф. Краткий отчет о произведенном в 1916 г. исследовании горючих сланцев кукерского яруса в Эстляндской губернии (Отчет Геолкома, 1916). Изв. Геол. ком., т. XXXVI, 1917.

Погребов Н. Ф. Геологические и разведочные работы в районе распространения горючих сланцев нижнесилурийской системы в пределах Эстляндской губернии. Изв. Геол. ком., т. XXXVII, № 1, 1919а.

Погребов Н. Ф. Исследования в районе распространения нижнесилурийских горючих сланцев кукерского яруса (распространение кукерских отложений в пределах Петроградской губ.). Изв. Геол. ком., т. 37, № 1, 1919б.

Погребов Н. Ф. Прибалтийские горючие сланцы. Естественные производительные силы России, т. IV, вып. 20, 1920.

Погребов Н. Ф. Несколько слов о месторождениях кукерсита в Эстонии. Нефтяное и сланцевое хозяйство, т. IV, № 4—5, 1923.

Поликарпов Н. К., Ландра Э. К., Парданэ О. Ю. и Ритсо А. Э. Глауконит как зеленый пигмент и его применение для строительных покрасок. Изв. АН ЭССР, т. II, № 1, 1953.

Полканов А. А. Геология Хогландия — Иотния Балтийского щита и проблема докембрийского перерыва. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1956.

http://jurassic.ru/

Преображенский И. А. О некоторых представителях сем. Psammosteidae Ag. Протоколы общ. естеств. при Имп. Юрьевск. ун-та, XIX, 1910, 1911.

Пфейфер Г. и Пандер Х. Геогностическое описание формаций, занимающих остзейские и пограничные с ними губернии. Горный журнал, ч. 3, кн. 8, 1843.

Пярна К. О геологии Балтийского и больших местных приледниковых озер на территории Эстонской ССР. Тезисы докл. научной сессии. Ин-т геол. АН ЭССР, 1958.

Пярна К. О геологии Балтийского и больших местных приледниковых озер на территории Эстонской ССР. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, V, 1960.

Раудсепп Х. Т. О методе определения органической массы Прибалтийских сланцев. Тр. Таллинского политехнического Ин-та, сер. А., № 46, 1953.

Раудсепп Х. Т. О генезисе эстонского горючего сланца — кукерсита. В кн. Генезис твердых горючих ископаемых. М., 1959.

Раудсепп Х. Т., Фомина А. С., Торпан Б. К. и Норман Х. К. Технохимическая характеристика кукерского сланца западного крыла Эстонского сланцевого бассейна. Тр. Таллинского политехнического Ин-та, сер. А, № 57, 1954.

Рейман В. М. Ругозы верхнего ордовика и лландовери Прибалтики и их стратиграфическое значение. Автореферат диссертации, ЛГУ, 1954.

Рейман В. М. Новый род *Sclerophyllum* gen. nov. В сб. «Мат. по палеонтологии. Новые семейства и роды». 1956.

Рейман В. М. Новые ругозы из верхнеордовикских лландоверских отложений Прибалтики. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, II, 1958.

Решение всесоюзного совещания по выработке общей унифицированной схемы стратиграфии девонских и додевонских отложений Русской платформы и западного склона Урала, состоявшегося во ВНИГРИ 26 февраля — 3 марта 1951 г. Гостоптехиздат, 1951.

Ростовцев М. И. и Тармисто В. Ю. Эстонская ССР. Экономико-географический очерк. Ин-т геогр. АН СССР и Ин-т экономики АН ЭССР, Таллин, 1955.

Ротиади Э. Э. О строении складчатого фундамента Европейской части СССР. Тр. ВНИГРИ, вып. 131, Геол. сб. 4, 1959.

Рухин Л. Б. Кембро-силурийская песчаная толща Ленинградской области. Уч. Зап. ЛГУ, сер. геол.-почв. наук, вып. 4, 1939.

Рухин Л. Б. Стратиграфия песчаной толщи среднего девона Лужского и Оредежского районов Ленинградской области. Научн. бюлл. Ленингр. Гос. ун-та, № 10, 1946.

Рухин Л. Б. Конференция по геологии Ленинградской области и Прибалтики. Вестник Ленинградского ун-та, № 2, 1947а.

Рухин Л. Б. Стратиграфия и генезис среднедевонских отложений Ленинградской области. Доклады на конференции по основным вопросам геологии Ленинградской обл. и Прибалтики при ЛГУ, 1947б.

Рухин Л. Б. Проблема происхождения красноцветных толщ. Вестн. Ленингр. Гос. ун-та № 7, 1948.

Рухин Л. Б., Белоусова В. Т. и Рухина Е. В. Стратиграфия песчано-глинистой толщи среднего девона Ленинградской области и Прибалтики. Уч. зап. Ленингр. гос. ун-та, сер. геол., № 110, 1949.

Рынг С. И. Структура и возраст докембрийского основания территории Белоруссии в свете магнитометрических данных. Изв. АН БССР, № 5, 1953.

Рыымусокс А. К. Новые данные о трилобитах рода *Chasmops* из ордовика Эстонской ССР. Юбилейный сборник Общ. естествоисп. при АН ЭССР, 1953.

Рыымусокс А. К. Биостратиграфическое расчленение ордовика Эстонской ССР. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, 1, 1956а.

Рыымусокс А. К. *Luhaia*, новый род строфоменид из верхнего ордовика Эстонской ССР. Докл. АН СССР, т. 106, № 6, 1956б.

Рыымусокс А. К. Стратиграфия кукрузеского горизонта (C_{II}) Эстонской ССР. Ученые записки Тартуского Гос. Ун-та, вып. 46, 1957.

Рыымусокс А. Strophomenoidea ордовика и силура Эстонии 1. Род *Sowerbyella* Jones. Ученые записки Тартуского Гос. Ун-та, вып. 75, 1959.

Рыымусокс А. и Мянниль Р. О палеогеографии ордовика северо-запада Русской платформы. Тезисы докладов научной сессии. Ин-т геол. АН ЭССР, 1958.

Рыымусокс А. и Мянниль Р. К палеогеографии ордовика северо-запада Русской платформы. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, V, 1960.

Рябинин В. Н. Строматопороидеи Эстонской ССР (силур и верхи ордовика). ТР. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 43, 1951.

Рябинин В. Н. Значение строматопороидей для стратиграфии ордовика и силура запада Русской платформы. Тр. ВНИГРИ, нов, сер., вып. 78, 1953.

Ряста Х. И. Древнебереговые образования Балтийского моря в Эстонской ССР. Научные сообщения Ин-та геол. и геогр. АН Лит. ССР. том IV, 1957.

http://jurassic.ru/

Ряхни Э. Э. О морфологии озов в пределах Пандивереской возвышенности Эстонской ССР. Научные сообщения Ин-та геол. и геогр. АН Лит. ССР, том IV, 1957.

Ряхни Э. Э. О генезисе озов Северной Эстонии. Тезисы докладов научной сессии Ин-т геол. АН ЭССР, Таллин, 1958.

Ряхни Э. О генезисе озов Северной Эстонии. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, V, 1960.

Самойлов Я. В. Месторождения фосфоритов Эстонии. Тр. научн. Ин-та по удобрениям, вып. 21, 1923.

Сарв Л. Новые виды остракод из вазалеммаского горизонта (верхний ордовик Эстонской ССР). Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, I, 1956.

Сарв Л. Остракоды ордовика Эстонской ССР. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, IV, 1959.

Сарв Л. О стратиграфическом распространении остракод ордовика Эстонии. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, V, 1960.

Севергин В. В. Опыт минералогического описания Российского государства. 1809.

Северо-Запад РСФСР. Физико-географическое описание. Ин-т Географии АН СССР, 1949.

Селиванова В. А. и Элькин О. Н. Объяснительная записка к листам 0—34/35 (Рига—Таллин—Лиепая). Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000. Госгеолтехиздат, 1956.

Селиванова В. А. и Элькин О. Н. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000. Листы 0—34 и 0—35, 1956.

Силин-Бекчурин А. И. Гидродинамические и гидрохимические закономерности на территории Прибалтики. Тр. Лаб. гидрогеол. пробл. им. Саваренского, т. 20, 1958.

Синельников А. С. Техника переработки горючих сланцев в СССР. Тр. ВНИИПС «Химия и технология горючих сланцев и продуктов их переработки», вып. 6, 1958.

Снимщиков И. И. Изучение зон карстовых нарушений на Эстонском месторождении горючих сланцев методом электроразведки. Инф. бюлл. Упр. геол. и охр. недр. при СМ ЭССР, № 1, 1959.

Соколов Д. И. Геогностическая поездка по остзейским губерниям. Горный журнал, ч. I, кн. III, 1844.

Соколов Б. С. Табуляты палеозоя Европейской части СССР. ч. I, Ордовик Западного Урала и Прибалтики. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 48, 1951 а.

Соколов Б. С. Табуляты палеозоя Европейской части СССР, ч. 2, Силур Прибалтики. Тр. ВНИГРИ вып. 52, 1951б.

Соколов Б. С. Некоторые результаты изучения нижнего палеозоя запада Русской платформы. Автореферат научн. тр. ВНИГРИ, вып. 8, 1952а.

Соколов Б. С. О возрасте древнейшего осадочного покрова Русской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1952б.

Соколов Б. С. Табуляты палеозоя Европейской части СССР, ч. 3, Силур Прибалтики. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 58, 1952в.

Соколов Б. С. Стратиграфическая схема нижнепалеозойских (додевонских) отложений северо-запада Русской платформы. Сб. «Девон Русской платформы», Госторптехиздат, 1953.

Соколов Б. С. Табуляты палеозоя Европейской части СССР. Введение. Общие вопросы систематики и истории развития табулят (с характеристикой морфологически близких групп). Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 85, 1955.

Соколов Б. С. Сравнительная характеристика доэйфельских отложений центральных и восточных районов Русской платформы. Геол. сб. 2, тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 95, 1956.

Соколов Б. С. Проблема нижней границы палеозоя и древнейшие отложения досинийских платформ Евразии. Геол. сб. 3. Тр. ВНИГРИ, вып. 126, 1958.

Соколов Б. С. и Александрова Е. П. Литолого-фациальная карта Русской платформы. Масштаб 1 : 3 000 000. Министерство нефтяной промышленности СССР, АН СССР, 1952.

Сокольская А. Н. Строфомениды Русской платформы. Тр. Палеонтол. Ин-та АН СССР, т. 51, 1954.

Степанов В. Я. и Маслов В. П. Вазалеммаский облицовочный камень, его происхождение и долговечность в постройках. Вопросы петрограф. и минер., т. I, АН СССР, 1953.

Стратиграфия и фауна ордовика и силура запада Русской платформы. (Сборник статей). Предисловие. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 78, 1953.

http://jurassic.ru/

Стумбур К. А. О новых данных по тектоническим нарушениям. Инф. бюлл. Упр. геол. и охр. недр при СМ ЭССР, № 1, 1959.

Стумбур Х. А. О наутилоидеях кохилаского яруса (верхний ордовик Прибалтики). Ученые записки Тартуского Гос. Ун-та, вып. 42, 1956.

Стумбур Х. А. Об эмбриональных раковинах некоторых ордовикских Tarphyceratida. Пал. журнал, № 2, 1959.

Сушкин М. А. Новые данные о рецептакулитах силура и девона. Тр. ВНИГРИ, вып. 9, 1958.

Тезисы докладов научной сессии, посвященной 50-й годовщине со дня смерти академика Ф. Б. Шмидта. Тарту, 8-го сентября 1958 года. Ин-т геол. АН ЭССР, 1958.

Тетяев М. М. Формы структуры южной части Ленинградской области в связи с ее вероятной нефтеносностью. Сов. Геол. № 1, 1941.

Тимофеев Б. В. Стратиграфия и палеонтологическая характеристика терригенной толщи нижнего палеозоя северо-западной части Русской платформы. Автореферат диссертации, ВНИГРИ, 1954.

Тимофеев Б. В. Hystrichosphaeridae кембрия. Докл. АН СССР, т. 106, № 1, 1956.

Тимофеев Б. В. Древнейшая флора Прибалтики и ее стратиграфическое значение. Тр. ВНИГРИ, вып. 129, 1959.

Торпан Б. К. О химическом и минералогическом составе пластов и промпластов кукерсита. Сб. статей по химии и технологии горючего сланца. Тр. Таллинского политехн. ин-та, сер. А., № 57, 1954.

Труу А. Н. Торфяные месторождения Эстонской ССР в области ордовикских отложений и перспективы использования их в сельском хозяйстве. Автореферат диссертации. Таллин, 1955.

Ульст Р. Ж. Геохимическая обстановка накопления кембро-силурийских отложений Прибалтики. Тр. Ин-та геол. и пол. ископ. АН Латв. ССР, II, 1958а.

Ульст Р. Ж. Основные черты истории геологического развития Прибалтики. Тр. Ин-та геол. и пол. ископ. АН Латв. ССР, II, 1958б.

Ульст Р. Ж. Нижнепалеозойские и силурийские отложения Прибалтики и содержание в них рассеянного органического вещества. Изд. АН Латв. ССР, Рига, 1959.

Фомина А. С. и Побуль Л. Я. Окислительная деструкция керогена кукерсита. Изв. АН ЭССР, т. II, № 1, 1953.

Фомина А. С. К вопросу о происхождении прибалтийских кукерситных горючих сланцев. В кн. Генезис твердых горючих ископаемых. М., 1959.

Фокин Л. Ф. О строении и продуктах распада битуминозных горных пород Эстляндии. Горный журнал, т. II, 1913.

Харитонов Л. Я. Основные черты стратиграфии и тектоники восточной части Балтийского щита. Тр. 3-ей Сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. Изд. АН СССР, 1955.

Харитонов Л. Я. Опыт тектонического районирования восточной части Балтийского щита. Учен. зап. Ленингр. Гос. Ун-та, сер. геол., вып. 9, 1957.

Халдна Ю. Л. О содержании ванадия в горючих сланцах Эстонской ССР. Уч. зап. Тартуского ун-та, вып. 62, 1958.

Хейнсалу Ю. И. Общая характеристика карстопроявления в Эстонской ССР. Научные сообщения Ин-та геол. и геогр. АН Лит. ССР, том IV, 1957.

Хейнсалу Ю. Типы и классификация карста в Эстонской ССР. Тезисы докладов научной сессии. Ин-т геол. АН ЭССР, Таллин, 1958.

Хейнсалу Ю. И. Классификация карстовых форм Эстонской ССР. Изв. АН ЭССР, VIII, сер. техн. и физ.-мат. наук, № 1, 1959а.

Хейнсалу Ю. И. Карстовые явления четвертичного периода в Эстонской ССР. Автореферат диссертации. АН ЭССР, отд. техн. и физ.-мат. наук, Таллин, 1959 б.

Хотько Ж. П. и Бондаренко Б. В. Основные тектонические структурные элементы БССР по геофизическим данным. Докл. АН СССР, т. 106, № 4, 1956.

Цехомский А. М. О некоторых особенностях минерального состава кварцевых песков. Материалы по литологии. ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 1, Литология, 1956.

Цур Мюлен Л. Геологическое строение Юрьева и его ближайших окрестностей. Уч. зап. Имп. Юрьевского ун-та 28, № 8, 1913.

Черейский Л. А. Нижние слои среднего девона Ленинградской области. Бюлл. Моск. общ. испыт. прир., Отд. геол. т. XII, 1934.

Шатский Н. С. Фосфоритоносные формации и классификации фосфоритовых залежей. Совещание по осадочным породам. Доклады, вып. 2, М., 1955.

Шмидт Ф. (Сообщение о новых исследованиях Линнарсона по древним ярусам силура Швеции). Протокол заседания С.-Пб. Общ. естеств. отд. геол. и минерал. 11 октября 1871 г. Тр. С.-Пб. Общ. естеств., т. III, 1872.

http://jurassic.ru/

Шмидт Ф. (Сообщение о разногласиях разграничения кембрийской и силурийской формаций). Протокол заседания отд. геол. и минерал. 25 апр. 1874 г. Тр. С.-Пб. Общ. естеств., т. V, вып. 2, 1874.

Шмидт Ф. (Сообщение об исследованиях, произведенных в 1877 г. по силурийской системе в Петербургской губ.). Протокол заседания отд. геол. и минерал. 14 ноября 1877 г. Тр. С.-Пб. Общ. естеств., т. VIII, 1877.

Шмидт Фр. Взгляды на новейшее состояние наших познаний о силурийской системе С.-Петербургской и Эстляндской губерний и острова Эзеля. Тр. С.-Пб. Общ. естеств., т. X, 1879а.

Шмидт Ф. (Сообщение о некоторых наблюдениях над образованием и течением рек в Эстляндии). Тр. С.-Пб. Общ. естеств., т. X. Протоколы (заседание 23 ноября 1878 г.) 1879б.

Шмидт Ф. (Сообщение об экскурсии по силурийской формации С.-Петербургской и Эстляндской губернии). Протокол заседания отд. геол. и минерал. 20 декабря 1880 г. Тр. С.-Пб. Общ. естеств., т. XII, вып. 1, 1881.

Шмидт Ф. Предварительный отчет об исследованиях, произведенных летом 1882 г. по поручению Геол. ком. Изв. Геол. ком. т. II, 1883а.

Шмидт Ф. Взгляд на нынешнее положение наших сведений об озах. (Сообщение). Тр. С.-Пб. Общ. естеств., т. XIV, вып. 2. Протоколы (Заседание 8 дек. 1883 г.), 1883 б.

Шмидт Ф. Предварительный отчет о геологических исследованиях, произведенных летом 1884 г. по поручению Геол. ком. Изв. Геол. ком., т. III, 1884.

Шмидт Ф. (Сообщение о параллелизации русских кембрийских отложений со шведскими). Протокол заседания отд. геол. и минерал. 22 марта 1886 г. Тр. С.-Пб. Общ. естеств. т. XVIII, вып. 1, 1886.

Шмидт Ф. (Сообщение о новых находках *Olenellus Mickwitzi* и о резкой границе между настоящим унгулитовым и нижележащим песчаником). Протокол заседания, 5 ноября 1888 г. Тр. С.-Пб. Общ. естеств., т. XX, 1889.

Шмидт Ф. О результатах геологических экскурсий, произведенных летом 1888 г. Изв. Геол. ком., т. VIII, 1890.

Шмидт Ф. Геологические исследования, произведенные летом 1891 г. в Эстляндии и на острове Эзеля, в области листов 12 и 26 десятиверстной карты. Изв. Геол. ком., т. X, 1891.

Шмидт Ф. (Сообщение о новом виде *Eurypterus*, открытом на острове Эзеле). Тр. С.-Пб. Общ. естеств., т. XXXIII, вып. 1, Протокол (Заседание 19 окт. 1902 г.), 1902.

Шмидт Ф. (Сообщение о выделении горючего газа из буровой скважины на острове Кокшер.) Зап. С.-Петерб. минералог. общ., сер. 2, Протокол (заседание 18 ноября 1903 г.). 1903.

Шульц С. С. О связи рельефа и новейшей тектоники со структурой Русской платформы. Тр. Лаб. аэрометодов АН СССР, т. 6, 1958.

Эйхвальд Э. О силурийской системе пластов в Эстляндии, 1840.

Эйхвальд Э. Записки о геогностических исследованиях по берегам и на некоторых островах Финского залива. «Первобытный мир России», тетр. I, С.-Пб., 1840.

Эйхвальд Э. О силурийской системе пластов в Эстляндии. «Журнал врачебных и естественных наук», кн. I, С.-Пб., 1840.

Эйхвальд Э. Геогнозия преимущественно в отношении к России. С.-Пб., 1846.

Юргенсон Э. А. Метабентониты Эстонской ССР. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, II, 1958 а.

Юргенсон Э. А. О кремневых образованиях в ордовикских и силурийских карбонатных породах Эстонской ССР. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, II, 1958б.

Юргенсон Э. Доломиты райккюлаского горизонта нижнего силура Эстонской ССР. Изв. АН ЭССР, VIII, сер. техн. и физ.-мат. наук, № 3, 1959.

Янишевский М. Э. Об остатках трубчатых червей из кембрийской синей глины. Ежегодник Русск. Пал. Общества, т. IV, 1922, Л., 1924.

Янишевский М. Э. Кембрийские отложения Ленинградской области. Уч. зап. Лен. гос. Ун-та, Отд. физ.-геогр., вып. 25, 1939.

Янишевский М. Э. Древнейший трилобит из нижнекембрийской синей глины *Gdowia assatkini* gen. et sp. nov. Вопр. палеонтологии, т. I, 1950.

Aaloe, A. Kaalijärve meteoriidikraatri Nr. 5 uurimisest 1955. aastal. ENSV TA Geol. Inst. Uurimused, II, 1958a.

Aaloe, A. Jaagarahu lademe pangad. Eesti Loodus, I, Nr. I, 1958b.

Aaloe, A. Uurdeorgude kujunemine Avastes. Eesti Loodus, II, Nr. 1. 1959.

Aaloe, A., Mark, E., Männil, R., Müürisepp, K., Orviku, K. Ülevaade Eesti NSV aluspõhja ja pinnakatte stratigraafiast. ENSV TA Geol. Inst., 1960.

http://jurassic.ru/

Abel, O. Ein Beitrag zur Kenntnis von *Heterostius convexus* Asmuss aus dem Alten Roten Sandstein von Aroküla bei Dorpat: die Gelenkverbindung zwischen dem Schädeldach und dem Rumpfpanzer. Paleont. Zeitschr., Bd. 9, H. 1/3, 1927.

Anso, J. Glaukoniitliiv ja diktüoneema-kiltkivi tuhk kaaliväetisena, RK «Teaduslik Kirjandus», Tartu, 1946.

Anso, J. Glaukoniit kaalisoola allikana. RK «Teaduslik Kirjandus», Tartu, 1947.

Asmuss, H. Das vollkommenste Hautskelett der bisher bekannten Thierreihe an fossilen Fischen des Alten Rothen Sandsteins aufgefunden und aus ihren Resten erläutert. Dorpat, 1856.

Avaste, A. Eesti NSV turbasoode ja turba uurimise tulemusi. ENSV TA teaduslik sessioon 23—29. apr. 1947. (Füüs.-mat. ja tehn. tead. osak. istungid), 1948.

Barkla, H. The Drumlins of Türi (Estonia). Loodusuurijate Seltsi Aruanded, XLII, 1936; Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim., Nr. 48, 1935.

Bartels, D. Die Erdgasvorkommen Estlands. Petroleum, Bd. 33, nr. 1, 1937.

Bassler, R. S. The Early Palaeozoic Bryozoa of the Baltic Provinces. Smiths. Inst. U. S. National Mus., Bull. 77. Washington, 1911.

Bekker, H. Otepää künklise moräänmaastiku geomorfoloogiline kirjeldus ja järvede tekkimine selles maastikus. K. Ü. «Rahvaülikool», Tallinn, 1919.

Bekker, H. The Kuckers stage of the Ordovician rocks in NE Estonia. Acta et Comm. Univ. Tartuensis A. 2, Nr. 1. Tartu, 1921.

Bekker, H. Ülevaade Eesti ordoviitsiumi ja siluri kohta käivatest uurimistest. Loodus I, Nr. 3; Nr. 4, Tartu, 1922a.

Bekker, H. A new Brachiopod (Leptestia) from the Kuckers stage in Estonia. Geol. Mag., Vol. 59, 1922b.

Bekker, H. Ajaloolise geoloogia õpperaamat. K/Ü Loodus, Tartu, 1923.

Bekker, H. Mõned uued andmed Kukruse lademe stratigraafiast ja faunast. Acta et Comm. Univ. Tartuensis A 6, Nr. 1; Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim. Nr. 1, Tartu, 1924a.

Bekker, H. Kukruse lademe tekkimise tingimustest. Loodus III, Nr. 7., Tartu, 1924b.

Bekker, H. Devon Irboska ümbruses. Stratigraafia, fauna ja paleogeograafia. Eesti Loodusteaduse Arhiiv, seeria 1, kd. 10, 1924; Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim. Nr. 2. 1924c.

Bekker, H. Lühike ülevaade Eesti geoloogiast. Koguteos «Eesti». Tartu, 1925a.

Bekker, H. Eesti geoloogiline kaart. 1 : 1 200 000. Eesti Statistiline Album, vihik I, Tallinn, 1925b.

Bekker, H. ja Audova, A. Andmeid Pühajärve uurimisest. «Odamees», Tartu, 1923.

Bielenstein, H. Stratigraphie des Devon in Nord-Ost-Latgale. Arbeiten Naturf. Ver. Riga, Neue Folge, H. 22, 1938.

Bonnema, J. H. Beiträge zur Kenntnis der Ostrakoden der Kuckerschen Schicht (C_2). Mitteilungen Mineral.-Geol. Inst. Univ. Groningen, Bd. 2, H. 1, 1909.

Bulman, O. M. On the Graptolites prepared by Holm I. Arkiv för Zool., Bd. 24 A, H. 8. Stockholm, 1932.

Bulman, O. M. On the Graptolites prepared by Holm VI. Arkiv für Zool., Bd. 26 A, H. 5, Stockholm, 1933.

Bölau, E. Das Oberdevon südlich des Peipus-Sees. Zeitschr. d. D. Geol. Ges., Bd. 95, 1943.

Bölau, E. Das Devon im Südosten Estlands. Acta et Comm. Univ. Tartu, A 39, Nr. 1, 1944.

Delle N. Devona formācijas nogulumi Gaujas baseinā. Die Devonablagerungen im Becken des Gauja (Livländischen Aa). I. M. Skoln mūzeja «Gaujas izstādes» izdevums, Riga, 1935.

Delle, N. Devon-Ablagerungen von Zemgalen, Nordkurland und Litauen. Acta Univ. Latviensis, II, Nr. 5, 1937.

Doss, B. Übersicht und Natur der in den Ostseeprovinzen vorgekommenen Erdbeben. Korresp. Bl. Naturf. Ver. Riga, 40, 1898.

Doss, B. Gutachten über das Projekt einer Grundwasserversorgung der Stadt Dorpat. Müllersche Buchdruckerei, Riga, 1906.

Doss, B. Die geologischen Aufschlüsse einer grösseren Anzahl artesicher Brunnenbohrungen in Pernau und Umgebung. Korresp. Bl. des Naturf. Verein zu Riga, 50, 1907.

Doss, B. Die historisch beglaubigten Einsturzbeben und seismisch-akustische Phänomene der russischen Ostseeprovinzen. Leipzig, Engelmann; Gerlands Beitr. Geophys. Bd. 10, H. 1, 1909.

Doss, B. Der geologische Aufbau der Ostseeprovinzen. In: Adolf Richters Baltische Verkehrs- und Adressbücher, 3, Estland. Riga, 1913a.

Doss, B. Seismische Ereignisse in den Ostseeprovinzen vom Juni 1910 bis Ende 1912. Nachr. Seism. Kom., Bd. 6, 1913b.

http://jurassic.ru/

Doss, B. Über die Herkunft des Naturgases auf der Insel Kokskär im Finnischen Meerbusen, nebst Bemerkungen über die Entstehung der Insel. Zentralbl. für Min. Geol. u. Paläontol., 1913c.

Dybowsky, W. Monographie der Zoantharia sclerodermata rugosa aus der Silurformation Estlands, Nord-Livlands und der Insel Gotland. Arch. für d. Naturkunde Liv-, Ehst- u. Kurlands, Ser. 1, Bd 5, № 3 u. 4, 1873—1874.

Dybowski, W. Die Chaetetiden der ostbaltischen Silurformation. Dorpat, 1878.

«Eesti» Koguteos. Maateaduslik, majanduslik ja ajalooline kirjeldus. Köide I — Tartumaa 1925, kd. II — Võrumaa — 1926, kd. III — Setumaa — 1928, kd. IV Pärnumaa — 1930, kd. V — Valgamaa — 1932, kd. VI — Saaremaa — 1934, kd. VII — Viljandimaa (üldosa) — 1939, kd. VIII — Läänemaa (üldosa) — 1938. Eesti Kirjanduse Seltsi Kirjastus Tartu, 1925—1939.

Eichwald, E. Geognostico-zoologicae per Ingriam marisque Baltici provincias, nec non de trilobitis observationes. Casani, 1825.

Eichwald, E. Geognostische Uebersicht von Ehstland und den Nachbar-Gegenden. Neues Jahrb. für Min., Geol. u. Petrefaktenkunde, 1840a.

Eichwald, E. (Fossile Reste in Übergangskalk von Estland und Odinsholm.). Neues Jahrb. für Miner., Geol. u. Petrefaktenkunde, 1840b.

Eichwald, Ed. Kurze Anzeige einer geognostischen Untersuchung Estlands und einiger Inseln der Ostsee. Die Urwelt Russlands, I Heft, St. Petersb. 1840c.

Eichwald, E. Neuer Beitrag zur Geognosie Estlands und Finlands. Beiträge zur Kenntniss des Russ. Reiches, Bd. VIII, 1843a.

Eichwald, E. Ueber die Obolen und den silurischen Sandstein von Ehstland und Schweden. Beiträge zur Kenntniss des Russ. Reiches, Bd VIII, 1843b.

Eichwald, E. Einige vergleichende Bemerkungen zur Geognosie Skandinaviens und der westlichen Provinzen Russlands. Bull. de la Soc. Imp. des Natural. de Moscou, t. XIX, Nr. 1. 1846.

Eichwald, E. Dritter Nachtrag zur Infusorienkunde Russlands. Bull. de la Soc. Imp. des Natural. de Moscou, t. XXV, 1852.

Eichwald, E. Die Grauwackenschichten von Liv- und Esthland. Bull. de la Soc. Imp. des Natural. de Moscou, t. XXVII, № 1, 1854.

Eichwald, Ed. Lethaea Rossica ou Paléontologie de la Russie (Atlas), 1855a.

Eichwald, E. Beitrag zur geographischen Verbreitung der fossilen Thiere Russlands. Alte Periode. Bull. Soc. Nat. de Moscou, Bd. 28, 1855b.

Eichwald, E. Lethaea Rossica ou Paléontologie de la Russie I, 1860.

Eisenack, A. Hystrichosphaerideen und verwandte Formen im baltischen Silur. Z. Geschiebef., Bd. 14, 1938.

Eisenack, A. Neue Mikrofossilien des baltischen Silurs 1. Paläont. Zeitschr. Bd. 13, 1931.

Eisenack, A. Neue Mikrofossilien des baltischen Silurs 2. Paläont. Zeitschr. Bd. 14, 1932.

Eisenack, A. Neue Mikrofossilien des baltischen Silurs 3. Paläont. Zeitschr. Bd. 16, 1934.

Eisenack, A. Neue Mikrofossilien des baltischen Silurs 4. Paläont. Zeitschr. Bd. 19, 1937.

Eisenack, A. Über Hystrichosphaerideen und andere Kleinformen aus baltischen Silur und Kambrium. Senckenbergiana, Bd. 32, 1951.

Eisenack, A. Mikrofossilien aus dem Ordovizium des Baltikums. 1. Markasitschicht, Dictyonema-Schiefer, Glaukonitsand, Glaukonitkalk. Senckenbergiana lethaea, 39, 5/6, 1958.

Eluta looduse kaitse. (Artiklite kogumik). (Резюме: Охрана неживой природы в Эстонской ССР). ENSV TA Geol. Inst., 1958.

Engelhardt, M. Darstellungen aus dem Felsgebäude Russlands. I Lieferung. Geognostischer Umriss von Finnland. Berlin, 1820.

Engelhardt, M. u. Ulprecht, E. Umriss der Felsstruktur Estlands und Livlands. Karstens Archiv für. Mineralogie, Geognosie, Bergbau und Hüttenkunde, Bd. 2, 1830.

Fischer, J. Versuch einer Naturgeschichte von Livland. 2. Aufl. Königsberg, 1791.

Georgi, J. Von einer feuerfangenden Erde aus der Revalschen Statthalterschaft. Auswahl ökonomischer Abhandlungen, 3 Bd., St.-Petersb., 1791.

Gernet, A. Überblick über den Gang der Vermessung der Ostsee. Zeitschrift für Geophysik; Jahrg. 4, Heft 1, 1928.

Goebel, A. Ueber den heilsamen Meeresschlamm an den Küsten der Insel Oesel. Dorpat, 1854.

Granö, J. G. Eesti maastikulised üksused. Loodus, I, 1922.

Grewingk, C. Geologie von Liv- und Kurland. Archiv f. d. Naturkunde Liv-, Ehst- u. Kurlands, Ser. I, Bd. 2, 1861.

http://jurassic.ru/

Grewingk, C. Ueber Eisschiebungen am Wõrzjärw-See in Livland. Archiv f. d. Naturkunde Liv-, Ehst- und Kurlands, Ser. 1, Bd. 5, 1874a.

Grewingk, C. Das geologische Profil im Dorpater Domgraben. Sitzungsber. d. Naturf.-Ges. bei d. Univers. Dorpat, III, 1874b.

Grewingk, C. Über ein neues ostbaltisches Vorkommen der Reste des Bos primigenius Boj. Sitzungsber. d. Naturf.-Ges. bei d. Univers. Dorpat, IV, 1878a.

Grewingk, C. Über die neue Geognostische Karte der Ostseeprovinzen im Masstabe 1 : 600 000. Sitzungsber. d. Naturf.-Ges. bei d. Univ. Dorpat, V, 1878b.

Grewingk, C. Geognostische Karte der Ostseeprovinzen. II Ausgabe. Masstab 1 : 600 000. Beil. z. Archiv für d. Naturkunde Liv.- Est- und Kurlands, Ser. I, Bd. 7, Dorpat, 1879a.

Grewingk, C. Erläuterung zur zweiten Ausgabe der geognostischen Karte Liv-, Ehst- und Kurlands, Dorpat, 1879b.

Grewingk, C. Übersicht der bisher bekannten Reste altquartärer und ausgestorbener neuquartärer Säugetiere Liv-, Ehst- und Kurlands. Sitzungsber. d. Naturf.-Ges. bei d. Univers. Dorpat, V, 1881.

Grewingk, C. Geologie und Archaeologie des Mergellagers von Kunda in Estland. Archiv f. d. Naturkunde Liv-, Ehst- und Kurlands, Ser. 1, Bd. 9, 1882.

Grewingk, C. Neue Funde subfossiler Wirbeltierreste unserer Provinzen. Sitzungsber. Naturf.-Ges. bei d. Univ. Dorpat. VII, 1886a.

Grewingk, C. Über die Beziehungen der geologischen Verhältnisse einiger Dorpater Brunnen zu deren Gehalt an Salzen. Sitzungsber. d. Naturf.-Ges. bei d. Univ. Dorpat, VII Bd., 1886b.

Grewingk, C. Übersicht der Mineralien und Gesteine Liv-, Est- und Kurlands und ihrer Nutzbarkeit. Sitzungsber. d. Naturf.-Ges. bei d. Univers. Dorpat, VIII, 1889.

Gross, W. Die Fische des mittleren Old Red Süd-Livlands. Geol. u. Pal. Abh., N. F., Bd. 22, 1930.

Gross W. Die Fische des baltischen Devons. Palaeontographica, Bd. 79, Abt. A, 1933.

Gross, W. Zur Gliederung des baltischen Old Reds. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., Bd. 86, 1934.

Gross, W. Histologische Studien am Aussenskelett fossiler Agnathen und Fische. Palaeontographica, Bd. 83, Abt. A, 1935.

Gross, W. Beiträge zur Osteologie baltischer und rheinischer Devon-Grossopterygier. Paleont. Zeitschr., Bd. 18, 1936a.

Gross, W. Neue Grossopterygier aus dem baltischen Oberdevon. Centralblatt für Min,. Geol. u. Pal., Abt. B, № 2, 1936b.

Gross, W. Acanthodier und Placodermen aus den Heterostius-Schichten Estlands und Lettlands. Loodusuurijate Seltsi Aruanded, 46, 1940; Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim., Nr. 60, 1940a.

Gross, W. Über das Devon der russischen Tafel. Geologische Rundschau, Bd. 31, 1940b.

Gross, W. Über den Unterkiefer einiger devonischer Grossopterygier. Abh. d. Preuss. Akad. d. Wiss., Math.-naturw. Kl., Nr. 7, Berlin, 1941.

Gross, W. Die Fischfaunen des baltischen Devons und ihre biostratigraphische Bedeutung. Korresp. bl. Naturf. Ver. Riga, Bd. 64, 1942.

Gross, W. Die paläontologische und stratigraphische Bedeutung der Wirbeltierfaunen des Old Reds und der marinen altpaläozoischen Schichten. Berlin, 1950.

Gross, W. Devonische Palaeonisciden-Reste in Mittel- und Osteuropa. Paleont Zeitschr., Bd. 27, № ½, 1953.

Gross, W. Über Grossopterygier und Dipnoer aus dem baltischen Oberdevon in Zusammenhang einer vergleichenden Untersuchung des Porenkanalsystems paläozoischer Agnathen und Fische. Kungl. Svenska Vetensk.-akad. Handl., Fjärde Serien, Bd. 5, Nr. 6, 1956.

Gross, W. Mundzähne und Hautzähne der Acanthodier und Arthrodiren. Palaeontographica, Bd. 109, Abt. A, 1957.

Hagemann. F. and Spjeldnaes N. The Middle Ordovician of the Oslo region. Norway. Notes on bentonites (K-bentonites) from the Oslo-Asker district. Norsk geol. tidsskrift, Bd. 35, Bergen, 1955.

Hallik, O. Lõuna-Eesti põllumuldade lubjasus ja kohalike magevee lubisetete tähtsus selle reguleerimisel. ENSV TA Biol. Tead. osak., Põllumaj. Inst., Nr. 1, 1948.

Hausen, H. Materialien zur Kenntnis der pleistozänen Bildungen in den russischen Ostseeländern. Fennia, 34, Nr. 2, 1913a.

Hausen, H. Über die Entwicklung der Oberflächenformen in den russischen Ostseeländern und angrenzenden Gouvernements in der Quartärzeit. Fennia, 34, № 3, 1913b.

http://jurassic.ru/

Hede, J. E. Boring through Middle Ordovician—Upper Cambrian in the Fågelsång district, Scania (Sweden). 1. Succession encountered in the boring. Lunds Univ. Årsskrift, HF. Avd. 2, Bd. 46, Nr. 7, Lund, 1951.

Hehn, Die Producte der trockenen Destillation des Brennschiefers aus Kuckers, Baltische Wochenschrift IX, 1871.

Heinsalu, Ü. Kostivere karstiala. Loodusuurijate Seltsi Aastaraamat, kd. 51, 1959.

Heintz, A. Einige Bemerkungen über den Panzerbau bei Homosteus und Heterosteus. Norsk Videnskaps Acad., Ser. I Math.-Nat. Klasse, № 1, 1928.

Heintz, A. Eine neue Rekonstruktion von Heterostius Asm. Loodusuurijate Seltsi aruanded, XXVI. Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim. nr. 23, 1930.

Heintz, A. Revision of the Estonian Arthrodira. Part 1. Family Homostiidae Jaekel. Eesti Loodusuurijate Arhiiv, seeria 1, kd. 10, Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim. nr. 38, 1933;

Helmersen, G. Über den artesischen Brunnen in der Westbatterie bei Reval. Bull. phys.-math. de l'Acad. Imp. des Sciences de St.-Pétersb. T. IX, № 4, 1851.

Helmersen, G. Die geologische Beschaffenheit des untern Narovathals und die Versandung der Narovamündung. Bull. de L'Acad. Imp. des Sciences de St-Pét., 1861.

Helmersen, G. Schonung über Wanderblöcke. Sitzungsber. d. Naturf. Ges. bei d. Univers. Dorpat, V Bd., 1881.

Helmersen, G. Studien über die Wanderblöcke und die Diluvialgebilde. Russlands I, II. Mém. de l'Acad. Imp. des Sciences de St.-Pét. Ser. 7, t. 14, 1869, t. 30, 1882.

Henningsmoen, G. Upper Ordovician Ostracods from the Oslo region, Norway. Norsk geol. tidskrift, Bd. 33, 1954.

Hofmann, E. Geognostische Beobachtungen auf einer Reise von Dorpat bis Åbo. Beiträge zur Kenntniss des Russischen Reiches, IV Bd., St.-Pet., 1841.

Holm, G. Bericht über geologische Reisen in Ehstland, Nordlivland und im St.-Petersburger Gouvernement in den Jahren 1883 und 1884. Verhandl. d. Russ.-Kaiserl. mineral. Ges. zu St.-Pet., N. S., Bd. 22, 1886a.

Holm, G. Illaeniden. Revision der ostbaltischen silurischen Trilobiten von F. Schmidt. Abt. II, Mém. de l'Acad. Imp. des Sciences de St.-Péterb. VIIe Sér. t. XXXIII, № 8 1886b.

Hoppe, K. Die Coelolepiden und Acanthodien des Obersilurs der Insel Ösel. Palaeontographica, Bd. 76, 1931.

Hoppe, K. H. *Phlebolepis elegans* Pander aus dem Obersilur von Ösel. Zentralbl. für Min., Geol. u. Pal., Abt. A., Bd. 2, 1933.

Hoyningen-Huene, Fr. Die silurischen Craniaden der Ostseeländer mit Ausschluss Gotlands. Verhandl. d. Russ.-Kaiserl. mineral. Ges. zu St.-Pet., Ser. II, Bd. 36, Nr. 2, 1899.

Hoyningen-Huene, Fr. Supplement zu der Beschreibung der silurischen Craniaden der Ostseeländer. Verhandl. d. Russ. Kaiserl. mineral. Ges. zu St.-Peterb., Ser. II, Bd. 38, 1900.

Hupel, A. W. Topographische Nachrichten von Lief- und Ehstland, Bd. 2, Riga, 1777.

Jaanusson, V. Geoloogilisi märkmeid Vormsist. Loodusesõber, detsember 1939, Tallinn, 1939a.

Jaanusson, V. Ühest Vormsi ainulaadsusest — Huitbergist. Loodusesõber, detsember 1939. Tallinn, 1939b.

Jaanusson, V. Jooni ehituslubjakivist Tallinna ümbruses. Loodusesõber, aprill 1940, Tallinn, 1940a.

Jaanusson, V. Ühe trilobiidi esmasleiust. Eesti Loodus, VIII, Nr. 4/5, 1940b.

Jaanusson, V. Übersicht der Stratigraphie der Lyckholm-Komplexstufe. Bull. de la Comm. Geol. de Finlande, № 152. Helsinki, 1944.

Jaanusson, V. Über die Stratigraphie der Viru- resp. Chasmops-Serie in Estland. Geol. Fören. Stockh. Förhandl., Bd. 67, H. 2, 1945.

Jaanusson, V. Yttrande med anledning av foredraget av T. Tjernvik; Om de lagsta ordoviciska lagren i Närke. Geol. Fören. Stockh. Fördhandl., Bd. 73, H. 3, 1951.

Jaanusson, V. Untersuchungen über den oberordovizischen Lyckholm-Stufenkomplex in Estland. Bull. Geol. Inst. Upsala, Vol. XXXVI; Publ. Palaeont. Inst. Univ. Upsala, Nr. 12, 1956.

Jaanusson, V. Unterordovizische Illaeniden aus Skandinavien. Mit Bemerkungen über die Korrelation des Unterordoviziums. Bull. Geol. Inst. Upsala, vol. XXXVII, 3; Publ. Palaeont. Inst. Univ. Upsala 15, 1957a.

Jaanusson, V. Middle Ordovician Ostracods of Central and Southern Sweden, Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala, vol. XXXVII; Publ. Palaeont. Inst. Univ. Upsala, Nr. 17. 1957b.

http://jurassic.ru/

Jaanusson, V. and. Martna, J. A section from the upper Chasmops Series to the lower Tretaspis Series at Fjacka rivulet in the Siljan Area, Dalarne. Bull. Geol. Inst. Upsala, vol XXXII, 1948.

Jaanusson, V. und Mutvei, H. Stratigraphie und Lithologie der unterordovizischen Platyurus-Stufe in Siljan-Gebiet, Dalarna. Bull. Geol. Inst. Upsala, vol. XXXV, 5, 1953.

Jaanusson, V. and Strachan, I, Correlation of the Scandinavian Middle Ordovician with the graptolite succession. Geol. Fören. Stockh. Förhandl., Bd. 76, H. 4. 1954.

Jaeckel, O. Stammesgeschichte der Pelmatozoen, Bd. 1. Thecoidea und Cystoidea. Berlin, Springer, 1899.

Jaeckel, O. Phylogenie und System der Pelmatozoen. Pal. Zeitschrift, Bd. III. H, 1, Berlin, 1918.

Janischewsky, M. Ueber Trilobitenreste (Schmidtiellus Mickwitzi F. Schm.) aus dem kambrischen blauen Ton. Annuaire de la Société Paléontologique de Russie. t. VI, Leningrad, 1927.

Jones, O. T. The Lower Paleozoic rocks of Britain. Report of XVI International Geological Congress Washington, 1933, 1935.

Järvekülg, A. Eesti järvede sügavusest. Eesti Loodus, I, Nr. 5, 1958.

Jürgenson, L., Mõls, E. Mineraalsetest ehitusmaterjalidest Eesti NSV-s, «Teaduslik Kirjandus», Tartu, 1946.

Kajak, K. Eluta looduse kaitsest Eesti NSV-s. Eesti Loodus, I, Nr. 3, 1958.

Kaljo, D. Tähelepanekuid tetrakorallide väliskuju olenevusest keskkonna tingimustest. Eesti Loodus I, Nr. 2, 1958.

Kaljo, D. Eesti geoloogilisest arenemisest vanaaegkonnas. Eesti Loodus, II, Nr. 4. 1959.

Kaljo, D. ja Mark, E. Eesti geoloogilisest arenemisest vanaaegkonnas. II. Eesti Loodus, II, Nr. 5, 1959.

Kaljo, D., Oraspõld, A., Rõõmusoks, A., Sarv, L. ja Stumbur, H. Eesti NSV ordoviitsiumi fauna nimestik II. Keskordoviitsium. — Looduseuurijate Selts Eesti NSV TA juures. Abiks loodusvaatlejale, Nr. 25, 1956.

Kaljuvee, J. Jägala joa tagasinihkumisest. Loodusevaatleja, II, Nr. 6, 1931.

Karpinsky, A. Die Trochilisken. Mém. du Com. Géol., Nouv. Sér., 27. St.-Pét., 1906.

Kask, R. Mulla erosiooniprotsessist ja selle vastu võitlemisest Eesti NSV-s. Eesti NSV TA Toimetised, kd. IV, Nr. 4, 1955.

Kask, R. Pinnalise erosiooniprotsessi levikust Eesti NSV-s. Eesti Geogr. Seltsi Aastaraamat 1958, Tallinn, 1959.

Kents, P. Eesti aluspõhja sügavamad kihid (allpool merepinda) Tallinnas, ühes Eesti vanima fossiiliga. Eesti Loodus, VIII, nr. 4/5, 1940.

Keränen, I. and Odelsiö, H. Magnetic measurements in the Baltic Sea. First Report: Helsingfors, 1926; Second Report: Stockholm and Helsinki, 1927.

Kiaer, J. Das Obersilur im Kristianiagebiete. Christiania, 1908.

Kiaer, J. New Coelolepids from the Upper Silurian on Oesel (Esthonia). Eesti Loodusteaduste Arhiiv, I seeria. 10 k., 3 vihk; Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim., Nr. 27, 1932.

Kirde, K. Andmed Eesti kliimast. Acta et Comm. Univ. Tartuensis A XXXIV, № 8; 1939.

Klaamann, E. Uue fossiilse ussi leiust Eesti aluspõhjas. Eesti Loodus, I, Nr. 5. 1958.

Klaamann, E. Panga pank. Eesti Loodus, II, Nr. 2, 1959.

Koch, R. Obolusfosforiidi koostisest ja omadustest. ENSV TA Toimetised, VII, Tehn. ja Füüs.-Mat. Tead. Seeria, nr. 4, 1958.

Koken, E. Die Gastropoden des baltischen Untersilurs. Fortgesetzt von J. Perner. Mém. de l'Acad. des Sciences de Russie, VIIIe Serie, Vol. XXXVII, Nr. 1, 1925.

Kraus, E. Die Geschichte des Devons in Lettland. Acta Univ. Latviensis, Ser. I. Bd, 6, 1930.

Kraus, E. Faziesstudien im Alt- und Neurot-Sandstein. Acta Univ. Latviensis, Ser. 1, Bd, 11, 1931a.

Kraus, E. Zur Paläogeographie des baltischen Devons. Geol. Rundsch., Bd. 22, 1931b.

Kraus, E. Die Gliederung des baltisch-russischen Altrotsandsteins. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 86, 1934.

Kraus, E. Der Bau des Devons in Lettland. Neues Jahrb. f. Min., Geol. und Pal., Beil.-Bd., 77, 1937.

Kreutzwald, F. R. Wo findet man Bleierz in Estland (Wesenberg). Das Inland, XIV, Dorpat, 1849.

http://jurassic.ru/

Kupffer, A. Ueber die chemische Constitution der baltisch-silurischen Schichten. Archiv f. d. Naturkunde Liv-, Est- u. Kurlands, Ser. I, Bd. 5, 1870.

Kurm, H. Füüsilis-geograafiliste tingimuste mõjust soostumisprotsessile Lääne-Eestis. Eesti Geogr. Seltsi Aastaraamat 1958, Tallinn, 1959.

Kutorga, S. Beitrag zur Geognosie und Palaeontologie Dorpats und seiner nächsten Umgebung. Russ.-Kais. Mineral. gesellsch. St.-Petersb., 1835.

Kutorga, S. Zweiter Beitrag zur Geognosie und Palaeontologie Dorpat's und seiner nächsten Umgebung. St. Petersb., 1837.

Kutorga, S. Über das silurische und devonische Schichten-System von Gatschina. Verh. Russ.-Kaiserl. Min. Ges, St.-Pet., 1846.

Käis, J. Munamägi ja tema ümbrus. Loodus, I, Nr. 3, 1922.

Künnapuu, S. Pirita jõe alamjooksu oru genees. Eesti Geograafia Seltsi Aastaraamat, 1957.

Künnapuu, S. Põhja-Eesti glindi kujunemisest. Eesti Geogr. Seltsi Aastaraamat 1958. Tallinn, 1959a.

Künnapuu, S. Rannamoodustused Tallinnas. Loodusuurijate Seltsi Aastaraamat, kd. 51, 1959b.

Laasi, A. Põhja-Pärnumaa otsmoreenist. Eesti Loodus, V, 1937.

Laasi, A. Hilisjääaja jääpaisjärvede ja Joldia mere tasemed Põhja-Eestis. IV Eesti Loodusteadlastepäev 18. ja 19. märtsil 1940 Tartus. Ettekannete kokkuvõtteid. Tartu, 1940.

Laasi, A. Ormsös Landskapsbild. «Suis»-Estonica 1939, Tartu, 1940.

Lagorio, A. Microscopische Analyse ostbaltischer Gebirgsarten. Archiv f. d. Naturkunde Liv-, Est- u. Kurlands, Ser. I, Bd. 8, 1876.

Lamansky, V. Neue Beiträge zur Vergleichung des Ost-Baltischen und Skandinavischen Unter-Silurs. Centralbl. für. Min., Geol., u. Pal., Nr. 20. 1901.

Lemberg, Joh. Die Gebirgsarten der Insel Hochland. Archiv für d. Naturkunde Liv-, Ehst- und Kurlands, Serie I, Bd. 4, 1867a.

Lemberg, J. Chemische Untersuchung eines unterdevonischen Profils an der Bergstrasse zu Dorpat. Archiv f. d. Naturkunde Liv-, Est- u. Kurlands, Ser. I, Bd. 4, 1867b.

Lepiksaar, J. Mõnda ürghärjast (*Bos primigenius* Boj.) ja tema esinemisest Eestis. Loodusevaatleja I, Nr. 6, 1930.

Lepiksaar, J. Eestist hävinud hilismineviku selgroogseist. Loodusevaatleja IV, Nr. 6, 1933.

Lepiksaar, J, Põder — hiigelloom Eesti metsas. Loodusevaatleja V, Nr. 6, 1934.

Lepiksaar, J. Eesti subfossiilsetest kalaleidudest. Eesti Loodus, III, Nr. 2, 1935.

Lepiksaar, J. Kopra muistsest levikust Eestis. Eesti Loodus, V. Nr. 1, 1937a.

Lepiksaar, J. Pleistotseeni faunast Eestis karvase ninasarviku ja ürgpiisoni uute leidude puhul. Eesti Loodus V, Nr. 3, 1937b.

Lepiksaar, J. Grööni hüljesest, *Phoca groenlandica* Erxl., Läänemeres, tema uue leiu puhul pronksiaegsest asulast Asvas, Saaremaal. Eesti Loodus, VIII, Nr. 2, 1940.

Liblik, L. Artur Heinrich Luha tööde bibliograafia. ENSV TA Toim., VIII, Tehn. ja füüs.-mat. tead. seeria, Nr. 1, 1959.

Liepinš, P. Zemes garozas uzbuve Latvija. Riga, 1956.

Lillema, A. Eesti NSV mullastiku kaart 1 : 400 000. Eesti NSV Tööstuse Teadusliku Uurimise Keskinstituut, 1946.

Lillemaa, A. Lühikene mullaerimite kirjeldus Eesti NSV mullastiku kaardi juurde (1 : 400 000). Eesti NSV Tööstuse Teadusliku Uurimise Keskinstituut, 1946.

Lillemaa, A. Erosioon Eesti NSV muldades ja selle vastu võitlemine. Sots. Põllumajandus, 1949., nr. 12, 1949a.

Lillemaa, A. Eesti NSV mullastik. Koguteos «Maaviljeluse käsiraamat». Teaduslik Kirjandus, Tallinn, 1949b.

Lillemaa, A. Eesti NSV mullastik. Eesti Riiklik Kirjastus, Tallinn, 1958.

Linari, A. A. Aruanne sügavpuurimistest Jõhvi lähedal. Tallinna Tehnikaülikooli toimetused, seeria A, Nr. 15, Tallinn, 1940.

Linholm, A. Rakendusgeoloogilisi oletusi Jõhvi magnetilise anomaalia piirkonna kohta. Tehnika Ajakiri, Nr. 5, 1937.

Linnarsson, J. G. Über eine Reise nach Böhmen und den russischen Ostseeprovinzen im Sommer 1872. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., XXV, 1873.

Luha, A. Pilte Muhu ja Saaremaa pankadelt. Rahvaülikool Nr. 2; 1927.; Rahvaülikool, Nr. 3, 1928.

Luha, A. Über Ergebnisse stratigraphischer Untersuchungen im Gebiete der Saaremaa- (Ösel-) Schichten in Eesti (Unterösel und Eurypterusschichten). Acta et Comm. Univ. Tartu, A. 18, 1930; Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim. № 22, 1930.

Luha, A. Geoloogiline rännak Otepääl. Loodusevaatleja, II. Nr. 5, 1931a.

http://jurassic.ru/

Luha, A. Salajõgedest Mustjalas, Saaremaal. Loodusevaatleja, II, Nr. 3, 1931b.
Luha, A. Kipsilademeist Irboskas. Loodusevaatleja III, Nr. 1, 1932.
Luha, A. Eesti geoloogiline koostis. Eesti Entsüklopeedia II, lk. 528—535. Tartu, 1933a.
Luha, A. Geoloogiline rännak Peetri jõel. Eesti Loodus, I, nr. 4, 1933b.
Luha, A. Liivakividest. Loodusevaatleja 4, Nr. 3, 1933c.
Luha, A. Saaremaa pinnaehitus ja aluspõhi. Koguteos «Saaremaa». Tartu, 1934.
Luha, A. Muhu pangad. Looduskaitse, 1, Nr. 1, 1937.
Luha, A. Paar uut kivistist Saaremaa lademeist. Eesti Loodus, VII, nr. 2/3, 1939.
Luha, A. Eesti geoloogiline koostis. Eesti Entsüklopeedia. Täiendusköide, lk. 218—221. Tartu, 1940a.
Luha, A. Aruanne geoloogilise komitee tegevusest 18. VIII. 1937 — 1. IV. 1939. Tallinn, 1940b.
Luha, A. Uusi ostrakoderme Saaremaa Eurypterus lademest. Eesti Loodus, VIII, nr. 1, 1940c.
Luha, A. Eesti aluspõhi ja pinnakate. Rmt.: Luha, A., Kents, J., Lannus, P. Maateadus gümnaasiumi IV klassile. Tartu Eesti Kirjastus, Tartu, 1943.
Luha, A. Eesti NSV maavarad. Rakendus-geoloogiline kokkuvõtlik ülevaade. Eesti Majanduse Tead. Uurim. Inst.; Tartu Riikl. Ülik. geoloogilised tööd 2; 1946.
Luts, K. Gaasipurskest Püssi jaama juures. Loodusevaatleja, VIII, nr. 6, 1937.
Maaring, E. Kõpu ümbruse geomorfoloogia. Eesti Geogr. Seltsi Aastaraamat 1958. Tallinn, 1959.
Maide, J. Eesti tervismuda. Looduskaitse, Nr. 2, 1940.
Mark, E. Märkmeid Ruhnu saare aluspõhja geoloogia kohta. Eesti loodus, I, nr. 4., 1958.
Markus, E. Vilo luitemaastiku tekkimiskäik. Eesti Loodus, III, Nr. 2, 1935.
Martna, J. Notes on the Upper Ordovician and Lower Silurian of the Tapa district, Estonia. Geol. Fören. Stockh. Förhandl., Bd. 79, 4; Medd. Stockholms Högskolas Geol. Inst., No 120, 1957.
Martinsson, A. Die ordovizischen Geschiebe im Schärengebiet von Hangö und Ekenas im südwestlichen Finnland. Bull. Geol. Inst. Upsala, vol. XXXV; Publ. Pal. Inst. Univ. Upsala Nr. 2, 1955.
Martinsson, A. Neue Funde kambrischer Gänge und ordovizischer Geschiebe im südwestlichen Finnland. Bull. Geol. Inst. Upsala, Vol. XXXVI; Publ. Palaeontol. Inst. Univ, Upsala, Nr. 8, 1956.
Mechmershausen, G. Beitrag zur Kenntnis der alluvialen Ablagerungen des Embachtales bei Dorpat. Mitteilungen d. Inst. f. wissenschaftliche Heimatforschung a. d. Livl. Gemeinnützigen Ökonom. Sozietät in Dorpat, Nr. 5, 1931.
Mickwitz, A. Über die Brachiopodengattung Obolus Eichwald. Mém. de L'Acad. Imp. des Sciences de St.-Pétersb., VIIIe Sér., t. IV. No 2, 1896.
Mickwitz A. Die brennende Gasquelle auf Kokskär. Rev. Zeitung, 1903, 29. Okt., Nr 244, 1903.
Mickwitz, A. Bericht über den Gasbrunnen auf Kokskär. Bull. de l'Acad. Imp. des Sciences de St.-Pétersb., Ser. 6, t. 2, 1908.
Mickwitz, A. Archaikum, Kambrium, Silur. Baltische Landeskunde. Riga, 1911.
Mieler, A. Ein Beitrag zur Frage des Vorrückens des Peipus an der Embachmündung und auf der Peipusinsel Pirisaar in dem Zeitraum von 1682 bis 1900. Acta et Comm. Univ. Tartuensis, A IX, № 2, 1926.
Mieler, A. Tartu aseme geomorfoloogia ja hüdroloogia. Koguteos «Tartu», Tartu, 1927.
Moberg, I. C. Nya bidrag till utredning af fragen om gränsen mellan undersilur och kambrium. Geol. Fören. Stockh. Förhandl., Bd. 22.
Murchison, R. I., Verneuil, E. and Keyserling, A. The geology of Russia in Europe and the Ural mountains. Vol. 1. Geology. London, 1846.
Männil, R. Uurimistest Eesti aluspõhja geoloogia alal. Eesti Loodus I, № 4, 1958.
Möls, E. Esku rannamoodustused. Eesti Loodus, V, Nr. 5, 1937; Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim., № 53, 1938.
Müürisepp, K. Eesti NSV maapõuevarad. Eesti Riiklik Kirjastus, Tallinn, 1957.
Müürisepp, K. Eesti NSV fosforiidivarudest. Eesti Geogr. Seltsi aastaraamat 1958. Tallinn, 1959.
Nathorst, A. G. Ueber den gegenwärtigen Standpunkt unseren Kenntnis von dem Vorkommen fossiler Glacialpflanzen. Bihang till Svenska Vet. Akad. Handlingar, 17. Afd., III, 122, 5, 1892.

http://jurassic.ru/

Nieszkowski, J. Versuch einer Monographie der in den silurischen Schichten der Ostseeprovinzen vorkommenden Trilobiten. Archiv f. d. Naturkunde Liv-, Ehst- u. Kurlands, Ser. 1, Bd. 1, 1857.

Nieszkowski, J. Zusätze zur Monographie der Trilobiten der Ostseeprovinzen, nebst der Beschreibung einiger neuen obersilurischen Crustaceen. Archiw f. d. Naturkunde Liv-, Ehst- u. Kurlands, Ser. 1, Bd. 2, 1861.

Normann, G. E. Bemerkungen über den oeselschen Seeschlamm. Inland 1841, № 18, 1841.

Normann, H. Eesti muda-raviasutiste minevikust. «Eesti Arst», 1935.

Nuut, A. Tallinna-lademe lubjakivide ehitustehnilisi omadusi. Tehnika Ajakiri, Nr. 4, 1935.

Oja, J. Maagaasid Eestis. Loodusevaatleja, IV, Nr. 2—3, 1933.

Oja, J. Maagaaside levimisalast Eestis, gaasi liikidest ja nende tekkepõhjustest. Loodusevaatleja, VIII, Nr. 4, 1937.

Orviku (Jaansoon), K. Rändpangaseid Eestis. Loodusuurijate Seltsi Aruanded, XXXIII,; Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim., Nr. 7, 1926.

Orviku (Jaansoon), K. Beiträge zur Kenntnis der Aseri- und der Tallinna-Stufe in Eesti I. Acta et Comm, Univ, Tartuensis, A XI; Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim., Nr. 5, 1927a.

Orviku, K. Die Rautenvariationen bei *Echinosphaerites aurantium* Gyll. und ihre stratigraphische Verbreitung im estnischen Ordovicium. Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim. Nr. 8, 1927b.

Orviku, K. Uinuv loodusvara — Põhja-Eesti lubjakivi. Postimees 10. sept. 1928.

Orviku, K. Uhaku. Kirde-Eesti karstiala stratigraafiast ja geomorfoloogiast. Loodusuurijate Seltsi Aruanded, XXXV; Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim., Nr. 14, 1929.

Orviku, K. Der Asaphiden-Kalkstein (Ordovizium) im Bohrloch von Lagedi (Eesti). Loodusuurijate Seltsi Aruanded, XXXVI; Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim., Nr. 23, 1930a.

Orviku, K. Metsküla luidestikus. Loodusevaatleja, I, Nr. 1, 1930b.

Orviku, K. Keskdevoni põhikihid Eestis. Acta et Comm. Univ. Tartuensis, A XVI; Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim., Nr. 21, 1930c.

Orviku, K. Die Glazialschollen von Kunda-Lammasmägi und Narva-Kalmistu (Eesti). Loodusuurijate Seltsi Aruanded, XXXVI; Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim., Nr. 23, 1930d.

Orviku, K. Eesti maavarad ja maavarade tööstus. Postimees, 7. sept. 1931.

Orviku, K. Tori liivakivi. Loodusevaatleja, III, Nr. 3, 1932.

Orviku, K. Maavarad. K/Ü Loodus, Tartu, 1933a.

Orviku, K. Ihkkeel. Eesti Loodus, I, Nr. 1, 1933b.

Orviku, K. Tuiskliiv. K/ü Loodus. Tartu, 1933c.

Orviku, K. Mammuti leidudest Mustjõe ümbruses. Eesti Loodus, nr. 2, 1933d.

Orviku, K. Kuusiku otsmoreen. Eesti Loodus, II, Nr. 4, 1934a.

Orviku, K. Sõrve loodus ja inimene. Koguteos «Eesti» VI: Saaremaa, Tartu, 1934b.

Orviku, K. Jugadest Põhja-Eesti pangal. Eesti Loodus, III, Nr. 4, 1935a.

Orviku, K. Viljandimaa aluspõhi ja pinnakate. Koguteos «Eesti» VII: Viljandimaa, Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim., Nr. 47, 1935b.

Orviku, K. Quartärgeologische Karte der Halbinsel Sõrve (Saaremaa, Estland). Arch. für die Naturk. Estl., I Ser. Bd. XI, Lief. 1, Publ. Geol. Inst. Univ. Tartu, Nr. 46, 1935c.

Orviku, K. Ehituslubjakivi murenemisvastupidavusest. Eesti Loodus, IV, No 1, 1936a.

Orviku, K. Geoloogilisi märkmeid geoloogilis-geograafiliselt õppeekskursioonilt Narva ja selle lähemasse ümbrusesse 10—14 juunil 1936. Eesti Loodus, IV, Nr. 4, 1936b.

Orviku, K. Kihitussiirdeid Eesti aluspõhjas. Eesti Loodus, IV, Nr. 2, 1936c.

Orviku, K. Litoriina randvalli geoloogiast Kroodi oru kohal. Eesti Loodus, IV, Nr. 2, 1936d.

Orviku, K. Geoloogilisi märkmeid S.-Emajõe süvenduste kohta Kärewere ja Jänese vahel. Eesti Loodus, VI, Nr. 3, 1938.

Orviku, K. Rõngu interglatsiaal — esimene interglatsiaalse vanusega organogeensete setete leid Eestist. Eesti Loodus, VII, Nr. 1, 1939.

Orviku, K. Lithologie der Tallinna-Serie (Ordovizium, Estland). Acta et Comm. Univ. Tartuensis, A XXXVI, Nr. 1; Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim., Nr. 58, 1940a.

Orviku. K. Diluviaalstratigraafiast Eestis. IV Eesti Loodusteadlastepäev 18, ja 19. märtsil 1940 Tartus, Ettekannete kokkuvõtteid. Tartus, 1940b.

Orviku, K. LUS'i geoloogia- ja geograafiasektsiooni suurte rändrahnude arhiiv ja selle osa suurte rändrahnude looduskaitse teostamisel. Eesti Loodus, VIII, Nr. 1, 1940c.

Orviku, K. Uhaku karstiala looduskaitse alana. Looduskaitse, Nr. 2, 1940; Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim., Nr. 59, 1940d.

http://jurassic.ru/

Orviku, K. Jäävaheaegade geoloogiast Eestis. Eesti Sõna, 16. juuli, 1944.
Orviku, K. Tartu linna hüdrogeoloogia. ENSV Tartu Riikl. Ülik. Geol. Tööd Nr. 3, 1946.
Orviku, K. Kelmemonoliit. Eesti NSV Tartu Riikl. Ülik. Tööd Nr. 5, 1948a.
Orviku, K. Über die Geologie des Kunda-Sees. In: R. Indreko, Die mittlere Steinzeit in Estland. Kungl. Vitterhets Historie och Antikvitets Akademiens Handlingar, Del. 66, Upsala, 1948b.
Orviku, K. Narvajõe lademe geoloogiast Eesti NSV-s. ENSV Tartu Riikl. Ülik. Geol. Tööd, Nr. 4, Tartu, 1948c.
Orviku, K. Eesti NSV voorte tekkimisest. Tartu Riikliku Ülikooli Teaduslik sessioon 1957 a. Ettekannete teesid. Tartu, 1957.
Orviku, K. Kuidas tekkis Põhja-Eesti paekallas? «Rahva Hääl», Nr. 202, 27. VIII 1958a.
Orviku, K. Märkmeid antropogeeni geoloogia uurimisest Eestis. Eesti Loodus I, Nr. 4, 1958b.
Orviku, K. 12 000 aasta jooksul. «Rahva Hääl», 1959, Nr. 70, 25. III 1959a.
Orviku, K. Peipsi järve minevikust. «Rahva Hääl». 11. IX 1959b.
Orviku, K. Eesti geoloogilisest arengust antropogeenis. Eesti Loodus, III, nr. 1 ja 3, 1960.
Orviku, L. Põdraluude leid Võhma rabast. ENSV TA Toim., V kd., Biol. seeria, Nr. 4, 1956.
Osersky, A. Geognostischer Umriss des Nord-Westlichen Estland. Verhandl. d. Russ.-Kaiserl. mineral. Ges. zu St.-Peterb., 1844.
Paaver, K. Luuleidude kogumisest Eesti NSV-s. Abiks Loodusvaatlejale, Nr. 30, 1956.
Pahlen, A. Monographie der baltisch-silurischen Arten der Brachiopodengattung Orthisina. Mém. de l'Acad. Imp. des Sciences de St.-Pétersb., VIIe Serie, t. XXIV, Nr. 8, 1877.
Pallas. P. S. A. I. Guldenstäds Reise, I. Theil, 1787.
Palmre, H. Eesti klaasiliiv. Teaduslik Kirjandus, Tartu, 1946.
Pander, C. Beiträge zur Geognosie des Russischen Reiches. St.-Petersb., 1830.
Pander, C. Monographie der fossilen Fische des silurischen Systems der Russisch-Baltischen Gouvernements. St.-Petersb., 1856.
Pander, C. Über Placodermen des devonischen Systems. St. Petersb., 1857.
Pander, C. Über die Ctenodopterien des devonischen Systems. St. Petersb., 1858.
Pander, Chr. Über die Saurodipterien, Dendrodonten, Glyptolepiden und Cheirolepiden des devonischen Systems. St. Petersb., 1860.
Parts, E. Sakala kõrgustiku loodenõlva vanad rannamoodustused ja nende maastikuline tähendus. Loodusuurijate Seltsi Aruanded, XXXIX, 1933.
Paškevičius, J. Lietuvos TSR teritorijos viršutino ordoviko stratigrafija. Lietuvos TSR Mokslu Akademijos Darbai, serija B, No 2, 1957.
Patten, W, On the Structure and Classification of the Trematapidae. Mém. de L'Acad. Imp. des Sciences de St.-Pétersb., Sér. 8, t. XIII, Nr. 5, 1903.
Patten, W. New Ostracoderms from Oesel. Science, Vol. 73, Nr. 1903, 1931.
Paul, V. Kalajäänustest Haaslava devonis. Eesti Loodus, II, Nr. 4, 1934.
Paul, V. Keskdevoni *Heterostius*'e kihtide paljandeist Võrtsjärve idakaldal ja neis leiduvaist kalajäänustest. Eesti Loodus, VII, Nr. 4/5, 1939.
Paul, V. Uusi andmeid Osteolepise koljukatuse ja alalõua ehitusest. Eesti Loodus, VIII, Nr. 3, 1940.
Petzholdt, A. M. Ein neues brennbares Mineral aus Ehstland. Erdmann's Journ. für prakt. Chemie LI, 1850.
Pobul, E. Kaalijärve meteoriidikraatri Nr. 3 magnetomeetrilisest uurimisest. ENSV TA Geol. Inst. Uurim., II, 1958.
Pobul, E. Magnetilistest anomaaliatest Eesti NSV-s. Eesti Loodus, II, Nr. 2, 1959.
Pärna, K. Elva liivik, selle kujunemine ja kujunemisaegne hüdrograafia. Eesti Loodus, I, Nr. 3, 1958.
Ramsay, W. Niveauverschiebungen, eisgestaute Seen und Rezession des Inlandeises in Estland. Fennia, 52, № 2, 1929.
Raudsepp, A. Eesti NSV turbasood. Teaduslik Kirjandus, Tartu, 1946.
Raymond, P. E. Expedition to the Baltic Provinces of Russia and Scandinavia, 1914. Part. 1. The correlation of the Ordovician strata of the Baltic basin with those of eastern North America. Bull. Mus. Comp. Zool. at Harvard College, Vol. LVI, № 3, 1916.
Reinvaldt, I. Bericht über geologische Untersuchungen am Kaalijärw (Krater von Sall) auf Ösel. Sitzungsber. d. Naturf.-Ges. bei d. Univers. Tartu, XXXV; Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim., Nr. 11, 1928.

http://jurassic.ru/

Reinvaldt, I. Kaali järv — the meteorite craters on the island of Ösel (Estonia). Loodusuurijate Seltsi aruanded, XXXIX; Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim., nr. 30, 1933.

Reinwaldt, I. Kõikumisi Eesti põlevkivi lademe ühtsuses. Tehnika Ajakiri, Nr. 5, 1935.

Reinvald, I. The Kaalijärv meteor craters (Estonia). Loodusuurijate Seltsi Aruanded, XLV, 1940; Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim., Nr. 55, 1939.

Riikoja, H. Eesti järvede nimestik. Loodusuurijate Seltsi aruanded, XLI, 1934.

Riikoja, H. ja Kärsna, A. Järvede levimisest Eestis. Loodusuurijate Seltsi Aruanded, XLII, 1936.

Robertson, M. G. The Ostracoderm genus Darthmuthia Patten. Amer. Journ. of Science, Vol. 29, 1935a.

Robertson, M. The Ostracoderm order Osteostraci. Science, vol. 82, Nr. 2125, 1935b.

Robertson, M. G. Oeselaspis. A new genus of Ostracoderm. Amer. Journ. of Science, vol. 29, 1935c.

Rohon, J. Die obersilurischen Fische von Oesel. I Theil u. II Theil, Mém. de l'Acad, Sci. de St.-Pétersb., VIIe Sér. t. XXXVIII u. XLI, 1892 u. 1893.

Rosenstein, E. Boreàlis-lubjakivid Tamsalu-Rakke vahelises lubjatööstusrajoonis. Eesti Loodus, VI, Nr. 4, 1938.

Rosenstein, E. Adavere lademest (silur) Lääne-Eestis. Eesti Loodus, VII, Nr. 4/5, 1939.

Rosenstein, E. Andmeid Juuru lademe kohta. Eesti Loodus, VIII, Nr, 4/5, 1940a.

Rosenstein, E. Raikküla lade Tamsalu-Paide vahelisel alal. Eesti Loodus, VIII, Nr. 2, 1940b.

Rosenstein, E. Die Encrinurus-Arten des estländischen Silurs. Loodusuurijate Seltsi Aruanded, 47,; Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim., nr. 62, 1941.

Rosenstein, E. Unregelmässigkeiten im Einfallen der untersilurischen Schichten Estlands im westlichen Teil der Pandiver'schen Erhebung. Loodusuurijate Seltsi Aruanded, 47; Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim., Nr. 65, 1943a.

Rosenstein, E. Eine neue Gattung der Dalmanellacea aus dem Untersilur Estlands. Loodusuurijate Seltsi Aruanded, 47; Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim., nr. 66, 1943b.

Rumma, J. Viljandi oru veelahe. Loodus, II, Nr. 1, 1923.

Rähni, E. Iisaku-Illuka ooside ala. Eesti Loodus, II, Nr. 1, 1959.

Rätsep, L., Truu, A. ja Veber, K. Tallinna ja põlevkivibasseini linnalähedase põllumajandustsooni soodest ja nende kasutamisperspektiividest. ENSV TA Toim. III, Nr. 4, 1954.

Rätsep, L., Truu, A. ja Veber, K. Saaremaa soodest ja nende kasutamisperspektiividest. ENSV TA Toim., V, Biol. seeria, Nr. 3, 1956.

Rüger, L. Paläogeographische Untersuchungen im baltischen Kambrium unter Berücksichtigung Schwedens. Ein Beitrag zur Paläogeographie des Baltischen Schildes und Fennoskandias. Zentralbl. für. Min., Geol. u. Pal., Abt. B, № 4 und № 5, 1923.

Rüger, L. Die baltischen Länder (Estland, Lettland und Litauen). Handbuch der Regionalen Geologie, Bd. IV, Abt. 4, H. 28, Heidelberg, 1934.

Saaremaa lubjakivide uurimine 1927 aastal. Kaubandus-tööstusministeeriumi Mäeosakond. Tallinn 1929.

Salmi, M. Ein von der Litorina-Transgression überspültes Torflager in NE-Estland zwischen Narwa und Narwa-Jõesuu. Acta Geogr., 9, № 4, 1945.

Sauramo, M. Über die Bändertone in den ostbaltischen Ländern vom geochronologischen Standpunkte. Fennia, 45, № 6, 1925.

Sauramo, M. Zur Kenntnis der Geologie von Worms und Nuckö, Estland, Bull. de la Comm. Geol. de Finlande, № 87, 1929.

Sauramo, M. Die Geschichte der Ostsee. Suomalaisen Tiedeakatemian Toimituksi, sarja A, III, Geol.-geogr., 51, 1958.

Schamarin, A. Chemische Untersuchung des Brandschiefers von Kuckers. Arch. f. d. Naturkunde Liv-, Ehst- und Kurlands. Ser. 1, Bd. 5, 1870.

Schindewolf, O. H. Eine neue Rekonstruktion von Holmia mickwitzi (Schm.) (Fam. Mesonacidae Walc.) aus dem Unterkambrium Estlands. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 79, Monatsber. 5—7, 1927.

Schindewolf, O. H. Bau und systematische Stellung der Gattung Volborthella Schm. Palaeont. Zeitschr., Bd. 16, H. 3/4, 1934.

Schlossmann, Karl. Estonian curative sea-muds and seaside health resorts. Boreas Publ., London, 1939.

Schmidt, C. Über die devonischen Dolomittone der Umgebung Dorpats. Archiv f. d Naturkunde Liv-, Ehst- u. Kurlands, ser. I, Bd, 1, 1857a.

Schmidt, C. Die devonischen Tone im Süden des Embachtales. Arch. f. d. Naturkunde Liv-, Ehst- u. Kurlands, Ser. I, Bd. 1, 1857b.

http://jurassic.ru/

Schmidt, C. Agricultur-chemische Untersuchungen. Livl. Jahrb. d. Landwirtschaft, Bd. 14, Heft 3, 1861.

Schmidt, C. Über die bisherigen Resultate der Brunnenwasserstandsmessung in est- und livländischen Städten. Sitzungsber. d. Naturf.-Ges. bei d. Univers. Dorpat, Bd. 2, 1869a.

Schmidt, C. Das vermeintliche «Guanolager» zu Kuckers. Balt. Wochenschr. für Landwirtsch., Gewerbefleiss u. Handel, Nr. 34/35, 1869b.

Schmidt, F. Flora der Insel Moon nebst orographisch-geognostischer Darstellung ihres Bodens. Archiv f. d. Naturkunde Liv-, Ehst- u. Kurlands, Ser. 2, Bd. 1, 1854.

Schmidt, F. Flora des silurischen Bodens von Estland, Nord-Livland und Oesel. Archiv. f. d. Naturkunde Liv-, Ehst: u. Kurlands, Ser. 2, Bd 1, 1855.

Schmidt. Fr. Untersuchungen über die Silurische Formation von Ehstland, Nord-Livland und Oesel. Archiv f. d. Naturkunde Liv-, Ehst- und Kurlands, Ser, I, Bd. 2, Dorpat, 1858.

Schmidt, F. Nachträge und Berichtigungen zu den Untersuchungen über die silurische Formation von Ehstland, Nord-Livland und Oesel. Arch. f. d. Naturkunde Liv-, Ehst- u. Kurlands, Ser. 1, Bd. 2. 1859.

Schmitd, Fr. Untersuchungen über die Erscheinung der Glacialformation in Estland und auf Oesel. Bull. de l,Acad. Imp. des Sciences de St.-Pétersb., t. VIII, 1865.

Schmidt, Fr. Über Thyestes verrucosus Eichw. und Cephalaspis Schrenkii Pand., nebst einer Einleitung über das Vorkommen silurischer Fischreste auf der Insel Oesel. Verhandl. d. Russ.-Kaiserl. mineral. Ges. zu St.-Peterb., Ser. 2, Bd. I, 1866.

Schmidt, Fr. Notiz über neuere Untersuchungen im Gebiete der Glacial- und Postglacialformation in Estland und Schweden. In Abhandl.: Helmersen, G. Studien über die Wanderblöcke und die Diluvialgebilde Russlands, Mém de l,Acad. Imp. des Sciences de St. Pétersb., Sér. VII, t. XIV, Nr. 7, 1869.

Schmidt Fr. Ueber die Glacialformation in Estland. Neues Jahrb. f. Miner., Geol. und Pal., Jahrg. 1871.

Schmidt, F. Über die russischen silurischen Leperditien mit Hinzuziehung einiger Arten aus den Nachbarländern. Miscellanea Silurica I. Mém. de l'Acad. Imp. des Sciences de St.-Pétersb., sér. VII, t. XXI, Nr. 2, 1873.

Schmidt, Fr. Über einige neue und wenig bekannte baltisch-silurische Petrefacten. Miscellanea Silurica II. Mém. de l'Acad. Imp. des Sciences de St-Pétersb., sér. VII, t. XXI, No 11., 1874.

Schmidt, Fr. Revision der ostbaltischen silurischen Trilobiten nebst geognostischer Übersicht des ostbaltischen Silurgebiets. Abt. I. Phacopiden, Cheiruriden und Encrinuriden. Mém. de l'Acad. Imp. des Sciences de St.-Pétersb., sér. VII^e, t. XXX, No 1, 1881.

Schmidt, Fr. On the Silurian (and Cambrian) strata of the Baltic Provinces of Russia, as compared with those of Scandinavia and the British Isles. Quart. Journ. Geol. Soc. London, vol. 38, 1882.

Schmidt, Fr. Miscellanea silurica III. Mém. de l'Acad, Imp. des Sciences de St,-Pétersb., t. XXXI, Nr. 5, 1883.

Schmidt, F. Einige Mitteilungen über die gegenwärtige Kenntniss der glacialen und postglacialen Bildungen im silurischen Gebiet von Ehstland, Oesel und Ingermanland. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. XXXVI, H. 2, 1884.

Schmidt, F. Nachträgliche Mitteilungen über die Glacial- und Postglacialbildungen in Ehstland. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. XXXVII, H. 2, 1885a.

Schmidt, Fr. Revision der ostbaltischen silurischen Trilobiten. Abt .II. Acidaspiden und Lichiden. Mém. de l'Acad. Imp. des Sciences de St-Pétersb., sér. VII^e, t. XXXIII, No 1, 1885b.

Schmidt, Fr. Über eine neuentdeckte untercambrische Fauna in Estland. Mém. de l'Acad. Imp. des Sciences de St. Pétersb., sér. VII, t. XXXVI, N 2, 1888a.

Schmidt, Fr. Eine neuentdeckte untercambrische Fauna aus Estland. Neues Jahrb. f. Miner., Geol. u. Pal., Bd. I, 1888b.

Schmidt, Fr. Weitere Beiträge zur Kenntniss der Olenellus Mickwitzi. Bull. de l'Acad. Imp. des Sciences de St.-Pétersb., Nouv. sér. I, t. XXXIII, 1890.

Schmidt, Fr. Ueber neue silurische Fischfunde auf Oesel. Neues Jahrb. f. Miner., Geol. u. Pal., Bd. I, 1893.

Schmidt, Fr. Revision der ostbaltischen silurischen Trilobiten. Abt. IV. Mém. de l'Acad. Imp. des Sciences de St.-Pétersb., sér. VII^e, t. XLII, № 5, 1894a.

Schmidt, Fr. Ueber Cephalaspis (Thyestes) Schrencki Pand. aus dem Obersilur von Rotziküll auf Oesel. Bull, de l'Acad. des Sciences de St.-Pétersb., t. XLI, 1894b.

Schmidt, Fr. Excursion durch Estland. Guide des excursions du VII Congrès Géologique International, St.-Pétersb, 1897.

http://jurassic.ru/

Schmidt, Fr. Revision der ostbaltischen silurischen Trilobiten. Abt. V. Asaphiden. Lief. I. Mém. de l'Acad. Imp. des Sciences de St.-Pétersb., sér. VIIIe, Cl. phys.-math., t. VI, № 11, 1898.

Schmidt, Fr. Revision der Ostbaltischen silurischen Trilobiten. Abt. V. Asaphiden Lief. II. Die Gattungen Asaphus s. str., Onchometopus, Isotelus und Niobe enthaltend. Mém. de l'Acad. Imp. des Sciences de St-Pétersb., sér. VIIIe, Cl. Phys.-math., t. 12, № 8, 1901.

Schmidt, Fr. Revision der Ostbaltischen silurischen Trilobiten. Abt. V. Asaphiden. Lief. III, enthaltend die Gattungen Ptychopyge (Pseudasaphus, Basilicus und Ptychopyge s. str.), Ogygia und Nileus. Mém. de l'Acad. Imp. des Sciences de St.-Pétersb., sér. VIII, Cl. phys.-math., t. XIV, № 10, 1904.

Schmidt, Fr. Revision der ostbaltischen silurischen Trilobiten. Abt. V., Asaphiden. Lief. IV, enthaltend die Gattung Megalaspis. Mém. de l'Acad. Imp. Sciences de St-Pétersb., ser. VIIIe Cl. phys.-math., t. XIX, № 10, 1906.

Schmidt, Fr. Revision der ostbaltischen silurischen Trilobiten. Abt. VI. Mém. de l'Acad. Imp. des Sciences de St.-Pétersb., sér. VIIIe, Cl. phys.-math., t. XX, № 8, 1907.

Schmidt, Fr. Beitrag zur Kenntnis der ostbaltischen, vorzüglich untersilurischen, Brachiopoden der Gattungen Plectambonites Pand., Leptaena Dalm. und Strophomena Blainv. (Vorläufige Mitteilung). Bull de l'Acad. des Sciences de St.-Pétersb., sér. VI, t. II, 1908.

Schrenck, A. Übersicht des oberen silurischen Schichtensystems Liv- und Ehstlands, vornehmlich ihrer Inselgruppe. Archiv f. d. Naturkunde Liv-, Ehst- u. Kurlands, ser. 1, Bd. 1, 1854.

Schröder, H. Untersuchungen über die silurischen Cephalopoden. Palaeontol. Abhandl., N. F., Bd. 1, H. 4, 1891.

Scupin, H. Beiträge zur Geologie der ostbaltischen Länder. 1. Vordevonische Spuren des «Alten Roten Nordlands» im Ostbaltikum. Zentralbl. für. Min., Geol. u. Pal., Jahrg. 1927, Abt. B, Nr. 8, 1927.

Scupin, H. Algonkium, Paläozoikum und Mesozoikum. In: Ostbaltikum I (Die Kriegsschauplätze 1914—1918 geologisch dargestellt). Heft 9, Berlin, 1928.

Sederholm, J. J. Les roches prequaternaires de la Finlande. Bull. de la Comiss. Géol. de Finlande, № 28. 1911.

Sederholm, J. J. Ancient rocks. «Atlas of Finland», 1925.

Sederholm, J. J. et Ramsay, W. Les excursions en Finlande. Guide des excours. du VII Congrès Géolog. Intern., St.-Pétersb., 1897.

Siegfried, P. Über das Pandersche Organ bei den Asaphiden des ostbaltischen Ordoviciums. Eesti Loodusteaduse Arhiiv, seer. I, kd. XII, vihk 2; Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim. Nr. 49, 1936.

Siegfried, P. Zur Kenntniss estländischer Trilobiten. Loodusuurijate Seltsi Aruanded XLIV; Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim. Nr. 54, 1938.

Slaucitājs, L. Magnetic measurements in the Baltic Sea along the Latvian coast. Riga, 1930.

Spjeldnaes, N. The Middle Ordovician of the Oslo region, Norway. 9. Brachiopods of the family Porambonitidae. Norsk geol. tidsskrift, Bd. 37, H. 2, 1957a.

Spjeldnaes, N. The Silurian/Ordovician border in the Oslo district. Norsk geol. tidsskrift, Bd. 37, 1957b.

Stein, B. Vohilaiu geoloogiast. Eesti Loodus, V, Nr. 5, 1937.

Stolley, E. Untersuchungen über Coelosphaeridium, Cyclocrinus, Mastopora und verwandte Genera des Silurs. Archiv für Anthropol. u. Geol. Schleswig-Holsteins, Bd. I. H. 2, 1896.

Stolley, E. Neue Siphoneen aus baltischen Silur. Archiv für Anthropol. und Geol. Schleswig-Holsteins, Bd. III, H. 1, 1898.

Størmer, L. A. new Eurypterid from the Saaremaa- (Oesel-) beds in Estonia. Loodusuurijate Seltsi Aruanded, XL, 1934a.

Størmer, L. Cambro-Silurian zones of the Oslo region with a brief correlation between the British and Norwegian sections. Proc. Geol. Ass., Vol. XLV, Pt. 3. London, 1934b.

Størmer, L. The Middle Ordovician of the Oslo region, Norway, 1. Introduction to stratigraphy. Norsk geol. tidsskrift, Bd. 31, 1953.

Strand, T. The Upper Ordovician Cephalopods of the Oslo area. Norsk geol. tidsskrift., Bd. 14, H. 1; Contrib. Palaeontol. Mus. Oslo, Norway, Nr. 9, 1933.

Strangways, Horner Fox. Geological sketch of the environs of Petersbourg. Trans. Geol. Soc. London, 1821, vol. 5, 1821.

Tammekann, A. Eesti diktüoneema-kihi uurimine tema tekkimise, vanaduse ja levimise kohta. Acta et Comm. Univ. Tartuensis A V, Nr. 6, 1924.

http://jurassic.ru/

Tammekann, A. Die Oberflächengestaltung des nordostestländischen Küstentafellandes. Acta et Comm. Univ. Tartuensis A IX, Nr. 7.; Publ. Inst. Univ. Dorpatensis Geographici, Nr. 12—14, 1926.

Tammekann, A. Otepää kõrgustik Lõuna-Eesti maastikuna. Loodusevaatleja, II, Nr. 5, 1931.

Tammekann, A. Eesti maastikutüübid. Loodusuurijate Seltsi Aruanded, XXXIX, 1932.

Tammekann, A. Kroodi. Eesti Loodus, IV, Nr. 2, 1936.

Tammekann, A. Die Endmoränen in Estland. Comtés rendus du Congrès International de géographie Amsterdam, Tom deuxième. Travaux de la section II: géographie physique, 1938.

Tammekann, A. The Baltic Glint. A geomorphological study: Part 1. Morphography of the Glint. Eesti Loodusteaduse Arhiiv, seer. I, kd. II, vihik 3—4, Tartu, 1940a.

Tammekann, A. Mannerjää viimane retsessioon ja otsmoreenid. Neljas Eesti Loodusteadlastepäev 18. ja 19. märtsil 1940 Tartus. Ettekannete kokkuvõtteid. 1940b.

Tammekann, A. Die präglazialen Züge in der Oberflächengestaltung Estlands. Stockholm, 1949.

Teichert, C. Stratigraphische und palaeontologische Untersuchungen im unteren Gotlandium (Tamsal-Stufe) des westlichen Estland und der Insel Dagö. Neues Jahrb. f. Miner., Geol. u. Pal., Abt. B, Beil. Bd. 60, 1928.

Teichert, C. Die Cephalopoden-Fauna der Lyckholm-Stufe des Ostbaltikums. Palaeontologische Zeitschrift, Bd. 12, H. 3—4, 1930a.

Teichert, C. Biostratigraphie der Poramboniten. Eine entwicklungsgeschichtliche, paläogeographische und vergleichend-tektonische Studie. Neues Jahrb. für Mineral., Geol. u. Paläontol., Abt. B., Beil. Bd. 63, 1930b.

Teichert, C. Über einige Gastropodengattungen des Ordoviziums. Fortschritte Geol. und Paleont., Bd. XI, H. 35, 1932.

Thomson, P. Das geologische Alter der Kunda- und Pernaufunde. Vorläufige Mitteilung. Beitr. z. Kunde Estlands, 14, 1929a.

Thomson, P. Die regionale Entwicklungsgeschichte der Wälder Estlands. Acta et Comm. Univ. Tartuensis, A. XVII, Nr. 2, 1930; Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim., Nr. 19, 1929b.

Thomson, P. Die Entwicklungsgeschichte der Vegetation Estlands. Mem. Soc. pro Fauna et Flora Fennica, T. 6, 1930.

Thomson, P. Ein von Ancylusstrandbildungen bedecktes Torflager bei Jelgimägi. Beitr. z. Kunde Estlands, Bd. 18, 1933.

Thomson, P. Paläobotanische, quartärgeologische und floristische Notizen. Beitr. z. Kunde Estlands, Bd. 20, H. 3/4, 1935.

Thomson, P. Esialgne teade Vääna Litoriina-lõuka kohta. Eesti Loodus, IV, Nr. 4, 1936a.

Thomson, P. Lisamärkmeid Eesti devonifloora kohta. Eesti Loodus, IV, 1936b.

Thomson, P. Narva diatomiit. Eesti Loodus, V, 1937 a. Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim., Nr. 53, 1938.

Thomson, P. Der mitteldevonische Old Red-Sandstein in Estland und seine Flora. Bull. de la Comm. Géol. de Finlande Nr. 119, Helsinki, 1937b.

Thomson, P. Tabellarische Übersicht über das Alluvium Estlands. Beitr. z. Kunde Estlands. Naturwissenschaftliche Reihe 1, Bd. 1, 1939a.

Thomson, P. Ülevaade Eesti soodest. Eesti Loodus, VII, Nr. 2/3, 1939b.

Thomson, P. Eem-interglatsiaali metsade ajalugu Eestis ning Rõngu interglatsiaali stratigraafiline asend. Eesti Loodus, VII, Nr. 1, 1939c.

Thomson, P. Beitrag zur Kenntnis der fossilen Flora des Mitteldevons in Estland. Loodusuurijate Seltsi Aruanded, XLV,; Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim., Nr. 56, 1940.

Thomson, P. Die Klima- und Waldentwicklung des von K. Orviku endeckten Interglazials von Ringen bei Dorpat (Estland). Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., 93, 1941.

Thorslund, P. and Westergård, A. H. Deep Boring through the Cambro-Silurian at File Haidar, Gotland. S. G. U. Ser. C., Nr. 415. (Årsb., 1938, Nr. 5). Stockholm, 1938.

Tjernvik, T. E. On the Early Ordovician of Sweden. Stratigraphy and Fauna. Bull. Geol. Inst. Upsala. Vol. XXXVI; Publ. Palaeont. Inst. Univ. Upsala, Nr. 9, 1956.

Toots, H. Bryozoen des estnischen Kuckersits. Mitteilungen aus d. Geol. Staatsinst. in Hamburg, H. 21, 1952.

Twenhofel, W. H. Expedition to the Baltic Provinces of Russia and Scandinavia, 1914, Part 2. The Silurian and High Ordovician strata of Esthonia, Russia and their faunas. Bull. Mus. Comp. Zool. at Harvard College, Vol. LVI, Nr. 4, Cambridge, Mass., 1916.

Vadi, V. Eesti tervismuda. ENSV Tartu Riikl. Ülik. Toim., Med. tead., Nr. 7, 1947.

http://jurassic.ru/

Valk, U. ja Valk, H, Kerreti raba geneesist. ENSV TA Toimetised, VIII, Biol. seeria, Nr. 1, 1959.

Veber, K. Endla soostiku geoloogiline ja hüdrograafiline iseloomustus ning genees. Loodusuurijate Seltsi Aastaraamat, 50, 1957.

Vellner, A, Eesti hüdrograafiline ülevaade. Sisevete uurimise andmed I ja teised köited. 1922—1926.

Verte, A. Arteesiaveed Eesti NSV-s. Eesti Loodus, I, Nr. 4, 1958.

Viiding, H. Eesti rändkivide petrograafiast. Loodusuurijate Seltsi Aastaraamat, 1955.

Viiding, H. Rändrahnud loodusmälestusmärkidena. Loodusuurijate Seltsi Aastaraamat, 50, 1957.

Viiding, H. Rändrahnude osa loodusmälestusmärkide hulgas. Koguteos: Eluta looduse kaitse. ENSV TA Geoloogia Instituut, 1958.

Vilbok, H. Eesti NSV glaukoniit veepehmendajana. Tartu, 1949.

Waern, B. The Silurian strata of the Kullatorp core. In: Waern, B., Thorslund, P. and Henningsmoen, G. Deep boring through Ordovician and Silurian strata at Kinnekulle, Vestergötland. Bull. Geol. Inst. Upsala, vol. XXXII, Nr. 13, 1948.

Wenjukow, P. Die Fauna des devonischen Systems in Nord-west- und Zentralrussland. Petersburg, 1886.

Whittard, W. F. A geology of South Shropshire. Geol. Assoc. London, Pr. vol. 63, pt. 2, 1952.

Whittington, H. B. Correlation of the Ordovician system of Great Britain with that of North America. In: Twenhofel, W. H. Correlation of the Ordovician formations of North America. Bull. Geol. Soc. Am., vol. 65, 1954.

Wiman, C. Studien über das Nordbaltische Silurgebiet I. Bull. Geol. Inst. Upsala, Vol. VI, Nr. 2, 1902.

Winkler, H. Über Umfang und Abbauwürdigkeit estländischer Bodenschätze. Mitteilungen d. Geol. Inst. Univ. Greifswald, III, 1921.

Winkler, H. Eestimaa geoloogia I. Kirj. G. Pihlakas, Tallinn, 1922.

Wittlich, M. und Weschnjakov, S. Beiträge zur Kenntnis des estländischen Ölschiefers, genannt Kukkersit. Acta et Comm. Univ. Tartuensis (Dorpatensis), A III, Nr. 7, 1922.

Wrangell, M. Ein estländisches Rohphosphat und seine Wirkung auf verschiedene Pflanzen. Mitteil. d. landwirtsch. Versuchsstat. Hohenheim, Berlin, 1920.

Wysogorski, J. Zur Entwickelungsgeschichte der Orthiden im ostbaltischen Silur. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 52, 1900.

Öpik, A. Beiträge zur Kenntnis der Kukruse-Stufe in Eesti I. Acta et Comm. Univ. Tartuensis, A. VIII, Nr. 5; Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim. Nr. 4, 1925a.

Öpik, A. Über die Kalksandsteinfacies des Vaginatenkalkes auf der Halbinsel Baltischport und über ein Acidaspis-Pygidium aus denselben Schichten. Loodusuurijate Seltsi Aruanded XXXII; Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim., Nr. 4, 1925b.

Öpik, A. Über die Ergebnisse neuerer Untersuchungen im estländischen Unterordovicium: 1922—1924. Zentralbl. für Min., Geol. u. Pal., Abt. B, Nr. 8, 1925c.

Öpik, A. Beitrag zur Stratigraphie und Fauna des estnischen Unterkambriums (Eophyton-Sandstein). Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim., Nr. 3, 1925d.

Öpik, A. Über den estländischen Blauen Ton. Loodusuurijate Seltsi Aruanded, XXXIII; Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim., Nr. 6, 1926.

Öpik, A. Die Inseln Odensholm und Rogö. Acta et Comm. Univ. Tartuensis A XII, Nr. 2; Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim., Nr. 9, 1927a.

Öpik, A. Beiträge zur Kenntnis der Kukruse- (C_2-) Stufe in Eesti II. Acta et Comm. Univ. Tartuensis, A. XII, Nr. 3; Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim., Nr. 10, 1927b.

Öpik, A. Beiträge zur Kenntnis der Kukruse- (C_2—C_3-) Stufe in Eesti III. Acta et Comm. Univ. Tartuensis, A XIII, Nr. 11; Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim., Nr. 12, 1928a.

Öpik, A. O novějších vyzkumech v estonském kambriu a ordoviku. Vedy přírodní, roč. IX, Praga, 1928b.

Öpik, A. Studien über das estnische Unterkambrium (Estonium) I—IV. Acta et Comm. Univ. Tartuensis, A XV, Nr. 2; Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim., Nr. 15, 1929a.

Öpik, A. Über Muskelhaftstellen der Glabella von Pseudasaphus tecticaudatus Steinh. (Crust., Trilobita) und über die Funktion der Fazialsutur. Loodusuurijate Seltsi Aruanded XXXV; Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim., Nr. 16, 1929b.

Öpik, A. Der estländische Obolenphosphorit. Verlag des estl. Handels- u. Gewerbeministeriums, Tallinn; Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim., Nr. 18, Tartu, 1929c.

Öpik, A. Brachiopoda Protremata der estländischen ordovizischen Kukruse-Stufe. Acta et Comm. Univ. Tartuensis A XVII, Nr. 1; Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim., Nr. 20, 1930a.

http://jurassic.ru/

Öpik, A. Über die Geologie von Dagö. Loodusuurijate Seltsi Aruanded XXXVI, 1930b.

Öpik, A. Beiträge zur Kenntnis der Kukruse — (C_2-) Stufe in Eesti IV. Acta et Comm. Univ. Tartuensis (Dorpat). A XIX, Nr. 2, 1931; Publ. Geol. Inst. Univ. Tartu, Nr. 24, 1930c.

Öpik, A. Über die Plectellinen. Acta et Comm. Univ. Tartuensis A XXIII, Nr. 3; Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim., Nr. 28, 1932.

Öpik, A. Über Plectamboniten. Acta et Comm. Univ. Tartuensis, A XXIV, Nr. 7; Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim. Nr. 31, 1933a.

Öpik, A. Über einige Dalmanellacea aus Estland. Acta et Comm. Univ. Tartuensis, A XXV, Nr. 1; Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim., Nr. 32, 1933b.

Öpik, A. Über *Scolithus* aus Estland. Acta et Comm. Univ. Tartu, A XXIV, № 3, Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim. Nr. 31, 1933a.

Öpik, A. Über Klitamboniten. Acta et Comm. Univ. Tartuensis, A. XXVI, Nr. 5; Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim., Nr. 39, 1934a.

Öpik, A. *Ristnacrinus,* a, new Ordovician Crinoid from Estonia. Acta et Comm. Univ. Tartuensis, A XXVII, Nr. 8,; Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim., Nr. 40, 1934b.

Öpik, A. *Hoplocrinus* — eine stiellose Seelilie aus dem Ordovizium Estlands. Acta et Comm. Univ. Tartuensis A XXIX, Nr. 1, 1936; Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim., Nr. 43, 1935a.

Öpik, A. Ostracoda from the Lower Ordovician Megalaspis-limestone of Estonia and Russia. Loodusuurijate Seltsi Aruanded XLII,; Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim., Nr. 44, 1935b.

Öpik, A. Tütarsaare geoloogiast. Eesti Loodus III, Nr. 5, 1935c.

Öpik, A. Ostracoda from the Old Red Sandtone of Tartu, Estonia. Loodusuurijate Seltsi Aruanded. XLII; Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim., Nr. 45, 1935d.

Öpik, A. *Amphipora ramosa (Phill.)* in the Marine Devonian of Estonia. Loodusuurijate Seltsi Aruanded. XLI; Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim. nr. 41, 1935e.

Öpik, A. Ostracoda from the Ordovician Uhaku and Kukruse formations of Estonia. Loodusuurijate Seltsi Aruanded, XLIII; Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim., Nr. 50, 1937a

Öpik, A. Trilobiten aus Estland. Acta et Comm. Univ. Tartuensis A XXXI, Nr. 3; Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim., Nr. 52, 1937b.

Öpik, A. Porkuni — Tamsalu ümbruse geoloogiast. Eesti Loodus V, Nr. 2; Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim., Nr. 53, Tartu, 1937d.

Öpik, A. Settesoontest Aluvere murrus. Eesti Loodus, V, Nr. 5, 1937e. Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim., Nr. 53, 1938.

Öpik, A. Uusimaid andmeid Old Redist. Eesti Loodus, VII, Nr. 4/5, 1939.

Öpik, A. Eesti mineraalid. Rmt.: Kark, J. Mineraloogia õpperaamat, RK «Teaduslik Kirjastus», Tartu, 1940.

Öpik, A. Das ostbaltische Kambrosilur. In: Bubnoff, S. Fennosarmatia. Geologische Analyse des europäischen Kerngebietes. Akademie-Verlag. Berlin, 1952.

Öpik, A. Cambrian (Lower Cambrian) of Estonia. XX Congreso Geologico International. El sistema Cambrico, su paleogeografia y et problema de su base. Symposium. Part 1, Mexico, 1956.

Öpik, A. ja Laasi, A., Läänemaa geoloogia. Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim., Nr. 51, 1937.

Öpik, A. ja Krusenberg, E. Tulekindlate savide otsimine ja uurimine. Kaub.-Tööstusmin. Mäeamet, Tallinn, 1929.

Öpik, A. und Thamm, N. Über ein anstehendes Eruptivgestein aus Estland. Loodusuurijate Seltsi Aruanded, XL; Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim., Nr. 33, 1933.

Zans, R. Das letztinterglaziale Portlandia-Meer des Baltikums. Bull. Comm. Geol. Finl., Nr. 115, 1936.

Želnin, G. Maakoore kerkimine Eestis. Eesti Loodus I, Nr. 5, 1958.

Zur Mühlen, L. Der Soiz-See, seine Entstehung und heutige Ausbildung. Sitzungsber. d. Naturf.-Ges. bei d. Univers. Dorpat, XVIII, 1910.

Zur Mühlen, L. Der geologische Aufbau Dorpats und seiner nächsten Umgebungen. Sitzungsber. d. Naturf.-Ges. bei d. Univers. Dorpat, XXI, 1912.

Zur Mühlen, L. Geologie und Hydrologie des Wirzjerw-Sees. Abhandlungen der Preuss. Geol. Landsamt. Neue Folge, 83, 1918.

http://jurassic.ru/

УКАЗАТЕЛЬ ГЕОГРАФИЧЕСКИХ НАЗВАНИЙ

возв. — возвышенность; г. — город; кур. — курорт; о. — остров; оз. — озеро; п-ов — полуостров; р. — река; р-н — район; рч. — ручей; с. — село, деревня, урочище; ст. — железнодорожная станция.

А

Абая залив — 399
Абья с. — 425, 429
Абья-Палуоя с. — 157
Абьяский р-н — 359
Авинурме р. — 413
Авинурме с. — 217
Ависпеа с. — 228
Агама с. — 331
Агусалу с. — 63
Адавере с. — 130, 333
Адила с. — 110
Азери с. — 37, 51, 69, 71, 73, 74, 256, 304, 312, 315, 321, 322, 350, 352, 371, 463
Айнду совхоз — 425
Акниste с. — 164, 165
Акси (Вяйке-Прангли) о. — 290, 293
Алатскиви с. — 198, 201
Алутагузе — 21
Альбу с. — 426, 427
Амбла с. — 121, 344
Амме р. — 19, 347
Ангерья с. — 182
Англия — 58, 115, 117
Аравете с. — 227
Арусааре с. — 402, 403, 404
Асва с. — 185, 193
Атла с. — 136, 140, 330, 331
Атлантический океан — 22
Аудру с. — 399
Ахепалу рч. — 161
Ахтме г. — 198, 456
Ахья р. — 158, 190, 225
Аэгвийду с. — 178

Б

Балтийское море — 7, 18, 20, 168, 169, 175, 176, 180, 182, 185, 186, 190, 191, 192, 193, 194, 203, 206, 211, 220, 225, 230, 244, 247, 248, 249, 250, 264, 385, 393, 410, 431, 432, 436, 449, 452, 455
Барановичи г. — 33, 38
Бауска г. — 39, 164, 201
Белорусская ССР — 32, 165, 460, 463
Бобовня с. — 33
Богучар г. — 38
Боровня р. — 153

В

Вазалемма р. — 430
Вазалемма с. — 25, 88, 97, 98, 324, 325, 464
Вайбла с. — 348
Вайвара с. — 214, 215
Вайвара-Синимяэд холмы — 214, 215
Валасти с. — 127
Валга г. — 24, 369, 429, 437
Валгаский р-н — 369, 429
Валгейыги р. — 20, 60, 180, 181, 186, 190, 224, 345, 349, 413
Валгеранна пляж — 228
Валгу р. — 130, 437
Валгеярв с. — 425
Валгеярв оз. — 186, 345, 349
Валмиера г. — 196
Вана-Вигала с. ст. — 179, 428, 429, 440
Вана-Вяндра с. — 182, 191
Ванамыйза с. — 141, 185
Варангу с. — 186, 187, 307, 349
Варбла с. — 207
Варбола с. — 123, 126, 181, 182, 218, 315
Вардья с. — 155
Варули с. — 437
Вастемыйза с. — 193
Вастселийна с. — 161, 162, 332, 356, 364, 421, 422
Вахтрепа с. — 125
Видрика с. — 140
Везенберг — см. Раквере
Везику рч. — 136, 137
Веймарн с. — 164
Великая р. — 146, 166
Великие Луки г. — 204
Венекюла с. — 143
Вериора с. — 154
Верхне-Девонское плато — 211, 214, 224, 225, 226

http://jurassic.ru/

Вестерготланд — 54
Вигала с. — 192, 229, 363, 415, 434, 437
Видрику с. — 424
Вийвиконна с. — 42, 45, 46, 199, 406, 431, 434
Виймси п-ов — 350, 371, 373
Виймси с. — 51
Вийнисту с. — 175, 399
Вийта с. — 240
Вильнюс г. — 32, 38, 165
Вильянди г. — 24, 178, 214, 366, 427, 445
Вильянди долина — 20, 179, 217, 223, 224, 246, 359
Вильяндиская возв. — см. Сакалаское плато
Вильяндиский р-н — 346, 366, 402, 403, 404
Виртсу залив — 399
Виртсу с. — 24, 207, 330
Вихаксе с. — 416
Вихтерпалу р. — 413, 454, 455
Вихтерпалу с. — 184, 185
Водья ст. — 128, 411, 413
Вольди с. — 156
Воозе канал — 399
Воозе с. — 178, 217
Вооре с. — 326
Вормси о. — 18, 59, 106, 108, 207, 216, 220, 327, 399, 435, 468
Воронеж г. — 38
Вохилайд о. — 59
Выборг г. — 33, 257
Вызу с. — 181, 290, 393, 426
Выйзику с. — 330
Выйстре с. — 425
Выртсъярв оз. — 20, 21, 24, 156, 167, 186, 188, 189, 190, 191, 192, 217, 223, 224, 225, 228, 245, 249, 274, 277, 359, 418, 420, 429, 430, 436, 439, 441, 450, 453, 454, 455, 458
Выртсъярв низина — 19, 20, 179, 213, 223, 277, 282
Выру г. — 15, 24, 26, 42, 151, 154, 155, 159, 164, 194, 196, 232, 240, 241, 334, 355, 357, 370, 418, 421, 434, 437
Выру древняя долина — 217
Выру низина — 20
Выру-Пиуза низина — 211, 214
Выруский р-н — 313, 346, 355, 356, 357, 364, 370, 376
Выханду долина — 213
Выханду р. — 21, 158, 190, 358, 430
Выхма с. — 17, 42, 131, 193, 196, 199, 201, 202, 232, 307, 347, 402, 403, 404, 405, 427, 432
Вягева ст. — 178, 206
Вяйке-вийк оз. — 399
Вяйке-Маарьяский р-н — 340, 349
Вяйке-Мунамяги холм — 20
Вяйке-Пакри о. — 19, 77
Вяйке-Роотси с. — 142
Вяйке-Эмайыги древняя долина — 223, 244, 246
Вяйке-Эмайыги р. — 21, 178, 179, 190, 191, 213, 217, 224, 225, 427
Вяймела с. — 151, 154, 164, 194, 241
Вяндра р. — 430
Вяндра с. — 330, 385, 436
Вяндраский р-н — 403
Вяэна древняя долина — 170, 212, 244
Вяэна р. — 20
Вяэна с. — 185, 192

Г

Гатчина г. — 36, 39
Гауя р. — 166, 198
Гдов г. — 33, 36, 39, 49
Германия — 24, 315
Глинт — см. Северо-Эстонский глинт
Готланд о. — 54, 236, 238
Городенко р. — 153
Городок г. — 164, 165

Д

Даугава р. — 199
Двина р. — 146
Дибю залив — 399
Дибю с. — 399
Дрисса г. — 165

Е

Европа — 22
Елизаветина с. — 36

З

Западно-Эстонская равнина — 18, 19, 20, 188
Западно-Эстонский архипелаг — 31, 179, 184, 185, 186, 188, 223, 249
Зубцов г. — 164, 165

И

Изборск г. — 423
Изборский р-н — 15, 196
Ийзаку с. — 180, 217, 385
Икла с. — 399
Илли с. — 157, 160, 161, 162, 334
Иллурма с. — 184
Иразе с. — 140
Иру с. — 49, 61, 69, 70, 71, 72, 74, 176, 184, 187, 193, 220, 256, 296, 384
Ихасалу залив — 291, 302

Й

Йыгева г. — 329, 347, 436
Йыгеваский р-н — 347, 403
Йыемпа с. — 140
Йыхви г. — 14, 36, 42, 48, 88, 199, 200, 206, 232, 255, 258, 260, 307, 323, 359, 385, 400, 401, 426, 431, 434
Йыхвиский р-н — 381, 385
Йыэляхтме р. — 412, 440

К

Каали (Каалиярв) оз. — 15, 16
Каансоо с. — 207, 404
Каарли с. — 193

http://jurassic.ru/

Каарма с. — 228, 334
Кабала с. — 260, 329
Кадака рч. — 156
Казари р. — 21, 179, 192, 212, 225, 229, 359, 363, 413, 430, 435, 436, 440, 454
Кайсма с. — 213, 238
Кайуские камы — 217
Кайу с. — 179, 456
Какумяги мыс — 41, 49
Калана с. — 316, 329
Калинин г. — 38
Калининград г. — 33
Каллавере с. — 302
Калласте г. — 21, 69, 384, 456, 457
Калласте с. — 76, 125
Калме с. — 385
Камарику с. — 121
Камбья р. — 179, 359
Камера с. — 176, 245
Канакюла с. — 156
Кангрусааре с. — 403, 404
Карелия — 34, 38, 39
Карину с. — 127, 316, 344
Кариоя р. — 355
Каркси с. — 158
Каркси-Нуйа с. — 425
Карукюла с. — 170, 173, 244
Карула возв. — 178, 218, 245, 424, 458
Карула с. — 19, 178, 211, 215, 216, 424, 425
Касти с. — 331
Кассари о. — 399
Катри клифф — 140
Каугатума клифф — 142, 143, 220, 331
Каунас г. — 32
Каунисмяэ с. — 385
Кахала оз. — 187, 303, 441
Кеава с. — 329, 344
Кейбу залив — 384
Кейбу с. — 192, 228
Кейла г. — 24, 307, 324
Кейла р. — 20, 224, 430
Кейла-Йоа с. — 184
Кейлаский р-н — 175, 338, 349
Келлавере холм — 19
Кергу с. — 136
Кери (Кокшер) о. — 286, 288, 290, 293, 294
Кесквере с. — 129
Кессулайд о. — 132, 133, 135, 333
Кехра с. — 452
Кивисааре с. — 193
Кивиыли г. — 48, 305, 426, 460, 462
Кийрсааре залив — 399
Килинги-Нымме г. — 173, 359
Кильтси с. — 125
Кингисепп г. — 141, 341, 363, 368, 397, 399, 434
Кингисеппский р-н — 341, 363, 368
Кингисеппский р-н (Ленинградская область) — 468
Кирбла с. — 330
Кирику с. — 140
Киримяэ с. — 127
Китсе с. — 163
Кихелконна с. — 397, 399
Кихну о. — 148
Клайпеда г. — 24
Клоога с. ст. — 192, 228
Когула с. — 141
Кодавере с. — 156
Кодарамяги холм — 427
Козе с. — 181, 327, 385
Койги с. — 121
Койтъярве с. — 178, 217
Коксвере с. — 402, 403, 404, 405
Кокси с. — 334
Колга залив — 291
Колга с. — 184
Колга-Сака с. — 320
Колга-Яани с. — 457
Коновере р. — 440
Кооркюла с. — 158
Колувере с. — 432
Колиотса мыс — 291, 292
Колуотса с. — 216
Кольский п-ов — 401
Колью с. — 227
Кольяла р. — 412, 426
Консу р. — 346, 347
Копли п-ов — 49, 350, 351
Корва-лухт равнина — 222
Костивере р., карстовый район — 227
Костивере с. — 318, 440
Котлы с. — 199
Кохила р. — 413, 430
Кохила с. — 102, 106, 108, 111, 116, 216, 344
Кохтла с. — 318, 460
Кохтла-Нымме с. — 82
Кохтла-Ярве г. — 46, 48, 258, 305, 313, 385, 440, 460
Кохтла-Ярвеский р-н — 304, 305, 312, 313, 315, 352
Краби с. — 157, 241
Кренгольм с. — 176
Крооди овраг — 184, 190, 220, 226, 384, 441
Кудина с. — 429
Кудрукюла с. — 399
Куйвайыги р. — 227
Куйвайыэ с. — 384
Куйвасту порт — 399
Куйметса с., карстовый район — 227, 228, 344
Кукрузе с. — 256
Куксема с., карстовый район — 227
Кулламаа с. — 329, 402, 403, 404, 406
Кулли с. — 184
Кунда г. — 25, 40, 72, 76, 178, 186, 193, 200, 216, 222, 247, 315, 320, 322, 337, 345, 350, 371, 373, 383
Кунда р. — 49, 186, 199, 224, 441
Кунда-Ламмасмяги — 193
Курезе с. — 333
Куресоо болото — 426
Курику клифф — 133
Курксе с. — 185
Курси с. — 426
Куртна оз. — 217, 456
Куузику с. — 215

http://jurassic.ru/

Куусалу с. — 426, 455
Куутсе холм — 20
Кыо с. — 402, 404
Кыпу долина — 213
Кыпу плато — 182
Кыпу п-ов — 220, 222, 384, 385
Кыпу р. — 153, 225
Кыпу с. — 156, 184
Кыргессааре с. — 106
Кюбассааре с. — 207
Кюдемаа с. — 427
Кюллатова с. — 355
Кюллитсе с. — 429
Кяргу с. — 330
Кярдла с. — 365
Кярса с. — 151, 152
Кярстна холм — 20
Кяру р. — 430
Кяру с. — 182, 191, 403

Л

Лангевоя рч. — 69
Ласна ст. — 298
Ласнамаа с. — 143
Латвийская ССР — 12, 18, 33, 41, 158, 164, 165, 166, 194, 196, 201, 206, 460, 463
Лахепере залив — 73
Лейна с. — 142
Ленинград г. — 11, 14, 23, 24, 36, 37, 46, 206, 257, 258, 259, 298, 302, 315, 316, 327, 460
Ленинградская область — 12, 39, 43, 46, 52, 53, 70, 153, 164, 165, 166, 176, 199, 202, 233, 236, 258, 259, 261, 372, 374, 397, 408, 460, 462, 468
Лепа с. — 162
Лепакырве с. — 427
Лепассааре ст. — 422
Лехтметса с. — 98
Лехтсе с. — 63
Липа с. — 329
Литовская ССР — 46, 431, 460
Лихувески с. — 78, 411, 413
Лихула с. — 330, 384
Локно с. — 36, 37, 38, 164, 196, 197, 201
Локса с. — 350, 353, 448
Лонтова с. — 41
Лообу р. — 20, 186, 217, 224, 345, 413
Лооде клифф — 144
Лоози с. — 162, 163, 422
Лоона с. — 334
Лоотвина с. — 217
Лоху ст. — 63, 104, 111, 344
Луга г. — 39
Луга р. — 394
Лужская губа — 37
Лыо клифф — 142
Лээваку с. — 158
Лээви с. — 158
Лээдри с. — 140
Лээтсе с. — 307
Люганузе с. — 315, 318, 440
Люкати с. — 41, 49, 50
Люманда с. — 141
Ляэне-Нигула с. — 63, 307

М

Маази с. — 136
Маасласте с. — 131, 402, 403, 404, 405
Маалахт залив — 399
Маарду оз. — 298, 310, 311, 441
Маарду с. — 298, 307
Маарьямяги обрыв — 41
Марге с. — 427
Матсалу залив — 212, 225, 399, 415
Матсукюла с. — 329
Мелески с. — 25, 348
Мельтсивески источник — 429
Меремяэ с. — 422
Мерикюла с. — 229
Метсакюла с. — 330
Метсатагузе с. — 128
Метскюла с. — 180, 191, 385
Миссо с. — 160, 161, 162, 163, 164
Михкли с. — 332
Мишина гора — 36, 39
Москва г. — 23, 24, 164, 165, 232, 257, 258, 316, 464
Мохни (Экгольм) о. — 290, 293
Муналаскме с. — 95, 102, 326
Мурати с. — 162, 163
Муратси с. — 141, 142, 331
Муствээ г. — 24, 148, 206, 262, 264, 272
Муствээ р. — 430
Мустйыги р. — 159, 161, 272
Мустъяла с., карстовый район — 227
Мууга с. — 155
Муху о. — 18, 113, 116, 132, 133, 135, 136, 206, 213, 220, 238, 275, 316, 318, 330, 332, 333, 334, 344, 410, 435, 464
Мыйзакюла г. — 24, 154, 158, 164, 418
Мынисте с. — 152, 154, 155, 156, 164, 196, 201, 242, 418, 421, 422, 431, 434
Мынту с. — 229
Мынусте (Саунья) с. — 104, 106
Мээкси рч. — 161
Мюнди с. — 128
Мяннику ст. — 448
Мярьямаа с. — 276, 329, 332, 341, 436, 452
Мярьямааский р-н — 341, 363
Мяэкюла с. — 309
Мяэра с. — 102

Н

Навести р. — 19, 20, 21, 148, 151, 153, 181, 182, 191, 402, 403 404, 406, 418, 430
Найссаар о. — 37
Нарва г. — 21, 24, 42, 47, 48, 51, 52, 63, 64, 66, 71, 72, 73, 74, 76, 179, 198, 206, 214, 220, 256, 260, 296, 307, 320, 321, 332, 334, 371, 394, 431, 434, 467
Нарва р. — 20, 21, 24, 25, 99, 148, 153, 154, 164, 165, 176, 185, 190, 199, 224, 245, 261, 264, 272, 320, 334, 371, 394, 396, 397, 418, 429, 430, 467, 468
Нарва-Йыесуу кур. — 384, 385, 397, 398, 399, 434
Нарвское водохранилище — 21, 272
Нарвская перешейка — 455

http://jurassic.ru/

Нарвский залив — 204
Нарова р. — см. Нарва р.
Неанурме с. — 333
Невель г. — 164, 165
Нийби с. — 108, 109, 111
Ниназе клифф — 116, 133
Нисси с. — 413
Ноароотси п-ов — 399
Новгородская область — 176, 460
Ноодасъярв оз. — 422
Норвегия — 53, 54, 58, 115
Нууди с. — 330
Нымкюла с. — 106
Нымме с. — 178, 375
Нымме-Саку дельтовая равнина — 216
Нымmевески с., водопад — 63, 69, 307
Нээрути с. — 216, 217

О

Оанду р. — 95, 96, 99, 100, 317
Ойдерма с. — 184
Олуствере с. — 425
Онтика с. — 62, 345
Оонурме с. — 216
Оорe с. — 151, 376
Орава с. — 162, 163, 422
Ориссааре с. — 363
Ору с. — 48, 199
Орша г. — 164, 165
Осло г. — 54
Осмуссаар о. — 19, 59, 66, 70, 72, 73, 74, 76, 220, 320
Отепя г. — 215, 291, 359, 367, 424
Отепяская возв. — 20, 170, 171, 176, 178, 215, 216, 225, 244, 245, 282, 419, 424, 437, 458, 459
Отте с. — 164
Охесааре клифф — 143, 144, 331
Охту с. — 98
Оямаа р. — 88

П

Паадла с. — 141, 330
Пааксима с. — 402, 404
Паасвере с. — 123
Павловск г. — 38
Пагари с. — 326
Пада р. — 20, 200, 296, 304, 312, 426
Пайде г. — 216, 240, 329, 332, 365, 411, 413
Пайде р. — 413
Пайдеский р-н — 365, 393
Пайкюла с. — 140
Пайсту с. — 215
Пакерорт мыс, п-ов — 19, 51, 60, 63, 64, 296, 307, 309, 441
Пакка с. — 181
Пакри о-ва — 59, 73, 76
Пакри п-ов — см. Пакерорт
Паламулла с. — 228, 318
Паланде с. — 162
Паливере ст. — 178, 216, 384
Палу с. — 154, 155, 164, 242
Палукюла с. — 106, 217
Пальдиски г. — 24, 40, 47, 51, 69, 77, 204, 256, 260, 261, 264, 321, 371, 452
Памма с. — 334
Пандивереская возв. — 19, 20, 123, 126, 177, 179, 186, 187, 200, 211, 215, 217, 218, 223, 227, 237, 247, 250, 282, 332, 345, 349, 428, 454, 455, 456, 457
Панга клифф — 133
Паопа с. — 106
Паписааре п-ов — 399
Парамая клифф — 133
Паункюла с. — 178
Паэ с. — 151, 228, 318
Паэкюла ст. — 102, 363
Педасте с. — 427
Пейпси низина — 20, 21, 213, 277, 456
Пейпси оз. — 19, 20, 21, 23, 24, 31, 148, 153, 156, 158, 179, 182, 186, 188, 190, 191, 192, 194, 198, 206, 217, 224, 225, 228, 245, 247, 249, 260, 262, 274, 277, 278, 327, 359, 384, 385, 418, 420, 429, 430, 435, 436, 439, 441, 448, 450, 452, 453, 454
Пеллинге — 176
Пельда р. — 153
Перни с. — 416
Петербург г. — см. Ленинград
Петроград г. — см. Ленинград
Петрозаводск г. — 257
Печоры (Петсери) г. — 15, 24, 156, 164, 204, 207, 241
Пизукезе отмель — 399
Пийбе с. — 178
Пийрсалу с. — 384
Пикасилла с. — 158, 427
Пилиствере с. — 131, 207
Пильгузе с. — 140
Пирита р. — 20, 49, 50, 190, 224, 298, 310, 376, 413, 430
Пирита с. — 292
Пиуза р. — 21, 159, 225, 346, 376, 422
Пихква — см. Псковское оз.
Плявинас г. — 39, 164, 165, 196, 201
Подолия — 52
Польша — 24
Понкули с. — 164
Поотси с. — 184
Поповка с. — 36
Поркуни с. — 115, 216, 344
Порхов г. — 38, 201
Прангли о. — см. Суур-Прангли
Прибалтика — 12, 13, 32, 34, 39, 53, 54, 55, 58, 60, 113, 146, 147, 165, 198, 199, 201, 202, 209, 234, 237, 258, 286
Прюмли с. — 116, 200
Псков г. — 33, 38, 199, 257
Псковская область — 41, 164, 165, 176, 196, 199, 374, 408, 423, 460
Псковское (Пихква) оз. — 20, 21, 186, 188, 190, 213, 217, 225, 249, 439, 430, 457
Пука с. — 424
Пуллапяэ с. — 125
Пуртсе древняя долина — 212, 244, 291
Пуртсе р. — 20, 82, 180, 190, 224, 226, 304, 312

http://jurassic.ru/

Пуску с. — 329
Пыдрангу с. — 127
Пыльва с. — 15, 154, 158, 355, 421
Пыльваский р-н — 347, 355, 367
Пыльтсамаа г. — 332
Пыльтсамааский р-н — 348
Пыхьяка с. — 180, 191
Пээду с. — 193
Пээтри р. — 161, 162, 163, 182
Пюсси с. — 291, 434
Пюхайыги р. — 74, 76
Пюхалепа с. — 125, 328
Пяри с. — 129
Пяриспеа п-ов — 399
Пярли (Пярлийыги) р. — 159, 313, 357
Пярни с. — 139
Пярну г. — 24, 129, 131, 153, 184, 185, 198, 220, 334, 361, 397, 407, 434, 437, 455, 463, 466, 468
Пярну р. — 21, 24, 148, 151, 152, 179, 192, 193, 225, 280, 359, 376, 418, 430, 436, 454
Пярнуская низменность — 430, 454
Пярнуский залив — 23, 185, 189, 213, 220, 225, 228, 384, 397, 399, 417, 436, 454
Пярну-Яагупи с. — 136, 330
Пяхкла с. — 140
Пяэрду с. — 130
Пяэскюла с. — 92

Р

Раазику с. — 88
Райккюла с. — 181, 384
Раквере г. — 14, 47, 77, 88, 96, 100, 178, 199, 200, 206, 257, 258, 260, 323, 337, 339, 350, 402, 413
Раквереский р-н — 175, 304, 312, 335, 339, 350, 380
Ракке с. — 25, 344
Рангла с. — 136
Раннаметса с. — 185, 189, 228
Раннамыйза с. — 373, 441
Ранну с. — 304
Рапла с. — 104, 116, 362, 413, 415, 436, 466
Раплаский р-н — 362
Раудна древняя долина — 179, 182, 191, 346
Раудна р. — 346, 366, 425
Рейу р. — 430, 454
Рейу с. — 185
Рехесааре (Курепыллу) с. — 402, 404, 405
Рёа-Яагупи с. — 332
Ржев г. — 38
Рига г. — 23, 24, 198, 257
Ридала п-ов — 124, 238
Рижский залив — 18, 19, 20, 153, 156, 158, 204, 206, 213, 220, 222, 416, 418, 420, 430, 433, 434, 436, 437
Рийсипере с. — 102, 327
Рийсселья ст. — 156, 437
Рийумяги с. — 140
Ринна с. — 425
Ристи с. — 178, 184, 216
Ристикюла с. — 437
Ристимулгу с. — 127
Ристна мыс — 92
Рообе с. — 193
Рооксу с. — 313
Роокюла с. — 393
Роослепа с. — 185
Рохукюла гавань — 63, 125, 214, 307
Роэла с. — 332
Руйла с. — 175
Румба с. — 130
Румму с. — 97, 98, 325
Русская равнина — 18
Рутто с. — 425
Руту холм — 20
Рууза ст. — 358
Рухну о. — 153, 155
Рымеда с. — 216
Рынгу с. — 167, 170, 171, 173, 244
Рыуге с. — 161, 162, 163, 334
Рыуде с. — 130
Рягавере с. — 100, 326
Ряни совхоз — 428
Ряпина с. — 421, 430
Ряпинаский р-н — 358

С

Сааремаа о. — 15, 18, 31, 113, 115, 116, 132, 133, 134, 135, 136, 137, 140, 141, 142, 179, 188, 206, 213, 220, 238, 240, 275, 316, 317, 318, 330, 331, 332, 333, 341, 344, 359, 384, 397, 399, 410, 415, 416, 417, 430, 435, 437, 441, 452, 464, 468
Сааремыйза с. — 106
Саарлазе с. — 162, 163
Савала с. — 88
Савалдума с. — 227
Саверна с. — 425
Садукюла с. — 403
Сака с. — 192, 226, 229, 256, 345, 371, 373
Сакалаское плато (возв.) — 20, 24, 156, 179, 180, 182, 191, 210, 213, 214, 216, 218, 219, 225, 419, 420, 424, 425, 437, 457
Саку с. — 94, 99, 307, 377, 383, 427
Салайыги р. — 412
Санга с. — 184
Сангасте с. — 222, 360, 428, 429
Сандла с. — 399
Сатакунта — 176
Саувере с. — 140
Сауга р. — 225, 440, 454
Сауга с. — 189
Саулепа с. — 399
Северо-Эстонская возвышенность — см. Северо-Эстонское плато
Северо-Эстонские краевые образования — 215, 217
Северо-Эстонский глинт — 11, 15, 18, 19, 31, 42, 63, 171, 184, 192, 198, 209, 211, 212, 224, 229, 235, 244, 262, 296, 298, 299, 302, 304, 305, 307, 310, 311, 312, 313, 318, 319, 320, 321, 345, 350, 371, 410, 436, 441, 451, 452

http://jurassic.ru/

Северо-Эстонское плато (возвышенность) — 18, 19, 20, 188, 211, 212, 213, 216, 220, 224, 225, 249, 259, 279, 280, 299, 383, 435, 447, 455
Селикюла с. — 127, 332, 393
Сельгузе с. — 217
Серебрянка ст. — 39
Сертолово с. — 37
Сестрорецк кур. — 37, 434
Сийксааре́ранд морской берег — 399
Силламяэ г. — 45, 226
Симуна с. — 344
Синди с. — 189, 376
Синиаллик источник — 427
Синиаллику ст. — 178
Синимяэд (Синие Горы) — см. Вайвара-Синимяэд
Скандинавия — 53, 54, 72, 113, 117, 234
Сконе — 54
Сланцы г. — 462
Советск г. — 201
Сойтсъярв оз. — 187
Сомпа с. — 318
Сонда ст. — 24, 426
Соомевере с. — 404, 405
Соонтага с. — 427
Сохлу с. — 151
Соэла-Вяйн пролив — 206
Средне-Девонское плато — 211, 213, 214, 224, 225, 226, 456, 457
Средне-Эстонская низина — 211, 212, 213
Старая Русса г. — 37, 39, 201
Старица с. — 38
Старый Изборск с. — 166
Стонишкяй ст. — 201
Стор-тьюка о. — 399
Сутлема с. — 106, 184, 218, 227
Сууре отмель — 399
Сууремыйза с. — 185
Сууре-Яани г. — 156, 425
Суурику клифф — 133
Суур-лахт оз. — 399
Суур-Мунамяги холм — 18, 20
Суур-Пакри о. — 19
Суур-Прангли (Прангли) о. — 36, 37, 43, 170, 171, 174, 201, 244, 286, 288, 290, 293, 399, 408, 431
Суурсаар (Хогланд) о. — 26, 33, 35, 36, 37, 232
Суурсадам порт — 399
Суур-Эмайыги древняя долина — 20, 213, 214, 217, 223, 224, 245, 277, 345
Суур-Эмайыги р. — 21, 24, 156, 158, 179, 187, 189, 190, 191, 224, 225, 348, 379, 418, 420, 428, 429, 430, 455, 457
Сымерпалу с. — 158
Сырве п-ов — 141, 167, 220, 229, 331, 416, 427, 428, 429, 452
Сытке р. — 190, 224
Сяння с. — 159, 355

Т

Таарамяэ с. — 217
Тагавере с. — 344
Тагамыйза п-ов — 135
Тагаранна с. — 437
Таллин г. — 14, 23, 24, 25, 33, 36, 37, 41, 42, 45, 46, 47, 48, 49, 50, 60, 61, 62, 63, 68, 72, 73, 76, 86, 99, 178, 184, 192, 194, 198, 206, 213, 216, 256, 286, 288, 291, 293, 296, 298, 302, 309, 310, 311, 313, 320, 321, 322, 324, 336, 337, 338, 350, 351, 353, 371, 375, 376, 377, 378, 383, 407, 409, 426, 427, 447, 448, 451, 460, 463, 464, 466, 467
Тамме с. — 155, 333
Таммела с. — 176
Таммику с. — 130, 181, 384
Таммисте ст. — 376
Тамсалу с. — 24, 25, 115, 121, 124, 127, 200, 238, 315, 317, 340, 344
Тапа г. — 24, 58, 102, 106, 108, 115, 216, 262, 264, 272, 327, 349
Тапаский р-н — 349
Тарту г. — 11, 22, 24, 155, 157, 158, 167, 170, 171, 176, 187, 191, 204, 209, 213, 214, 215, 240, 244, 346, 347, 360, 379, 407, 418, 428, 429, 445, 463
Тартуский р-н — 345, 346, 347, 348, 360, 429
Тахкумяэ — 182
Тахкуна мыс — 63
Тахкуранна с. — 437
Таэваскода с. — 158, 244
Телинымме с. — 73
Техумарди с. — 427
Тийрханна с. — 162, 163, 332
Тиллеоя, Тилле с. — 151, 158
Тискре с. — 51, 307, 371
Тоброва с. — 161, 162
Тойла с. — 51, 350, 385
Тоолзе р. — 296
Тори с. — 151, 152, 376
Тохера с. — 151
Трейманни с. — 399
Трийги п-ов — 135
Тситре с. — 63, 296, 307
Тсийстре с. — 163
Туду ст. — 332
Турваste с. — 106
Тууди с. — 332
Туула с. — 98, 325
Тыдва р. — 313
Тыллисте с. — 360
Тырва г. — 158, 437
Тырвала с. — 185
Тырве с. — 333
Тырузе с. — 334
Тыстамаа п-ов — 220, 384
Тыстамааская возв. — 416
Тээнузе р. — 413
Тюри г. — 24, 182, 191, 204, 206, 385, 427, 457, 466
Тютарсаар о. — 26, 35, 232
Тянассильма р. — 425
Тяяксиский сельсовет — 425

У

Убари с. — 72
Убья с. — 74, 77, 307

http://jurassic.ru/

Уганди возв. — 20, 215, 218, 457
Уганди плато — 171, 213
Удувере с. — 140
Украинская ССР — 463
Укуорг ущелье — 226
Улгалахт залив — 399
Ульясте оз. 380, 426
Ульясте с. — 39, 208, 216
Унгру с. — 328
Ундва клифф, мыс — 133
Уникюла с. — 228
Урал — 52, 232
Уулу с. — 184
Ухаку р., карстовая область — 82, 227, 318, 440

Ф

Фенноскандия — 208, 404
Финляндия — 24, 33, 38, 176, 232, 233, 315
Финский залив — 18, 19, 20, 21, 24, 33, 37, 42, 48, 170, 175, 201, 204, 206, 211, 256, 276, 286, 288, 290 291, 293, 311, 313, 350, 352, 371, 384, 397, 408, 409, 410, 426, 430, 431, 432, 434, 435, 436, 451, 465, 467
Фяллана с. — 108

Х

Хааньяская возв. — 18, 20, 170, 171, 178, 215, 218, 225, 244, 245, 282, 424, 434, 437, 458, 459
Хаапсалу г. — 24, 111, 125, 185, 216, 240, 256, 261, 292, 293, 307, 359, 366, 397, 399, 410, 414, 432, 468
Хагери с. — 110, 218, 227
Хагуди ст. — 216
Халлисте р. — 153, 155, 430
Харду с. — 384
Харилайд п-ов. — 384
Харку с. — 73, 83
Харьюский р-н — 298, 302, 303, 309, 310, 311, 313, 314, 353, 383, 393, 440
Хельме с. — 158
Хийумаа о. — 18, 59, 116, 124, 125, 238, 275, 318, 327, 328, 329, 359, 384, 399, 410, 430, 435, 437, 454, 455, 464, 468
Хийумааский р-н — 365
Хиллисте с. — 125
Химмисте-Куйгу с. — 137, 138, 140
Хинни оз. — 159
Холм г. — 38
Холста с. — 163
Хумала с. — 83, 89
Хуммулиская возв. — 437
Хузари ст. — 360
Хуйтберг останец — 108, 111
Хярма с. — 158
Хяэдемээсте с. — 154, 192, 358, 384, 385, 437

Ц

Центральная возв. (Сааремааская) — 416, 427, 452, 455, 456

Ч

Черская ст. — 39
Чудское оз. — см. Пейпси оз.

Ш

Швеция — 33, 40, 53, 54, 58, 59, 113, 117, 232, 315

Ы

Ыхне р. — 158, 193

Э

Эбавере холм — 19
Эйглакюла с. — 125, 328
Эльва г. — 418
Эльва р. — 348
Эмайыги см. Суур-Эмайыги р.
Эмумяги холм — 19
Эндла оз. — 457
Энниксааре с. — 79
Эску с. — 384

Ю

Юлемисте оз. — 441
Юльдекюла с. — 425
Юльгазе с. — 61, 256
Юуру с. — 123

Я

Яани с. — 133
Ягала водопад — 72
Ягала р. — 20, 224, 303, 413
Ягараху с. — 135, 330, 344
Ядивере р. — 133
Ялгимяэ с. — 94
Ялевере с. — 402, 406
Ямеяла с. — 425
Янеда с. — 413
Яравере с. — 180, 191
Ярваканди с. — 25, 256, 411, 415, 434
Ярва-Яани с. — 128, 200
Ярве с. — 156

http://jurassic.ru/

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

б. с. — буровая скважина; м-ние — месторождение

А

Авасте, торфяная залежь — 279
Адавереская формация — 113
Адавереский горизонт — 115, 129, 131, 132, 151, 238, 299, 317, 330, 333, 344, 402, 403, 404, 406, 414, 415, 418, 465
Адилаская пачка — 110, 111, 117, 119, 120
Азафовый известняк — 74
Азери б. с. — 41
Азери м-ние, каменоломня — 316, 320
Азери м-ние — 296, 298, 304, 305, 310, 312, 313, 352, 463
Азериский горизонт — 55, 58, 72, 73, 74, 76, 77, 236, 318, 320, 321, 334, 335, 344, 411, 464
Аллерёд — 181, 247
Алликукиви м-ние — 359, 465
Алувере м-ние, каменоломня — 90, 323, 335, 337
Алувереский подгоризонт — 90
Алуояский подгоризонт — 72
Алутагузеская фация — 93, 95, 96
Аматский горизонт — 148, 160, 161, 162, 165, 166, 242, 373, 374, 422, 423, 445
Ания каменоломня — 323
Антропоген (четвертичная система) — 7, 9, 10, 13, 14, 15, 16, 17, 26, 31, 32, 42, 43, 115, 163, 166, 167, 168, 169, 170, 173, 193, 194, 199, 201, 209, 210, 211, 213, 214, 216, 220, 229, 243, 249, 259, 260, 264, 271, 279, 286, 288, 290, 291, 293, 294, 299, 304, 312, 314, 334, 335, 340, 341, 350, 352, 355, 357, 359, 360, 371, 375, 376, 377, 378, 383, 407, 412, 415, 416, 423, 429, 438, 440, 445, 447, 448, 449, 457, 465
Анциловое озеро — 168, 183, 184, 190, 191, 219, 220, 222, 228, 248, 378, 384, 385
Анциловый подгоризонт — 183, 184, 186, 210, 384
Арениг — 55, 58, 113
Ару м-ние — см. Кунда-Ару
Арукюла каменоломня — 323
Арукюла б. с. — 86
Арукюлаский горизонт — 148, 155, 156, 157, 158, 165, 213, 242, 354, 373, 374, 375, 419, 445
Аруметса м-ние — 358
Археиды — 232
Архей — 26, 35, 38, 39, 231, 232, 400, 401
Атла б. с. — 136, 138
Атлаская пачка — 140
Ашгилл — 115, 117
Ахтмеский уступ (флексура) — 198, 199

Б

Балтийская серия, комплекс — 52, 53, 54
Балтийский вал — 198, 200
Балтийский щит — 7, 26, 39, 194, 196, 204, 231, 232, 235, 240, 259, 404
Балтийский ярус — 26, 182, 183, 186, 189, 190, 191, 192, 219, 222, 223, 224, 225, 226, 228, 247, 248, 249, 250
Балтийское ледниковое озеро — 168, 174, 181, 182, 183, 188, 189, 191, 210, 218, 219, 222, 247, 279, 384, 385, 449
Балтийский (пальдискиский) горизонт — 55
Белорусско-Литовское поднятие (выступ) — 33, 194
Биллингенский горизонт — 113
Биогермы — 96, 97, 98, 108, 109, 111, 115, 117, 121, 125, 135, 136, 140, 213, 220, 236, 237, 238, 240, 325, 326, 327, 330, 331, 333, 338
Бореальное море — 244
Буртниекский горизонт — 148, 158, 159, 160, 165, 213, 242, 354, 355, 358, 373, 374, 375, 419, 420, 445

В

Вагинатовый известняк — 55
Вазалемма м-ние, карьер — 315, 316, 338
Вазалеммаская пачка — 93, 95, 96, 97, 98

http://jurassic.ru/

Вазалеммаский горизонт — 55, 58, 213, 413, 464, 465
Вазалеммаский «мрамор» — 95, 97, 325, 338, 464
Валастеский подгоризонт — 72
Валга м-ние — 369
Валгейыги древнее озеро — 249
Валгейыеская пачка — 72, 73
Валгъярве м-ние — 345, 349
Валдайская (вендская) серия, комплекс — 26, 45, 52, 53, 54, 233
Валдайское оледенение — 171, 173, 174, 176, 177, 182, 193, 211, 214, 244, 447
Валкла м-ние — 298, 303
Вальяла м-ние — 363
Валховская формация — 55
Вана-Вигала м-ние — 180, 363
Вана-Куусте м-ние — 346
Варангу м-ние — 345, 349
Варангуская пачка — 64
Варболаская пачка — 123
Вазула м-ние — 347
Ватку древнее озеро — 345
Везику б. с. — 136, 138
Везику слои — 138
Вендская серия — см. Валдайская серия
Венлок — 115, 117, 131, 238, 240
Верхнебалтийский горизонт — 182, 185, 189, 190, 248, 249
Верхнешелонский горизонт — 148, 164, 166
Вийвиконна м-ние, разрез — 257, 264, 403
Виймси б. с. — 46
Вийта каменоломня — 136, 138
Вийта, слои — 138
Вильнюсская б. с. — 46
Вильянди-тартуская пачка — 419
Вируская серия — 55, 58, 74, 113
Водья каменоломня — 332
Возвышенная Эстония — 209, 451, 456
Вокаская пачка — 72
Волховские слои — 58
Волховский горизонт — 55, 58, 66, 71, 235, 299, 317, 319, 411
Вормсиский горизонт — 58, 104, 106, 108, 327, 344, 413
Выла торфяная залежь — 188
Вызьи м-ние — 465
Выру б. с. — 38, 41, 42, 45, 47, 48, 66, 151, 153
Выхандуская толща — 420, 421
Выхма б. с. — 35, 36, 37, 41, 42, 45, 46, 49, 51, 63, 65, 76, 80, 105, 111, 117, 120, 256, 261, 403
Выруская депрессия — 436, 437
Выэрдла-Мяннику болото — 299
Вяйке-Маарья б. с. — 121, 123, 126,
Вяйке-Роотси б. с. — 141
Вяймела б. с. — 38, 41, 42, 45, 46, 47, 48, 151
Вяо м-ние, карьер — 319, 320, 321
Вяэнаский подгоризонт — 66
Вяэтса м-ние — 365

Г

Гауйский горизонт — 148, 159, 160, 162, 165, 242, 354, 356, 357, 373, 374, 377, 421, 422, 445
Гдовская свита, песчаники — 43, 45, 48, 52, 53, 54, 232, 233, 271, 288, 291, 407, 408
Главное Девонское поле — 146, 147, 148, 152, 164, 165, 166
Глауконитовый известняк — 55, 58
Глауконитовый песчаник (песок) — 58, 64, 235, 256, 307, 309, 310, 311, 312, 313
Гнилуховское поднятие — 199
Голоцен — 13, 14, 18, 31, 167, 168, 170, 174, 179, 180, 182, 190, 193, 210, 211, 219, 228, 230, 243, 244, 247, 360, 429, 431, 451, 467
Городищенский горизонт — 146, 147
Губковые слои — 58

Д

Далманитовые слои — 117
Даунтон — 115
Девон — 7, 13, 14, 15, 16, 26, 31, 42, 131, 146, 147, 148, 149, 151, 159, 161, 164, 165, 166, 171, 175, 178, 192, 194, 196, 197, 198, 199, 201, 202, 213, 214, 225, 226, 228, 229, 231, 240, 241 242, 260, 329, 331, 334, 344, 350, 354, 355, 356, 371, 373, 374, 376, 377, 402, 403, 404, 406, 407, 410, 414, 415, 417, 418, 419, 421, 422, 423, 431, 432, 435, 437, 438, 439, 445, 446, 454, 456, 458, 459, 465, 466
Девонское плато — 418, 425, 426
«Детритовый» слой («детрит») — 63, 235, 295, 296, 298, 303
Диктионемовый сланец — 40, 55, 63, 64, 235, 254, 256, 290, 299, 302, 311, 344, 403, 409, 411, 444, 464, 468
Днепровский ярус — 170, 171, 173, 174, 182, 244
Докембрий — 26, 33, 34, 39, 41, 42, 43, 196, 202, 208, 231, 232, 235, 259, 447
Доломитовый комплекс Муху и Кессе-лайд — 134
Дриадовые слои — 180, 181
Дубникский горизонт — 146

Ж

Живетский ярус — 31,148

И

Ига, каменоломня — 333
Идавереские слои — 88
Идавереский горизонт — 55, 58, 84, 88, 90, 236, 261, 317, 319, 323, 337, 411, 464
Ижорский песчаник — 51, 52, 53

http://jurassic.ru/

Известняк Пангамяэ-Яагараху — 134
Илли б. с. — 156, 157, 159, 165
Илуметса «кратер» — 16
«Ингрий» — 41
Иолдиевое море — 190, 220, 230, 247
Иолдиевый подгоризонт — 182, 183
Иотний — 35, 39, 232
Иразеская пачка — 140
Ирбоскаский горизонт — 146, 147
Ирбоскаские слои — 147
Иру м-ние — 295, 298, 310, 321, 463
Ируская подсерия — 60
Ируский ярус — 235
Ифенские пески — 165

Й

Йоаский подгоризонт — 64
Йоозу м-ние — 355, 465
Йыгева б. с. — 120, 128
Йыепре торфяная залежь — 188
Йыхви каменоломня — 323
Йыхвиская (магнитная) аномалия — 15, 33, 203, 207
Йыхвиский горизонт — 55, 90, 93, 96, 261, 323, 324, 337, 344, 411, 464, 465

К

Каали б. с. — 137, 138
Каали (Каалиярве) метеоритные кратеры — 138
Каарма м-ние, каменоломня — 316, 341, 343
Каармаский горизонт — 115, 116, 136, 139, 330, 334, 341, 416, 464, 465
Каванди каменоломня — 333
Кавасту каменоломня — 323
Кадака карьер — 321
Кайнозой — 166
Какумягиские слои (пачка) — 41, 50
Калана м-ние — 316
Каланаский «мрамор» (известняк) — 329, 330
Каледонский орогенез — 39, 194, 196, 208, 240, 402, 404
Каледонский геосинклиналь — 236
Каллавере б. с. — 403
Кальвиская пачка — 69
Камарику б. с. — 76, 87, 101, 102, 103, 104, 105, 110, 111, 117, 120, 121
Камарику карьер — 126
Канникмяэ м-ние — 346
Карадок — 55, 58
Карелиды — 232
Карельская формация — 35
Карину карьер — 126, 328
Карья-Пярсамаа б. с. — 131, 132
Кассинурме м-ние — 347
Каугатумаская зона — 113
Каугатумаский горизонт — 115, 141, 240, 331, 334, 416, 465
Кахула б. с. — 88
Кахула каменоломня — 323, 324
Кеава каменоломня — 332
Кейла б. с. — 80, 84
Кейла каменоломня — 323, 324, 344
Кейлаская фация — 93, 95, 96
Кейлаский горизонт — 58, 91, 95, 96, 100, 213, 317, 319, 323, 324, 338, 339, 344, 411, 413
Келламяэ м-ние — 368
Кембрий — 7, 13, 14, 15, 26, 40, 41, 42, 43, 45, 47, 52, 53, 54, 55, 58, 62, 174, 194, 196, 200, 201, 211, 214, 215, 228, 231, 232, 234, 235, 236, 259, 261, 271, 288, 291, 292, 293, 302, 304, 311, 350, 351, 352, 371, 372, 375, 403, 407, 409, 412, 431, 434, 436, 437, 443, 444, 447, 451, 464, 465
Кесселайдская пачка — 135
Кехра б. с. — 86, 94
Кивиылиская пачка — 85, 86, 87
Кивиыли шахта — 257, 264
Кийса (Аренгу) м-ние — 313, 467
Кикепере торфяная залежь — 188
Кингисепп б. с. — 133, 136, 138, 139, 141
Кипи б. с. — 133, 136, 138, 139
Кирбла каменоломня — 333
Киримяэ карьер — 126, 328
Клээмо м-ние — 365, 366
Кобрату м-ние — 379
Когулаская пачка — 140, 141
Козе б. с. — 102, 105, 110, 111, 120, 123, 126
Козеская пачка — 124, 125, 126
Койгиская пачка — 119, 121
Койгиский подгоризонт — 118
Кольгакюла м-ние — 353
Колга-Яаниское друмлиновое поле — 456
Колувере б. с. — 119
Коонга б. с. — 129, 131, 132
Кооркюлаская толща — 420, 421
Коотси б. с. — 403
Копли м-ние, карьер — 49, 351
Котлинская свита — 46, 47, 52, 53, 54, 233, 234, 408
Кохила каменоломня — 327
Кохилаский ярус — 58
Кохтла шахта — 257
Кохтлаский подгоризонт — 85, 262, 264
Краби б. с. — 154, 156
Краснодудово б. с. — 38
Куйксилла болото — 193
Куйметса каменоломня — 126
Кукерсит — 82, 83, 254, 256, 266, 270
Кукрузе шахта — 257
Кукрузеский горизонт — 14, 55, 58, 81, 83, 87, 88, 236, 261, 262, 266, 317, 318, 322, 336, 411
Кунда б. с. — 41
Кунда древнее озеро — 13, 180, 186, 249, 345, 441
Кунда-Ару м-ние — 316, 321, 335
Кунда-Оякюла каменоломня — 320
Кундаский (Лонтоваский) карьер — 48, 49

http://jurassic.ru/

Кундаский горизонт — 55, 69, 235, 299, 317, 318, 319, 320, 335, 409, 411
Курезе каменоломня — 333
Курессо торфяная залежь — 188
Курнаская подсерия — 88
Курси б. с. — 129
Кыргессааре каменоломня — 327
Кыргессаареский подгоризонт — 106
Кюллатова м-ние — 355, 356
Кюттейыуд карьер — 214
Кява шахта — 257

Л

Лаагриский подгоризонт — 93, 324
Лавассааре (Йыыпре) торфяная залежь — 280
Ладожские слои — 53
Лангевояский подгоризонт — 66
Ландейло — 55, 58
Ландовери — 115, 116, 117, 237, 238
Ласнамяги м-ние, карьер — 77, 81, 83, 86, 315, 316, 321, 322, 336, 464
Ласнамягиский горизонт — 55, 58, 77, 78, 80, 299, 318, 319, 320, 321, 322, 334, 335, 336, 337, 344, 411, 464, 465
Латвийская седловина — 165
«Латвийский купол» — 198
Латвийский прогиб (синеклиза) — 33, 164, 194, 196, 231, 236, 237, 238, 240, 431
Лаугесоо м-ние — 345, 348
Лахепереская пачка — 69
Лахмузе б. с. — 129
Лаэва м-ние — 180, 360
Лемовжские слои — 164
Лехтсе б. с. — 76, 102, 103
Лилли каменоломня — 323, 324
Лимберг каменоломня — 126
Лимниевое море — 168, 222, 223, 248
Лимниевый подгоризонт — 183, 185, 210, 279
Литориновое море — 168, 192, 220, 222, 228, 248, 279, 384, 385, 394,
Литориновый подгоризонт — 183, 184, 185, 210, 384
Лихувески б. с. — 80, 83, 102, 104, 105, 106, 110, 111, 119, 120, 121, 127, 129, 131
Локновское поднятие (структура) — 26, 45, 46, 47, 51, 52, 148, 159, 161, 162, 164, 165, 196, 197, 201, 206, 208, 231, 233, 241, 431, 433
Ломоносовская свита — 47, 53, 197, 233, 271, 407, 443
Лонтоваская свита — 47, 48, 49, 50, 53, 54, 234, 291, 351, 408, 409, 443, 464
Лообу древнее озеро — 249
Лоози м-ние — 191, 346
Лоона каменоломня — 334
Лоху б. с. — 65, 76, 80, 83, 84, 101, 102, 103, 105
Лохуский подгоризонт — 108
Лубья слои — 127
Лудлов — 115, 117, 136, 240, 241
Лужская стадия — 176, 177
Лужско-невские межстадиальные слои — 176
Луха м-ние — 364
Лээкова м-ние — 394, 396, 397, 467, 468
Лээтсеский горизонт — 58, 64, 66, 113, 235, 307, 409, 411, 444, 467
Люкатиские (маарьямягиские) слои, пачка — 41, 50
Ляминаритовые слои — 41, 43, 45, 46

М

Маазиская пачка — 135, 136
Маарду болото — 299
Маарду м-ние, карьер — 63, 295, 297, 298, 299, 301, 302, 303, 307, 309, 310, 311, 312, 313, 344, 463
Маардуская пачка — 60, 62, 63, 295, 296, 298, 444, 463
Маммасте м-ние — 465
Мартсаская пачка — 74, 75, 76
Мегаласписовый известняк — 58
Мелески м-ние — 348
Метабентонит — 89, 90, 92, 93, 94, 95, 132, 236, 238, 317
Метскюла-Сели каменоломня — 328
Мидиевое море — 222
Мидиевый подгоризонт — 183, 185, 248
Михкли каменоломня — 333
Московская синеклиза — 165
Моэ каменоломня — 108
Моэская пачка — 108, 111
Муналаскме б. с. — 80, 84, 87, 94, 95, 99
Муравинский ярус — 170, 171, 173, 174, 244
Мурака торфяная залежь — 188
Муствээ б. с. — 105, 111
Мустъяла б. с. — 131, 133
Мыйгу б. с. — 87
Мынисте б. с. — 36, 151, 152, 154, 156, 159, 206, 208
Мынусте-Кирна каменоломня — 327
Мюнди м-ние, карьер — 316, 332
Мюнди слои — 127
Мяннику водноледниковая дельта — 455
Мяннику м-ние — 466
Мяэкюлаские слои, подгоризонт — 64

Н

Набалаская свита — 104
Набалаский горизонт — 58, 102, 104, 106, 236, 327, 339, 340, 344, 413, 464
Надляминаритовые слои — 41, 43, 47
Напаская пачка — 72, 73
Нарва б. с. — 46
Нарва м-ние, каменоломня — 320, 321, 334, 335, 344
Наровский горизонт — 148, 151, 152, 153, 154, 155, 156, 164, 165, 175, 197, 213, 241, 242, 373, 415, 418, 419, 433, 445

http://jurassic.ru/

Невель б. с. — 36
Невская стадия — 177
Неманский ярус — 18, 170, 171, 174, 180, 222, 223, 244, 245, 246, 247
Неоген — 243, 431
Нижнебалтийский горизонт — 182, 183, 184, 187, 188, 189, 190, 192, 193, 222, 223, 248, 249
Нижнешелонский горизонт — 148, 163, 164, 166
Нижний чечевичный слой — 71
Низинная Эстония — 209, 449, 451, 453, 455, 456
Нийби каменоломня — 327
Нийбиский подгоризонт — 108, 237
Ноароотси б. с. — 102
Нымкюла каменоломня — 327
Нымкюлаский подгоризонт — 106
Ныммевескиская пачка — 72
Нымме (Пяэскюла) м-ние — 378

О

Оандуская пачка — 96, 99
Оандуский горизонт — 58, 96, 99, 100, 236, 317, 319, 324, 326, 338, 339, 344
Оандуский ярус — 58
Оболовый «конгломерат» — 235, 295, 296, 297, 298, 299, 301, 302, 303, 304, 305, 409
Оболовый песчаник — 40, 41, 43, 53, 256, 295, 297, 299, 302, 311, 409
Оболовый фосфорит — 295, 297, 310, 312, 313
Онтикаский ярус (подсерия) — 64
Оолитовая зона — 72, 73
Оргита, каменоломня — 332, 341
Ордовик — 7, 9, 11, 12, 13, 14, 15, 16, 26, 31, 40, 41, 42, 43, 51, 54, 55, 58, 59, 60, 61, 113, 115, 117, 121, 171, 175, 182, 194, 196, 198, 201, 208, 211, 213, 214, 215, 226, 231, 233, 235, 236, 237, 238, 241, 249, 254, 256, 259, 260, 261, 271, 293, 299, 302, 307, 310, 311, 312, 317, 319, 332, 384, 403, 407, 409, 410, 411, 412, 413, 414, 431, 433, 435, 436, 437, 438, 439, 443, 444, 454, 464, 465, 467
Ордовикско-силурийское плато — 15, 304, 312
Оршанско-Городокский прогиб — 52
Осмуссаареская пачка — 72, 73
«Остракодовый известняк» — 136
Охесаареский горизонт — 113, 115, 143, 240, 331, 416
Оякюлаская пачка — 74, 75, 76
Оямааский подгоризонт — 88, 323

П

Паадлаский горизонт — 115, 138, 139, 240, 331, 334, 416, 464, 465
Паасвереская пачка — 123, 124
Пайстуская толща — 419
Пакерортский горизонт — 43, 52, 58, 60, 63, 64, 235, 256, 271, 295, 296, 409, 444, 463
Пакриская пачка — 72
Палеозой — 7, 9, 10, 12, 13, 14, 15, 16, 26, 33, 39, 40, 42, 43, 52, 54, 115, 148, 169, 184, 194, 196, 198, 200, 202, 214, 231, 233, 241, 256, 259, 260, 290, 291, 403, 404, 434, 436
Палу б. с. — 151, 152, 154, 155, 156, 157, 159, 196
Палукюла каменоломня — 327
Пангамяги б. с. — 135
Пангамягиская пачка — 134, 135
Паннъярве м-ние — 381, 382
Пачелмский (Рязано-Саратовский) прогиб — 52
Паэкнаская пачка (слои) — 102, 104
Паэкнаский подгоризонт — 103
Паэкнаские слои — 104
Пельдаские слои — 147
Пентамерусовый известняк — 125, 126
Печорская толща — 422
Печоры б. с. — 160
Пийлси б. с. —63, 80, 105, 111
Пийрсалу каменоломня — 327
Пийрсалуский подгоризонт — 108
Пиргуская свита — 108, 110, 111
Пиргуский горизонт — 58, 59, 106, 108, 117, 237, 317, 319, 327, 344, 413
Пирита б. с. — 45
Пиритаская свита — 49, 50, 51, 53, 54, 234, 271, 292, 409, 444
Пиритовый слой — 63
Пиуза м-ние — 375, 376, 377, 466
Пиузаская толща — 421, 422
Плейстоцен — 31, 167, 168, 170, 171, 182, 184, 193, 209, 228, 230, 244, 247, 414, 431
Плиоцен — 243
Плявинас б. с. — 36, 165
Плявинасское поднятие — 199
Подснетогорский горизонт — 161, 165, 423
Польско-Литовская впадина (прогиб, синеклиза) — 33, 240
Понкули б. с. — 36
Поркуни каменоломня — 120, 328
Поркуниский горизонт — 55, 58, 59, 115, 116, 117, 118, 119, 121, 237, 317, 328, 332, 344, 413, 465
Порхов б. с. — 37
Порховское поднятие — 199
Прибалтийская впадина (синеклиза) — 194, 198, 259
Прибалтийский артезианский бассейн — 270, 434, 436
Прибалтийский бассейн — 238
Протерозой — 26, 35, 38, 39, 231, 232
Псилофитовый песчаник — 147, 151
Псковский горизонт — 148, 163, 166, 242, 331, 423, 446
Псковско-Рижский структурный уступ — 197
Пурга каменоломня — 126

http://jurassic.ru/

Пургаская пачка — 125, 126
Пуртсеская подсерия (ярус) — 58, 74
Пуску б. с. — 125
Пыдрангу карьер — 126
Пыльтсамаа б. с. — 129
Пыысаспэа б. с. — 73
Пюссиская пачка — 82, 83
Пюссиские слои — 82
Пяйтеская пачка — 67
Пярнуский горизонт — 148, 149, 151, 152, 154, 164, 165, 175, 213, 241, 373, 374, 376, 415, 418, 433, 445
Пяэскюла каменоломня — 323, 324
Пяэскюлаская пачка — 93, 94, 95
Пяэскюлаские слои — 93

Р

Раади карьер — 379
Раади-Маарьямыйза древняя долина — 428
Раади-Яама древняя долина — 428, 429
Раазику б. с. — 80, 86
Раазикуский подгоризонт — 82, 322
Рабиверe каменоломня — 327
Райккюлаский горизонт — 113, 115, 116, 127, 128, 129, 238, 317, 318, 329, 330, 332, 341, 344, 403, 414, 464, 465
Раквере (Ризу) м-ние — 339, 344
Раквереский горизонт — 55, 58, 100, 102, 103, 326, 327, 339, 340, 344, 413, 464
Ракке карьер — 315, 316, 328
Рандсалу м-ние — 366
Рапла б. с. — 65, 76, 80, 83, 84, 102, 103, 104, 105, 110, 111, 118, 121, 237
Рапла м-ние — 362
Рапла (Липа) м-ние — 316
Рёаская пачка — 119, 120
Рёаские слои — 119
Ребасте м-ние — 347
Ридалаская пачка — 125, 126
Ристимулгу каменоломня — 328
Ристнаская пачка — 93, 94
Ристнаские слои — 93
Ристнаский подгоризонт — 93, 323
Рицик-ярв древнее озеро — 345
Рооксу м-ние — 313
Роотси-Каллавере м-ние — 298, 302
Роотсикюла каменоломня — 138
Рохукюла карьер — 125
Руйские слои — 164
Руммику м-ние — 399
Румму б. с. — 80, 94, 95
Русская платформа — 7, 17, 33, 38, 52, 53, 58, 147, 164, 194, 199, 207, 208, 233, 234, 235, 236, 238, 240, 241, 259, 431
Руусмяэ б. с. — 424
Ручья б. с. — 37
Рыума каменоломня — 126

С

Саадъярвское друмлиновое поле — 170, 171, 187, 215, 379, 428, 429, 456, 457
Сааремааская формация — 113
Сааремыйзаский комплекс, горизонт — 55
Сабские слои — 164
Савалаская пачка — 85, 87
Сагаристи б. с. — 136, 138
Сагаристиская зона — 113
Сака м-ние — 296, 298, 305, 310, 313, 463, 464
Сакаская пачка — 67
Сакла б. с. — 133, 134, 136, 138, 141
Саку каменоломня — 324, 325
Сакуская пачка — 96, 98, 99
Саласпилская свита — 166
Салопйан — 115
Сару-Калласте карьер — 182
Сауньяские слои (пачка) — 104, 105, 106
Сауньяский горизонт — 58
Сауньяский подгоризонт — 104
Сауэская пачка — 93, 94, 95
Сауэские слои — 93
Сауэский ярус (подсерия) — 58
Северо-Эстонская водораздельная возвышенность — 410, 411, 412, 413, 414, 415, 426, 435, 436, 437
Сердобский комплекс, серия — 52
Сели каменоломня — 332
Сельякюла б. с. — 102
Сиверская б. с. — 37
Силур — 7, 9, 11, 12, 13, 14, 16, 26, 31, 42, 54, 55, 58, 59, 113, 115, 116, 117, 121, 136, 145, 151, 171, 175, 182, 194, 196, 198, 201, 202, 211, 213, 214, 226, 228, 231, 237, 240, 241, 249, 260, 293, 317, 328, 332, 384, 402, 403, 404, 407, 410, 411, 413, 414, 415, 417, 418, 431, 435, 436, 438, 439, 454, 464, 465
«Синие глины» — 40, 41, 43, 46, 47, 49, 53, 198, 234, 291, 351, 352, 409, 431, 433, 436, 443, 444, 451, 464, 465
Синий — 52, 54, 233
Синди м-ние — 361
Скандинавский геосинклиналь — 238
Снетогорский горизонт — 148, 162, 163, 166, 242, 334, 423, 446
Сонда м-ние — 380
Сонда (Ульясте) купол — 200
Соомемяэ м-ние — 348
Среднебалтийский горизонт — 182, 184, 185, 186, 189, 190, 191, 223, 248, 249
Среднебалтийское поднятие — 236
Старая Русса б. с. — 36, 37
Старицкие слои — 165
Старобинский ярус — 170
Сулуствере б. с. — 129
Суур-Выртсъярв древнее озеро — 187, 188, 192, 193, 223, 345, 385
Сууре-Яани друмлиновое поле — 216
Суурсоо торфяная залежь — 188, 279
Сымеру каменоломня — 323
Сыткеская пачка — 74, 76
Сыямяэ каменоломня — 323
Сювахавва м-ние — 358
Сянна б. с. — 156, 159
Сянна м-ние — 355, 357, 465

http://jurassic.ru/

Т

Тагавере м-ние, каменоломня — 333
Таллинские слои — 58
Таллинское м-ние — 377
Таммеские песчаники — 147, 151, 153, 164
Таммику каменоломня — 126, 328
Таммисте-Оope м-ние — 376
Таммикуская пачка — 125, 126
Тамсалу м-ние, карьеры — 315, 316, 328, 340
Тамсалуская формация — 113
Тамсалуский горизонт — 113, 115, 116, 122, 123, 124, 125, 127, 237, 238, 317, 318, 328, 329, 332, 340, 414, 464, 465
Тапа м-ние — 345, 349
Тарваcту друмлиновое поле — 216
Тарвасту-мялетъярвеская толща — 419
Тартуский горизонт — 374
Телиныммеская пачка — 69
Тийрханнаские слои — 147
Тискреская свита (песчаник) — 43, 49, 50, 51, 52, 53, 54, 60, 196, 234, 271, 304, 371, 409, 444
Тобия-Ризу м-ние — 345, 350
Тойла м-ние — 368
Тойлаский горизонт — 66
Тойлаское м-ние — 384
Тори б. с. — 129, 131, 133
Ториские песчаники — 147, 151, 153
Тохври м-ние — 366
Тремадок — 55, 58, 59, 113
Трохилиский песчаник — см. Таммеский песчаник
Тситре м-ние — 298, 303, 463
Туду б. с. — 86, 95, 102
Тудулиннаская пачка (слои) — 104, 105, 106
Тууди каменоломня — 333
Тыкке б. с. — 86, 103
Тыллисте м-ние — 369
Тырвайыеский подгоризонт — 66
Тырвала м-ние — 397, 468
Тырма б. с. — 102, 103
Тюри-Аллику каменоломня — 332
Тюрисалуская пачка — 60, 63, 256, 444
Тюриское друмлиновое поле — 456

У

Убья б. с. — 82
Убья карьер — 82, 257
Убьяский подгоризонт — 82, 322
Унгру каменоломня — 328
Унгулитовый песчаник — 40, 49
Утриаская пачка — 72
Ууэ-Лыве каменоломня — 334
Ухакуский горизонт — 55, 58, 79, 81, 82, 236, 261, 299, 318, 322, 336, 337, 411

Ф

Франский ярус — 148, 242
Фукоидный песчаник (песок) — 40, 41, 43, 51, 54

Х

Хагуди каменоломня — 126, 328
Хаймре м-ние, каменоломня — 332, 341
Харкуская пачка — 85, 86
Харьюская серия — 58, 100
Хелламаа каменоломня — 333
Хельмеская толща — 420, 421
Хиллистеская пачка — 125, 126
Химмисте-Куйгу каменоломня — 138, 139
Химмисте-Куйгу слои — 138
Хогландские интрузии — 232
Холста б. с. — 151
Хотнежские слои — 164
Хузари м-ние — 370, 371
Хумалаский подгоризонт — 85, 262
Хундисоо м-ние — 367
Хуннебергский горизонт — 113
Хярмаская толща — 419, 420
Хяэдемееcте б. с. — 152

Ц

Цератопигиевые слои — 235
Цефалоподовый известняк — 74

Ч

Черская б. с. — 38
Четвертичная система — см. антропоген
Чудовский горизонт — 148, 163, 166, 242, 423, 446

Ш

Шелонские слои (горизонт) — 242, 446
Шундоровские слои — 88
Шундоровский подгоризонт — 323

Э

Эвриптерусовые слои — 136
Эйамаа б. с. — 42, 46, 48, 49, 50, 51, 65, 76, 80, 104, 105, 107, 110, 111, 119, 120, 256, 261
Эйглакюла каменоломня — 328
Эйфель — 240
Эку каменоломня — 333
Эландская серия — 58, 60, 113
Энгла торфяная залежь — 188
Энниксааре б. с. — 76, 79, 80, 86, 102, 104, 105
Эокембрий — 52, 54

http://jurassic.ru/

Эофитоновый песчаник — 40, 41, 43, 49, 292, 409
Эстонско-Латвийский вал — 196, 201
Эхиносферитовый известняк — 55, 74

Ю

Юльгазе м-ние, рудник — 291, 295, 298, 302, 303, 310, 311, 463
Юльгазеские слои (пачка) — 52, 53, 60, 62, 234, 444
Юри каменоломня — 323
Юуру каменоломня — 126, 328
Юуруский горизонт — 113, 115, 116, 118, 121, 123, 124, 126, 237, 238, 319, 328, 332, 340, 413, 414

Я

Яагарахуский горизонт — 115, 116, 133, 213, 220, 330, 333, 334, 344, 416, 465
Яаниская формация — 113
Яаниский горизонт — 116, 131, 132, 133, 319, 330, 333, 414, 415, 416, 418
Яльгимяэ каменоломня — 324
Ярвакандиская пачка — 96, 100
Ярва-Яани каменоломня — 34
Ярва-Яани слои — 127
Ящерские слои — 165

http://jurassic.ru/

ОГЛАВЛЕНИЕ

ЧАСТЬ I

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

Введение — *К. К. Орвику, В. А. Котлуков* 7

Глава первая **История геологического изучения** — *С. С. Бауков и Р. М. Мянниль* 11

Глава вторая **Физико-географическое описание и экономическая характеристика** — *К. Пярна* 18

Физико-географическое описание 18
Рельеф 18
Гидрография 20
Климат 22
Почвенно-растительные условия 22
Пути сообщения 23
Экономическая характеристика 24

Глава третья **Основные черты геологического строения** — *К. К. Орвику* 26

Глава четвертая **Стратиграфия** 33

Докембрий — *Л. А. Варданянц* 33
Палеозой 40
Кембрийская система — *Р. М. Мянниль* 40
Ордовикская система — *А. К. Рыымусокс* 55
Силурийская система — *А. К. Рыымусокс* 113
Девонская система — *Э. Ю. Марк* и *Л. Б. Паасикиви* 146
Кайнозой 166
Четвертичная система (антропогеновые отложения) — *К. К. Орвику* . . 166

Глава пятая **Тектоника** — *Н. А. Кудрявцев* 194

Глава шестая **Характеристика магнитного поля** — *Э. А. Побул* 203

Глава седьмая **Геоморфология** — *К. К. Орвику* 209

Глава восьмая **История геологического развития и палеогеография территории Эстонской ССР** — *Д. Л. Кальо* и *К. К. Орвику* 231

ЧАСТЬ II

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Введение — *В. А. Котлуков* 253

Глава первая **Горючие полезные ископаемые**

Горючие сланцы — *С. С. Бауков* 254
Торф — *К. Ю. Вебер, Х. Х. Курм, Л. А. Рятсеп, А. Ю. Труу* 273
Природные газы — *А. В. Шуфертов* 286

Глава вторая **Неметаллические полезные ископаемые**

А. Химическое сырье 295
Фосфориты — *К. К. Мююрисепп* 295
Глауконит — *К. К. Мююрисепп* 307
Минеральные краски — *Х. Г. Пальмре* 313

http://jurassic.ru/

Б. Строительные материалы 315
Известняки и доломиты — *Э. А. Юргенсон* 315
Озерный мергель и известковый туф — *Х. Г. Пальмре* 344
Глины — *Х. Г. Пальмре* 350
Кварцевые пески — *А. М. Цехомский* и *Х. Г. Пальмре* 371
Строительные пески, гравий и валуны — *К. К. Мююрисепп* и *Э. Э. Ряхни* 378
Диатомиты — *К. К. Мююрисепп* 394
В. Лечебные грязи — *А. И. Верте* 397

Глава третья **Металлические полезные ископаемые**

Рудопроявление железа — *Х. Г. Пальмре* 400
Рудопроявление полиметаллов — *Х. Г. Пальмре* 402

Глава четвертая **Подземные воды** — *А. И. Верте* 407

Глава пятая **Инженерно-геологическая характеристика** — *В. А. Олли* 441

Глава шестая **Геолого-экономический обзор** — *С. С. Бауков* 460

Литература 469

Указатель географических названий 495

Предметный указатель 503

КОЛЛЕКТИВ АВТОРОВ
ГЕОЛОГИЯ СССР, ЭСТОНСКАЯ ССР
том XXVIII

Редактор издательства *А. И. Федотова*
Техн. редактор *О. А. Гурева* Корректор *К. Н. Ильина*

Сдано в набор 25/XII 1959 г. Подписано в печать 28/VI 1960 г. Формат бумаги 70 × 108 1/16. Печ. л. 43,84 + вкл. 4,1. Бум. л. 17,5. Уч-изд. л. 40,5. Тираж 500 экз. Т 07534. Заказ № 6534
Цена 30 р. 35 к.; с 1/I 1961 г. 3 р. 04 к.

Тип. им. Х. Хейдеманна. ЭССР, г. Тарту, ул. Юликооли, 17/19. II

http://jurassic.ru/

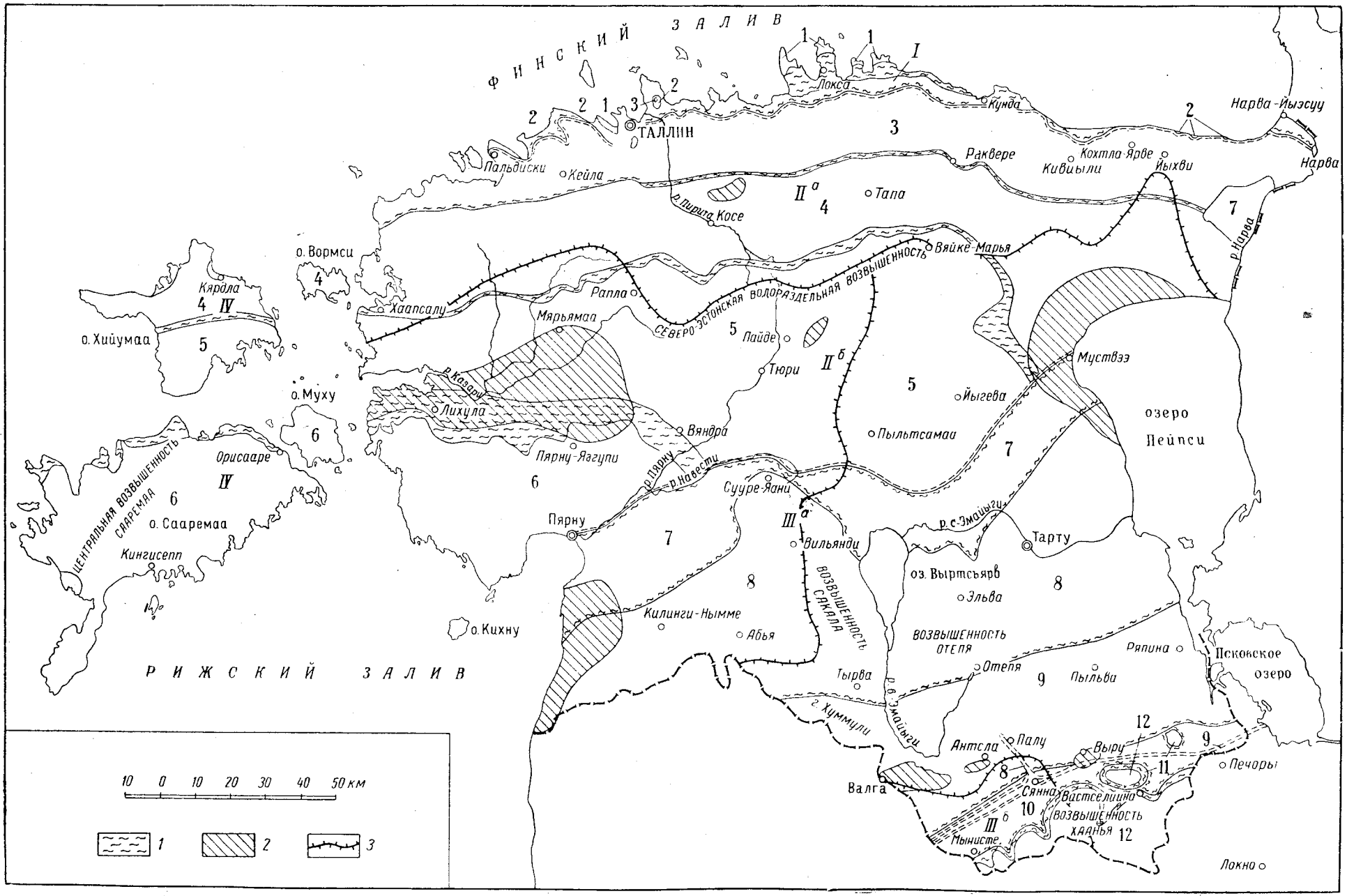


Рис. 109. Схематичная гидрогеологическая карта Эстонской ССР.

1 — водоупорные слои и толщи; *2* — районы с самоизливающимися скважинами; *3* — водоразделы. I—IV — гидрогеологические районы; буквы при римских цифрах означают водоносные комплексы пород: *а* — кембрийский песчаный комплекс; пластовые трещинно-поровые воды; *б* — ордовикско-силурийский карбонатный комплекс; пластовые трещинно-карстовые воды; *в* — девонский песчано-глинистый комплекс; пластовые трещинно-поровые воды; *г* — девонский карбонатный комплекс; пластовые трещинно-карстовые воды. Цифры на карте *1—12* показывают водоносные горизонты.

http://jurassic.ru/

ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
71	2 снизу (рис. 14)	валгейачиская	валгейыгиская
74	11 снизу	C_1ам	C_1аМ
246—247	1 снизу (рис. 85)	литоринового озера	литоринового моря
261	12 снизу	47—60	47—52
265	табл. 13, графа 1	A^1	А
265	„ „	А	A^1
253	15 и 16 снизу	карта не прилагается	
342	табл. 44, графа 2, 2 снизу	3 0	3,0

Заказ 6534

http://jurassic.ru/