Э. ПИРРУС

Институт геологии Академии наук Эстонской ССР

# ЛЕНТОЧНЫЕ ГЛИНЫ ЭСТОНИИ

EESTI NSV TEADUSTE AKADEEMIA GEOLOOGIA INSTITUUT
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ АКАДЕМИИ НАУК ЭСТОНСКОЙ ССР

Э. А. ПИРРУС

# ЛЕНТОЧНЫЕ ГЛИНЫ ЭСТОНИИ

Eesti
Teaduste Akadeemia
Geoloogia Instituut
№ 420

ИЗДАТЕЛЬСТВО „ВАЛГУС" · ТАЛЛИН 1968

55
П33

Toimetuskolleegium:

ENSV TA akadeemik K. Orviku (esimees), geoloogia-mineraloogiateaduste doktor R. Männil (sekretär), geoloogia-mineraloogiateaduste kandidaadid S. Baukov, D. Kaljo, A. Raukas ja H. Viiding

Köite toimetaja A. Raukas

Редакционная коллегия:

Академик АН ЭССР К. К. Орвику (председатель), доктор геолого-минералогических наук Р. М. Мянниль (секретарь), кандидаты геолого-минералогических наук С. С. Бауков, Д. Л. Кальо, А. В. Раукас и Х. А. Вийдинг

Редактор выпуска А. В. Раукас

*

*Печатается по постановлению*
*Редакционно-издательского совета*
*Академии наук Эстонской ССР*

*РИСО № 658*
2—9—3

УДК 551.332.26 + 552.523

Излагаются материалы по распространению, условиям залегания, вещественному составу и структурно-текстурным особенностям четвертичных озерно-ледниковых ленточных глин Эстонии. Выяснены закономерности образования этих глин в разных районах республики и освещено влияние разнотипных исходных пород на формирование минерального состава глин. Рассматриваются также некоторые вопросы практического использования ленточных глин в народном хозяйстве.

Работа основывается на комплексном литолого-минералогическом исследовании ленточных глин и на обобщении результатов предшествующих исследований. Табл. 19. Илл. 35. Фототабл. 12. Библ. 99.

Eesti
Teaduste Akadeemia
Geoloogia Instituut
No

# ВВЕДЕНИЕ

Среди широко распространенных на территории Эстонской ССР отложений валдайского оледенения важное значение имеют отложения озерно-ледниковых водоемов, в частности глинистые осадки с отчетливой ленточной текстурой, известные в литературе под названием ленточных глин.

Благодаря широкому распространению среди отложений четвертичного возраста, эти глины тесно связаны с различными областями хозяйственной деятельности человека. Уже с давних пор они применяются в качестве строительного сырья. На больших площадях ленточные глины являются также основанием строительных объектов и материнской породой сельскохозяйственных угодий. Поэтому данные о залегании, вещественном составе и основных свойствах их имеют большую ценность для ряда отраслей народного хозяйства.

Изучение ленточных глин важно также и для решения некоторых научно-теоретических проблем. Так как рассматриваемые отложения представляют собой своеобразный природный концентрат глинистого компонента моренного вещества, послужившего основным источником формирования других генетических типов осадков четвертичного возраста, то полученные при изучении состава ленточных глин данные могут быть использованы также для выяснения общих вопросов осадконакопления и глинообразования в четвертичном периоде. Помимо того, тщательное изучение структурных и текстурных особенностей глин способствует использованию их в геохронологических целях, в частности при изучении особенностей отступания материкового льда с территории Эстонии.

Цель настоящей работы — дать наиболее полное, всестороннее представление о текстурах, структурах, вещественном составе и условиях образования ленточных глин республики. В основу настоящей работы легли материалы исследований, проведенных автором в 1961—1965 гг., использованы также литературные и фондовые материалы.

Автор выражает глубокую признательность Н. Л. Дилакторскому, С. С. Баукову, Х. А. Вийдингу, К. К. Орвику, А. В. Раукасу и другим лицам, помогавшим ему ценными советами на разных этапах выполнения настоящей работы.

## ОБЗОР ПРЕДШЕСТВУЮЩИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Ленточные глины на территории Эстонии были известны уже исследователям второй половины прошлого столетия. Однако сведения, опубликованные разными авторами в этот период, а также в начале XX века, носили отрывочный, случайный характер и почти не затрагивали вопросов геологии этих отложений (Schmidt, 1871, 1884; Hausen, 1913a, b). Только в 1924 году, в связи с изучением ленточных глин Финляндии, финский ученый М. Саурамо посетил и Эстонию, чтобы выяснить возможности использования здешних глин для геохронологических построений. Сводка по этой экскурсии (Sauramo, 1925) и является первой работой, специально посвященной геологии ленточных глин Эстонии. Однако на основе этого материала можно было сделать лишь предварительные заключения, которые в настоящее время уже потеряли свое значение.

В годы буржуазной власти ленточным глинам уделялось мало внимания. Вопросы, связанные с геологией этих отложений, рассматривались только в кратких сообщениях (Bekker, 1924; Inari, 1935; Luha, 1931; Orviku, 1933; Rumma, 1923, 1924; Öpik, 1929). Почти не изучались ленточные глины и на месторождениях, эксплуатируемых многочисленными кирпичными заводами, построенными в эти годы. Более систематическое изучение глин как сырья началось в Эстонии только после учреждения Геологического комитета в 1937 году (Luha, 1940). Однако намеченные в области изучения глин работы были прерваны в связи с начавшейся войной.

После второй мировой войны исследование глин несколько оживилось в связи с интенсивным развитием производства строительных материалов. В 1946 году был опубликован сводный обзор по полезным ископаемым республики (Luha, 1946), в котором были обобщены и все данные о составе и свойствах ленточных глин. Кроме того, разными учреждениями, занимавшимися разведкой отдельных месторождений глин в 1947—1962 гг., было составлено большое число рукописных отчетов о результатах изучения строительных глин республики, в том числе и ленточных. Геологическое изучение месторождений глин проводилось в эти годы следующими организациями: Институтом геологии АН ЭССР (1946—1951), Институтом строительного проектирования (1949), «Геолстройтрестом» (1950), Проектным научно-исследовательским институтом при ММ и СХП ЭССР (1952—1957), трестом «Ленгеолнеруд» (1952—1957), «Транспорткарьером» (1953) и Комплексной геологоразведочной экспедицией Управления геологии и охраны недр Эстонской ССР (1959—1961). Во всех этих работах, за исключением выполненных в Институте геологии АН ЭССР под руководством Н. Л. Дилакторского, освещены лишь вопросы, связанные с эксплуатацией месторождения: выяснены запасы, определены основные физико-технологические свойства глин, описаны гидрогеологические и горно-

технические условия эксплуатации месторождения и т. д. В отчетах по этим работам, как правило, никаких данных о минералогии глин не приводится, излагаются лишь результаты гранулометрических и химических анализов, а также лабораторных и полузаводских испытаний глин. Материал отчетов частично использован при составлении сводных обзоров по полезным ископаемым республики (Пальмре, 1960; Voolma, 1961; Пальмре, Воолма, 1963).

Как указывалось выше, более обстоятельные исследования были проведены в это же время под руководством Н. Л. Дилакторского. В его работах содержатся первые сведения о минеральном составе ленточных глин, полученные в результате применения комплекса современных методов исследования. Н. Л. Дилакторский установил, что глинистая составляющая ленточных глин Эстонии представлена в основном гидрослюдистыми алюмосиликатами, сопровождаемыми примесями других минералов. Им дана подробная характеристика поведения глин при нагревании, указаны особенности их химизма, рассмотрена морфология глинистых частиц, а также описаны все основные минералы, встречающиеся в различных фракциях глин. Материал исследований обобщен им в рукописной монографии по глинам Эстонии,* а также в ряде публикаций (Дилакторский, 1953б, 1956, 1963).

Имеющиеся к началу пятидесятых годов данные о распространении и об условиях залегания ленточных глин на территории Эстонии были систематизированы К. Орвику в объяснительной записке к карте четвертичных отложений республики.** Распространение ленточных глин в отдельных районах Эстонии было значительно уточнено и в ходе государственной геологической съемки, выполненной учреждениями Министерства геологии и Госгеолкома СССР в 1947—1966 гг.

В связи с оползневыми явлениями на склонах, сложенных ленточными глинами, а также ввиду большой роли ленточных глин как строительных оснований в ряде городов республики (Таллин, Пярну, Нарва) в последние годы отмечается значительное оживление в изучении инженерно-геологических свойств этих отложений (Олли, Мартин, 1961; Vilo, 1962, 1964, 1965; Daško, Vilo, 1964; Вило, 1965а, б, в и др.). Полученные этими исследователями данные о природной влажности глин, о пластичности, пористости, уплотненности и о других свойствах их представляют интерес и для решения вопросов литологии, в частности для изучения структурных особенностей глин и познания процессов вторичного преобразования исходного глинистого осадка.

Текстурные особенности строения залежей ленточных глин к настоящему времени наименее изучены. Отчетливая сезонная слоистость отложений практически не использовалась и в геохронологических целях, хотя необходимость в таких исследованиях подчеркивалась неоднократно (Орвику, 1956; Orviku, 1961 и др.). Проведение соответствующих работ было затруднено недоступностью для исследования нижних, очень влажных горизонтов глин. Только после того как сотрудником Института геологии АН ЭССР Э. Ряхни было сконструировано специальное буровое приспособление, создались условия для систематического исследования текстурных элементов глин по всему разрезу, что является необходимой предпосылкой при геохронологических реконструкциях. Такие геохронологические работы были начаты Э. Ряхни

---

* Н. Л. Дилакторский. Глины Эстонской ССР, состав и свойства. Таллин, 1960. Рукопись. Фонды НИИ строительства Госстроя ЭССР.

** К. К. Орвику. Объяснительная записка к геологической карте четвертичных отложений Эстонской ССР. Таллин, 1953. Рукопись. Фонды ИГ АН ЭССР.

лишь в 1961 году. Несмотря на то, что эти работы (Ряхни, 1963 и др. *) в геохронологическом отношении пока не увенчались успехом, в ходе их все же был собран богатый фактический материал о строении отдельных разрезов ленточных глин, имеющий важное значение не только для целей относительной геохронологии, но и для выяснения условий седиментации в озерно-ледниковых водоемах.

Как видно из приведенного обзора, вопросы геологии ленточных глин Эстонии в последние годы затрагивались многими исследователями, работающими в различных учреждениях и в разных направлениях. Однако полученный ими весьма разнородный материал до настоящего времени не позволял дать более обоснованное обобщение по литологии ленточных отложений республики. Восполнение этого пробела является основной задачей настоящей работы.

---

* E. Rähni. Jääjärvede geoloogiast Kirde-Eestis ja Peipsi basseini põhjaosas. Tartu, 1961. Рукопись. Фонды ИГ АН ЭССР.

E. Rähni. Jääjärveliste savide (viirsavide) geoloogia Lääne-Eestis. Tallinn, 1965. Рукопись. Фонды ИГ АН ЭССР.

## ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ И УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ ЛЕНТОЧНЫХ ГЛИН

Подавляющее большинство известных в настоящее время месторождений ленточных глин залегает на моренах валдайского оледенения, что указывает на их образование преимущественно во время отступания последнего оледенения. Лишь на ограниченных площадях и в небольших мощностях ленточные глины обнаружены и между разновозрастными моренными горизонтами. Однако и в этих случаях залежи ленточных глин обычно связаны с валдайским оледенением и имеют либо межстадиальный (окрестности Нарвы, возвышенность Отепя), либо межосцилляционный характер (Хаабсааре и др.). Более древние ленточные образования обнаружены лишь в нескольких буровых скважинах, главным образом в южной части республики. Возраст их обычно точно не определен из-за отсутствия надежных стратиграфических критериев. Только на острове Прангли с достаточной уверенностью установлены ленточные отложения днепровского оледенения (Kajak, 1961).

Поскольку изучение структурных и текстурных особенностей более древних глин в скважинах связано со значительными трудностями, то в настоящей работе они не рассматриваются. Приведены лишь некоторые данные о их вещественном составе, что позволяет провести сравнение особенностей минерального состава этих глин с составом их более молодых аналогов и тем самым получить некоторое представление об изменчивости условий формирования ленточных глин во времени. Все другие материалы настоящей работы касаются ленточных глин валдайского оледенения, широко распространенных на территории республики.

Ленточные глины валдайского оледенения представляют собой осадки местных приледниковых озер, существовавших в различных районах Эстонии в разные периоды отступания материкового льда. Таким образом, по времени своего образования залежи рассматриваемых глин метахронные, о чем свидетельствуют и большие различия в абсолютных отметках их залегания. Очевидно, наиболее высокие уровни имели самые первые приледниковые водоемы, появившиеся на крайнем юго-востоке республики. Отдельные горизонты ленточных глин, связанные главным образом с флювиогляциальными или с камовыми отложениями, установлены здесь даже на высоте 145—175 м.* По мере отступания края ледника в северо-западном направлении уровни приледниковых озер постепенно понижались. В пределах возвышенности Отепя залежи ленточных глин известны еще на высоте 110—130 м. На возвышенности Сакала уровень приледниковых озер достигал 59—64 м (Лыо-

---

* H. Räst a. Aruanne Haanja ümbruse kvaternaargeoloogiast. Tallinn, 1953. Рукопись. Фонды ИГ АН ЭССР.

кене, 1959), а на северном склоне возвышенности Пандивере — даже 85 м (Пярна, 1960). Наиболее низко расположенные залежи ленточных глин установлены в прибрежных районах республики, как на севере, так и на западе. Во многих случаях, в частности в области Западно-Эстонского архипелага и в предглинтовой полосе, установлено залегание ленточных глин и ниже уровня современного моря. Несомненно, залежи этих глин образовались в те периоды, когда край отступающего ледника находился уже за пределами территории Эстонии.

Абсолютные отметки залегания ленточных глин, однако, могут сильно отличаться друг от друга и в пределах довольно ограниченных площадей. Так, на возвышенности Отепя рядом можно найти ленточные глины, покрывающие высокие моренные или камовые холмы, и глины, приуроченные к отрицательным формам рельефа, в частности к древним долинам. Даже в сравнительно равнинных условиях Западной Эстонии абсолютные отметки залегания ленточных глин также колеблются в значительных пределах — от нулевой отметки (Пярну, остров Сааремаа) до 50—60 м (Рапла, Вяэтса и др.).

Далеко не равномерно площадное распределение ленточных глин (рис. 1). Реже всего встречаются они на возвышенных участках республики, в частности, и на возвышенностях Пандивере, Отепя, Сакала и Хаанья.

В пределах возвышенности Хаанья установлено лишь несколько небольших местонахождений глин, связанных главным образом с камовыми формами рельефа. Они залегают обычно на песчаных отложениях или переслаиваются с ними. Залежи этих глин имеют вид невыдержанных по простиранию линз, мощность которых редко превышает 1 м. Ленточные глины, связанные с низменными участками рельефа, встречаются в районе возвышенности Хаанья очень редко.

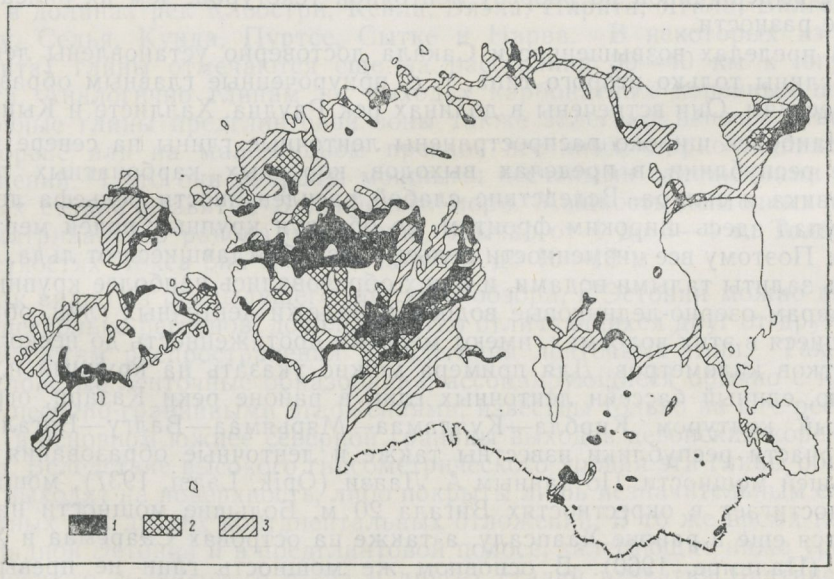



Рис. 1. Распределение ленточных глин на территории Эстонии.
*1* — районы, где ленточные глины залегают на поверхности или под маломощным слоем (меньше 2 м) более молодых отложений; *2* — районы, где ленточные глины залегают под мощным слоем (больше 2 м) более молодых отложений; *3* — районы вероятного распространения ленточных глин.

На возвышенности Отепя озерно-ледниковые глины по сравнению с Хаанья имеют более широкое распространение. Местами они представлены 2—4-метровым покровом на крупных холмах и куполах, например в окрестностях города Отепя. Однако собственно ленточные аналоги озерно-ледниковых глин и здесь сравнительно редки. При этом выявляется интересная закономерность: на крупных холмах обычно залегают неслоистые озерно-ледниковые глины, в то время как на более низких и мелких формах чаще встречаются глины с ленточной текстурой. Объясняется это, очевидно, образованием здешних глин преимущественно во внутриледниковых озерных водоемах, возникших при таянии крупных массивов мертвого льда. Наиболее низкие участки местности, очевидно, были здесь еще покрыты льдом, в то время как на возвышениях рельефа местами возникали озерно-ледниковые водоемы. Более глубоководными участками этих озер, несомненно, являлись низкие формы рельефа в пределах которых и существовали условия, благоприятствующие образованию четкой сезонной слоистости глин. В этом районе глины залегают либо на песчано-гравийных водно-ледниковых отложениях, либо непосредственно на морене. Мощность глин в отдельных случаях достигает 5 м и более (Отепя).

Сравнительно часто встречаются на возвышенности Отепя также глины межстадиального и межосцилляционного характера. В случае, если верхний моренный горизонт над этими глинами снесен, они практически неотличимы от надморенных глин. Не исключено поэтому, что некоторые рассмотренные глины этого района могут оказаться в дальнейшем межстадиальными или межосцилляторными образованиями.

Кроме описанных разностей глин, во многих древних долинах возвышенности Отепя и ее обрамления встречаются ленточные глины, образовавшиеся в более глубоководных и спокойных условиях. Они известны в долинах рек Ахья, Выханду, Камбья, Вяйке-Эмайыги, Педели, Суур-Эмайыги и др. Эти глины обладают, как правило, более совершенной и более выдержанной по разрезу ленточной текстурой, чем их описанные выше разности.

В пределах возвышенности Сакала достоверно установлены ленточные глины только второго типа, т. е. приуроченные главным образом к депрессиям. Они встречены в долинах рек Раудна, Халлисте и Кыпу.

Наиболее широко распространены ленточные глины на севере и западе республики, в пределах выходов коренных карбонатных пород ордовика и силура. Вследствие слабой расчлененности рельефа ледник отступал здесь широким фронтом, не образуя крупных полей мертвого льда. Поэтому все низменности рельефа, освобождавшиеся от льда, были здесь залиты талыми водами, и в них образовались наиболее крупные по размерам озерно-ледниковые водоемы. Залежи ленточных глин, образовавшиеся в этих водоемах, имеют местами протяженность до нескольких десятков километров. Для примера можно указать на крупный и, очевидно, единый бассейн ленточных глин в районе реки Казари, ограниченный контуром Кирбла—Кулламаа—Мярьямаа—Валгу—Вигала. В этой части республики известны также и ленточные образования наибольшей мощности. По данным А. Лаази (Öpik, Laasi, 1937), мощность их достигает в окрестностях Вигала 20 м. Большие мощности наблюдаются еще в районе Хаапсалу, а также на островах Сааремаа и Хийумаа (Пальмре, 1960). В основном же мощность глин не превышает 8—10 м.

Ленточные глины Западной Эстонии залегают обычно либо непосредственно на серой морене валдайского оледенения, либо на маломощном прослое (0,5—1,5 м) алевритовых, более мелководных озерно-ледниково-

вых отложений. В нескольких местах отмечено залегание ленточных глин и непосредственно на коренных породах.

Аналогичные залежи ленточных глин, но более ограниченного распространения, известны и в северо-восточной части республики, к востоку от возвышенности Пандивере. В пределах самой возвышенности — внутри контура Тапа—Раквере—Авинурме—Йыгева—Пайде — ленточные глины не обнаружены. Очевидно, на всех этапах отступания ледника в этом районе отсутствовали глубоководные озерно-ледниковые бассейны, в которых могли бы образоваться глинистые отложения с отчетливо выраженной ленточной текстурой.

Следует отметить, что некоторые авторы (Пальмре, 1960 и др.) указывают на сравнительно широкое распространение ленточных глин в пределах бассейнов крупных озер Выртсъярв и Пейпси. Однако это требует уточнения, так как в настоящее время нет достаточно полных данных о подводных участках этих водоемов. На основании имеющегося материала можно сказать, что в береговых зонах этих озер ленточные глины встречаются на ограниченных участках. В большей части они приурочены к северным приозерным равнинам и даже здесь связаны с низменностями, прилегающими к бассейнам рек. Например, у озера Выртсъярв ленточные глины известны только в верховьях реки Суур-Эмайыги и в долинах рек Педья и Лаэва. Севернее озера Пейпси озерно-ледниковые глины приурочены к речным долинам Пунгерья, Алайыэ и Нарва. На других берегах названных водоемов местонахождения ленточных глин почти не известны.

Значительно распространены ленточные глины севернее крупного природного уступа — глинта. В области предглинтовой полосы ленточные глины обнаружены на многих участках, начиная с реки Вяэна на западе и кончая Нарвой на востоке. В виде узких «языков» залежи их прослеживаются и в южном направлении, главным образом по долинам рек Северной Эстонии. Так, местонахождения ленточных глин установлены в долинах рек Клоостри, Кейла, Вяэна, Пирита, Ягала, Валгейыэ, Лообу, Селья, Кунда, Пуртсе, Сытке и Нарва. В некоторых из них (Пирита) глины отмечаются еще на расстоянии 30—40 км к югу от глинта. Аналогично глинам на выходах карбонатных коренных пород ленточные глины предглинтовой зоны также залегают непосредственно на морене или на маломощном прослое песчаных озерно-ледниковых отложений. Часто они покрыты мощными песчаными отложениями различных стадий развития Балтийского моря. Мощность ленточных глин рассматриваемого района небольшая, обычно от 1 до 3—4 м. Только в окрестностях Локса она местами доходит до 10—12 м.

Как видно из предыдущего краткого обзора, в Эстонии можно выделить несколько регионов, довольно четко отличающихся друг от друга по особенностям распространения и залегания ленточных глин. Так, неясно-слоистые ленточные образования, ассоциирующиеся обычно с камовыми песчано-гравийными отложениями, известны только на юге республики, в основном южнее северной границы выходов девонских коренных пород. Вследствие высокого гипсометрического уровня эти глины обычно либо выходят на поверхность, либо покрыты лишь незначительным слоем болотных или других континентальных отложений. В то же время глины в Западной Эстонии и в предглинтовой полосе, залегающие ниже уровня Балтийского ледникового озера и других стадий развития Балтийского бассейна, как правило, покрыты песчаными отложениями значительной мощности. Выходы их приурочены только к современным эрозионным срезам в бассейнах рек, а также к прибрежным абразионным равнинам.

В указанных регионах значительно варьируются и некоторые другие

свойства глин, связанные с условиями их залегания. Глины на западе республики, например, в значительной части разреза обычно насыщены водой (60—90%) и характеризуются сравнительно слабой уплотненностью. В то же время глины, залегающие на хорошо дренируемых участках Южной Эстонии, содержат всего лишь 20—40% воды. Естественно, что такие, регионально выраженные изменения природной влажности ленточных глин в значительной степени отражаются на инженерно-геологических свойствах глин, а также на горнотехнических условиях эксплуатации месторождений, что необходимо учитывать при решении ряда проблем прикладного характера. С переходом из одного региона в другой заметно изменяются также некоторые текстурные и структурные особенности ленточных глин, например характер слоистости, гранулометрический состав и т. д. Региональные изменения этих свойств в значительной степени обусловлены характером коренного, доледникового рельефа. Именно рельефом местности определялись контуры озерно-ледниковых водоемов, которые в свою очередь определяли гидродинамические условия седиментации в бассейне. Последние оказали непосредственное влияние на образование отдельных типов текстур, а также на накопление осадков соответствующего гранулометрического состава.

Приуроченность отдельных типов ленточных глин к определенным участкам территории республики имеет существенное значение и при изучении процессов формирования их вещественного состава. Вполне понятно, что от местоположения данного района в значительной степени зависит и питание водоемов рассматриваемого региона. Так, большая роль в образовании глин предглинтовой зоны несомненно принадлежала местным кембрийским породам, в частности так называемым «синим глинам» лонтоваской и пиритаской свит. Материал разрушения карбонатных пород ордовика и силура, а также терригенных пород девона в составе этих глин практически не участвует. В то же время он играет важную роль в глинах более южных районов республики.

Исходя из приведенных выше рассуждений, представляется целесообразным выделить среди ленточных отложений валдайского оледенения следующие основные группы глин:

1. Глины предглинтовой зоны.
2. Глины на карбонатном плато западнее возвышенности Пандивере.
3. Глины на карбонатном плато восточнее возвышенности Пандивере.
4. Глины в древних долинах Южной Эстонии.
5. Глины вне древних долин Южной Эстонии.

Такое подразделение залежей ленточных глин взято за основу при рассмотрении структурных, текстурных и минералогических особенностей эстонских ленточных глин. Как показывает материал следующих глав работы, эта классификация ленточных глин довольно обоснована, и ее можно рекомендовать для дальнейшего использования.

К сожалению, в настоящее время не имеется достаточно полных данных, которые позволили бы привязать отдельные залежи ленточных глин к определенным стадиям отступания материкового льда. Даже в сравнительно несложных геологических условиях Западной Эстонии взаимоотношения между ленточными глинами и отдельными поясами краевых образований до сих пор еще окончательно не выяснены. Это значительно затрудняет применение полученных нами данных для изучения ленточных глин в целях палеогеографических реконструкций, а также в известной степени препятствует выяснению условий формирования самих ленточных глин.

## ТЕКСТУРЫ ГЛИН

### 1. СЕЗОННАЯ СЛОИСТОСТЬ

Основной текстурный элемент ленточных глин — сезонная слоистость, выраженная ритмичным чередованием слоев разного гранулометрического состава и строения. Каждый ритм — годичная лента — состоит из двух более или менее разграниченных сезонных слоев: из зимнего, более глинистого, и из летнего, более грубозернистого. Образование таких ритмов вызвано круглогодичным циклом таяния питающего ледяного массива, а повторяемость их в разрезе — сходными условиями привноса материала в длительные периоды времени, практически в течение всего существования озерно-ледникового водоема.

Несмотря на одинаковое в основном строение годичных лент рассматриваемых отложений, характер их сезонной слоистости все же изменяется в широких пределах. Прежде всего это относится к мощностям годичных ритмов и отдельных сезонных слоев, а также к их внутреннему строению и гранулометрическому составу.

Мощности годичных лент в ленточных глинах Эстонии колеблются от нескольких миллиметров до нескольких десятков сантиметров и в отдельных частях разреза могут отличаться друг от друга более чем в 100 раз. Несмотря на такие широкие пределы колебания, все же обнаруживается довольно выдержанная закономерность изменения мощности годичных лент по разрезу.

Как известно, мощность слоя ленточной глины, образовавшегося в течение годового цикла седиментации в бассейне, зависит главным образом от двух факторов: от удаленности края ледника и от общей интенсивности таяния материкового льда (Sauramo, 1918 и др.). Поскольку существование озерно-ледниковых водоемов в большинстве случаев связано с периодами отступания ледника, то чаще всего наблюдается постепенное уменьшение мощностей годичных лент вверх по разрезу (рис. 2, 3). Отклонение от этой закономерности выражается в наличии единичных лент с резко различающейся мощностью (Каансоо, Путки) или серии лент с несколько повышенными мощностями по сравнению с нижележащими слоями разреза (Хаапсалу, Кирбла, Тудулинна). Образование таких слоев связано, очевидно, с кратковременным усилением привноса материала в бассейн седиментации в результате активизации процессов таяния ледника или некоторого изменения гидродинамического режима бассейна.

Однако более выдержанные по времени периоды усиления глинонакопления в разрезах ленточных глин Эстонии наблюдаются очень редко. Это говорит о том, что колебания мощностей лент едва ли обусловлены колебательными подвижками края материкового льда. Об этом свидетельствует и повсеместное отсутствие в разрезах глин слоев морены, которые бы покрывали ленточные отложения или переслаивались с ними.

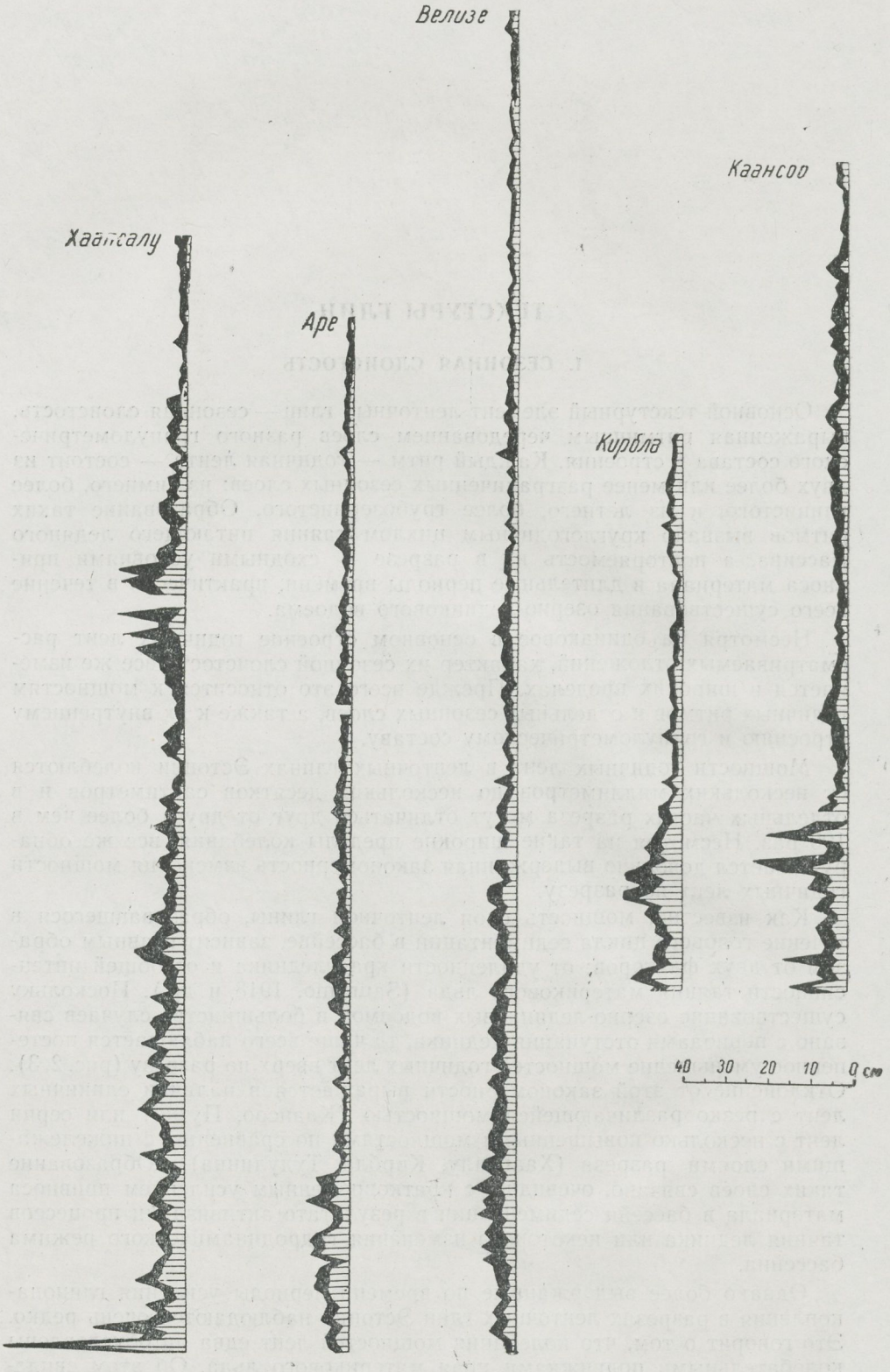



Рис. 2. Изменение мощностей лент и сезонных слоев в некоторых разрезах Западной Эстонии.

Светлое — летние, темное — зимние слои. Диаграммы составлены Э. Ряхни.

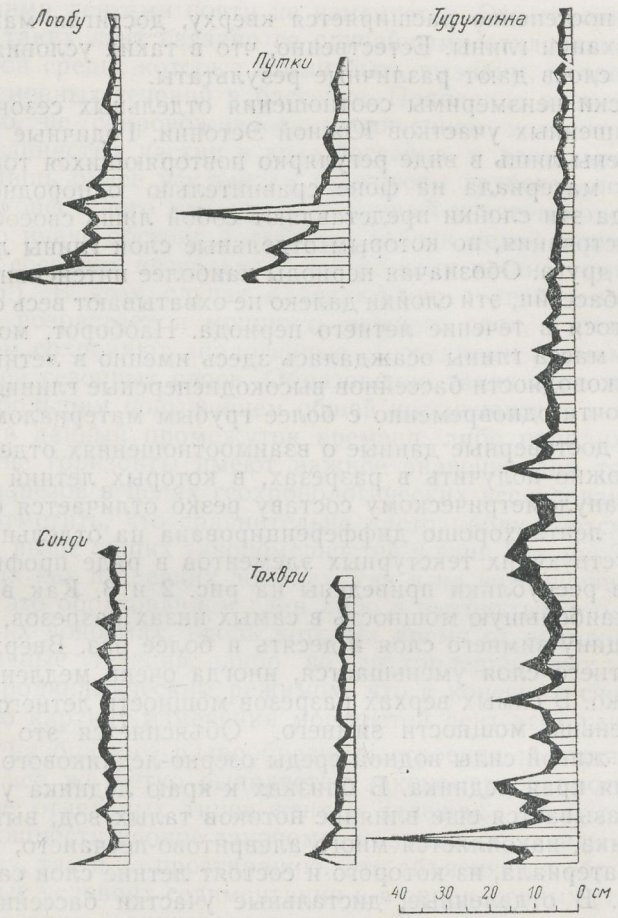



Рис. 3. Изменение мощностей лент и сезонных слоев в некоторых разрезах предглинтовой зоны (Лообу), северо-восточной (Путки и Тудулинна) и южной (Синди, Тохври) частей Эстонии.

Светлое — летние, темное — зимние слои.

Судя по изложенному, процесс отступания ледника последнего оледенения на территории Эстонии носил, по-видимому, преимущественно необратимый характер, т. е. край ледника постепенно отодвигался в северном или в северо-западном направлении, при этом без существенных наступлений.

Взаимоотношения между отдельными сезонными слоями годичного ритма характеризуются также значительным разнообразием, но изучение их не всегда является легкой задачей. Результаты измерений мощностей отдельных слоев сильно зависят от влажности глин и от степени дифференциации материала на сезонные слои. Затруднения возникают, например, при изучении глин западных районов республики, в которых часто наблюдаются очень постепенные переходы летнего слоя в зимний. В случае высокой естественной влажности ленточная текстура в них вообще не выявляется. Только после того, как глина начнет подсыхать, в нижней части ритма появляется светлая полоска, соответствующая наиболее грубодисперсной части летнего слоя. При дальнейшем высыхании

эта полоска постепенно расширяется кверху, достигая максимума при полном высыхании глины. Естественно, что в таких условиях повторные замеры этих слоев дают различные результаты.

Практически неизмеримы соотношения отдельных сезонных слоев и у глин возвышенных участков Южной Эстонии. Годичные ритмы в них часто выражены лишь в виде регулярно повторяющихся тонких слойков алевритового материала на фоне сравнительно однородной и тощей глины. Иногда эти слойки представляют собой лишь своеобразные плоскости напластования, по которым отдельные слои глины легко отделяются друг от друга. Обозначая периоды наиболее интенсивного привноса материала в бассейн, эти слойки далеко не охватывают весь столб осадка, образовавшегося в течение летнего периода. Наоборот, можно думать, что основная масса глины осаждалась здесь именно в летний сезон, так как из-за мелководности бассейнов высокодисперсные глинистые частицы отлагались почти одновременно с более грубым материалом.

Наиболее достоверные данные о взаимоотношениях отдельных сезонных слоев можно получить в разрезах, в которых летний слой осадка по своему гранулометрическому составу резко отличается от зимнего и вся годичная лента хорошо дифференцирована на отдельные слои. Замеры соответствующих текстурных элементов в ряде профилей различных регионов республики приведены на рис. 2 и 3. Как видно, летние слои имеют наибольшую мощность в самых низах разрезов, где они превышают толщину зимнего слоя в десять и более раз. Вверх по разрезу мощность летнего слоя уменьшается, иногда очень медленно, но часто довольно резко. В самых верхах разрезов мощность летнего слоя может быть уже меньше мощности зимнего. Объясняется это постепенным уменьшением живой силы водной среды озерно-ледникового бассейна по мере удаления края ледника. В близких к краю ледника участках бассейна, где сказывается еще влияние потоков талых вод, вытекающих из трещин ледника, накопляется много алевритово-песчаного, иногда даже гравийного материала, из которого и состоят летние слои самых нижних лент разреза. В отдаленные, дистальные участки бассейна, наоборот, грубого материала переносится мало. Поступающий сюда мелкоалевритовый и крупнопелитовый материал вместе с медленно осаждающимися глинистыми частицами образует здесь летний слой уже значительно меньшей мощности.

Мощность глинистого зимнего слоя также постепенно уменьшается вверх по разрезу, но обычно настолько медленно, что это почти незаметно. В некоторых разрезах на отдельных отрезках профиля мощность зимних слоев даже несколько повышена по сравнению с подстилающими слоями. В результате всего этого относительная роль зимнего слоя значительно возрастает вверх по разрезу. Так, в профиле Тудулинна толщина зимнего слоя уменьшается снизу вверх только в 2—3 раза, в то время как мощность летнего слоя в этом же интервале разреза сокращается примерно в 10—20 раз. Аналогичные изменения наблюдаются и во многих других местонахождениях, расположенных в разных районах республики.

В свете приведенных закономерностей изменения относительных мощностей отдельных сезонных слоев по разрезу значительный интерес представляют эти соотношения в отрезках профиля, показывающих некоторое отклонение от общей тенденции уменьшения мощности годичной ленты вверх по разрезу. Надо сказать, что отдельные резкие отклонения мощностей годичных лент, например в профилях Каансоо (рис. 2), Путки (рис. 3) и др., вызваны лишь резким увеличением толщины одного летнего слоя. Мощность глинистого зимнего слоя в этом случае по сравне-

нию с соседними лентами почти не изменяется. Это говорит о том, что образование таких лент связано со случайными отклонениями в живой энергии водной среды, которые могли быть вызваны, например, возникновением временных течений в бассейне. Появление временных водотоков, очевидно, не сопровождалось увеличением концентрации тонкодисперсных глинистых частиц в воде бассейна, и деятельность их ограничивалась лишь более усиленным привносом грубозернистого алевритового и мелкопесчаного материала в данный участок водоема.

Несколько иначе обстоит дело при наличии целой серии лент, отличающихся от соседних несколько повышенными мощностями (Хаапсалу, Кирбла и др.). В этом случае одновременно с увеличением толщины летнего слоя возрастает и мощность зимнего слоя, в результате чего ленты в целом сохраняют аналогичные с соседними ритмами соотношения мощностей сезонных слоев. Образование таких лент можно объяснить либо небольшим повышением общей интенсивности таяния материкового льда в данный промежуток времени, либо приближением края ледника. Такие горизонты имеют важное значение для точной увязки отдельных разрезов в целях геохронологических исследований.

Следует отметить, что сравнительно часто наблюдаются отклонения от описанных выше общих закономерностей у глин Южной Эстонии, распространенных как в древних долинах, так и на возвышенных участках. Объясняется это образованием глин либо в вытянутых в одном направлении глубоких водоемах, вдоль которых время от времени могли возникать различные течения, либо во внутриледниковых водоемах со сложным гидродинамическим режимом, что в конечном счете и обусловило сложную картину изменения мощностей лент этих глин.

Несмотря на большее разнообразие в строении и мощностях годичных ритмов, все же четко выявляется закономерное пространственное распределение отдельных типов лент в залежах. Ленты одинакового строения и мощности вполне закономерно замещают ленты другого типа как по разрезу, так и по простиранию. Это объясняется образованием их в определенных условиях седиментации и в определенных стадиях развития данного озерно-ледникового водоема. В ленточных глинах Эстонии можно выделить три группы годичных лент, которые отлагались в различных фациальных зонах озерно-ледниковых бассейнов: 1) ленты, образовавшиеся в проксимальной зоне бассейна, недалеко от края ледника; 2) ленты, образовавшиеся в центральных участках бассейна; 3) ленты, образовавшиеся в дистальной зоне бассейна, на значительном расстоянии от края ледника.

**Ленты проксимальной зоны бассейна** находятся, как правило, в нижних частях залежей и включают обычно 10—15 самых нижних лент разреза общей мощностью 0,5—2,0 м. Для этих лент характерны большая мощность годичного ритма, значительные колебания мощностей соседних лент, резкое преобладание летнего слоя над зимним (обычно в 5—10 раз) и относительная грубозернистость материала летних слоев (табл. III, *1*, *2*). Встречаются две разновидности этих лент, резко различные по своему строению.

Ленты первого типа залегают непосредственно на морене. Контакт с последней обычно ясен и лишь в редких случаях уже в верхней части морены наблюдаются отдельные неясно оконтуренные глинистые прослои, напоминающие зимние сезонные слои глины. Годичный ритм в этих лентах начинается летним слоем, который в нижней части обычно сложен весьма однородным алевритовым и крупнопелитовым материалом (рис. 4, *1*; табл. III, *2*). Нередко в нем появляются отдельные мелкие слойки несколько иного гранулометрического состава или даже обнару-

живается более или менее ритмичное чередование их. Верхняя часть летнего слоя, довольно резко контактирующая с нижней, сложена неоднородным, сравнительно грубозернистым и несортированным материалом (рис. 4, *1*; табл. III, *2*). Материал здесь как по составу, так и по степени отсортированности очень близок к мелкозему моренных отложений (Пиррус, 1965б). Образование этой части летнего слоя обусловлено, вероятно, периодическим усилением эоловой деятельности в осенние периоды года, в результате чего в близкие к леднику участки бассейна ветрами было принесено много слабо отсортированного материала. В более дистальных участках бассейна деятельность осенних штормов отражалась лишь в усилении действия волн, о чем свидетельствуют частые знаки ряби.

Непосредственно над слоем из несортированного материала залегает зимний слой годичной ленты без видимой внутренней слоистости, состоящий преимущественно из частиц меньше 0,005 мм.

Соотношения мощностей упомянутых частей летнего слоя годичной

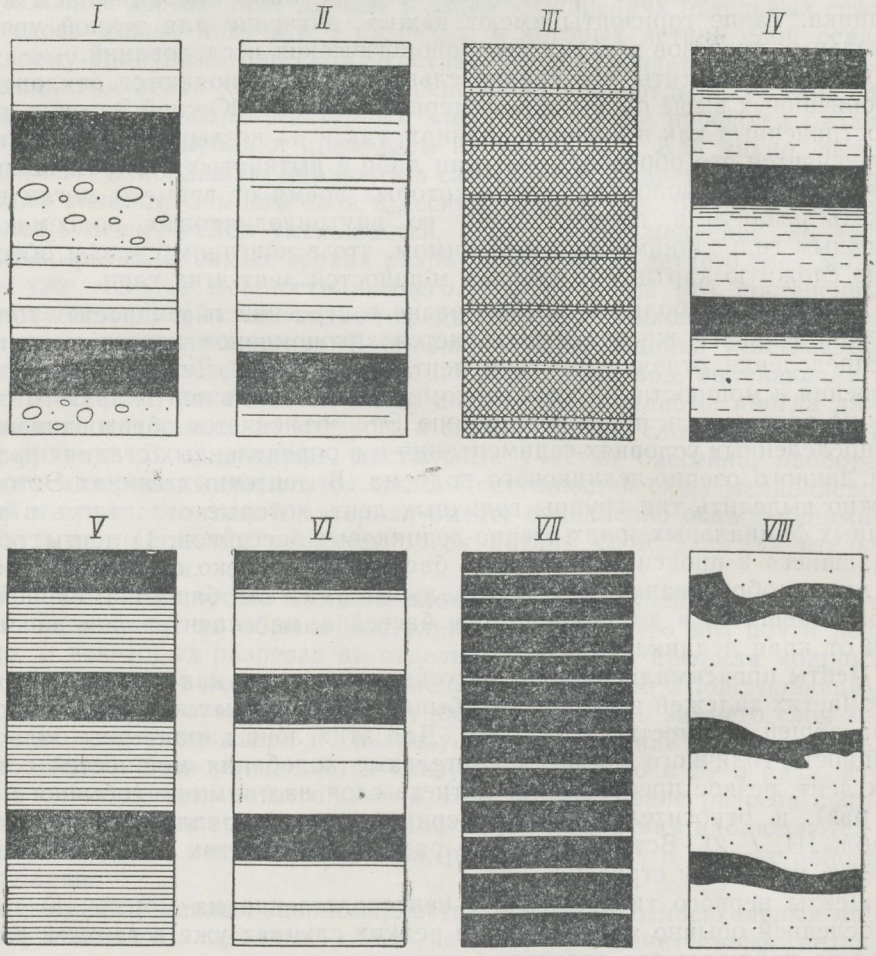



Рис. 4. Основные типы годичных лент.

I — ленты проксимальной зоны бассейна со слоем несортированного материала; II — то же, с алевритистым летним слоем; III — ленты, образовавшиеся в мелководных участках бассейна; IV — ленты центральных участков бассейна с постепенным переходом между сезонными слоями; V — то же, с тонкой слойчатостью в летнем слое; VI — то же, без отчетливой слойчатости в летнем слое; VII — ленты дистальной зоны; VIII — то же, с грубозернистым составом летнего слоя. Уменьш. 2 ×.

ленты этого типа могут быть довольно разнообразными. В большинстве случаев мощность верхнего слоя из несортированного материала не превышает толщину нижней части летнего слоя, составляя обычно $^1/_3$—$^1/_5$ последнего. Его мощность довольно быстро сокращается вверх по разрезу, и он исчезает полностью при переходе к лентам центральных участков водоема.

Ленты второго типа, как правило, залегают не на морене, а на маломощном промежуточном слое, сложенном тонкослоистым, хорошо отсортированным алевритовым материалом. Летние слои этих лент имеют обычно большую мощность, достигающую иногда 20—30 см и более (рис. 4, II). Они состоят главным образом из алевритовых частиц, но иногда содержат в значительном количестве песчаный и глинистый материал. Летний слой обладает большей частью тонкой параллельной, иногда косой слойчатостью, обусловленной чередованием мелкозернистых прослоек с более грубозернистыми. В направлении вышележащих лент мощность летнего слоя постепенно уменьшается, а дисперсность слагающего его материала постепенно повышается. Зимний слой, мощностью 1—2 см, залегает с ясным контактом на алевритовом летнем слое. Мощность летнего слоя в 10 и более раз превышает мощность зимнего. По суммарному гранулометрическому составу ленты этого типа уже не относятся к глинам, а являются скорее алевритами. По условиям формирования они, видимо, значительно отличаются от лент первого типа. Последние отлагались, по всей вероятности, в тех приледниковых частях водоемов, где на осадконакопление не оказывали прямого влияния потоки талых вод, вытекающие из трещин ледника. Ленты второго типа, наоборот, формировались в близких к каналам притока талых вод участках бассейна. Об этом свидетельствует и наличие подстилающего слоя из алевритово-песчаного материала, являющегося, очевидно, отложением флювиогляциальной дельтовой зоны. Большая живая энергия водной среды способствовала образованию в этом участке бассейна хорошо отсортированного летнего слоя значительной мощности. Так как здесь бассейн был отделен от края ледника небольшой зоной приледниковой дельты, то благоприятных условий для образования слоя из неотсортированного материала эолового происхождения не существовало, как это было характерно при образовании лент предыдущего типа.

Ясно уловимой закономерности в территориальном распространении обоих описанных типов лент все же не наблюдается, несмотря на то, что обе разности лент строго исключают друг друга в одном и том же разрезе. Ленты как первого, так и второго типа обнаружены во всех районах республики. Более широко распространена вторая разновидность лент, залегающая на прослое более грубозернистых озерно-ледниковых отложений. Проксимальные ленты первого типа образовались главным образом в тех районах, где ледник не имел большого числа трещин и отступал равномерно, широким фронтом. Такие условия существовали преимущественно в Западной Эстонии, в частности внутри контура Кулламаа—Мярьямаа—Велизе—Вигала—Тууди, где ленты первого типа встречаются очень часто.

Необходимо отметить, что неровности моренной подошвы почти не влияют на характер лент проксимальной фации. Даже значительные колебания относительных отметок погребенного моренного рельефа, например в районе Велизе—Валгу, не вызывали никаких принципиальных изменений в строении и составе описанных лент. Это явно говорит о том, что даже в образовании самых нижних лент разреза материал подошвы практически не участвовал и глинонакопление происходило только за счет материала, поступающего из зоны таяния ледника. Седиментация

материала на неровной подошве отличается лишь тем, что на возвышенных участках ее образуются ленты несколько меньшей мощности, чем в понижениях между ними. В результате этого вблизи положительных форм подошвы появляются своеобразные складки облекания, обусловливающие быструю компенсацию неровностей подстилающего рельефа и сглаживание дна водоема перед следующей стадией осадконакопления.

В заключение укажем, что иногда ленточные глины залегают непосредственно на морене, без наличия описанных выше лент типично проксимальной фации. Отсутствие последних в этих профилях объясняется образованием приледниковых водоемов не сразу после исчезновения ледяного покрова, а несколько позднее. В течение этого промежутка времени край отступающего ледника продвинулся уже в более северные районы, и поэтому в накоплении материала не отразились процессы, происходившие в непосредственной близости от края ледника. Все же такие разрезы ленточных глин встречаются довольно редко. Это свидетельствует о том, что в большинстве случаев низменные участки и углубления рельефа заполнялись водой и превращались в приледниковые озера обычно сразу после освобождения данного участка ото льда.

**Ленты центральных участков бассейна** слагают ту часть разреза, где уже не наблюдается резких колебаний в мощностях отдельных годичных лент. Толщина их обычно не более 1—5 см. Летний сезонный слой этих лент, как правило, преобладает над зимним, причем их соотношение постепенно уменьшается вверх по разрезу. Соотношение 1 : 1 взято нами условно за предел, отделяющий эти ленты от слоев дистальной фациальной зоны, образовавшихся уже в более удаленных от ледника участках бассейна. Ленты рассматриваемой фациальной зоны составляют обычно основную часть всех разрезов ленточных глин. Часто разрез ими и заканчивается, так как ленты более дистальных фаций в профилях вообще отсутствуют или снесены в ходе последующих геологических событий.

Летние слои этой фациальной зоны обычно не содержат грубозернистого материала, а состоят главным образом из мелкоалевритовых и крупнопелитовых частиц. Обломочный материал этих слоев распределен более или менее равномерно или дифференцирован на мелкие слойки внутри летнего слоя. В ряде мест наблюдается постепенное уменьшение среднего размера частиц в направлении верхней части летнего слоя, в других местах изменения в гранулометрическом составе слоя выявляются более сложно (Пиррус, 1965б). Разнообразен и характер контакта с вышележащим зимним слоем. В одних случаях он резкий, в других — переходный. Зимний слой обычно лишен видимой слоистости. Сложен он преимущественно глинистыми частицами, дисперсность которых постепенно повышается кверху. Завершается зимний слой мельчайшей, едва заметной (0,01—0,05 мм) пленкой черного цвета, на которой с резким контактом залегает материал летнего слоя следующего цикла седиментации.

Среди годичных лент центральных участков водоема можно также выделить несколько типов, отличающихся друг от друга степенью дифференциации материала на отдельные сезонные слои.

Как известно, дифференциация обломочного материала по слоям годичной ленты зависит главным образом от двух факторов: от глубины бассейна седиментации и от степени дисперсности материала, принесенного в данный участок бассейна в течение периода интенсивного таяния ледника. В мелководных условиях материал различной зернистости осаждается на дно бассейна почти одновременно, не успевая дифференцироваться при прохождении короткого пути вертикального осаждения.

Механическая дифференциация материала по скоростям осаждения затруднена здесь и из-за волнения, влияние которого в мелководных условиях может достигать дна бассейна. Поэтому в приледниковых водоемах небольшой глубины образуются озерно-ледниковые глины, не обладающие какой-либо видимой слоистостью. При углублении бассейна условия осадконакопления изменяются. Наиболее грубозернистый материал быстро оседает на дно бассейна, образуя тонкий, иногда едва заметный слой. Остальной, более мелкозернистый материал не успевает и здесь в заметной мере дифференцироваться и оседает практически единой массой на слой более грубозернистого материала. В результате этого в осадке возникает уже годичная ритмичность в виде периодически появляющихся тонких прослоев из менее дисперсного материала. Слабо отсортированную глину между этими слоями можно лишь весьма условно называть «зимним слоем», так как по существу она мало отличается от типичной неслоистой озерно-ледниковой глины.

Для образования глин с отчетливой ленточной текстурой требуется значительная глубина бассейна, по данным С. Я. Яковлева (1954), свыше 20 м. К. Марков (1927) считает важной предпосылкой для образования четкой ленточности в приледниковых озерах с большой глубиной стратификацию воды в них по температуре и плотности на два самостоятельных горизонта: на верхний с температурой, близкой к 0° С, и на нижний с температурой около +4° С. Слабое перемешивание вод между этими горизонтами обеспечивает перенос ледниковой мути на большие расстояния и замедляет темпы вертикального осаждения частиц, способствуя тем самым более полной дифференциации материала на отдельные сезонные слои.

Отчетливость ленточной текстуры во многом обусловлена гранулометрическим составом принесенного в бассейн материала. При наличии в его составе больших количеств песчано-алевритовых и крупнопелитовых частиц последние быстро оседают на дно бассейна, отделяясь от остальной тонкодисперсной взвеси глинистых частиц. Новые и новые порции материала также легко отсортировываются по скоростям осаждения, и в течение всего летнего сезона на дно бассейна оседает сравнительно грубозернистый материал. Зимой привнос этого материала прекращается и начинается период осаждения тонкодисперсных глинистых частиц. В результате этого образуется довольно резкий контакт между отдельными сезонными слоями годичного ритма. Если в данном участке бассейна отлагается, притом очень медленно, лишь сравнительно однородный тонкозернистый материал, то вся порция принесенного летом материала дифференцируется по скоростям падения по всей глубине бассейна. При постепенном осаждении этого столба суспензии образуются ленты с нечеткими, переходными контактами между отдельными сезонными слоями.

Учитывая эти закономерности осаждения материала в центральных частях водоемов, представляется целесообразным выделить среди образовавшихся здесь лент следующие разновидности.

1. Ленты мелководных участков бассейна со слабой дифференциацией материала на сезонные слои. Для этих лент, как было указано выше, характерна неотчетливая ленточная текстура. Она выявляется только в наличии тонких, регулярно повторяющихся прослоев в слабосортированной массе глины (рис. 4, III). Иногда эти более грубозернистые «летние» слои выражены лишь в виде своеобразных плоскостей напластования, появляющихся только при высыхании или при размыве глин текучими водами (табл. II, *2*). Хотя эта разновидность лент является переходной между собственно ленточными глинами и неслоистыми

озерно-ледниковыми разностями их, в разрезах ленточных глин республики они встречаются крайне редко. Наиболее широко распространяются эти ленты в глинах возвышенных участков Южной Эстонии, отлагавшихся во внутриледниковых водоемах небольшой глубины.

2. Ленты с постепенным переходом между сезонными слоями. Ленты этого типа сложены очень дисперсным материалом и поэтому ленточная текстура в них при высокой естественной влажности может не выявляться. При высыхании глины сперва появляется светлая полоска в нижней части ритма, которая по мере дальнейшего высыхания постепенно расширяется кверху (рис. 4, IV; табл. III, *4*). Иногда в пределах годичной ленты появляются отдельные тонкие прослои, сложенные более светлым и, очевидно, менее дисперсным материалом. Однако, как уже указывалось нами (Пиррус, 1965б), общая дисперсность материала в пределах этих лент все же постепенно увеличивается к верхней части ее.

Ленты данного типа наиболее часто встречаются в глинах западных районов республики — в западных частях бассейнов рек Пярну и Казари, в окрестностях Хаапсалу, а также на островах Сааремаа и Хийумаа. В разрезе они залегают обычно на лентах с более грубым составом и с более отчетливой дифференциацией материала на сезонные слои, т. е. на лентах следующих типов. Такое залегание рассматриваемых лент говорит о том, что они образовались в сравнительно далеких от ледника участках водоема. В то же время большая мощность годичных лент (2—4 см), наоборот, свидетельствует о довольно интенсивном привносе материала, что не характерно для дистальных участков бассейна. Региональная приуроченность этих лент к глинам Западной Эстонии говорит о том, что благоприятные условия для образования лент рассматриваемого типа существовали преимущественно в центральных зонах крупных водоемов.

3. Ленты, хорошо дифференцированные на отдельные сезонные слои, с характерной тонкой слойчатостью в летнем слое (рис. 4, V). Летние слои этих лент характеризуются более грубым гранулометрическим составом, чем слои лент предыдущего типа. Средний размер частиц ленты при этом не уменьшается строго в верхнем направлении, а испытывает более сложные изменения. Благодаря наличию тонких слойков в летнем слое глины граница между обоими сезонными слоями выявляется достаточно четко (табл. III, *3*).

Как показали специальные исследования (Schwarzbach, 1940; Пиррус, 1965б), ленточные глины с отчетливой суточной ритмикой образуются в сравнительно недалеких от ледника участках бассейна, куда обломочный материал еще поступает с одного более или менее постоянного направления. Такие условия существовали, очевидно, в большинстве крупных бассейнов непосредственно за зоной образования лент проксимальной фации. Поэтому глины с ленточностью рассматриваемого типа могут встречаться по всей территории республики почти во всех разрезах, где они обычно залегают непосредственно на лентах проксимальной фации. Вверх по разрезу эти ленты могут постепенно переходить либо в ленты других групп, либо в ленты дистальной зоны водоема. Иногда на глинах с описанной текстурой могут залегать и неслоистые разности глин. При переходе к лентам дистальной фации мощность годичной ленты постепенно уменьшается и ритмичное чередование в ней тонких суточных лент заменяется прерывистым вертикальным распределением последних вплоть до полного исчезновения.

4. Ленты, хорошо дифференцированные на отдельные сезонные слои, без отчетливой слойчатости в летнем слое (рис. 4, VI; табл. I, *2*). Эти ленты по своему характеру весьма близки к лентам предыдущего типа.

Отличительной чертой их является отсутствие видимой слойчатости в летнем слое ленты и закономерное уменьшение гранулометрического состава в направлении верхней части ее. Ленты данной группы имеют различную мощность, обычно 1—4 см. Они отлагались, очевидно, в тех участках водоемов, куда обломочный материал поступал одновременно с нескольких направлений, что не способствовало образованию внутрисезонных ритмов седиментации.

Многие глины с такой ленточностью относятся к сильно карбонатным разностям глин (месторождения Вальяла, Сейра, Тсиргулинна и др.). Возможно, что при осаждении большого количества аллотигенных карбонатов в водоеме происходила и частичная коагуляция глинистых коллоидов, что могло обусловить быстрые темпы осаждения глинистых частиц и тем самым препятствовать образованию четких суточных ритмов в осадке.

В типичном виде ленты этого типа распространены ограниченно как по разрезу, так и по площади. Среди них, однако, часто наблюдаются различные переходы к другим типам лент, в частности и к лентам предыдущих групп, что значительно затрудняет разграничение данной разновидности лент.

**Ленты дистальной зоны бассейна** характеризуются небольшой мощностью (обычно не более 1 см), высокой дисперсностью материала и явным преобладанием зимнего сезонного слоя над летним (рис. 4, VII; табл. IV, *1*). Это объясняется привносом в данные участки бассейна только очень тонкозернистого материала в связи с ослаблением живой силы талых вод по мере удаления от ледника. Поэтому почти весь годичный цикл осадконакопления происходит здесь путем медленного осаждения высокодисперсных глинистых частиц. Летний слой ленты сохраняется при этом только в виде очень тонкого слойка, отчасти даже в виде своеобразной плоскости напластования. Рассматриваемые ленты напоминают в этом отношении текстуру мелководных разностей глин (рис. 4, III), но отличаются от них небольшой мощностью слоев и высокой дисперсностью материала.

Группу сильно песчаных лент, встречающихся иногда в верхних частях разрезов, можно рассматривать как разновидность лент дистальной фации. Характерной чертой этих ритмов является значительное увеличение мощности лент и укрупнение гранулометрического состава летних слоев по сравнению с нижележащими слоями разреза. Летний слой в них лишен всякой слойчатости и состоит обычно из хорошо отсортированного мелкозернистого песка или крупного алеврита. Контакты глинистых зимних слоев с летними расплывчатые, перемытые (рис. 4, VIII). Зимний слой нередко искривляется, становится волнистым и невыдержанным по мощности. В верхних частях разреза он приобретает сперва вид мелких неправильных линз и гнезд и затем полностью исчезает.

Таким образом часто происходит постепенный переход от ленточных глин к покрывающим их песчаным отложениям. Поскольку в распределении зимних слоев и их реликтов в нижней части песка наблюдается довольно четкая ритмичность, то надо полагать, что покрывающие пески также представлены отложениями того же озерно-ледникового водоема, но только его мелководной прибрежной части. Такое медленное замещение глинистых ленточных отложений песками можно объяснить лишь постепенным усилением влияния дистального берега водоема, с которого по мере удаления края ледника и понижения уровня воды в бассейне все больше и больше поступает обломочного материала.

Описанной текстурой заканчивается ряд профилей в западной части республики (Вигала, Сауга и др.). К этому типу текстур относится,

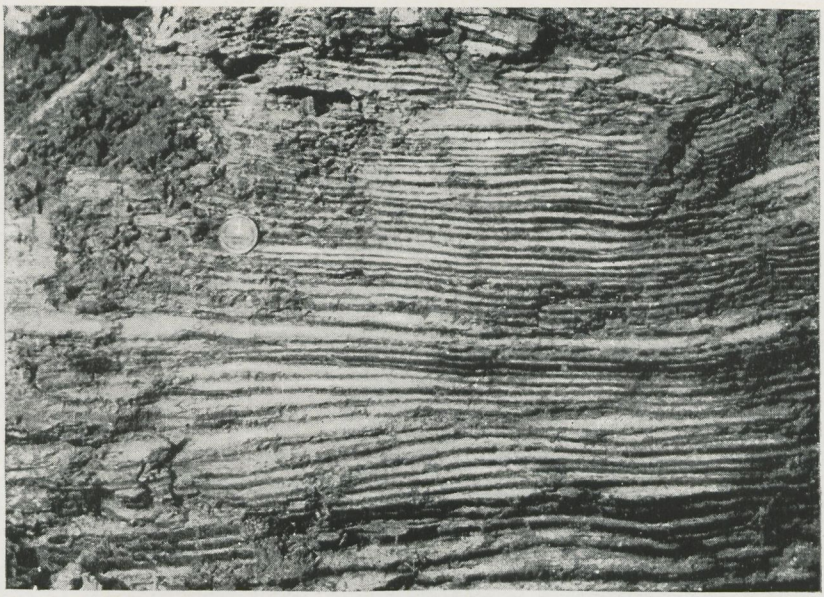
вероятно, и верхняя часть разреза у г. Нарвы, где глины представлены очень тонкими лентами, летние слои которых содержат много мелкопесчаного материала (табл. I, *1*).

Необходимо отметить, что ленты дистальных участков бассейна очень редко встречаются в разрезах ленточных глин республики. В типичном виде они встречены только в единичных разрезах северных и северо-восточных районов (Вяэна, Топи, Тудулинна).

Это объясняется не только сносом верхних частей разрезов в ходе более поздних геологических процессов. Строение многих разрезов глин убедительно показывает, что в наиболее дистальных участках большинства приледниковых водоемов подходящие условия для образования лент вышеописанных типов вообще отсутствовали. После отступания края ледника на некоторое расстояние многие приледниковые озера сразу же осушались или превращались в мелководные водоемы, в которых уже не могли образоваться отложения с ленточной текстурой. Об этом ясно свидетельствует залегание на ленточных глинах неслоистых разностей глин, которые, очевидно, относятся к мелководным отложениям приледниковых водоемов. Такими горизонтами неслоистых глин заканчиваются многие разрезы в пределах древних долин Южной Эстонии (Кийдъярве, Тсиргулинна, Валга, Тохври и др.), что иногда приводило исследователей к ошибочным выводам относительно происхождения этих глин (Luha, 1946; Пальмре, 1960). Неслоистыми разностями глин завершаются многие разрезы и в Западной Эстонии, в частности близ восточной границы распространения ленточных глин в этом районе, где они залегают на сравнительно высоких абсолютных отметках (Коотси, Вяндра, Сяревере, Вяэтса, Куузику, Варди и др.). Вполне естественно предположить, что именно в приледниковых водоемах этого района чаще всего возникали мелководные условия седиментации.

Таким образом, текстуры самых верхних частей разрезов показывают, что цикл осаждения глинистого материала в озерно-ледниковых бассейнах мог заканчиваться либо внезапным понижением уровня воды в водоеме, в результате чего в верхах разрезов образовывались горизонты неслоистых разностей глин, либо постепенным замещением нормальных условий глинонакопления прибрежными мелководными условиями седиментации (переходы к песчаным отложениям). Только в редких случаях глинонакопление шло до стадии образования типичных текстур дистальной фации, формирующихся на большом удалении от края ледника. Все это говорит о том, что преобладающая часть приледниковых водоемов на территории Эстонии имела сравнительно небольшие размеры в меридиональном направлении.

Приведенные данные о взаимоотношениях разнотипных годичных лент характерны для большинства разрезов всех районов распространения ленточных глин в Эстонии. Исключение представляют лишь возвышенные участки Южной Эстонии, где для глин характерна бóльшая изменчивость текстур. В составе этих глин часто можно встретить многие из лент описанных выше типов, но сочетание последних по разрезу обычно очень своеобразное и сложное. Встречены, например, разрезы, в которых самые верхние горизонты сложены лентами, близкими к типичным проксимальным лентам глин других местонахождений. Глины на возвышенных участках Южной Эстонии большей частью сложены неясно-слоистыми мелководными отложениями, в которых иногда очень трудно установить даже годичный ритм (табл. II, *1*). Такой характер текстуры у глин этой группы явно говорит об очень неспокойных условиях седиментации материала и подтверждает предположение о том, что они образовались в небольших внутриледниковых водоемах.



*1.* Тонкослоистая ленточная глина с отчетливой дифференциацией материала на сезонные слои. Верхняя часть разреза у г. Нарвы.

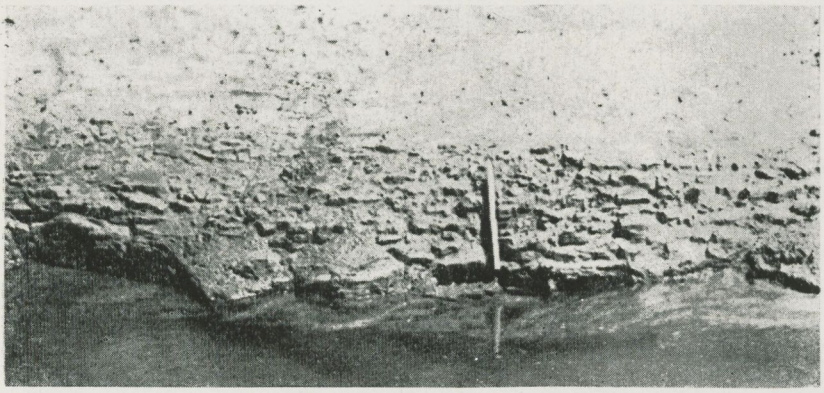


2. Ленточная глина с отчетливой дифференциацией материала на сезонные слои. Местонах. Пахна.

ТАБЛИЦА II

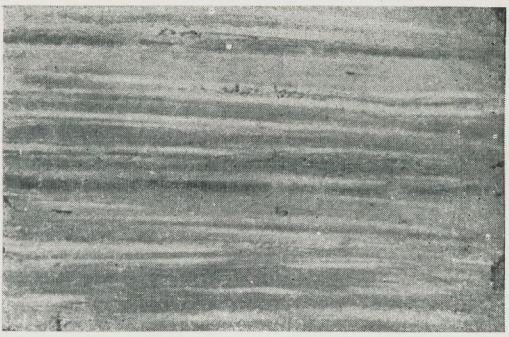


*1.* Неясная ленточная текстура глин возвышенных участков Южной Эстонии. Выделение годичных ритмов затруднено. Местонах. Пяйдла.

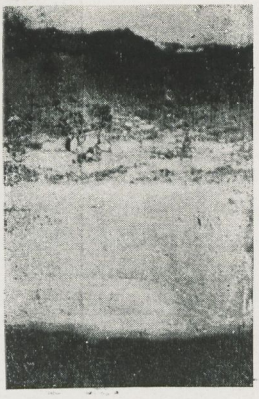


*2.* Глина со слабой дифференциацией материала на отдельные сезонные слои. Годичная ритмичность выявляется только на поверхности размыва глин.

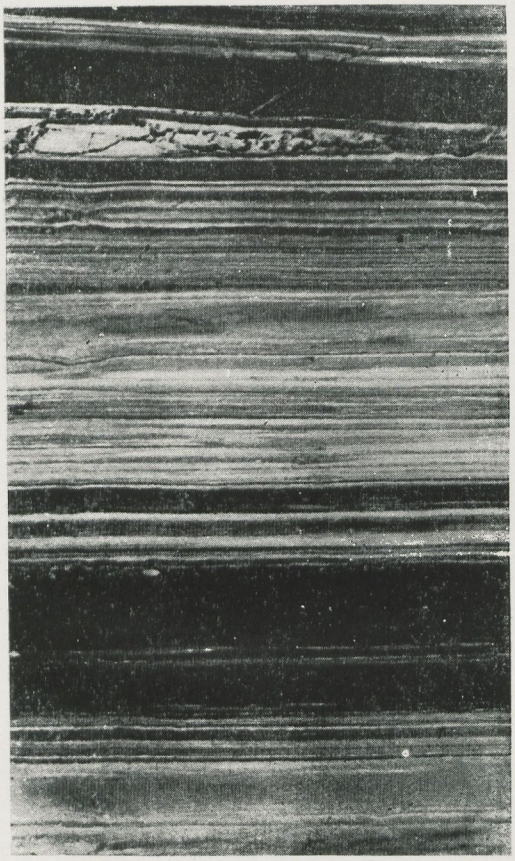
1



2



3



4

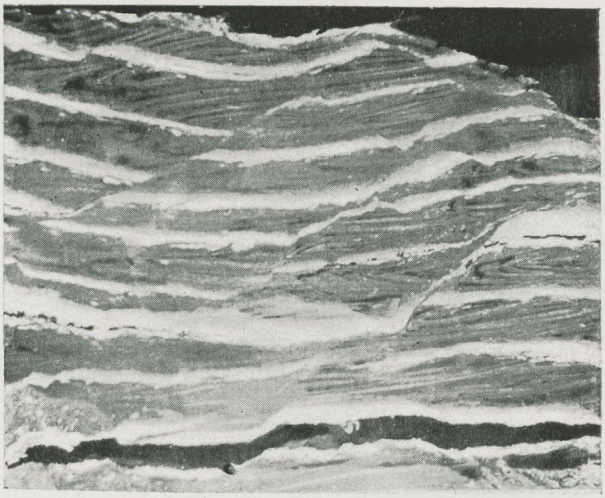


*1.* Ленты проксимальной зоны бассейна, богатые алевритовым и крупнопелитовым материалом. Зимний слой очень тонкий. Местонах. Локса. Уменьш. 2×.

*2.* Ленты проксимальной зоны бассейна со слоем неотсортированного материала. Местонах. Валга. Уменьш. 2×.

*3.* Годичная лента с отчетливой суточной ритмичностью. В нижней части зимнего слоя наблюдается прослой отсортированного алеврита со знаками ряби. Местонах. Казекюла. Увелич. 1,5×. *Фото Э. Ряхни.*

*4.* Годичные ленты с несовершенной суточной ритмикой и с постепенным переходом между сезонными слоями. Местонах. Синди. Нат. вел.



*1.* Ленты дистальной зоны бассейна с грубозернистым материалом в составе летних слоев. Текстура нарушена мелкими подвижками блоков глины при высыхании. Местонах. Вигала. Увелич. 1,5×. *Фото Э. Ряхни.*



*2.* Знаки ряби в разрезе верхней части летнего слоя ленты. Местонах. Тудулинна.

## 2. ВНУТРИСЕЗОННАЯ СЛОИСТОСТЬ

Кроме характерной ленточной слоистости, в озерно-ледниковых глинах многих местонахождений наблюдается и дифференциация материала на отдельные слойки в пределах летнего слоя.

Такая внутрисезонная слоистость выражается в основном в ритмичном чередовании тонких светлых алевритистых слойков с темными, более глинистыми (табл. III, *3*). Мощность слойков обычно незначительная — от сотых долей до 1—2 мм. Большое число таких микролент сравнительно постоянной мощности заставило исследователей рассматривать эту слойчатость как результат ритмичного изменения круглосуточного температурного режима таяния ледника (Schwarzbach, 1940; Шварцбах, 1955). На этом основании образовавшиеся микроленты могут быть названы суточными лентами.

Как указывалось выше, в ленточных глинах Эстонии летние слои с хорошо выраженными суточными ритмами залегают обычно на лентах проксимальной фациальной зоны, т. е. они образовались в сравнительно недалеких от края ледника участках бассейна, в условиях интенсивного привноса материала. Более подробно вопросы, связанные с условиями образования суточных ритмов, изложены автором ранее (Пиррус, 1965б) и поэтому здесь рассматриваются лишь наиболее общие закономерности их распространения и строения.

Наиболее оптимальные условия для образования четкой суточной ритмики существовали, очевидно, не ближе, чем на расстоянии 500—1000 м от края ледника, т. е. в тех участках бассейна, где вода уже стратифицировалась по температуре и плотности на отдельные слои, обеспечивающие спокойную седиментацию материала (Марков, 1927). Дистальная граница этой зоны, по-видимому, проходила на расстоянии 5—6 км от края ледника, но иногда четкие суточные ритмы наблюдаются и в осадках более дистальных участков бассейна.

Следует отметить, что тонкие суточные ритмы в большинстве случаев образуют очень выдержанные и ровные поверхности, строго параллельные друг другу (табл. III, *3*). Лишь при содержании в глине случайных инородных тел, например, мелких галек или крупных песчинок, они образуют текстуры облекания. Реже встречены суточные ленты с наклонной слойчатостью. Образование таких лент вызвано, очевидно, возникновением слабого течения в придонных слоях воды в середине летнего периода, во время наивысшей интенсивности таяния ледника. Однако гранулометрические анализы таких летних слоев обычно показывают, что возникновение придонного течения не сопровождается поступлением более грубозернистого материала и гидродинамическое влияние его сказывается лишь в перемещении осаждающегося материала (Пиррус, 1965б).

Строение летних слоев с отчетливой суточной слойчатостью весьма разнообразно, и общие закономерности здесь трудно выявить. Можно лишь указать на частое наличие 1—2-мм слойка из темного глинистого материала в нижней части летнего слоя, над контактом с зимним слоем предыдущего года. Образование этого слойка связано, видимо, с начинающимся весенним таянием ледника и привносом материала в бассейн еще до освобождения его от зимнего ледяного покрова. Слагающий его материал часто окрашен в розовато-коричневые или красно-бурые тона, что свидетельствует о долговременном соприкосновении исходного материала с воздухом, возможно, в поверхностных слоях материкового льда или льда водоема.

Выше этого темноцветного слойка переслаиваются светлые и тем-

ные слойки нормальных суточных ритмов в различных по мощностям комбинациях, соответственно конкретной климатической обстановке таяния ледника во время данного сезона.

Кроме описанных суточных лент, в летнем слое глин очень часто наблюдается 1—2 слойка, сложенных хорошо отсортированным, сравнительно грубозернистым алевритовым материалом. Мощность таких слойков обычно находится в пределах нескольких миллиметров, но иногда достигает и 10—20 мм. Они большей частью приурочены к верхнему контакту летнего слоя с однородным глинистым зимним слоем и значительно реже располагаются в начале или в средней части летнего слоя.

Поверхность этих слойков часто волнистая, со знаками ряби в основном симметричного, но иногда и асимметричного строения (табл. IV, 2). Приуроченность знаков ряби главным образом к контакту летнего слоя с зимним ясно говорит о периодически повторяющемся усилении подвижности воды в бассейнах седиментации в осенние периоды года. Усилением эоловой деятельности в конце летнего сезона хорошо объясняется также образование слойков из неотсортированного материала, закономерно встречающихся в годичных лентах проксимальной фации различных местонахождений глин (рис. 4, *1*).

Во всех рассмотренных случаях появление слойков грубого состава в обыкновенном мелкозернистом материале ленточных глин нигде не сопровождается нарушением первичной текстуры глин, в частности и тонких суточных ритмов. Это говорит о большой первоначальной плотности образовавшегося в озерно-ледниковых бассейнах глинистого осадка и о незначительной роли механической дифференциации материала внутри образовавшегося осадка, что не согласуется с выводами некоторых исследователей (Денисов, 1948).

Весь изложенный выше материал по внутрисезонной слоистости относится к летнему слою годичного ритма. В зимних слоях глин всех типов и различной мощности слоистость не прослеживается. Объясняется это прекращением в зимнее время привноса новых порций обломочного материала, могущего прервать нормальный ход медленного осаждения высокодисперсных глинистых частиц. Только в самых нижних, переходных к летним слоям частях зимнего слоя наблюдаются иногда очень тонкие (десятые или сотые доли миллиметра) светлые слойки, сложенные менее дисперсным материалом. Лишь в отдельных случаях и в середине зимнего слоя обнаружены тонкие слойки отсортированного и довольно грубозернистого материала, указывающие, очевидно, на усиление действия волн еще до замерзания бассейна. Следует подчеркнуть, что такие слойки наблюдаются в зимнем слое тех годичных лент, в которых количество суточных ритмов наибольшее, т. е. в лентах, образовавшихся в более теплые годы.

### 3. ТЕКСТУРЫ НАРУШЕНИЯ ПЕРВИЧНОЙ СЛОИСТОСТИ

Текстуры нарушения первичной слоистости встречаются в разрезах ленточных глин сравнительно часто. Они представлены либо сложными формами пластических деформаций, либо связаны с различными явлениями, обусловленными перерывом в седиментации глины и частичным переотложением материала уже образовавшихся слоев глины. Различные геологические процессы, оказывающие воздействие на первичную ленточную текстуру глин, можно подразделить на две группы: на синхронные с образованием залежей ленточных глин и на более поздние,

протекавшие уже в послеледниковое время. Среди первых можно выделить: напор материкового льда, деятельность плавающих льдин и айсбергов, подводные оползневые явления, подводную эрозию, промерзание бассейнов и некоторые другие явления. Ко второй группе относятся явления высыхания и уплотнения глин, процессы замерзания, оползни на склонах современного рельефа, процессы почвообразования и ряд других. Роль этих процессов в образовании вторичных текстур в разрезах ленточных глин республики далеко не равнозначна. Более часты дислокации первой группы, встречающиеся в залежах на различных глубинах и иногда охватывающие значительную часть разреза. Текстуры нарушения более поздних периодов связаны обычно с самыми верхними горизонтами залежей и только в редких случаях обнаруживаются на глубинах более 1—1,5 м.

Ниже рассматриваются наиболее характерные текстуры нарушения, установленные в ленточных глинах Эстонии.

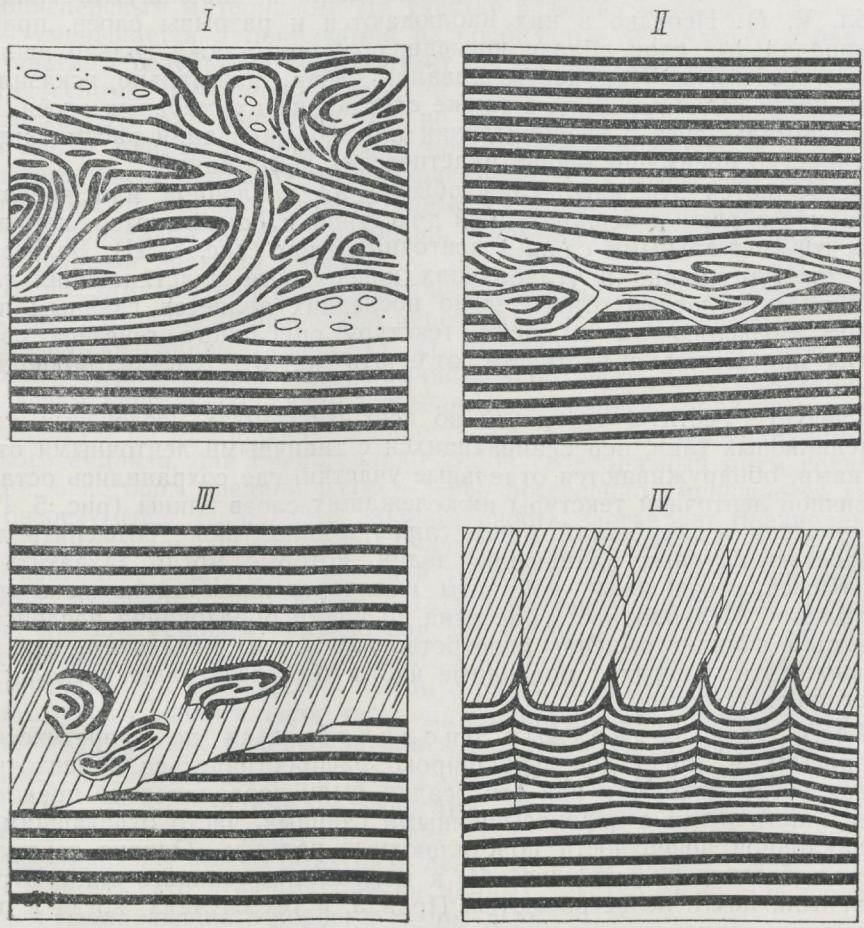



Рис. 5. Схематическое изображение некоторых типов нарушений первичной слоистости глин.

I — нарушение, вызванное давлением ледника; II — нарушение, вызванное действием плавающих льдин и айсбергов; III — нарушение, связанное с переотложением ленточной глины водными потоками или волнением (в образовавшейся при этом неслоистой глине часто встречаются реликтовые монолиты ленточной глины, захваченные из нижележащего слоя плавающими льдинами); IV — текстура, образовавшаяся в результате периодического высыхания и увлажнения ленточной глины в верхних частях разрезов.

Текстуры, вызванные напором материкового льда, встречаются очень редко, так как отступающие ледники вновь наступали на освобожденные ото льда территории, видимо, только в редких случаях. Единственные более или менее достоверные нарушения такого происхождения установлены в районе полуострова Лисье, на западном берегу Псковского озера. Для этих нарушений характерны крупные складкообразные деформации первоначальных слоев породы, частые разрывы и, что самое важное, присутствие неотсортированного моренного материала в различных участках перемятой массы глины (рис. 5, I).

Текстуры, образовавшиеся под воздействием плавающих льдин и айсбергов, имеют более широкое распространение, так как условия для образования их могли возникать почти повсеместно. Текстуры этой группы характеризуются сильной разбросанностью первоначальных слоев породы: годичные ленты различного типа часто смяты в сложные, иногда даже в опрокинутые складки (табл. V, *1*). Нередко в них наблюдаются и разрывы слоев, причем первоначальные слои вблизи последних обычно также сильно искривлены и перемяты. При перемешивании слоев значительно исказились и мощности годичных лент, а также слагающих их сезонных слоев. Все это свидетельствует о возникновении при формировании рассматриваемых текстур преимущественно пластических деформаций.

Встречаются эти нарушения обычно на наклонной или неровной поверхности глин с ненарушенной текстурой и покрываются, как правило, горизонтальными слоями ленточных глин (рис. 5, II). Залегание этих текстур именно в углублениях поверхности подстилающих глин с явным несогласием относительно последних является главным признаком, позволяющим выделять текстуру описанного генезиса среди других нарушений, в частности отличать их от текстур подводных оползней.

Следует отметить, что почти во всех горизонтах неслоистых озерно-ледниковых глин, переслаивающихся с типичными ленточными отложениями, обнаруживаются отдельные участки, где сохранились остатки первичной ленточной текстуры нижележащих слоев глины (рис. 5, III). Эти участки в неслоистой массе глины можно также объяснить деятельностью крупных плавающих льдин, которые могли захватить со дна бассейна отдельные монолиты и переотложить их на некотором расстоянии. Мелководность бассейна во время образования неслоистых разностей глин несомненно способствовала таким процессам, так как именно в этих условиях подводные части айсбергов чаще врезались в подстилающую глину.

Текстуры подводных оползней, судя по теоретическим предпосылкам, могут довольно широко распространяться в ленточных глинах республики, так как эти осадки были первоначально представлены пластичными и водонасыщенными глинами, часто отлагавшимися на наклонной поверхности подстилающего рельефа. Однако текстуры, которые бесспорно относились бы к нарушениям данного типа, в разрезах глин почти не встречаются. Правда, в тех случаях, когда в подстилающих горизонтах отсутствуют явные углубления, свидетельствующие о деятельности айсбергов, некоторые горизонты с сильно перемятыми лентами можно отнести к текстурам этой группы. В качестве примера такого спорного горизонта можно указать на мелкие складкообразные деформации в тонкослоистых ленточных отложениях окрестностей г. Нарвы (табл. V, *2*, VIII, *2*).

По-видимому, подводные оползни не играли большой роли в фор-

мировании залежей ленточных глин республики. Самые нижние ленты разрезов, отлагавшиеся на крутосклонных неровностях подошвы, вследствие своего грубозернистого состава являлись в то же время сравнительно устойчивым основанием, не способствовавшим развитию оползневых процессов. По мере замещения их вверх по разрезу более глинистыми разностями происходила и быстрая компенсация неровностей подошвы, что также препятствовало возникновению подводных оползней. Во всяком случае бесспорные следы подводных оползневых явлений, отмеченные на соседних территориях (Куршс, Стинкуле, 1966), в ленточных глинах республики пока не установлены.

Текстуры подводного размыва встречаются в разрезах глин либо в виде частичного сноса отдельных элементов годичного ритма, либо в виде следов размыва и переотложения более значительной части вертикального разреза, измеряемой иногда несколькими десятками годичных лент. В первом случае наиболее часто встречаются следы размыва в верхней части зимних сезонных слоев, сложенных высокодисперсным материалом. На участке размыва мощность глинистого слоя уменьшается и появляются разнообразные углубления в верхней его части, в результате чего контакт слоя с летним слоем следующего цикла седиментации теряет свою четкость (табл. VI, *1*). По своему масштабу эти нарушения обычно не выходят за пределы одной годичной ленты или даже части ее и поэтому обнаруживаются с трудом. В летних слоях ленты следы внутрисезонного размыва еще менее уловимы. При этом даже тонкие суточные ритмы не обнаруживают существенных признаков подводной эрозии, в частности и в профилях с многочисленными знаками ряби.

Более заметны явления подводного размыва в тех участках разрезов, где ленточные образования переслаиваются с неслоистыми озерно-ледниковыми глинами (табл. VI, *2*). Горизонты неслоистых глин залегают на подстилающих слоях обычно с небольшим, едва заметным несогласием (рис. 5, III), имеют обычно линзовидный характер и весьма изменчивую по протяжению мощность. Судя по данным гранулометрического анализа, они представляют собой своеобразный ритм седиментации, в котором средний размер зерен постепенно уменьшается вверх по разрезу (рис. 6*а*, *б*). Эта закономерность заставляет предполагать, что рассматриваемые горизонты являются отложениями годового цикла седиментации, аналогично обычной годичной ленте глин. Они образовались, очевидно, либо в результате внезапного обмеления водоема, либо при интенсивном притоке вод в бассейн или излиянии их. Такие течения могли возникать в периоды прорыва естественных запруд или соединения двух озерных бассейнов с различными уровнями вод, в результате чего значительная часть материала подстилающих ленточных глин взмучивалась и переотлагалась в неслоистую разновидность.

Как отмечалось выше, в этих разностях глин нередко встречаются участки, представленные монолитами из сильно деформированных слоев нижележащих ленточных глин (рис. 5, III). Переотложение последних едва ли можно объяснить деятельностью водной среды. Можно предполагать, что в формировании данных текстур значительную роль играли и плавающие в водоеме глыбы льда.

Несмотря на кратковременность периода образования рассматриваемых слоев глин, они могут занимать значительную часть разреза. В ряде профилей известно даже несколько таких горизонтов (Пылула, Сяревере, Массу и др.). Эти прослои имеют большое значение при сопоставлении отдельных близлежащих разрезов, что особенно важно для геохронологических работ. Однако при этом всегда необходимо

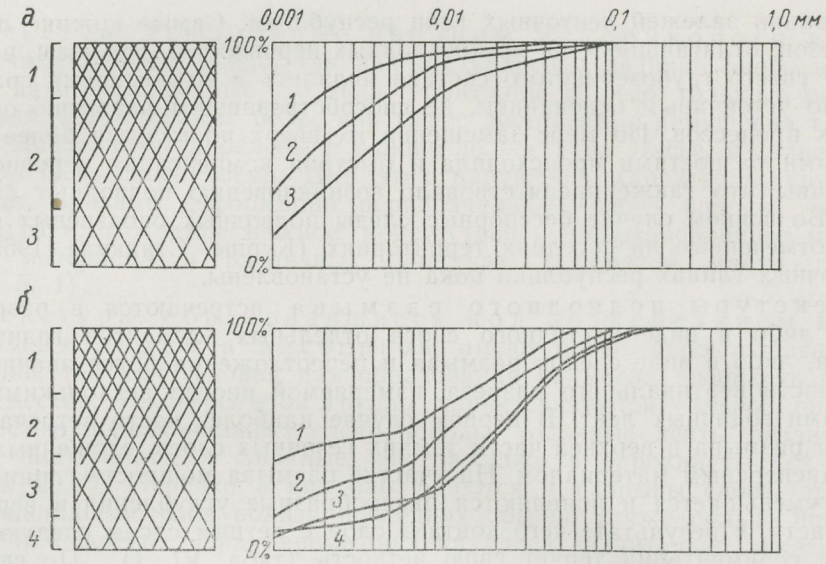



Рис. 6. Гранулометрическая характеристика неслоистых разностей озерно-ледниковых глин, переслаивающихся с ленточными глинами.

*а* — местонахождение Пылула, мощность слоя 62 см; *б* — местонахождение Куузику, мощность слоя 45 см.

учитывать их линзовидный характер (возможность выклинивания) и связь их образования с частичным сносом нижележащих слоев породы.

Текстуры, образовавшиеся вследствие промерзания слоев глины в бассейнах седиментации, твердо не установлены. Большая глубина бассейнов накопления ленточных глин, вероятно, не способствовала их образованию; они не обнаружены даже в виде сомнительных текстур.

Среди текстур, образовавшихся после формирования залежей ленточных глин, наиболее интересны своеобразные поднятия слоев, возникшие, по М. Н. Кагнер (1959а), в результате периодического изменения влажности в верхних горизонтах глин (рис. 5, IV). Иногда эти поднятия имеют вид заостренных в вертикальном направлении пиков, образовавшихся как бы в результате сильного сжатия двух поднимающихся изгибов одного и того же слоя. Нередко эти формы имеют вид низких, довольно плавных искривлений слоев, но заостренные их части и в этом случае направлены строго вверх (табл. VII, *2*). Такие поднятия слоев всегда представлены сериями, значительно распространенными в горизонтальном направлении. Пики поднятий встречаются по горизонтали обычно через каждые 30—60 см и одинаково выявляются в лентах как больших, так и малых мощностей (табл. VII, *1*).

По вертикали эти поднятия расположены в различных лентах друг над другом, причем амплитуда поднятий с глубиной постепенно уменьшается, и они полностью исчезают на глубине 1—2 м. Вертикальные плоскости, проходящие через пики описываемых текстур, представлены отвесными трещинами в глине. Последние выходят непосредственно на поверхность и секут при наличии также покрывающие горизонты неслоистых глин. Приуроченность рассматриваемых поднятий к трещинам усыхания объясняет и их генезис. Согласно М. Н. Кагнер (1959а), они образовались вследствие периодического увлажнения и усыхания

глин в верхних горизонтах разреза, что было вызвано изменениями метеорологических условий. Повышение естественной влажности глин вызывает интенсивное разбухание ее слоев. Поскольку в вертикальном направлении разбухание затруднено давлением вышележащих слоев породы, то оно трансформируется в горизонтальные движения, которые находят себе выход в виде искривления слоев в зонах трещин, образуя здесь текстуры указанного типа. Такие процессы могут привести даже к образованию более сложных деформаций, например опрокинутых складок и других образований. Последние найдены и в Эстонии — в ленточных глинах окрестности Тсиргулинна. Таким образом, соображения М. Н. Кагнер о генезисе рассматриваемых деформаций в общих чертах применимы и к ленточным глинам Эстонии. На это указывает и распространение таких текстур именно в глинах, залегающих в условиях местности, более благоприятных для высыхания (Южная Эстония, западное обрамление возвышенности Пандивере и др.). В слабо дренируемых залежах западноэстонских низменностей они пока не установлены. Наиболее четко выявляются эти текстуры в разрезах, покрытых сверху маломощным горизонтом неслоистых озерно-ледниковых глин. Однако надо сказать, что, кроме процессов усыхания и увлажнения глины, в формировании описанных текстур могли играть значительную роль и процессы, связанные с замерзанием воды в трещинах. Об этом говорят наблюдаемые иногда разрывы, а также надвиги отдельных слоев друг на друга между пиками поднятий, что нельзя объяснить одними лишь процессами разбухания глин.

С явлениями высыхания связаны и многие микросбросы в глинах, приуроченные главным образом к верхним горизонтам глин или к глинам, выходящим на поверхность на хорошо дренируемых склонах местности. Вследствие своих незначительных размеров эти разрывные деформации не заслуживают особого внимания.

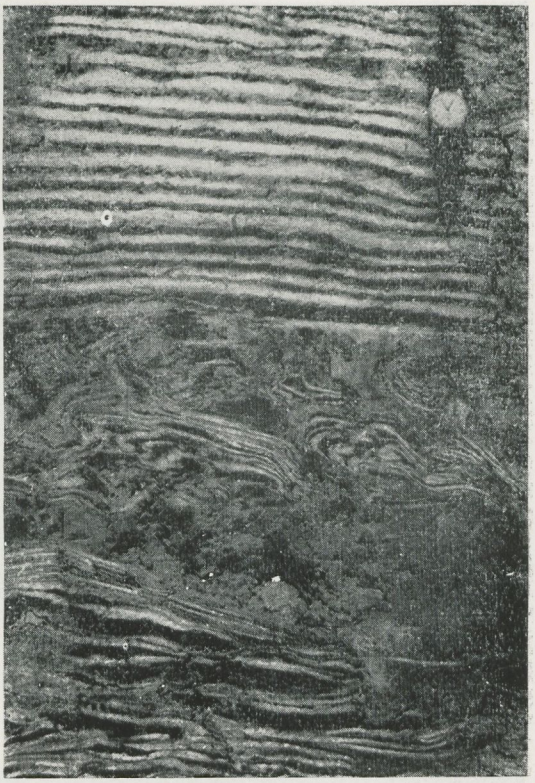
Текстуры, связанные с неравномерным уплотнением глинистых отложений (Горин, Алиев, 1962 и др.), в ленточных глинах Эстонии не установлены. Ввиду низкой степени уплотненности рассматриваемых глин вообще такие процессы едва ли оказывали значительное влияние на характер первоначальной слоистости.

Сложные нарушения исходных текстур несомненно образуются в результате оползания ленточных глин по склонам. В ходе оползания часть слоев может быть перемещена в вертикальное и даже в опрокинутое залегание. Образуются довольно крупные складкообразные деформации слоев, а глинистый материал часто перемешивается с вышележащими песчаными и другими отложениями. Оползневые явления широко развиты по бортам долин современных рек (Пярну, Казари, Коновере, Пяэрду, Вяэна, Кейла и др.). Они могут вызвать здесь появление довольно выдержанных по простиранию, но весьма ограниченных по ширине зон нарушения первоначальных текстур глины. Однако описанные участки оползней сравнительно быстро сносятся речными водами и поэтому более древние аналоги их имели мало шансов на сохранение.

Довольно значительные изменения претерпевают ленточные глины и в ходе почвообразования, где переплетаются самые различные по характеру процессы: деятельность организмов, выветривание, усыхание, промерзание грунта и т. д. Эти процессы могут в конечном счете привести к полному исчезновению первичной ленточной текстуры, что и наблюдается часто в верхних горизонтах глин, в частности при оглеении глины в подверженных заболачиванию местностях.

Резюмируя данные о текстурах нарушений первичной слоистости

ленточных глин Эстонии, следует еще раз подчеркнуть, что наибольшее значение среди них имеют различные сингенетические деформации, которые позволяют более подробно осветить процессы, протекавшие в древних приледниковых бассейнах при формировании глин. Кроме того, многие горизонты деформаций имеют важное значение для хронологической увязки разрезов. Однако при этом всегда следует учитывать, что ввиду их сравнительно небольшого горизонтального распространения точное сопоставление разрезов по ним может быть проведено только на небольших расстояниях.



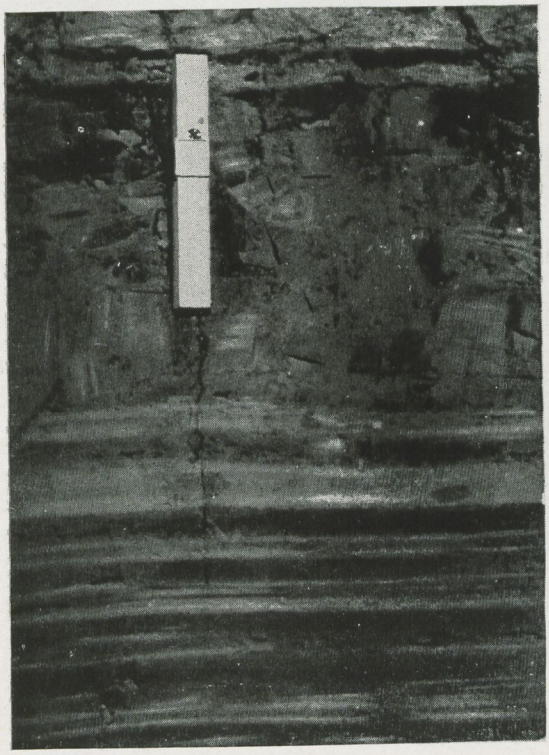
*1.* Горизонт с нарушенной первичной слоистостью, состоящий из чередующихся участков неслоистой глины и сильно деформированных лент нижележащих слоев ленточной глины (подводный размыв или деятельность плавающих льдин ?). Местонах. Куузику.



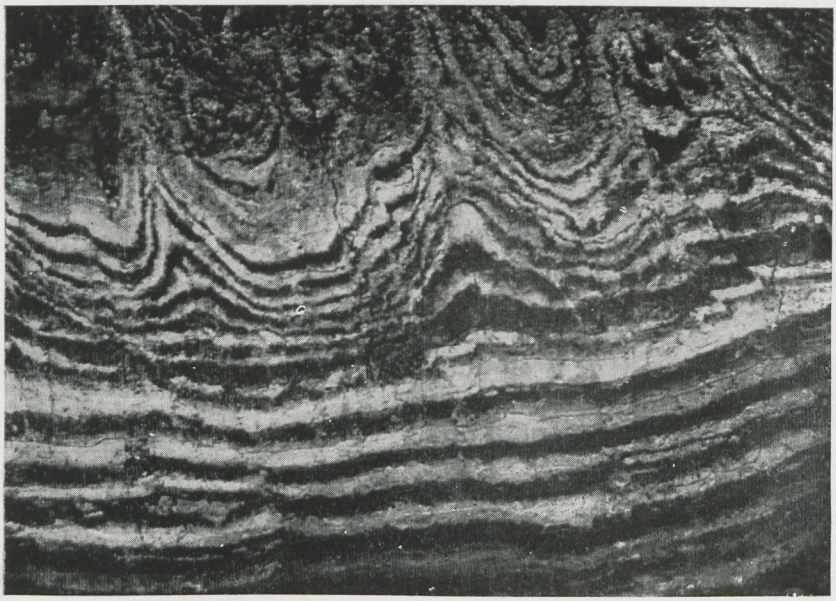
*2.* Нарушение первичной текстуры, образовавшееся, очевидно, в результате оползания тонкослоистой ленточной глины. Местонах. Нарва.



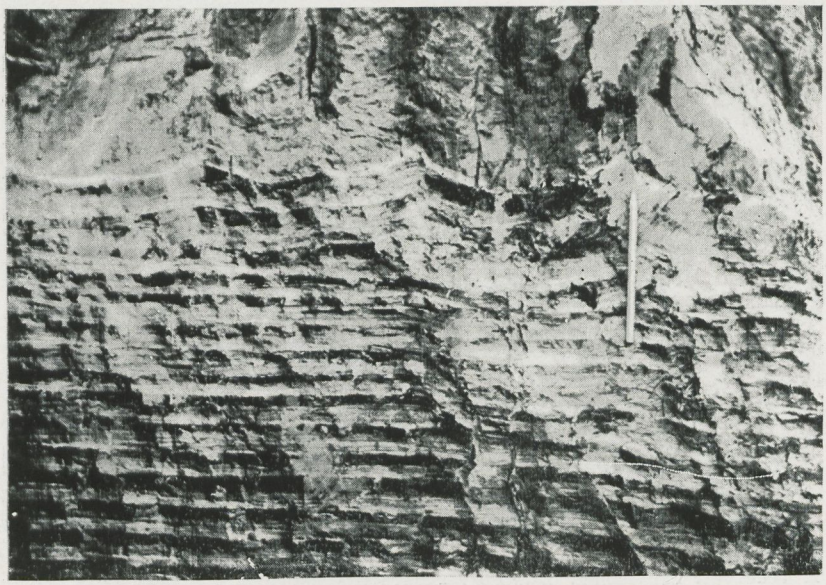
*1.* Следы подводного размыва на зимних слоях глины. Местонах. Валга.



2. Неслоистая озерно-ледниковая глина, возникшая в результате отмучивания и переотложения материала нижележащих слоев ленточной глины. Местонах. Тудулинна.



*1.* Текстура нарушения ленточной слоистости, возникшая в результате периодического увлажнения и высыхания глины при возможном участии мерзлотных явлений. Местонах. Тсиргулинна.



*2.* Слабые деформации такого же происхождения вблизи трещин усыхания. Местонах. Массу.



*1.* Нарушение первичной текстуры, возникшее в результате высыхания и оползания отдельных блоков глины по крутому склону рельефа. Местонах. Локса.



*2.* Текстуры нарушения разного генезиса в тонкослоистой ленточной глине. Складкообразные деформации лент в верхней части разреза обусловлены процессами высыхания и промерзания глины, неясно слоистый прослой в нижней части — результат подводного оползания. Местонах. Нарва.

## СТРУКТУРЫ ГЛИН

### 1. ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ

По гранулометрическому составу ленточных глин Эстонии к настоящему времени накоплен обширный материал, особенно по осредненным пробам, охватывающим ряд годичных лент. Анализы показывают, что ленточные глины состоят преимущественно из частиц $<0{,}05$ мм (рис. 7*а*). Более грубых частиц в них очень мало; в значительных количествах они встречаются только в единичных пробах. В этом отношении ленточные глины заметно отличаются от неслоистых озерно-ледниковых глин, которые встречаются в виде самостоятельных залежей. Для таких глин обычно характерна значительная примесь частиц диаметром $>0{,}05$ мм и слабая степень отсортированности материала (рис. 7*б*). Иной характер имеют неслоистые разновидности озерно-ледниковых глин, переслаивающиеся с ленточными глинами или покрывающие их (рис. 7*в*). Состав последних более близок к составу ленточных глин. Это говорит о том, что они образовались преимущественно в результате переотложения ранее отложившихся слоев ленточной глины. Только в редких случаях эти неслоистые глины имеют значительную примесь более грубых частиц.

Поскольку ленточные глины Эстонии почти целиком сложены частицами диаметром $<0{,}05$ мм, то различия между отдельными сезонными слоями годичной ленты выявляются лишь по количественным соотношениям фракций 0,01—0,05; 0,005—0,01; 0,005—0,001 и $<0{,}001$ мм. Количество частиц в той или иной фракции в бóльшей степени зависит от условий образования глины и колеблется в довольно широких пределах. Более изменчив гранулометрический состав летнего слоя, так как формирование его находится в прямой зависимости от конкретных условий седиментации в данном водоеме. Общее представление о возможных вариациях в гранулометрическом составе отдельных сезонных слоев годичной ленты дает табл. 1, в которой для примера приведено несколько гранулометрических анализов, выполненных комбинированием ситового и пипеточного методов. Как видно из таблицы, в зимних слоях глин различных местонахождений явно преобладает фракция $<0{,}001$ мм, а иногда и фракция 0,001—0,002 мм. Крупнопелитовые и алевритовые частицы встречаются в них в небольших количествах. Зерна песчаных фракций единичны.

Значительно сложнее распределяются частицы разного диаметра в летнем слое глины. Здесь преобладают обычно крупнопелитовая (0,005—0,01 мм) и мелкоалевритовая (0,01—0,05 мм) фракции, на долю которых приходится 60—70% всего материала слоя. Встречаются, однако, и более тонкозернистые разности летних слоев, в которых большую роль играет также фракция 0,001—0,005 мм. Частиц $<0{,}001$ мм в летних слоях обычно меньше 10—15%. Нередко летние слои ленты

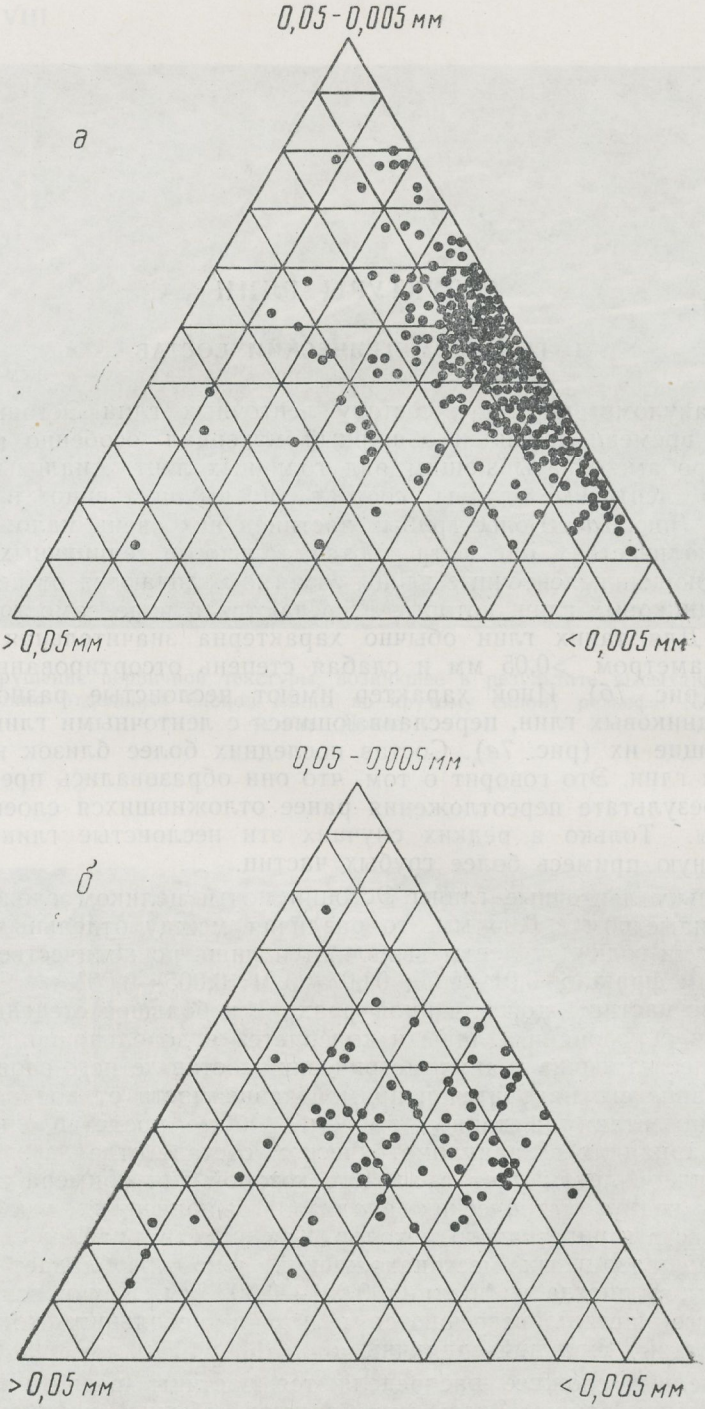



Рис. 7. Гранулометрический состав ленточных и некоторых неслоистых озерно-ледниковых глин Эстонии.

*а* — средние пробы ленточных глин; *б* — средние пробы неслоистых озерно-ледниковых глин, встречающихся в виде самостоятельных залежей, *в* — средние пробы неслоистых глин, переслаивающихся с ленточными глинами.

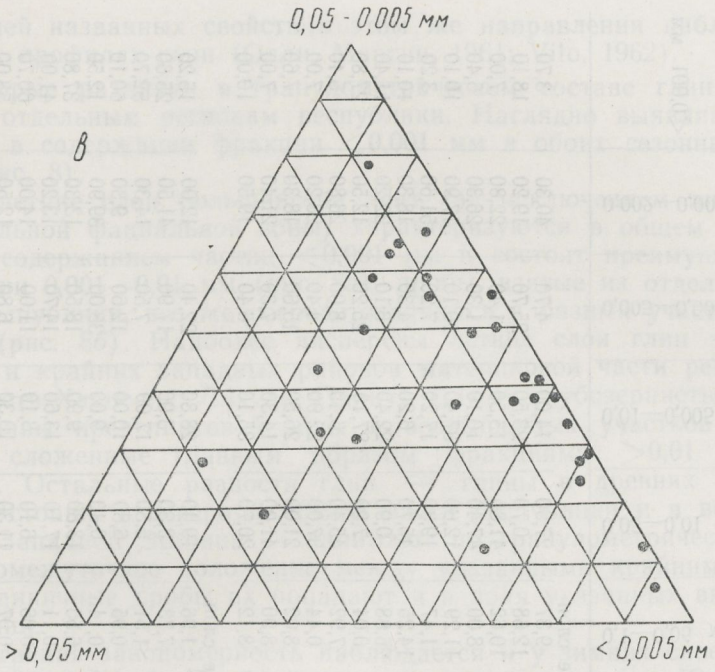



Рис. 7 (продолжение).

отсортированы очень слабо, т. е. слагающие их частицы распределены более или менее равномерно по всем названным фракциям. Коэффициент сортировки у большинства слоев изменяется в пределах 2,0—3,0, но у 25% проб он выше этих значений. Несмотря на значительную изменчивость состава летних слоев глины, в них также наблюдается невысокое содержание грубых, в частности песчаных фракций. Это свидетельствует о том, что живая энергия воды в приледниковых озерных водоемах была слишком мала и поэтому песчаный материал не переносился на значительные расстояния. Наличие отдельных зерен песка или гравия в составе летнего слоя объясняется, по-видимому, деятельностью ветра и плавающих льдин.

Соответственно закономерным изменениям текстурных особенностей глин в разрезе, определенные тенденции наблюдаются и в изменениях гранулометрического состава глины в вертикальном направлении. Наиболее четко выявляются эти изменения в составе летних сезонных слоев. В связи с уменьшением мощности годичных лент в направлении верхних слоев профиля в этом же направлении постепенно уменьшается и средний размер частиц в летних слоях. Изменения в составе зимних слоев ленты выявляются менее четко, так как он определяется не столько характером привноса ледниковой мути в данный участок бассейна, сколько особенностями дифференциации материала на отдельные сезонные слои. Последняя, как известно, в значительной степени зависит от глубины бассейна, которая в пределах водоема в то время значительно колебалась.

Более или менее закономерное увеличение среднего размера зерен к низам разрезов имеет важное практическое значение, обусловливая закономерные изменения некоторых других свойств глин, например их пористости, естественной влажности, пластичности и т. д. Уменьшение

Таблица 1

Гранулометрический состав сезонных слоев ленточных глин Эстонии, %

| Местонахождение | Мощность слоя, мм | >1,0 мм | 1,0—0,5 мм | 0,5—0,25 мм | 0,25—0,1 мм | 0,1—0,05 мм | 0,05—0,01 мм | 0,01—0,005 мм | 0,005—0,002 мм | 0,002—0,001 мм | <0,001 мм |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | Летние слои | | | | | | |
| Локса | 30 | — | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 9,37 | 27,90 | 14,00 | 4,70 | 40,30 | 3,70 |
| Аазу | 6 | 0,04 | 0,01 | 0,03 | 0,04 | 12,68 | 0,70 | 23,50 | 25,70 | 19,20 | 18,10 |
| Топи | 10 | — | 0,03 | 0,13 | 0,72 | 10,62 | 41,80 | 15,50 | 1,40 | 22,80 | 7,00 |
| „ | 8 | 0,06 | 0,05 | 0,13 | 1,26 | 8,00 | 47,40 | 10,10 | 1,30 | 26,30 | 5,40 |
| Нарва | 8 | — | 0,08 | 0,19 | 0,34 | 11,29 | 12,60 | 37,40 | 10,10 | 17,90 | 10,10 |
| Тудулинна | 30 | — | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 1,47 | 19,30 | 17,20 | 7,20 | 51,60 | 3,20 |
| „ | 3 | 0,04 | 0,03 | 0,10 | 0,48 | 14,25 | 45,70 | 6,20 | 4,30 | 18,80 | 10,10 |
| „ | 42 | 0,03 | — | 0,04 | 0,05 | 26,88 | 0,90 | 22,40 | 6,10 | 32,20 | 11,40 |
| Кидасте | 17 | 0,05 | — | 0,02 | 0,09 | 0,04 | 7,20 | 27,10 | 25,20 | 12,50 | 27,80 |
| Куузику | 12 | — | 0,03 | 0,03 | 0,02 | 7,92 | 45,40 | 6,40 | 8,00 | 26,80 | 5,40 |
| Массу | 40 | — | 0,02 | 0,03 | 0,01 | 0,44 | 37,00 | 22,90 | 4,40 | 28,20 | 7,00 |
| Тохври | 13 | — | 0,92 | 1,30 | 0,76 | 8,02 | 21,00 | 26,50 | 15,60 | 18,30 | 7,60 |
| „ | 18 | — | 0,04 | 0,02 | 0,04 | 8,90 | 41,00 | 14,30 | 7,30 | 21,40 | 7,00 |
| Татра | 10 | 0,05 | — | 0,03 | 0,10 | 8,12 | 20,70 | 35,10 | 6,40 | 19,50 | 10,00 |
| | | | | | Зимние слои | | | | | | |
| Локса | 5 | — | — | 0,08 | 0,16 | 1,96 | 19,40 | 28,80 | 22,40 | 12,00 | 15,20 |
| Аазу | 2 | — | — | 0,03 | 0,04 | 7,73 | 3,30 | 3,90 | 17,90 | 41,50 | 25,60 |
| Топи | 9 | — | 0,03 | 0,24 | 0,22 | 1,51 | 6,50 | 17,00 | 7,50 | 14,30 | 52,70 |
| „ | 13 | — | 0,01 | 0,04 | 0,20 | 0,95 | 6,80 | 10,00 | 12,60 | 9,30 | 60,10 |
| Нарва | 4 | — | — | 0,03 | 0,03 | 0,14 | 0,40 | 9,00 | 38,00 | 39,90 | 12,50 |
| Тудулинна | 7 | — | — | 0,04 | 0,21 | 6,55 | 13,80 | 9,90 | 18,50 | 13,30 | 37,80 |
| „ | 2 | — | — | 0,07 | 0,12 | 0,11 | 17,10 | 13,60 | 14,70 | 13,20 | 41,00 |
| „ | 6 | — | — | — | 0,04 | 0,06 | 6,10 | 8,10 | 11,00 | 14,00 | 60,70 |
| Кидасте | 9 | — | — | 0,01 | 0,02 | 0,07 | 11,30 | 10,30 | 6,80 | 12,50 | 58,00 |
| Куузику | 10 | — | 0,08 | 0,17 | 0,15 | 0,60 | 12,50 | 14,50 | 1,40 | 1,90 | 68,70 |
| Массу | 30 | — | — | 0,10 | 0,09 | 0,11 | 4,30 | 5,80 | 22,40 | 22,80 | 44,40 |
| Тохври | 12 | — | 0,01 | 0,04 | 0,01 | 0,04 | 14,80 | 11,10 | 7,80 | 16,40 | 49,80 |
| „ | 6 | — | — | 0,12 | 0,14 | 0,14 | 18,20 | 6,00 | 9,90 | 16,50 | 49,00 |
| Татра | 5 | — | 0,03 | 0,18 | 0,59 | 0,40 | 4,40 | 10,30 | 19,70 | 19,10 | 45,30 |

показателей названных свойств в этом же направлении наблюдалось во многих профилях глин (Олли, Мартин, 1961; Vilo, 1962).

Некоторые различия в гранулометрическом составе глин отмечаются по отдельным регионам республики. Наглядно выявляются эти различия в содержании фракции <0,001 мм в обоих сезонных слоях ленты (рис. 8).

Хотя летние слои большинства лент (за исключением лишь лент проксимальной фациальной зоны) характеризуются в общем незначительным содержанием частиц <0,001 мм и состоят преимущественно из фракции 0,001—0,01 мм (рис. 8*а*), пробы, взятые из отдельных регионов республики, все же сосредоточиваются в разных участках диаграммы (рис. 8*б*). Наиболее дисперсны летние слои глин западных островов и крайних западных районов материковой части республики (окрестности Хаапсалу, Лихула, Пярну). Самый грубозернистый состав имеют глины предглинтовой зоны и возвышенных участков Южной Эстонии, сложенные главным образом фракциями >0,01 и 0,01—0,001 мм. Остальные разности глин — глины в древних долинах Южной Эстонии, в северо-восточной части республики и в восточных районах Западной Эстонии — занимают по гранулометрическому составу промежуточное положение между указанными крайними значениями. Единичные пробы их попадают и в поля указанных выше разностей глин.

Аналогичная закономерность наблюдается и у зимних слоев годичных лент (рис. 8*в*, *г*). Пробы глин возвышенных участков Южной Эстонии, а также предглинтовых разностей, обладая наименьшим содержанием фракции <0,001 мм, концентрируются в левой половине диаграммы. Самыми тощими являются зимние слои глин южной части республики. Наиболее высокодисперсные зимние слои наблюдаются у глин западных районов республики, содержащих очень мало частиц >0,01 мм.

Различия в гранулометрическом составе глин отдельных регионов показывают, что условия образования их в разных районах республики были довольно различными, в зависимости в основном от очертаний водоемов, характер которых в значительной степени предопределялся подстилающим коренным рельефом. Естественно, что наиболее дисперсные разности глин отлагались в западной части Эстонии, так как равнинный рельеф этого района благоприятствовал образованию крупных озерно-ледниковых водоемов. Легко объясняется также близкий гранулометрический состав глин предглинтовой зоны и возвышенных участков Южной Эстонии. Обе эти разновидности отлагались в сравнительно небольших и узких бассейнах, где сложные гидродинамические условия движения воды способствовали переносу более грубозернистого материала. Различия между указанными районами заключались лишь в глубинах бассейнов, которые и обусловили разную степень дифференциации материала на отдельные сезонные слои.

Приведенными выше закономерностями отмечаются лишь самые общие тенденции изменения гранулометрического состава ленточных глин как по разрезу, так и по отдельным регионам Эстонии. Они выявляются только после статистической обработки большого количества проанализированных проб, в то время как в конкретных разрезах глин нередко наблюдаются и значительные отклонения от приведенных здесь положений.

Судя по темпам осаждения глинистых частиц из суспензии после проведения гранулометрических анализов, можно сказать, что в эстонских ленточных глинах присутствует довольно много высокодисперсных

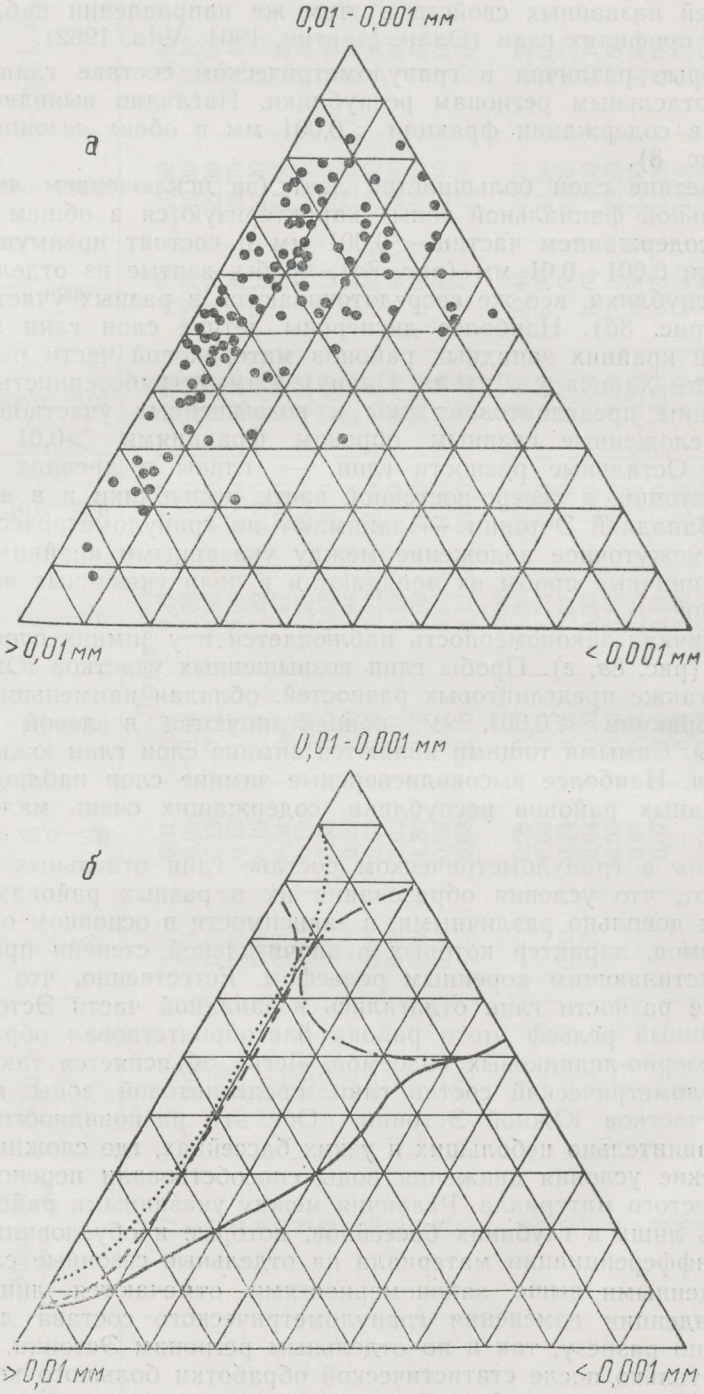
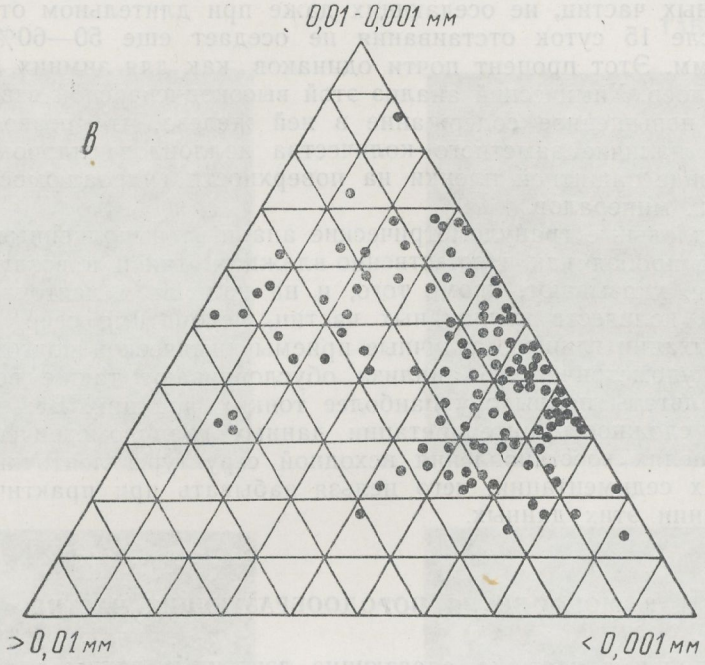



Рис. 8. Гранулометрический состав сезонных слоев ленточных глин Эстонии.

*а, б* — летние слои; *в, г* — зимние слои, *1* — поле рассеяния единичных анализов всех проб; *2* — поле рассеяния единичных анализов глин с возвышенных участков Южной Эстонии; *3* — поле рассеяния единичных анализов предглинтовых глин; *4* — поле рассеяния единичных анализов глин из западных районов Эстонии (острова Сааремаа и Хийумаа, окрестности г. Хаапсалу, Лихула, Пярну).



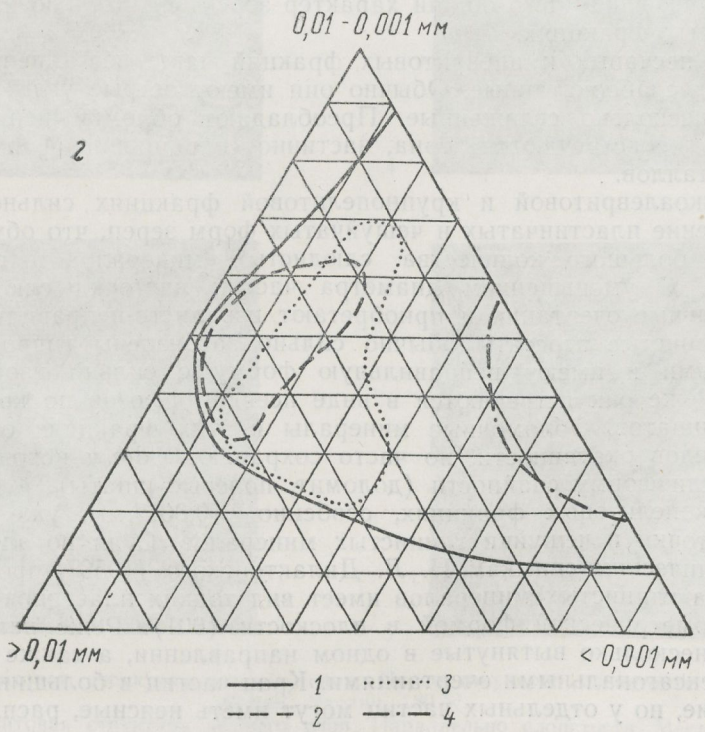




Рис. 8 (продолжение).

коллоидных частиц, не оседающих даже при длительном отстаивании. Так, после 15 суток отстаивания не оседает еще 50—60% фракции <0,001 мм. Этот процент почти одинаков как для зимних, так и для летних слоев. Химический анализ этой высокодисперсной взвеси указывает на повышенное содержание в ней железа, что позволяет предполагать наличие заметного количества коллоидов гидроокислов железа в виде защитной пленки на поверхности гидроалюмосиликатных глинистых минералов.

Параллельные гранулометрические анализы, выполненные на одних и тех же пробах как в естественно-влажном, так и в воздушно-сухом состоянии, указывают, кроме того, и на наличие в ленточных глинах заметных количеств коллоидных частиц, необратимо свертывающихся при высыхании глины. Различные приемы химической подготовки глин для гранулометрического анализа обусловливают также весьма разные результаты по выходу наиболее тонких фракций. Все это указывает на сложность интерпретации данных гранулометрического анализа в целях восстановления исходной структуры ленточных глин в бассейнах седиментации, чего нельзя забывать при практическом использовании этих данных.

## 2. МОРФОЛОГИЯ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ ЧАСТИЦ

Минеральные частицы, слагающие ленточные глины в республике, имеют очень различную форму. Морфологические особенности зерен сильно зависят не только от их минерального состава, но и от величины частиц, ввиду чего общий характер зерен значительно изменяется в различных фракциях.

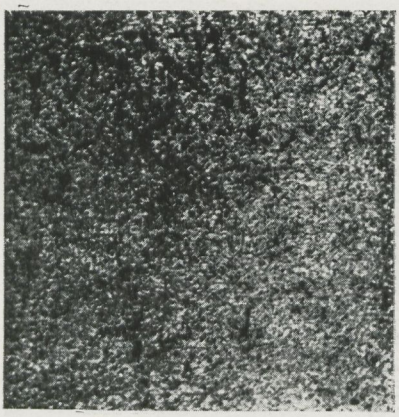
Зерна песчаных и алевритовых фракций чаще всего неправильно-угловатые, слабоокатанные. Обычно они имеют острые углы, в редких случаях несколько сглаженные. Преобладают обломки неправильной формы, реже встречаются зерна, частично сохранившие форму исходных кристаллов.

В мелкоалевритовой и крупнопелитовой фракциях сильно возрастает значение пластинчатых и чешуйчатых форм зерен, что обусловлено наличием большого количества слюдистых минералов и глинистых агрегатов. С уменьшением диаметра частиц листочки слюд теряют прямоугольные очертания и приобретают извилисто-неправильные контуры. Глинистые агрегаты обычно сильно загрязнены гидроокисными выделениями и имеют неправильную форму с сильно изорванными краями. Реже они встречаются в виде псевдоморфозов по кристаллам полевых шпатов. Обломочные минералы в этих фракциях обычно не имеют следов окатанности, но часто сохраняют форму исходных кристаллов или форму спайности (доломит, полевые шпаты).

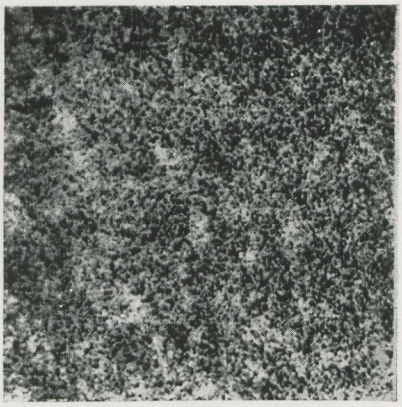
В тонкопелитовых фракциях, особенно <0,001 мм, уже преобладают листочки и чешуйки глинистых минералов. Судя по электронно-микроскопическим снимкам Н. Л. Дилакторского (1956), преобладающая масса глинистых минералов имеет вид тонких пластинок с неправильно-изометрической формой в плоскости (001). Реже встречаются частицы, несколько вытянутые в одном направлении, а также листочки с псевдогексагональными очертаниями. Края частиц в большинстве случаев четкие, но у отдельных частиц могут иметь неясные, расплывчатые контуры.

Для оценки роли процессов изнашивания и сглаживания обломочных зерен в ходе переноса и седиментации кластического материала

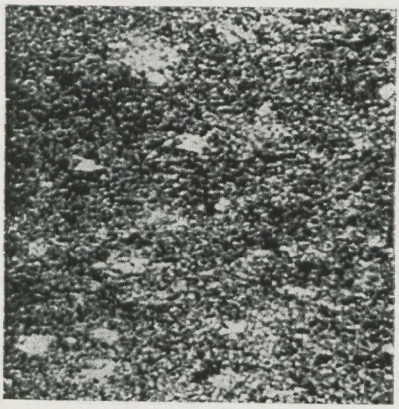
1



2



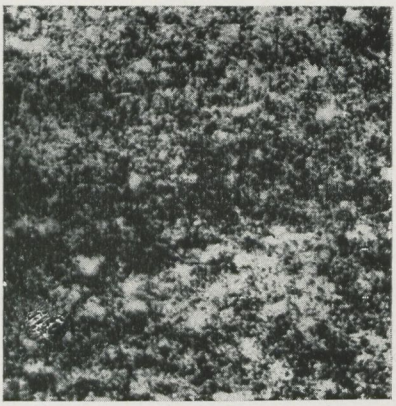
3



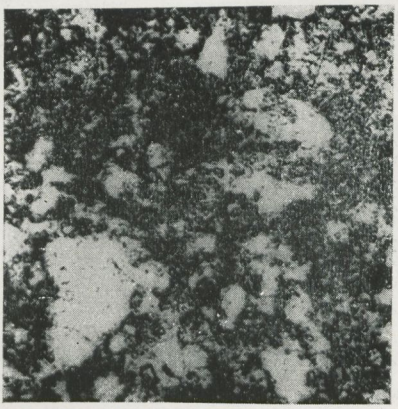
4



5



6



*1.* Тонкопелитовая структура зимнего слоя. Перпендикулярно слоистости. Местонах. Синди. Увелич. 180 ×.

*2.* Тонкопелитовая структура зимнего слоя. Параллельно слоистости. Местонах. Куузику. Увелич. 180 ×.

*3—4.* Структура зимнего слоя недалеко от контакта с нижележащим летним слоем. Перпендикулярно слоистости. Местонах. Синди. Увелич. 180 ×.

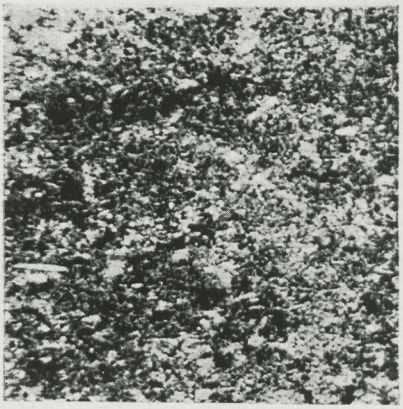
*5.* Крупнопелитовая структура зимнего слоя глины со слабой дифференциацией материала на сезонные слои. Перпендикулярно слоистости. Местонах. Татра. Увелич 180 ×.

*6.* Крупнопелитовая, местами алевропелитовая структура зимнего слоя глины со слабой дифференциацией материала на сезонные слои. Перпендикулярно слоистости. Местонах. Куренурме. Увелич. 180 ×.

ТАБЛИЦА X



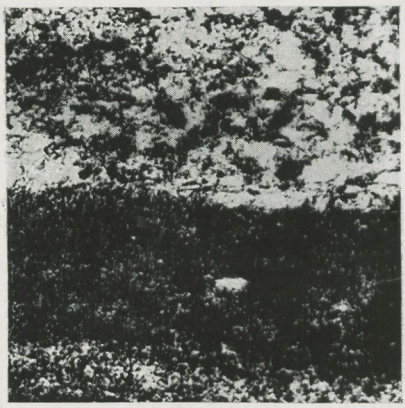
1



2



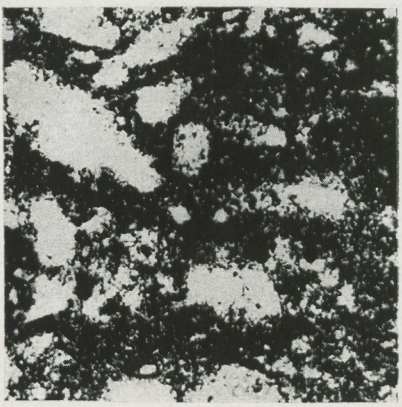
3



4



5



6

*1.* Крупнопелитовая структура летнего слоя без видимой ориентировки пластинчатых и удлиненных частиц. Перпендикулярно слоистости. Местонах. Синди. Увелич. 180 ×.

*2.* Структура летнего слоя со слабой ориентировкой удлиненно-пластинчатых частиц. Перпендикулярно слоистости. Местонах. Синди. Увелич. 180 ×.

*3.* Структура летнего слоя с заметной ориентацией удлиненно-пластинчатых частиц параллельно слоистости. Местонах. Синди. Увелич. 180 ×.

*4.* Контакт летнего слоя с зимним. Перпендикулярно слоистости. Местонах. Татра. Увелич. 180 ×.

*5.* Алевропелитовая структура неслоистой глины. Крупные листочки слюд имеют субпараллельную ориентировку вдоль плоскостей напластования. Перпендикулярно слоистости. Местонах. Тохври. Увелич. 180 ×.

*6.* Алевропелитовая структура неслоистой глины. Перпендикулярно слоистости. Местонах. Отепя. Увелич. 180 ×.



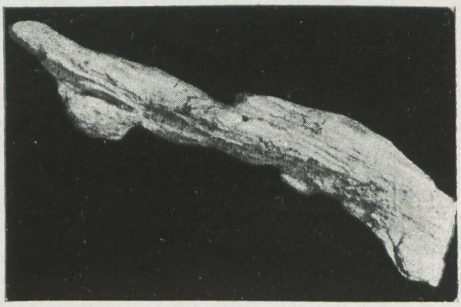
1



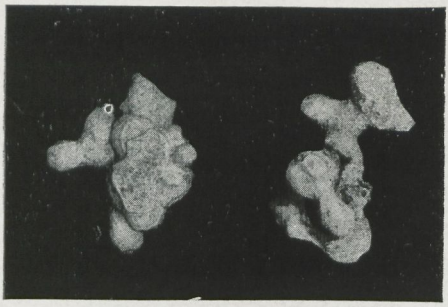
2



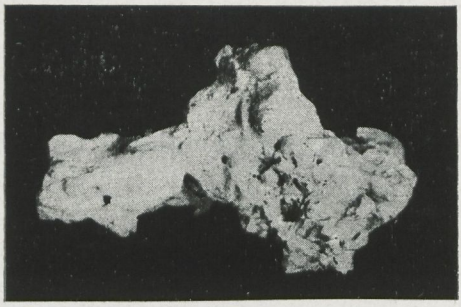
3



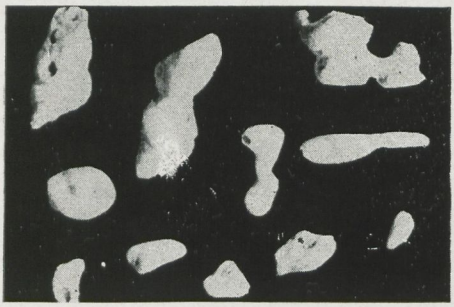
4



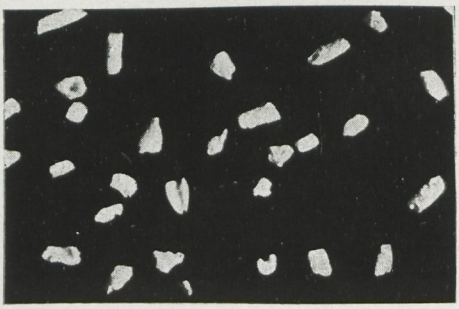
5



6



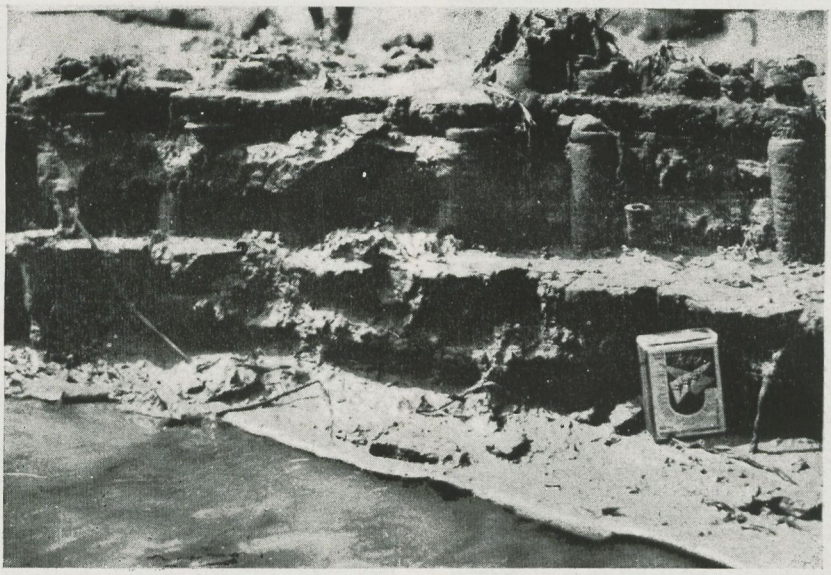
7



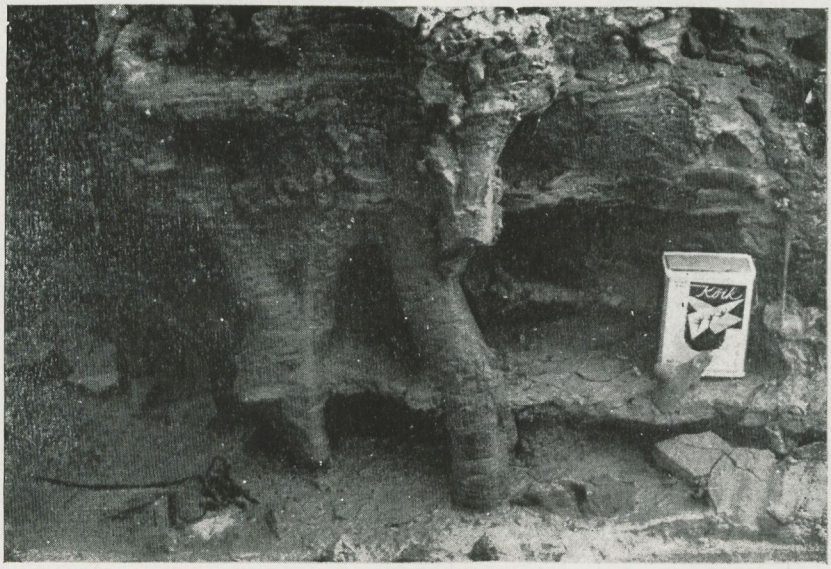
8

*1—7.* Известковые конкреции разнообразной формы в ленточных глинах Эстонии. Нат. вел.

*8.* Мелкие, частично веретенообразные карбонатные конкреции из местонахождения Лаэва. Увелич. 2×.



1




2

*1.—2.* Цилиндрические тела, образовавшиеся вокруг полостей разложения корневой системы растений в результате цементации глины гидроокислами железа. Местонах. Путки.

ленточных глин более детальному анализу были подвергнуты зерна кварца в различных алевритовых и песчаных фракциях. В некоторых иммерсионных препаратах было подсчитано 150—200 зерен минерала и определена степень окатанности каждого из них по пятибалльной шкале (от 0 до 4). На основе этих данных для каждой пробы вычислялись коэффициенты окатанности в баллах.

Оказалось, что степень окатанности зерен кварца во фракциях 0,01—0,05; 0,05—0,1 и 0,1—0,25 мм почти одинакова во всех изученных пробах (рис. 9). Слабая окатанность зерен кварца в алевритовых фракциях свидетельствует о переносе осадочного материала в озерно-ледниковые водоемы преимущественно во взвешенном состоянии. В мелкопесчаной фракции (0,1—0,25 мм) зерна кварца характеризуются несколько повышенной степенью окатанности. Преобладают зерна со слегка округленными углами и ребрами (баллы 1, 2). Это показывает, что частицы названной фракции уже частично подвергались окатыванию по дну переносивших их флювиогляциальных потоков. Однако значительных колебаний в показателях различных местонахождений не наблюдается и у этой фракции.

Более заметные различия в степени окатанности появляются только начиная со среднепесчаной фракции (0,25—0,5 мм), что свидетельствует о региональных отклонениях в степени изнашивания грубообломочных зерен. Однако и эти различия не имеют большого значения в генетическом отношении, так как бóльшая часть зерен этой фракции, несомненно, принесена в бассейн седиментации не водными потоками, а в результате эоловой деятельности или плавающими льдинами. Ввиду этого в степени окатанности этой фракции отражаются прежде всего

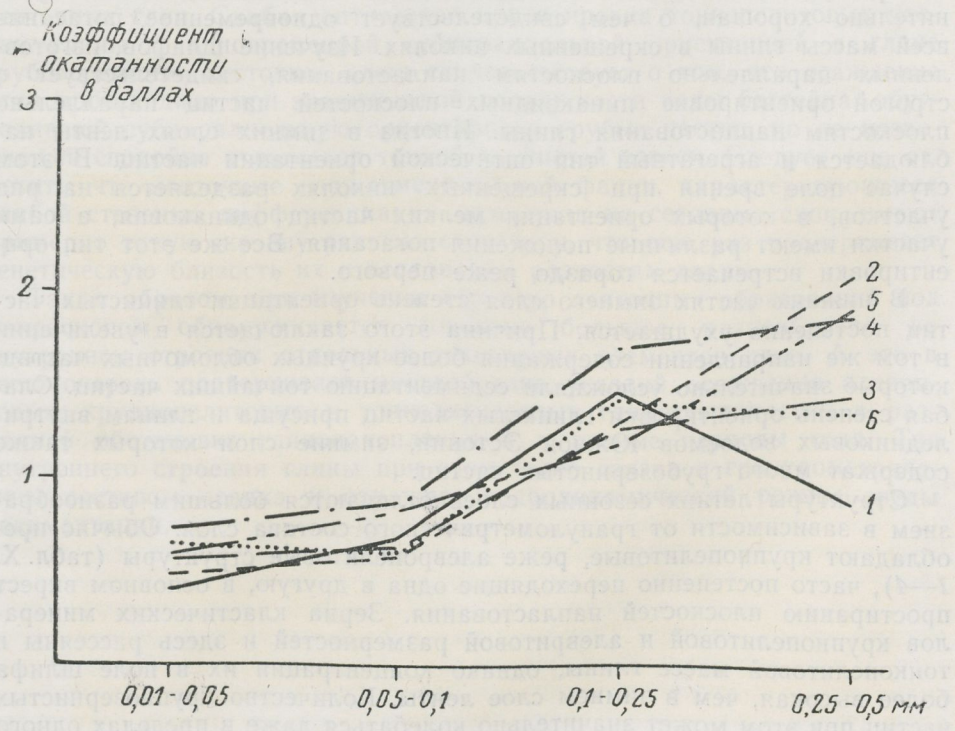



Рис. 9. Степень окатанности зерен кварца по отдельным фракциям ленточных глин Эстонии.

*1* — Локса; *2* — Тудулинна; *3* — Куузику; *4, 5* — Тохври; *6* — Отепя.

особенности исходного материала, а не процессы, протекавшие в озерно-ледниковых водоемах при транспортировке частиц. Этим, очевидно, и объясняется низкая степень окатанности зерен фракции 0,25—0,5 мм у глины из предглинтовой полосы, в Локса (рис. 9). Фракция эта сложена продуктами разрушения изверженных и метаморфических пород Фенноскандии, которые до того как попасть в бассейн седиментации не подвергались сколько-нибудь значительному окатыванию.

### 3. СТРУКТУРЫ ГЛИН НА ОСНОВЕ ИЗУЧЕНИЯ ШЛИФОВ

В шлифах зимние слои годичной ленты имеют сравнительно однородную структуру, так как размер слагающих их частиц обычно не превышает 0,005 мм (табл. IX, *1*, 2). Микроструктура зимних слоев, по М. Ф. Викуловой и др. (1957), преимущественно тонкопелитовая (лептопелитовая). Местами в этой структуре все же наблюдаются отдельные угловатые, преимущественно изометрические зерна более крупных размеров (0,005—0,05 мм), количество которых обычно постепенно увеличивается в сторону контакта с нижележащим летним слоем той же ленты (табл. IX *3*, *4*). В зимнем слое лент с отчетливой дифференциацией материала на сезонные слои крупнообломочные зерна более редки и могут полностью отсутствовать в верхней его части. В случае слабой дифференциации материала годичной ленты на сезонные слои, например в глинах возвышенных участков Южной Эстонии, зимние слои богаты крупным материалом (табл. IX, *5*, *6*).

Ориентация глинистых частиц в зимнем слое глины обычно сравнительно хорошая, о чем свидетельствует одновременное погасание всей массы глины в скрещенных николях. Изучение шлифов, изготовленных параллельно плоскостям напластования, свидетельствует о строгой ориентировке пинакоидных плоскостей частиц параллельно плоскостям напластования глины. Иногда в зимних слоях ленты наблюдается и агрегатный тип оптической ориентации частиц. В этом случае поле зрения при скрещенных николях разделяется на ряд участков, в которых ориентация мелких частиц одинаковая, а сами участки имеют различные положения погасания. Все же этот тип ориентировки встречается гораздо реже первого.

В нижних частях зимнего слоя степень ориентации глинистых частиц постепенно ухудшается. Причина этого заключается в увеличении в том же направлении содержания более крупных обломочных частиц, которые значительно усложняли седиментацию тончайших частиц. Слабая степень ориентировки глинистых частиц присуща и глинам внутриледниковых водоемов Южной Эстонии, зимние слои которых также содержат много грубозернистых частиц.

Структуры летних сезонных слоев отличаются большим разнообразием в зависимости от гранулометрического состава слоя. Обычно преобладают крупнопелитовые, реже алевропелитовые структуры (табл. X, *1*—*4*), часто постепенно переходящие одна в другую, в основном вкрест простиранию плоскостей напластования. Зерна кластических минералов крупнопелитовой и алевритовой размерностей и здесь рассеяны в тонкопелитовой массе глины, однако концентрация их в поле шлифа более высокая, чем в зимнем слое ленты. Количество крупнозернистых частиц при этом может значительно колебаться даже в пределах одного и того же летнего слоя, но переходы из одного участка шлифа в другой обычно сравнительно плавные. Даже в летних слоях с отчетливой дифференциацией материала на мелкие суточные ритмы резких кон-

тактов между этими слойками не выявляется. Грубообломочные минералы летних слоев иногда имеют субпараллельную ориентацию длинных осей частиц, а иногда даже крупные листочки слюд расположены в массе глины без всякого порядка.

Тонкопелитовые частицы глинистых минералов в летних слоях глины менее ориентированы, чем в зимних. Иногда ориентировка отсутствует и в расположении отдельных агрегатов. Чаще всего это наблюдается у слоев, богатых изометрическими зернами крупнопелитовых и алевритовых фракций. В большинстве случаев все же преобладает чешуйчато-агрегатная ориентировка тонкопелитовой части породы.

Довольно близко к структуре летнего слоя и внутреннее строение неслоистых разностей озерно-ледниковых глин, которые часто переслаиваются с типичными ленточными глинами. Для них также характерна преимущественно пелитовая структура, со спорадически рассеянными зернами более грубых размеров (табл. X, *5*, *6*). Иногда структура их приобретает алевропелитовый характер. Количество и характер распределения алевритового материала сильно зависят от общей дисперсности породы, которая обычно повышается в верхнем направлении. Иногда более грубозернистые частицы концентрируются в гнездообразные скопления, расположенные без всякого порядка в тонкопелитовой массе глины. Глинистые частицы неслоистых глин обычно не обладают четкой ориентацией, а имеют агрегатное погасание. Ориентация глинистых частиц несколько улучшается в направлении к верхним, более тонкодисперсным частям слоя.

Изложенные особенности структуры неслоистых глин хорошо согласуются с представлениями о генезисе таких прослоев в разрезах ленточных глин. Слабая оптическая ориентировка тонкопелитовых частиц глины с одновременной субпараллельной ориентацией в глине грубозернистых листочков слюд свидетельствует о том, что осаждение глин происходило при значительной подвижности воды бассейна, обусловившей субпараллельную ориентировку грубых частиц, но не позволившей спокойно отлагаться тонкой глинистой взвеси. Следует еще отметить, что ленточные глины мелководной фации, характеризующиеся слабой степенью дифференциации материала на сезонные слои, имеют примерно такую же внутреннюю структуру, что еще раз подчеркивает генетическую близость их к неслоистым разностям глины.

Таким образом, при изучении структур ленточных образований под микроскопом обнаруживается довольно большое разнообразие во внутреннем строении отдельных текстурных элементов глин. А это в свою очередь подчеркивает многообразие условий осаждения алевритовых, крупнопелитовых и тонкодисперсных глинистых частиц в различной обстановке глинонакопления и в разные периоды года. Тип внутреннего строения глины при этом тесно связан с гранулометрическим составом осадка и отражает гидродинамический режим среды седиментации.

## МИНЕРАЛОГИЯ ПЕСЧАНЫХ И АЛЕВРИТОВЫХ ФРАКЦИЙ

Качественный минералогический состав алевритовых и песчаных фракций ленточных глин республики отличается сравнительной пестротой. В них встречаются почти все минералы, установленные и в моренах республики. В ленточных глинах не обнаружены только оливин, кордиерит и ортит, встреченные в виде единичных зерен в составе морен валдайского оледенения (Раукас, 1961б). Близость качественного состава морен и ленточных глин весьма закономерна, так как главным источником материала для ленточных образований служило именно перенесенное ледником моренное вещество. Поэтому в составе как морен, так и ленточных глин отчетливо отражаются особенности минералогического состава коренных пород Фенноскандии и Эстонии, обусловленные ледниковой экзарацией этих пород. Расхождения в составе этих отложений заключаются прежде всего в различных количественных соотношениях отдельных групп минералов, что объясняется прохождением водного цикла обработки материала при образовании озерно-ледниковых глин.

В минералогическом составе песчано-алевритовых фракций ленточных глин преобладают кварц, полевые шпаты, карбонаты и слюды, составляющие обычно 90—95% всех минералов. В значительно меньших количествах встречаются глинистые агрегаты, сильно выветрелые минералы, различные обломки пород, глауконит и минералы тяжелой фракции. Среди последних преобладают амфиболы, гранаты, рудные минералы, карбонаты, хлориты, пироксены и циркон. Характерно сравнительно высокое содержание неустойчивых к выветриванию минералов: полевых шпатов (до 30% легкой фракции), карбонатов (до 60% легкой фракции), амфиболов и пироксенов (до 50% тяжелой фракции) и других.

Количественные взаимоотношения отдельных групп минералов сильно изменяются при переходе от одной фракции к другой (рис. 10). Количество кварца постепенно уменьшается в сторону мелких фракций, снижаясь во фракции 0,005—0,01 мм иногда до 10—15% (Тсиргулинна, Тохври). Наиболее богата им мелкопесчаная часть породы (0,1—0,25 мм), в которой содержание кварца нередко доходит до 60—70%. Поведение группы полевых шпатов аналогичное. Их количество также уменьшается в сторону мелких фракций. Наиболее четко проявляется эта закономерность в глинах Северной Эстонии, более богатых минералами данной группы. Основная масса полевых шпатов концентрируется в мелкопесчаной и в крупноалевритовой фракциях. Наибольшие количества карбонатных минералов, наоборот, характерны для мелкоалевритовой части глин. В ряде случаев они все же играют значительную роль и в крупнопелитовой фракции (0,005—0,01 мм). Реже наблюдается повышенное содержание карбонатов и в наиболее крупных фракциях (Отепя). Роль слюдистых минералов (мусковит, биотит, хло-

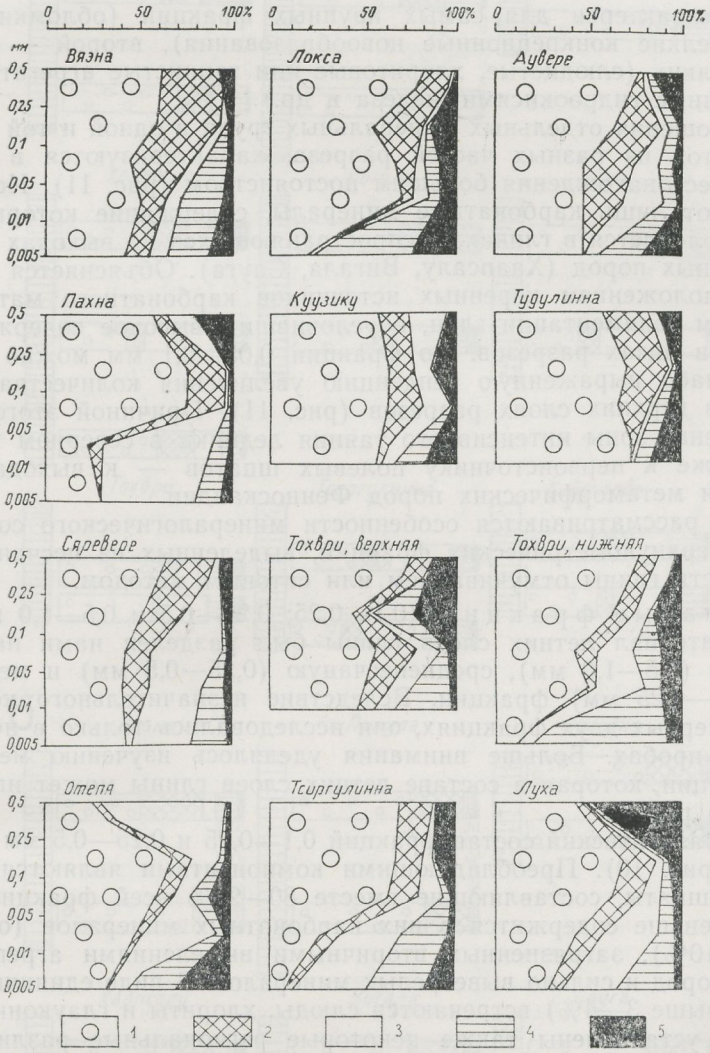



Рис. 10. Минералогический состав песчано-алевритового и крупнопелитового компонента ленточных глин.

*1* — кварц; *2* — полевые шпаты; *3* — карбонаты; *4* — слюды, гидрослюды и хлориты; *5* — агрегаты, обломки пород и сильно выветрелые минералы.

риты, гидрослюды) постепенно возрастает в направлении мелких фракций. Количество их становится значительным уже во фракции 0,01—0,05 мм, но максимального содержания достигает при размерах меньше 0,01 мм. Роль слюдистых минералов возрастает при этом главным образом в результате увеличения содержания мусковита и гидрослюд, в то время как содержание биотита почти не изменяется. Возможно, что обогащение слюдами мелких фракций частично обусловлено и разрушением крупных листочков во время подготовки проб глин к анализу.

Остальные минералы легкой фракции, представленные главным образом трудно диагностируемыми агрегатами и обломками различных пород, имеют обычно два максимума распределения (рис. 10). Первый

из них характерен для самых крупных фракций (обломки твердых пород, мелкие конкреционные новообразования), второй — для наиболее мелких (слюдистые, хлоритовые или глинистые агрегаты, сильно загрязненные гидроокисями железа и др.).

Соотношения отдельных минеральных групп в одной и той же фракции, взятой из разных частей разреза, характеризуются в пределах одного местонахождения большим постоянством (рис. 11). Исключение составляют лишь карбонатные минералы, содержание которых значительно колеблется в глинах, распространяющихся на выходах коренных карбонатных пород (Хаапсалу, Вигала, Сауга). Объясняется это близким расположением коренных источников карбонатного материала к бассейнам седиментации глин, обусловившим высокое содержание минералов в низах разрезов. Во фракции 0,05—0,1 мм можно отметить также слабо выраженную тенденцию увеличения количества полевых шпатов в верхних слоях разрезов (рис. 11). Причиной этого явилось перемещение зоны интенсивного таяния ледника в северном направлении, ближе к первоисточнику полевых шпатов — к выходам изверженных и метаморфических пород Фенноскандии.

Ниже рассматриваются особенности минералогического состава отдельных гранулометрических фракций, выделенных из песчано-алевритовой части глины отмучиванием или ситовым методом.

Песчаные фракции (0,1—0,25; 0,25—0,5 и 0,5—1,0 мм). Песчаный материал летних слоев глины был разделен нами на крупнопесчаную (0,5—1,0 мм), среднепесчаную (0,25—0,5 мм) и мелкопесчаную (0,1—0,25 мм) фракции. Вследствие незначительного количества зерен в первых двух фракциях, они исследовались только в нескольких опорных пробах. Больше внимания уделялось изучению мелкопесчаной фракции, которая в составе летних слоев глины может играть уже заметную роль.

Минералогический состав фракций 0,1—0,25 и 0,25—0,5 мм довольно близок (рис. 10). Преобладающими компонентами являются кварц и полевые шпаты, составляющие вместе 80—90% всей фракции. Значительно меньше содержится в них карбонатных минералов (обычно не больше 10%), загрязненных вторичными выделениями агрегатов, обломков пород и сильно выветрелых минералов. В виде единичных зерен (редко свыше 3—4%) встречаются слюды, хлориты и глауконит.

Были установлены также некоторые региональные различия, особенно наглядные в мелкопесчаной фракции (табл. 2). Так, в глинах предглинтовой полосы и близкой к ней северо-восточной части республики количество полевых шпатов часто доходит до 25—30%, в то время как в южных районах оно редко превышает 20%. Содержание карбонатных минералов, наоборот, существенно повышается в центральных и западных районах, сохраняя значительную роль и в более южных районах. Характерно и присутствие глауконита только в глинах предглинтовой зоны и близких к ней районов.

Тяжелые минералы песчаных фракций не изучались из-за их небольшого содержания (1—2%).

Морфология зерен в песчаной фракции довольно разнообразна. Преобладают угловатые и слабоокатанные зерна и лишь во фракции 0,25—0,5 мм изредка попадаются единичные хорошо окатанные частицы. Некоторые зерна полевых шпатов, слюд и карбонатов имеют вид идиоморфных кристаллов, иногда слегка округленных на углах. Калиевые полевые шпаты, плагиоклазы и карбонаты часто загрязнены различными вторичными выделениями, иногда столь сильно, что становятся непрозрачными. Зерна кальцита часто имеют агрегатное строение. Глауконит

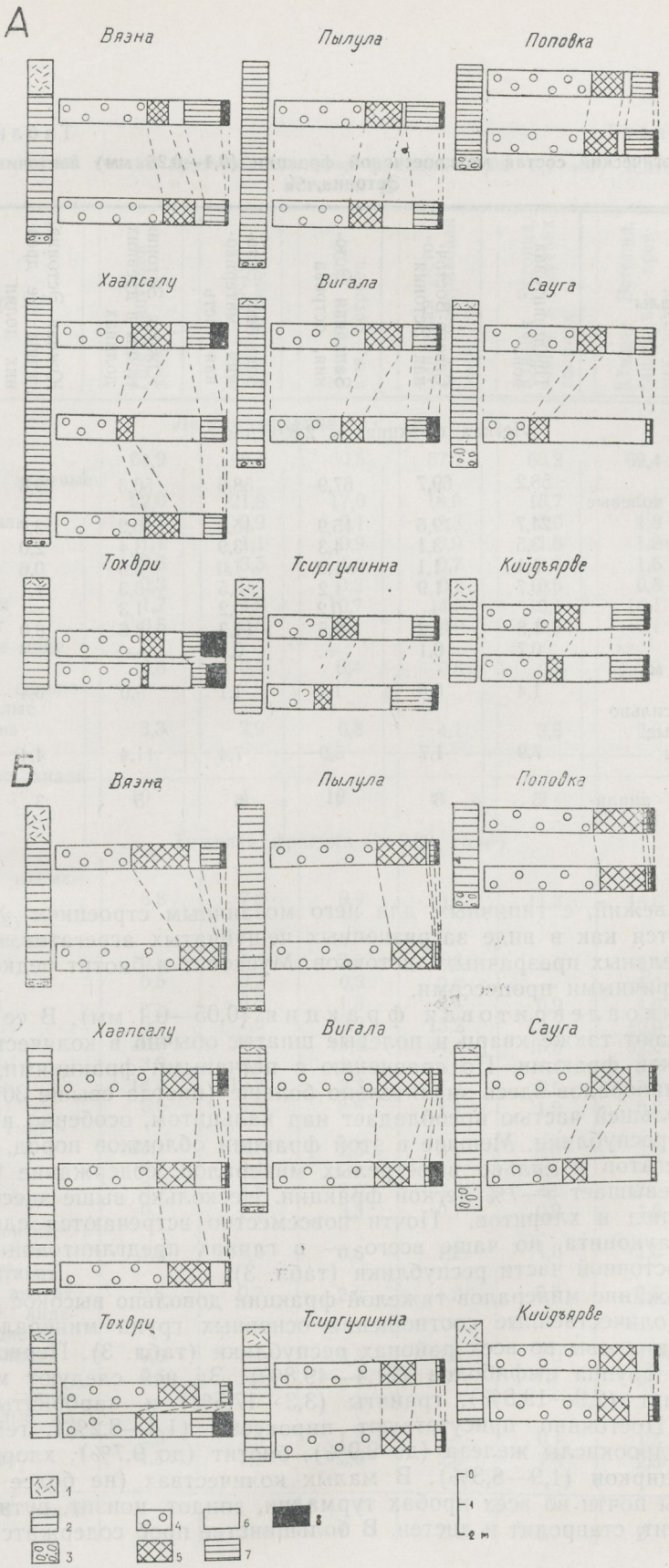



Рис. 11. Изменение минералогического состава алевритовых фракций по вертикали. *А* — 0,01—0,05 мм; *Б* — 0,05—0,1 мм. *1* — отложения, покрывающие ленточные глины; *2* — ленточные глины; *3* — морена. Минералы: *4* — кварц; *5* — полевые шпаты; *6* — карбонаты; *7* — слюды, гидрослюды и хлориты; *8* — агрегаты, обломки пород и сильно выветрелые минералы.

Таблица 2

**Минералогический состав мелкопесчаной фракции (0,1—0,25 мм) ленточных глин Эстонии, %**

| Минералы | Предглинтовая зона | Северо-Восточная Эстония | Западная Эстония, острова | Западная Эстония, материковая часть | Южная Эстония, глины в древних долинах | Южная Эстония, глины вне древних долин | Среднее |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Легкая фракция $< 2{,}89$ г/см$^3$ | | | | | | | |
| Кварц | 58,2 | 69,7 | 67,9 | 58,6 | 56,3 | 69,8 | 62,5 |
| Калиевые полевые шпаты | 24,7 | 19,6 | 15,9 | 15,9 | 10,2 | 13,7 | 16,1 |
| Плагиоклазы | 3,5 | 3,1 | 4,3 | 3,9 | 3,4 | 2,0 | 3,5 |
| Биотит | 1,1 | 1,1 | 1,0 | 1,0 | 0,5 | 0,6 | 0,9 |
| Мусковит | 0,7 | 1,9 | 1,2 | 0,5 | 3,3 | 1,1 | 1,5 |
| Хлориты | — | — | 0,2 | 0,2 | 1,3 | — | 0,1 |
| Карбонаты | 1,8 | 2,2 | 2,5 | 11,3 | 8,6 | 8,0 | 6,5 |
| Глауконит | 0,7 | 0,1 | — | 0,1 | — | — | 0,2 |
| Остальные минералы | 1,4 | 0,6 | 1,1 | 1,1 | 5.0 | 0,4 | 1,8 |
| Агрегаты, сильно выветрелые минералы | 7,9 | 1,7 | 5,9 | 7,4 | 11,4 | 4,4 | 6,9 |
| Количество анализов | 3 | 3 | 4 | 6 | 5 | 3 | 24 |

обычно свежий, с типичным для него мозаичным строением. Хлориты встречаются как в виде загрязненных чешуйчатых агрегатов, так и в виде отдельных прозрачных листочков. Мусковит и биотит редко затронуты вторичными процессами.

Крупноалевритовая фракция (0,05—0,1 мм). В ее составе преобладают также кварц и полевые шпаты, обычно в количестве 70—90% легкой фракции. По сравнению с песчаными фракциями, карбонатных минералов здесь значительно больше (иногда свыше 30%). Доломит большей частью преобладает над кальцитом, особенно в южных районах республики. Меньше в этой фракции обломков пород, различных агрегатов и сильно выветрелых минералов, содержание которых редко превышает 5—7% легкой фракции. Несколько выше здесь содержание слюд и хлоритов. Почти повсеместно встречаются единичные зерна глауконита, но чаще всего — в глинах предглинтовой зоны и северо-восточной части республики (табл. 3).

Содержание минералов тяжелой фракции довольно высокое — 1,9—8,8%. Количественные соотношения основных групп минералов примерно одинаковы во всех районах республики (табл. 3). Первое место занимает группа амфиболов (21,4—49,8%). За ней следуют магнетит и ильменит (2,9—19,8%), гранаты (3,3—17,5%) и карбонаты (1,3—19,8%). Постоянно присутствуют пироксены (1,4—8,2%), гематит и бурые гидроокислы железа (до 9,9%), биотит (до 9,7%), хлориты (до 22,6%), циркон (1,9—8,3%). В малых количествах (не более 3—4%) встречены почти во всех пробах турмалин, эпидот, цоизит, рутил, титанит, апатит, ставролит и дистен. В большинстве проб содержатся также

Таблица 3

**Минералогический состав крупноалевритовой фракции (0,05—0,1 мм) ленточных глин Эстонии, %**

| Минералы | Предглинтовая зона | Северо-Восточная Эстония | Западная Эстония, острова | Западная Эстония материковая зона | Южная Эстония, глины в древних долинах | Южная Эстония, глины вне древних долин | Среднее |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Легкая фракция (< 2,89 г/см³) | | | | | | | |
| Кварц | 64,9 | 62,1 | 60,5 | 57,7 | 60,2 | 62,4 | 60,9 |
| Калиевые полевые шпаты | 22,0 | 21,8 | 17,0 | 18,0 | 18,7 | 15,5 | 18,7 |
| Плагиоклазы | 3,1 | 2,9 | 2,1 | 3,3 | 2,0 | 1,8 | 2,6 |
| Биотит | 1,1 | 1,1 | 0,9 | 0,9 | 1,6 | 1,3 | 1,1 |
| Мусковит | 2,6 | 3,5 | 1,3 | 0,7 | 2,8 | 1,6 | 1,8 |
| Хлориты | 0,3 | 0,4 | 0,2 | 0,2 | 0,6 | 0,3 | 0,3 |
| Карбонаты | 1,7 | 4,6 | 10,7 | 14,3 | 10,1 | 14,1 | 9,9 |
| Глауконит | 0,5 | 0,6 | 0,1 | 0,2 | 0,2 | 0,1 | 0,2 |
| Остальные минералы | 0,5 | 0,1 | 0,4 | 0,6 | 0,2 | 0,3 | 0,4 |
| Агрегаты, сильно выветрелые минералы | 3,3 | 2,9 | 6,8 | 4,1 | 3,6 | 2,6 | 4,1 |
| Количество анализов | 10 | 4 | 10 | 14 | 9 | 7 | 54 |
| Тяжелая фракция (> 2,89 г/см³) | | | | | | | |
| Магнетит, ильменит | 6,8 | 7,8 | 9,9 | 13,6 | 11,3 | 15,6 | 11,1 |
| Гематит, бурые гидроокислы железа | 0,5 | 1,3 | 2,2 | 0,8 | 2,6 | 5,1 | 2,1 |
| Пирит | 0,5 | 0,2 | 0,3 | 0,4 | — | 1,0 | 0,3 |
| Лейкоксен | — | 0,8 | 1,3 | 0,4 | 0,9 | 1,0 | 0,7 |
| Гранаты | 6,5 | 7,6 | 8,9 | 15,2 | 12,3 | 15,0 | 11,2 |
| Амфиболы | 30,7 | 36,2 | 43,6 | 44,4 | 40,0 | 32,0 | 37,6 |
| Пироксены | 3,8 | 3,1 | 2,0 | 6,0 | 4,4 | 5,0 | 4,2 |
| Карбонаты | 14,4 | 12,2 | 3,3 | 1,4 | 9,9 | 7,7 | 8,7 |
| Биотит | 5,6 | 6,2 | 8,6 | 1,1 | 1,9 | 0,8 | 3,4 |
| Хлориты, гидрослюды | 13,1 | 8,7 | 2,6 | 3,1 | 5,0 | 3,8 | 6,3 |
| Глауконит | 6,7 | 0,4 | — | — | 0,1 | — | 1,2 |
| Циркон | 3,3 | 3,5 | 8,0 | 3,7 | 4,6 | 2,1 | 3,9 |
| Турмалин | 0,7 | 1,5 | 3,3 | 0,7 | 0,9 | 1,0 | 1,2 |
| Эпидот, цоизит, клиноцоизит | 1,5 | 2,2 | 0,6 | 1,2 | 1,0 | 1,6 | 1,4 |
| Рутил, титанит, брукит, анатаз | 0,8 | 0,7 | 2,0 | 1,2 | 0,7 | 2,5 | 1,2 |
| Ставролит, андалузит, дистен, силлиманит | 0,6 | 1,4 | 0,3 | 2,6 | 2,0 | 1,2 | 1,5 |
| Апатит | 0,6 | 1,3 | — | 1,7 | 1,1 | 0,7 | 1,0 |
| Агрегаты, сильно выветрелые минералы | 2,6 | 3,9 | 1,3 | — | 0,1 | 1,5 | 1,4 |
| Остальные | 1,3 | 1,0 | 2,0 | 2,5 | 1,2 | 2,3 | 1,6 |
| Количество анализов | 2 | 2 | 1 | 2 | 3 | 2 | 12 |

лейкоксен, пирит и глауконит. В виде единичных зерен обнаружены в этой фракции еще клиноцоизит, андалузит, силлиманит, касситерит, корунд, шпинели, флюорит, брукит, анатаз, ксенотим и монацит. В некоторых пробах в заметных количествах встречаются сильно выветрелые минералы и различные загрязненные агрегаты.

Зерна минералов в крупноалевритовой фракции преимущественно угловатые, почти не окатанные или окатанные незначительно. У полевых шпатов, доломита, пирита, циркона, турмалина, апатита, реже у пироксенов и амфиболов иногда сохраняются первичные очертания исходных кристаллов.

Мелкоалевритовая фракция (0,01—0,05 мм). Минералогический состав мелкоалевритовой части породы более изменчив, чем в предыдущих фракциях. В глинах предглинтовой зоны и Северо-Восточной Эстонии основную роль играют еще кварц и полевые шпаты, составляющие и здесь 60—80%. На остальной территории к ним добавляются кальцит и доломит, которые в отдельных случаях могут стать даже преобладающими минералами изучаемой фракции (56,7% в Сауга; 67,5% в Карья на острове Сааремаа и др.). При этом в западной части Эстонии содержание карбонатных минералов колеблется в очень широких пределах — от нескольких процентов до указанных выше значений. В южных районах республики количество карбонатов более постоянное, обычно 20—30% легкой фракции. По сравнению с крупноалевритовой фракцией в мелкоалевритовой возрастает роль кальцита, который на севере республики в большинстве случаев явно преобладает над доломитом. Заметно увеличивается в рассматриваемой фракции количество слюд. На их долю приходится обычно 10—20% легкой фракции (табл. 4). При этом явно преобладает мусковит, составляя, как правило, 70—90% всех слюдистых минералов. Биотит встречается обычно в виде единичных зерен. Количество хлоритов также редко превышает 2—3%. Глауконит менее характерен для этой фракции, чем для предыдущих. Роль выветрелых минералов и различных агрегатов примерно такая же, как в крупноалевритовой фракции.

Количество тяжелых минералов в этой фракции выше предыдущего — 1,4—12,2%. В составе их участвуют те же группы минералов и примерно в таких же количественных соотношениях, как и в крупноалевритовой фракции. Однако содержание отдельных минералов колеблется здесь в более широких пределах (табл. 4). Кроме амфиболов, здесь могут преобладать рудные минералы (Куузику), хлориты (Тсиргулинна) или карбонаты (Вяэна, Аувере, Пахна). Количество последних в отдельных случаях может достигать 90%, маскируя тем самым взаимоотношения остальных групп минералов.

Главными минералами данной фракции все же являются амфиболы (1,2—53,1%). За ними следуют карбонаты (2,1—91,3%), магнетит и ильменит (0,5—47,9%), хлориты (1,2—42,6%) и гранаты (до 15,1%). В меньших количествах присутствуют циркон (0,2—12,6%), турмалин (0,2—6,1%) и апатит (0,2—4,5%). В виде единичных зерен почти во всех пробах встречаются гематит, гидроокислы железа, эпидот, цоизит, рутил, титанит, ставролит, дистен. Обнаружено и присутствие корунда, топаза, флюорита, клиноцоизита, брукита, анатаза, силлиманита, андалузита, ксенотима, монацита. Пирит, глауконит и лейкоксен встречены только в тяжелой фракции глин в северной части Эстонии. В мелкоалевритовой фракции не были обнаружены касситерит и шпинели, которые встречались в крупноалевритовой части породы. Наоборот, только в мелкоалевритовой фракции найдены единичные зерна топаза, не встреченного в предыдущей.

Таблица 4

**Минералогический состав мелкоалевритовой фракции (0,01—0,05 мм) ленточных глин Эстонии, %**

| Минералы | Предглинтовая зона | Северо-Восточная Эстония | Западная Эстония, острова | Западная Эстония, материковая часть | Южная Эстония, глины в древних долинах | Южная Эстония, глины вне древних долин | Среднее |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Легкая фракция (< 2,89 г/см³) | | | | | | | |
| Кварц | 59,4 | 54,5 | 38,2 | 45,7 | 42,4 | 42,4 | 46,0 |
| Калиевые полевые шпаты | 15,8 | 14,9 | 15,1 | 14,0 | 12,2 | 11,7 | 13,9 |
| Плагиоклазы | 1,1 | 1,0 | 0,9 | 0,7 | 1,0 | 0,7 | 0,9 |
| Биотит | 1,6 | 1,0 | 0,9 | 0,6 | 1,2 | 0,5 | 1,0 |
| Мусковит | 11,9 | 9,7 | 5,4 | 10,5 | 14,0 | 8,9 | 10,2 |
| Хлориты | 1,6 | 2,1 | 1,3 | 1,7 | 1,1 | 0,5 | 1,4 |
| Карбонаты | 3,8 | 11,2 | 34,2 | 21,6 | 23,2 | 31,2 | 21,9 |
| Глауконит | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,1 | — | — | 0,1 |
| Остальные минералы | 2,5 | 1,1 | 1,4 | 2,6 | 1,3 | 1,4 | 1,8 |
| Агрегаты, сильно выветрелые минералы | 2,2 | 4,4 | 2,5 | 2,5 | 3,6 | 2,7 | 2,8 |
| Количество анализов | 9 | 4 | 10 | 15 | 11 | 8 | 57 |
| Тяжелая фракция (> 2,89 г/см³) | | | | | | | |
| Магнетит, ильменит | 4,5 | 3,6 | 0,8 | 23,7 | 9,0 | 6,7 | 8,8 |
| Гематит, бурые гидроокислы железа | — | 0,5 | 0,5 | 0,2 | 0,6 | 0,9 | 0,4 |
| Пирит | 0,4 | — | 0,2 | — | — | — | 0,1 |
| Лейкоксен | — | 0,1 | — | 1,1 | — | — | 0,2 |
| Гранаты | 10,0 | 5,2 | — | 6,2 | 5,2 | 6,1 | 5,9 |
| Амфиболы | 29,3 | 32,9 | 1,2 | 24,4 | 24,1 | 47,8 | 29,0 |
| Пироксены | 1,5 | 1,9 | — | 1,9 | 1,3 | 3,5 | 1,8 |
| Карбонаты | 22,8 | 32,6 | 91,3 | 20,7 | 19,5 | 11,3 | 27,8 |
| Биотит | 2,2 | 4,6 | 3,2 | 1,3 | 2,0 | 2,4 | 2,5 |
| Хлориты, гидрослюды | 6,4 | 6,7 | 1,2 | 10,3 | 23,7 | 6,7 | 9,9 |
| Глауконит | 0,7 | — | — | — | — | — | 0,1 |
| Циркон | 4,6 | 1,5 | 0,2 | 4,8 | 6,3 | 3,1 | 3,7 |
| Турмалин | 0,7 | 1,0 | 0,2 | 1,7 | 3,2 | 1,1 | 1,4 |
| Эпидот, цоизит, клиноцоизит | 2,3 | 0,5 | — | 0,3 | — | 1,3 | 0,8 |
| Рутил, титанит, брукит, анатаз | 0,8 | 0,1 | 0,2 | 1,2 | 0,5 | 0,9 | 0,7 |
| Ставролит, андалузит, дистен, силлиманит | 1,4 | 1,3 | — | 0,8 | 1,3 | 0,8 | 1,0 |
| Апатит | 2,8 | 1,2 | 0,2 | 0,8 | 0,6 | 1,1 | 1,2 |
| Агрегаты, сильно выветрелые минералы | 7,8 | 4,4 | 0,8 | 0,3 | 1,0 | 5,0 | 3,4 |
| Остальные | 1,8 | 1,9 | — | 0,3 | 1,7 | 1,3 | 1,3 |
| Количество анализов | 2 | 2 | 1 | 2 | 2 | 2 | 11 |

Форма зерен мелкоалевритовой фракции обычно неокатанно-угловатая. Явно преобладают зерна неправильной формы, представленные мелкими обломками исходных, более крупных кристаллов. Зерна с хорошей огранкой наблюдаются чаще всего у доломита, полевых шпатов, пирита, циркона, анатаза и других минералов. Среди мусковита встречаются и единичные серицитоподобные сростки и агрегаты. Зерна полевых шпатов данной фракции, как правило, прозрачны и мало изменены вторичными процессами.

Итак, в пестром минералогическом составе песчано-алевритового компонента глины хорошо распознаются как минералы докембрийского кристаллического фундамента (полевые шпаты, амфиболы, пироксены и др.) и палеозойских осадочных пород (карбонаты, глауконит и др.). Индивидуальные особенности этих минералов, в частности их форма и степень сохранности, позволяют получить важную информацию о характере процессов, протекавших в ходе переотложения продуктов ледниковой экзарации в озерно-ледниковую глину.

Кварц, как наиболее распространенный минерал песчаной и алевритовой фракций, встречается чаще всего в виде угловатых или слабоокатанных зерен неправильной формы. Окатанность зерен минерала повышается в направлении крупных фракций, в которых могут встречаться и отдельные зерна с идеально окатанной формой. Многие зерна содержат в больших количествах различные включения (слюды, рутил, циркон и другие минералы, газовые пузырьки или жидкостные включения и т. д.). Часто зерна кварца мутные, иногда обладают штриховатой поверхностью. Катаклазированные зерна с волнистым погасанием сравнительно редки. Н. Л. Дилакторским* отмечались единичные находки доросшего кварца, но так как аналогичные формы обнаружены А. Раукасом (1961) и в моренах республики, то трудно считать их аутигенными новообразованиями, возникшими в самой ленточной глине. В основной своей массе кварц несомненно является типичным обломочным минералом. Судя по слабой окатанности зерен кварца даже в наиболее крупных фракциях, можно считать, что большая часть его является продуктом ледниковой экзарации кристаллических пород Фенноскандии, который почти не подвергался обработке в ледниковых водах.

Полевые шпаты представлены в основном калиевыми равновидностями: ортоклазом и микроклином. Плагиоклазы составляют от полевых шпатов не более 10—30% в песчаной и крупноалевритовой фракциях и не более 8—10% в мелкоалевритовой.

Ортоклаз и микроклин встречаются преимущественно в виде угловатых, слабоокатанных таблитчатых зерен. Зерна решетчатого микроклина более изометричны и обычно почти не затронуты процессами выветривания. Они встречаются во всех пробах, но в виде единичных зерен. Лишь в отдельных случаях количество их достигает 20% всех полевых шпатов (местонахождения Пылула, Кехра, Тудулинна). Ортоклаз, наоборот, часто сильно пелитизирован и нередко окрашен бурыми выделениями гидроокислов железа вплоть до непрозрачного. Реже наблюдаются явления серицитизации, но иногда попадаются и зерна, в которых ортоклаз полностью замещен серицитовыми выделениями. Рядом с выветрелыми разностями во всех пробах встречаются и совершенно свежие, бесцветные зерна ортоклаза с хорошей огранкой. Во многих местонахождениях такие зерна даже преобладают. Наиболее часты они в предглинтовой зоне, особенно на северо-востоке республики,

---

* Н. Л. Дилакторский. Глины Эстонской ССР, состав и свойства. Таллин, 1960. Рукопись. Фонды НИИ строительства Госстроя ЭССР.

но нередко наблюдаются и в глинах Южной Эстонии. Следует отметить, что в мелкоалевритовой фракции калиевые полевые шпаты менее изменены процессами пелитизации и серицитизации. Это указывает на небольшую роль разложения полевых шпатов в самой глине и позволяет предположить, что сильно измененные зерна ортоклаза, наблюдаемые в глинах многих местонахождений, унаследованы главным образом от выветрелых исходных пород и принесены в озерно-ледниковые бассейны уже в измененном виде.

Двойники у ортоклаза сравнительно редки. В единичных случаях обнаружены ортоклазы с зональным строением, с пертитовой и микропегматитовой структурой.

Плагиоклазы, как правило, встречаются в виде удлиненных таблитчатых зерен с разной степенью сохранности. Судя по оптическим свойствам, они представлены преимущественно олигоклазом и олигоклаз-альбитом. Часты зерна с полисинтетическими двойниками, обладающие обычно более изометрической формой. Сильно пелитизированные плагиоклазы имеют серый цвет, реже с буроватым оттенком. Свежие плагиоклазы обычно характерны для глин предглинтовой зоны, в частности на северо-западе республики. В Южной Эстонии более часты плагиоклазы с сильно выветрелой поверхностью. Это говорит о том, что изменение плагиоклазов могло в некоторой степени произойти и во время переотложения материала в водно-ледниковом цикле, чего нельзя было обнаружить у калиевых полевых шпатов.

Судя по форме зерен, все полевые шпаты ленточных глин Эстонии представлены кластическими минералами. Признаков, позволяющих говорить о новообразованиях в самой глине, не обнаружено.

Основная масса карбонатов концентрируется в алевритовых и крупнопелитовой фракциях и поэтому ими обогащены летние слои глин. Представлены карбонатные минералы главным образом кальцитом и доломитом. Сидерит и другие магнезиально-железистые разности их найдены лишь в отдельных случаях в составе тяжелой фракции глин. Соотношение кальцита и доломита в пробах очень изменчиво, колеблясь в значительных пределах как по фракциям, так и в региональном отношении. Наблюдается лишь увеличение роли кальцита в направлении более мелкозернистых фракций, но и эта тенденция не всегда строго выдерживается (Пиррус, 1964). Объясняется это, видимо, меньшим сопротивлением его раздроблению. Характерно, что в большинстве проб доломит явно преобладает над кальцитом, несмотря на то, что в исходных коренных породах ордовика и силура общее количество кальцита превышает количество доломита. Связано это, видимо, со значительным растворением кальцита при прохождении водно-ледникового цикла переотложения материала, в результате чего глины относительно обогащаются менее растворимым доломитом. Такой вывод подтверждается и наблюдениями над морфологией зерен кальцита. Кальцит встречается главным образом в виде округленных, неправильных, часто слабо вытянутых в одном направлении зерен. Частицы с хорошей огранкой весьма редки. Иногда зерна кальцита представлены загрязненными агрегатами, неполностью погасающими в скрещенных николях. Контуры зерен кальцита обычно изорвано-извилистые, иногда со следами разъедания.

Встречающиеся в глинах зерна доломита характеризуются сравнительно постоянным составом. Основная масса его (60—90%) имеет $No' = 1{,}679—1{,}681$, реже $No' = 1{,}681—1{,}683$. Это характерно для глин как южной, так и северной части республики. Исключение составляет лишь глина из Тсиргулинна, где во фракции 0,01—0,05 мм доломиты

с $No' = 1{,}681—1{,}683$ преобладают над оптически более чистыми разностями. Карбонатных зерен с $No'$ выше 1,686, характерных для более магнезиальных, марганцевых и железистых разностей, кроме единичных зерен сидерита, не обнаружено. По форме большинство доломитов представлено ромбоэдрами или зернами с частично сохранившимися кристаллическими очертаниями. Зерна округлой или неправильной формы менее типичны. В мелкопесчаной и крупноалевритовой фракциях ромбоэдры доломита слегка сглажены на углах, а в мелкоалевритовой фракции они уже не имеют признаков окатывания.

Судя по форме карбонатных минералов, можно считать, что основная масса их зерен — кластического происхождения, т. е. они представляют собой продукты экзарации коренных карбонатных пород. Роль аутигенного карбонатообразования в рассматриваемых глинах, очевидно, скромная, несмотря даже на то, что образование карбонатных конкреций в изучаемых нами глинах местами протекало довольно интенсивно (Пиррус, 1964; Pirrus, 1962). Но так как перераспределение карбонатного компонента в конкреции почти без исключения связано с почвообразующими процессами в верхах разрезов, а карбонатный материал при этом стремится как можно быстрее сконцентрироваться в крупные тела с наименьшей поверхностной энергией, то трудно предполагать присутствие в основной массе глины каких-либо заметных количеств карбонатного материала в виде спорадически рассеянных мелких новообразований. На наш взгляд, процессы аутигенного карбонатообразования, если они и протекали в ленточных глинах, были довольно ограниченными и едва ли могли вести к образованию заметных количеств рассеянных в породе зерен карбонатных минералов. Правильность этого вывода подчеркивает и частое преобладание в глине доломита, обломочное происхождение которого не должно вызывать сомнения.

Биотит встречается в рассматриваемых отложениях в виде двух разновидностей: бурой или желтовато-бурой и зеленой. Обе разновидности представлены тонкими пластинками по спайности. Форма листочков обычно неправильная, с округленными или изорванными краями. Редко наблюдаются отдельные ровные грани первоначальных кристаллов. Овально-округлая форма характерна главным образом для зеленого биотита. По определениям Н. Д. Дилакторского*, этот биотит характеризуется показателем светопреломления в пределах 1,590—1,610, имеет малый угол оптических осей и является оптически отрицательным. Он обычно мало изменен вторичными процессами. Биотит бурого цвета, наоборот, богат включениями и в большинстве случаев в значительной степени изменен. При этом наблюдается понижение показателей светопреломления, поверхность частицы покрывается выделениями окислов железа и зерно приобретает часто агрегатное строение, обусловленное неравномерной гидратацией минерала и развитием по его поверхности хлорит-вермикулитовых чешуек. В региональном отношении четких закономерностей в степени выветрелости биотита не обнаруживается. Соотношение мало измененных зерен и сильно гидратизированных колеблется в значительных пределах даже в близких друг к другу местонахождениях.

Мусковит — характерный минерал наиболее мелких фракций (рис. 10). В мелкоалевритовой части породы содержание его сравнительно постоянное и колеблется в пределах 5—10%. В песчаных и круп-

---

* Н. Л. Дилакторский. Глины Эстонской ССР, состав и свойства. Таллин, 1960. Фонды НИИ строительства Госстроя ЭССР.

ноалевритовой фракциях он менее распространен. Во всех фракциях мусковит встречается преимущественно в виде тонких бесцветных пластинок по (001). В мелкоалевритовой фракции иногда наблюдаются и отдельные серицитоподобные сростки, возникшие главным образом при разрушении калиевых полевых шпатов, по которым они часто образуют отчетливые псевдоморфозы. Форма зерен мусковита обычно округленно-овальная, но иногда наблюдаются и листочки с сильно изорванными краями. Зерна с хорошо сохранившимися гранями псевдогексагональных пластинок очень редки. Иногда наблюдаются включения других минералов. На поверхности мусковита в отдельных случаях обнаружены красно-бурые выделения окислов и гидроокислов железа в виде мелких шариков правильной формы. Найдены и единичные экземпляры мусковита с сагенитовой сеткой рутила на его поверхности.

Хлориты встречаются как в легкой, так и в тяжелой фракции. Содержание их аналогично мусковиту повышается в сторону мелких фракций, достигая максимума в мелкоалевритовой части породы. В легкой фракции количество хлорита редко превышает 4—5%, но среди тяжелых минералов он может в отдельных случаях даже преобладать. Причины такого локального обогащения тяжелой фракции хлоритами не совсем ясны. Возможно, что частично это объясняется влиянием местных коренных пород кембрия и девона, в отдельных разновидностях которых рассматриваемые минералы встречаются в больших количествах (Тамме, 1962). Частицы хлорита в ленточных глинах представлены либо чешуйчатыми сростками-агрегатами, либо пластинками неправильной или округленной формы. Цвет их обычно нежно-зеленый, синевато-зеленый, у выветрелых разностей появляются желтоватые и бурые оттенки. Поверхность зерен нередко загрязнена различными вторичными выделениями. Часто хлориты содержат множество точечных включений рудных минералов. Хлорит встречается не только в виде зерен и агрегатов, но и развит по другим минералам — по биотиту, амфиболам, пироксенам.

Большинство разновидностей хлорита, очевидно, имеет аллотигенное происхождение. Кроме морфологии частиц, на это косвенно указывают признаки окисления различных форм хлоритов, которые скорее могут быть связаны с процессами, протекавшими уже в ленточных глинах. Лишь в пробах глин, взятых из оглеенного горизонта, наблюдается интенсивная аутигенная хлоритизация других минералов, в частности плагиоклазов, биотита, амфиболов и даже глауконита. Процесс хлоритизации в этих случаях сопровождается образованием пирита за счет свободных гидроокислов железа в породе. Интересно отметить, что очень часто в оглеенных пробах глин рядом с сильно хлоритизированными зернами плагиоклаза, глауконита и биотита встречаются совсем неизмененные зерна этих же минералов. Следовательно, процесс хлоритизации при оглеении происходит очень селективно, охватывая лишь зерна, подвергнувшиеся значительным вторичным изменениям уже до образования глинистого осадка. Такой избирательный характер почвообразующих процессов подчеркивается и в специальной литературе (Парфенова, Ярилова, 1962).

Глауконит встречается в виде единичных зерен преимущественно в легкой, но иногда и в тяжелой фракции. Наиболее частый размер зерен 0,05—0,1 мм. Минерал обычно округленной, овальной, реже неправильной формы, мозаично-агрегатного сложения, интенсивно-зеленого цвета. Чаще всего встречаются свежие, неизмененные зерна, но иногда попадаются и выветрелые разности. Последние бледно-зеленые, желтоватые или даже серые и обнаруживают на поверхности

красно-бурые выделения гидроокислов железа в виде отдельных сгустков или общей пигментации зерен. Явное преобладание выщелоченного глауконита над неизмененным установлено нами только в одной пробе из местонахождения Вигала.

Присутствие этого сравнительно нестойкого к выветриванию минерала в неизмененном виде даже в интенсивно-красноцветных глинах Южной Эстонии явно указывает на незначительную роль химических процессов в превращении исходного моренного материала в ленточную глину.

Редкие зерна опала встречены лишь в мелкоалевритовой и крупнопелитовой фракциях глины. Форма изотропных зерен минерала обычно неправильно-угловатая, реже округленная. Иногда зерна покрыты тонкой пленкой гидроокислов железа. В виде самостоятельных зерен опал обнаружен лишь в нескольких местонахождениях, но в качестве аморфной составляющей соссюрита, образовавшегося при изменении плагиоклазов, он присутствует в ничтожных количествах почти повсеместно.

Амфиболы — наиболее распространенные минералы в составе тяжелой фракции, их количество достигает обычно 30—50%. Только в некоторых случаях в мелкоалевритовой части породы они могут уступать ведущее место другим минералам (см. табл. 4).

Состав амфиболов характеризуется большим разнообразием. Преобладает обыкновенная роговая обманка зеленого, буровато-зеленого, бурого, реже синевато-серого цвета со слабо выраженным плеохроизмом. Форма зерен разнообразна. Встречаются как более или менее изометрические обломки неправильной формы, так и удлиненно-призматические и таблитчатые кристаллы с различной степенью округленности. Края зерен чаще всего неровные, извилистые, иногда сильно-зазубренные, реже прямолинейные. Попадаются как зерна без включений, так и богатые ими. Включения представлены рудными выделениями, реже рутилом или апатитом. Нередко встречаются также зерна уралита, в которых наблюдаются реликты спайности первоначальных кристаллов пироксена. Большинство зерен обыкновенных роговых обманок свежие, неизмененные, и лишь изредка наблюдаются их опацитизация, обесцвечивание и выщелачивание по краям, замещение хлоритом или другими минералами. Характерно развитие биотитовых замещений по спайности вдоль удлинения кристалла.

Количество щелочных амфиболов невелико, не более 4—5% от всей тяжелой фракции. Для них почти всегда характерен сильный плеохроизм по турмалиновой схеме абсорбции. Встречены также отдельные зерна глаукофана с характерным для него индиго синим цветом и своеобразным плеохроизмом. В большинстве проб присутствуют и бесцветные или слабо окрашенные разновидности амфиболов типа тремолита, актинолита и антофиллита, представленные в виде волокнистых или вытянутых призматических кристаллов. Преобладают свежие, неизмененные зерна, но замещения слюдоподобными минералами по трещинам спайности развиты здесь более интенсивно, чем у обыкновенных роговых обманок.

В степени сохранности и распределении амфиболов не наблюдается четких региональных закономерностей. Наличие в больших количествах свежих, не подвергавшихся заметному окислению зерен даже в красноцветных глинах Южной Эстонии явно говорит о том, что минералы этой группы не претерпевали существенных изменений в течение ледникового и озерно-ледникового циклов переотложения и во время дальнейшего существования в толще ленточных глин.

Пироксены менее распространены в ленточных глинах Эстонии. Их содержание в тяжелой фракции обычно не превышает 6—8% в крупноалевритовой и 2—3% в мелкоалевритовой. В их территориальном распределении четких закономерностей не выявляется.

Преобладают ромбические пироксены ряда гиперстен — энстатит. Близкие к первому разновидности обладают явно выраженным плеохроизмом от красно-бурых до зеленых тонов и представлены главным образом зернами коротко-призматического габитуса. Очертания зерен обычно прямолинейные, иногда изорванные и зазубренные на оконечностях. Очень редко попадаются идиоморфные кристаллы с хорошо сохранившейся формой. Обычно они имеют ясную спайность, по которой минерал иногда замещается хлоритом, биотитом и различными рудными выделениями. Энстатитовые разности встречаются реже и характеризуются очень слабым плеохроизмом и менее интенсивной окраской.

Среди моноклинных пироксенов преобладают авгит и диопсид. Наиболее часты зерна таблитчатой или неправильной формы, иногда вытянутые в одном направлении.

Как в роговых обманках, так и в пироксенах преобладают свежие, малоизмененные кристаллы. Лишь редко попадаются зерна, охваченные сильной амфиболитизацией, серпентинизацией или хлоритизацией. Обычно эти процессы сопровождаются и выделением гидроокислов железа по поверхности минерала.

Гранаты широко распространены в тяжелой фракции изучаемых глин. Роль их несколько уменьшается в сторону мелкоалевритовой части породы, очевидно, из-за увеличения в этой фракции общего количества карбонатов и слюд. Взаимоотношения с минералами группы амфиболов остаются при этом практически неизмененными. В региональном отношении наблюдается небольшое повышение количества гранатов в южных районах республики, что объясняется, по-видимому, захватом дополнительных количеств гранатов из девонских коренных пород, в составе которых минералы этой группы играют заметную роль (Вийдинг, 1962).

Зерна граната обычно неправильно-изометрические, с неровным или раковистым изломом, чаще всего остроугольные, неокатанные, реже несколько сглаженные по углам. На поверхности кристаллов иногда наблюдаются пирамидальные формы роста (растворения). Обычно зерна граната бесцветные, реже розовые или желтовато-зеленые. Иногда встречаются зерна, богатые различными включениями. Прямых следов выветривания и окисления на зернах гранатов не обнаружено.

Постоянно присутствует в пробах глин циркон, однако его содержание редко превышает 10%. Распределяется циркон по территории республики более или менее равномерно (см. табл. 3 и 4). Встречается он в виде бесцветных, реже розоватых или желтых призматических зерен с бипирамидальными оконечностями. Основная масса зерен слегка окатана по углам, но сохраняет при этом все же первоначальный призматически-пирамидальный габитус. Реже попадаются и неокатанные идиоморфные кристаллы минерала. Сильноокатанные зерна овальной формы чрезвычайно редки. Встречены и кристаллы с зональным строением или богатые различными включениями.

Монацит и ксенотим обнаружены только в виде единичных зерен, обычно неправильно-овальной формы, реже в виде удлиненно-призматических кристаллов.

Турмалин найден во всех изученных нами образцах, но в малых количествах (до 6,1%). Наиболее характерны для него слабоокатан-

ные удлиненно-призматические кристаллы различной окраски. Окатанные разности сравнительно редки.

Минералы группы эпидота представлены эпидотом, цоизитом и клиноцоизитом. Форма минералов этой группы чаще всего неправильно-угловатая, реже коротко-призматическая, с различной степенью окатанности. Цвет зерен изменяется от бесцветного (клиноцоизит) до интенсивно зеленого (эпидот). Часто наблюдаются различные включения. В распределении этих минералов по территории республики явных закономерностей не обнаруживается.

Рутил, титанит, брукит и анатаз составляют в крупноалевритовой фракции глин до 3,9%, а в мелкоалевритовой — до 1,8% всех тяжелых минералов. Наиболее часты среди них титанит и рутил.

Титанит обычно неправильно-округленной формы с буровато-желтой или желтой окраской. Зерна его часто покрыты вторичными выделениями лейкоксена.

Рутил встречается в виде удлиненных, иногда и неправильно-округленных зерен бурой, красно-бурой или золотисто-бурой окраски. Круглые зерна часто непрозрачные или слабо просвечиваются по краям. Вторичный лейкоксен на зернах рутила обычно меньше распространен, чем на титаните. Рутил присутствует не только в виде самостоятельных зерен, но и в виде включений различной формы, в частности сагенитовой сетки на листочках слюдистых минералов.

Брукит встречается в виде обломков неправильной формы или в виде слабоокатанных кристаллов призматических очертаний. Характеризуется желтым, фиолетово-коричневым или темно-бурым цветом. В единичных случаях замечен слабый плеохроизм.

Зерна анатаза имеют преимущественно идиоморфную форму. Они представлены обычно слабоокатанными таблитчатыми кристаллами квадратной, реже шестиугольной формы, с характерным зональным строением. Окраска зерен изменяется от бесцветно-серой до бурой. Зерна минерала часто сопровождаются тонкозернистыми агрегатами лейкоксена.

Ставролит встречается почти во всех пробах, но его количество в тяжелой фракции редко превышает 1%. Форма зерен обычно коротко-призматическая, неправильно-угловатая или округлая, с извилистым, иногда очень сложным контуром. Цвет желтый, буровато-желтый, реже бурый. Поверхность ставролита часто покрыта небольшими углублениями и выпуклостями. Нередко обнаруживается спайность по (010) и (110).

Дистен менее распространен, чем ставролит. Зерна его представлены удлиненными, слабоокатанными призматическими кристаллами с четкой спайностью по (100) или (010). Окраска зерен изменяется от слабо-зеленой до бесцветной.

Андалузит встречается в виде случайных зерен разнообразной формы. В основном бесцветен, но иногда имеет слабые розоватые или зеленовато-серые оттенки. Наблюдается спайность по призме. Обычно богат включениями.

Силлиманит наименее распространен из группы минералов метаморфических пород. Обычно он встречается в виде бесцветных, реже буроватых, удлиненных зерен неправильной формы. Иногда зерна обладают слабым плеохроизмом.

Апатит присутствует, как правило, во всех пробах глин, но количество его редко превышает 2,0% тяжелой фракции. В большинстве случаев минерал бесцветный, реже серовато-голубой. Встречается как в виде кристаллов удлиненно-призматической формы, так и в виде

неправильно-округленных зерен. В виде включений апатит часто обнаруживается в слюдах, плагиоклазах и других минералах. По территории республики распределен более или менее равномерно.

В виде изотропных зерен неправильно-угловатой формы в глинах нескольких местонахождений встречен и флюорит. Он обычно бесцветен, но иногда имеет слабый фиолетовый оттенок.

Корунд также обнаружен лишь в виде единичных находок как среди крупноалевритовых, так и среди мелкоалевритовых зерен тяжелой фракции. Зерна его чаще всего имеют неправильную форму и различную степень окатанности. Минерал обычно бесцветен и не содержит включений.

Одиночные находки топаза в мелкоалевритовой фракции глины имеют вид совершенно прозрачных призматических кристаллов.

Касситерит найден только в двух случаях в крупноалевритовой части породы, где он был представлен непрозрачными зернами призматической или неправильной формы.

Только в крупноалевритовой фракции встречены и единичные зерна шпинелей, обычно в виде темноцветных и слабоокатанных зерен изометрически-неправильной формы.

Важную роль среди тяжелых минералов ленточных глин играют непрозрачные рудные минералы, содержание которых в отдельных случаях превышает 20%. Концентрируются они главным образом в крупноалевритовой части породы (см. табл. 3 и 4). Основная масса их (50—80%) представлена черными рудными минералами магнетитом и ильменитом, встречающимися преимущественно в виде неправильных, угловато-округленных зерен более или менее изометрической формы. Попадаются и частицы с едва уловимыми контурами октаэдрических кристаллов магнетита. На кристаллах ильменита нередко наблюдаются белые или желтовато-белые выделения лейкоксена. Магнетит и ильменит часто встречаются в качестве мелких включений и в других минералах, например в амфиболах, хлоритах и т. д.

Во многих случаях в пробах обнаружены и отдельные зерна гематита, присутствующего в виде округленных или неправильных зерен характерного красновато-бурого цвета в отраженном свете. Реже встречены игольчато-удлиненные кристаллы с округленными оконечностями.

Бурые гидроокислы железа встречаются в пробах очень часто. В больших количествах присутствуют они в крупноалевритовой фракции глин Южной Эстонии. Так как глины этих местонахождений нередко залегают значительно выше уровня грунтовых вод и даже нижележащие слои их по трещинам усыхания хорошо доступны агентам выветривания, можно предполагать, что самостоятельные зерна гидроокислов являются, как правило, мелкими конкреционными новообразованиями в породе. Об этом свидетельствует и наличие более крупных конкреций в глинах этих же местонахождений (Отепя, Тохври). По своей форме бурые сгустки гидроокислов чаще всего округленные или неправильные, нередко с изогнуто-извилистым контуром. Сложены они тонкозернистой землистой массой, без каких-либо кристаллографических граней. В ряде случаев можно предполагать концентрически-сферическое строение частиц. Бурые гидроокислы железа очень часто присутствуют и в качестве покровной пленки на поверхности различных минералов. Наиболее развиты они по слюдисто-чешуйчатым образованиям, которые иногда ими так пропитываются, что не поддаются более точному определению под микроскопом. Очень характерны гетит-гидрогетитовые выделения на зернах сильнопелитизированных полевых шпатов, иногда также и карбонатов, но сравни-

тельно редки на кварце и других трудно поддающихся выветриванию минералах. Иногда они встречаются и в виде мелких красно-бурых шариков на листочках мусковита и хлорита.

В сравнительно небольшом количестве найден в глине лейкоксен. Наиболее характерен он для крупноалевритовой фракции. Зерна лейкоксена имеют агрегатное строение и обладают неровной поверхностью, преимущественно округленные, непрозрачные в проходящем свете, белые или слабо-желтоватые в отраженном. Как продукт изменения наблюдается и на зернах других титансодержащих минералов.

Из сульфидных рудных минералов встречен лишь пирит. Форма зерен его различная. Часто встречается в виде бесформенных обломков с различной степенью сглаживания на углах. Нередки и кубические пиритоэдры или агрегатные сростки их. Минерал более типичен для глин северной части республики, где подстилающие коренные породы, а также морены местами сильно обогащены пиритом. Все же он найден и в красноцветных разновидностях ленточных глин Южной Эстонии (Отепя). Большей частью встречаются свежие, почти неизмененные зерна с характерным латунно-желтым блеском. Значительно реже на поверхности минерала наблюдаются признаки начинающегося окисления.

По своему генезису пирит явно аллотигенный, так как распределение его на территории республики хорошо связывается с коренными источниками минерала. Только в оглеенных горизонтах глин установлены мелкие шаровидные новообразования пирита, сложенные, возможно, мельниковитом. На поверхности их часто отмечаются равномерно расположенные выпуклости, создающие впечатление о радиально лучистом строении шариков. Возможно, что это является результатом начинающейся перекристаллизации первоначального колломорфного образования. В отдельных случаях в тех же пробах обнаружены мелкие шарики пирита и на поверхности сильно измененных зерен — глауконита, хлорита, плагиоклаза и других минералов.

Кроме описанных выше минералов, в исследованных фракциях довольно часто встречаются трудно диагностируемые зерна, которые могут быть отнесены к группе агрегатов и сильно выветрелых минералов. Количество их наивысшее в песчаной части породы, где они могут достигать 20% всей фракции. В сторону мелких фракций их роль уменьшается, но все же заметна (см. табл. 2, 3, 4). Чаще всего они представлены сильно загрязненными или совершенно непрозрачными зернами, дающими в отраженном свете темно-коричневые или черные тона. Нередко они просвечиваются по краям, обладая при этом интенсивно красно-бурой окраской. Во многих случаях из-под краев зерна наблюдаются участки минералов, служивших ядром для других вторичных образований. Среди них можно различить хлориты, глауконит, гидробиотиты, сильно пелитизированные полевые шпаты, агрегаты глинистых частиц и другие. Обычно агрегаты обладают неправильно-округленной формой с изорванными и извилистыми краями. Реже у них можно распознать контуры исходных кристаллов, например полевых шпатов. Иногда можно найти и коричневато-серые или зеленовато-желтые зерна тонкоагрегатного строения. Часто они напоминают по своей структуре глауконит, хлорит, серицит или другие минералы, но из-за мелких размеров слагающих их чешуек природа этих частиц обычно остается неопределимой. Наиболее типичны такие образования в ленточных глинах западных районов республики.

О времени образования описанных агрегатов нельзя судить лишь по их морфологическим особенностям. Кроме принесенных в готовом

виде в озерно-ледниковый бассейн частиц, среди них могут присутствовать и аутигенные образования, но определить количественную роль последних не представляется в настоящее время возможным.

Изложенный материал по морфологии и сохранности частиц убедительно говорит о том, что в составе алевритовых и песчаных фракций ленточных глин республики явно преобладает материал кластического происхождения. Аутигенные минеральные образования встречаются в подчиненном количестве и в основном связаны с процессами почвообразования, могущими вызвать в породе резкие изменения геохимической обстановки. Не ясна только природа вторичных выделений на зернах различных минералов (пелитизация полевых шпатов, выделения гидроокислов железа и лейкоксена и др.). Но поскольку рядом с сильно измененными минералами обычно встречаются и совсем свежие, не затронутые вторичными процессами зерна тех же минералов, кажется более вероятным, что и большинство вторичных выдлений появилось в бассейне седиментации уже в таком виде, в каком они встречаются и сейчас. Во всяком случае присутствие в глине свежих зерен столь малоустойчивых минералов, как пирит, глауконит, полевые шпаты и другие, явно свидетельствует о слабом воздействии химических процессов на частицы песчано-алевритовой размерности. Следовательно, химические условия среды седиментации не оказывали существенного влияния на формирование наиболее грубозернистой части глины, и образование ее в озерно-ледниковых водоемах определялось главным образом законами механической седиментации.

## МИНЕРАЛОГИЯ ПЕЛИТОВЫХ ФРАКЦИЙ

Первые данные о минералогическом составе глинистых фракций ленточных глин Эстонии получены Н. Л. Дилакторским (1953б, 1956, 1963). Применяя современные методы исследования, он установил преимущественно гидрослюдистый состав четвертичных глин республики, отметив в них присутствие характерных примесей. В настоящей работе рассматриваются в основном закономерности регионального изменения состава пелитовых фракций глин и количественные соотношения отдельных групп минералов в их составе, а также освещаются некоторые вопросы генезиса и формирования глинистой составляющей ленточных глин.

В этих целях были применены методы оптического, термического, рентгеноструктурного и химического исследования.

### 1. РЕЗУЛЬТАТЫ ОПТИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ

Оптически исследовались ориентированные агрегаты из фракций $<$0,001 мм, изготовленные из глин 46 местонахождений. Методика анализа и основные результаты изложены автором в специальной статье (Пиррус, 1965а) и поэтому здесь приводятся лишь наиболее существенные итоги этой работы.

Показатели преломления глинистой фракции изученных ленточных глин колеблются в сравнительно широком интервале, не выходя за пределы, свойственные гидрослюдам: $Ng' = 1{,}577—1{,}594$, $Np' = 1{,}559—1{,}569$. Двупреломление агрегатов колеблется от 0,015 до 0,029; значение его является прямой функцией $Ng'$ и почти не зависит от $Np'$ (Пиррус, 1965а).

Показатели светопреломления в пределах одного разреза почти не изменяются, но претерпевают значительные изменения в региональном отношении, т. е. при переходе из одного района распространения глин в другой. Наиболее отчетливо это можно наблюдать по поведению показателя $Ng'$ (рис. 12).

Закономерное увеличение $Ng'$ с севера на юг в Северной Эстонии объясняется медленным затуханием влияния кембрийских глинистых пород, обнажающихся на побережье Финского залива. По данным Н. Л. Дилакторского (1956), кембрийские «синие глины», давшие несомненно много материала для образования глинистого компонента отложений гляциального комплекса, имеют сравнительно низкие показатели преломления. Ввиду этого низкие величины $Ng'$ характерны и для глинистой фракции морен предглинтовой зоны (Пиррус, Раукас, 1963б). Оптические свойства глинистой фракции терригенной части палеозойских карбонатных пород еще слабо изучены. По устному сообщению Э. Юргенсон, в глинистой фракции силурийских карбонатных

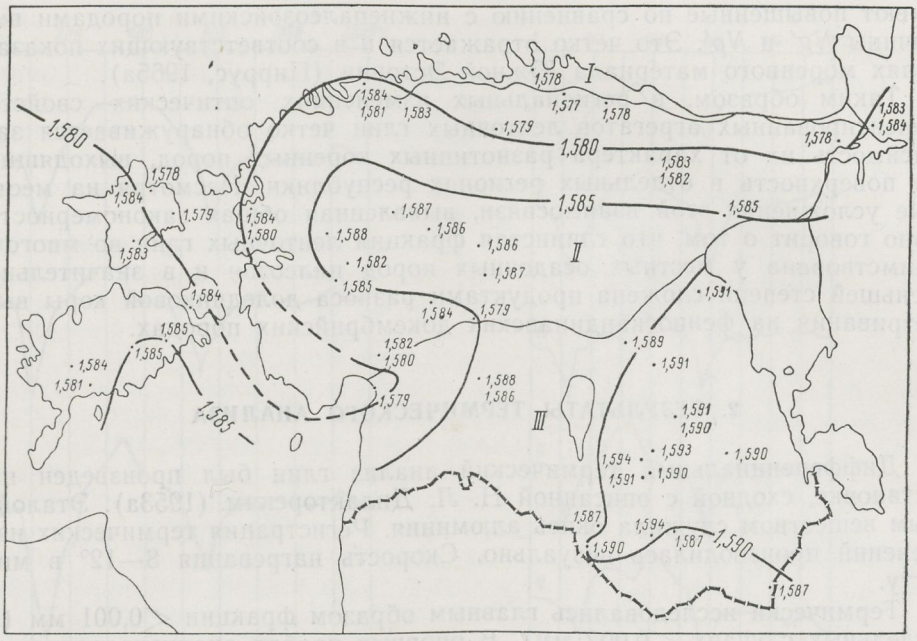



Рис. 12. Карта изолиний *Ng′* ориентированных агрегатов глинистой фракции ленточных глин Эстонии.

I — предглинтовая область, выходы кембрийских пород; II — выходы карбонатных пород ордовика и силура; III — выходы девонских пород.

пород острова Сааремаа значения *Ng′* колеблются в интервале от 1,574 до 1,590 и наиболее часто от 1,583 до 1,586. Можно полагать, что примерно такие же величины свойственны и карбонатным породам материковой части республики, так как глинистая фракция сильно обогащенной карбонатами морены также имеет близкие к названным значения (Пиррус, 1965а). Во всяком случае с удалением от полосы выхода кембрийских пород показатель *Ng′* глинистой фракции ленточных глин постепенно увеличивается до значений 1,585—1,587. В восточной части республики такое изменение идет постепенно и равномерно, в то время как в западных районах рассматриваемого региона наблюдается более сложная картина (рис. 12). Причиной этого являются, очевидно, особенности коренного рельефа, способствовавшие переносу продуктов разрушения кембрийских пород в более южные районы. Осуществлялся ли этот перенос водами приледниковых бассейнов или в составе моренного материала в леднике, об этом в настоящее время трудно судить.

При переходе к области выхода красноцветных девонских пород значения *Ng′* еще повышаются. При этом изолиния *Ng′* в общих чертах проходит почти параллельно границе выхода девонских коренных пород. Наиболее высокие значения *Ng′* отмечаются у глин восточной части республики, в пределах возвышенности Отепя. Возможно, что именно здесь моренный материал наиболее сильно обогащался глинистым компонентом местных пород, который мог вызвать заметное увеличение показателя *Ng′*. Правда, оптические свойства девонских глин изучены лишь в нескольких местонахождениях (Дилакторский, 1956; Пиррус, Раукас, 1963б), но, судя и по этим немногочисленным данным, можно сказать, что как красноцветные, так и светлые разности их

имеют повышенные по сравнению с нижнепалеозойскими породами величины $Ng'$ и $Np'$. Это четко отражается и в соответствующих показателях моренного материала Южной Эстонии (Пиррус, 1965а).

Таким образом, в региональных изменениях оптических свойств ориентированных агрегатов ленточных глин четко обнаруживается зависимость их от характера разнотипных коренных пород, выходящих на поверхность в отдельных регионах республики. Несмотря на местные усложнения этой взаимосвязи, выявленная общая закономерность явно говорит о том, что глинистая фракция ленточных глин во многом заимствована у местных осадочных пород палеозоя и в значительно меньшей степени сложена продуктами разноса доледниковой коры выветривания на фенноскандинавских докембрийских породах.

## 2. РЕЗУЛЬТАТЫ ТЕРМИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Дифференциальный термический анализ глин был произведен на установке, сходной с описанной Н. Л. Дилакторским (1953а). Эталонным веществом служила окись алюминия. Регистрация термических изменений производилась визуально. Скорость нагревания 8—12° в минуту.

Термически исследовались главным образом фракции $<0{,}001$ мм (в отдельных случаях $<0{,}002$ мм). В опорных пробах анализировались и фракции 0,001—0,005 и 0,005—0,01 мм. Все фракции были выделены методом отмучивания без применения реактивов-диспергаторов. Осадок высушивался при комнатной температуре.

По общей конфигурации термограммы ленточных глин республики довольно однообразны (рис. 13—18). Все они имеют два четко выраженных эндотермических эффекта с максимумами в интервалах 100—160° и 550—630°. У большинства термограмм наблюдается еще слабый эндотермический эффект при 850—940° и вслед за ним — экзотермическая реакция при 890—980°. Общий характер кривых, а также относительные интенсивности основных реакций ясно говорят о преимущественно гидрослюдистом составе фракции.

Кроме реакций, вызванных дегидратацией гидрослюд, у большинства образцов наблюдается еще ряд мелких второстепенных эффектов в интервалах 180—500° и 600—800°. Так, на восходящей ветви первого эндотермического эффекта у многих глин наблюдается заметная остановка в интервале температур 180—240°, которая иногда проявляется даже в виде небольшого самостоятельного эффекта (кривые *3*, *10*). Природа этой реакции не совсем ясна. Возможно, что она связана с наличием в глине небольшого количества минералов типа вермикулита. Каких-либо закономерностей в территориальном распространении глин с описанным эффектом не наблюдается.

У многих глин из различных местонахождений небольшая эндотермическая реакция отмечается и в интервале 300—400°. В большинстве случаев очертания этого эффекта едва улавливаются на термограммах, но иногда они вырисовываются довольно четко (кривые *12*, *14*, *20*, *25*, *38*, *50*). Вызвана эта остановка, очевидно, разложением кристаллических форм гидроокислов железа, присутствующих в рассеянном виде в составе тонкодисперсной части глин. Интересно отметить, что такая реакция установлена как в глинах северных районов республики, так и в красно-бурых разностях южноэстонских глин.

Во многих пробах наблюдается слабая реакция на нисходящей ветви второго эндотермического эффекта дегидратации глинистых ми-

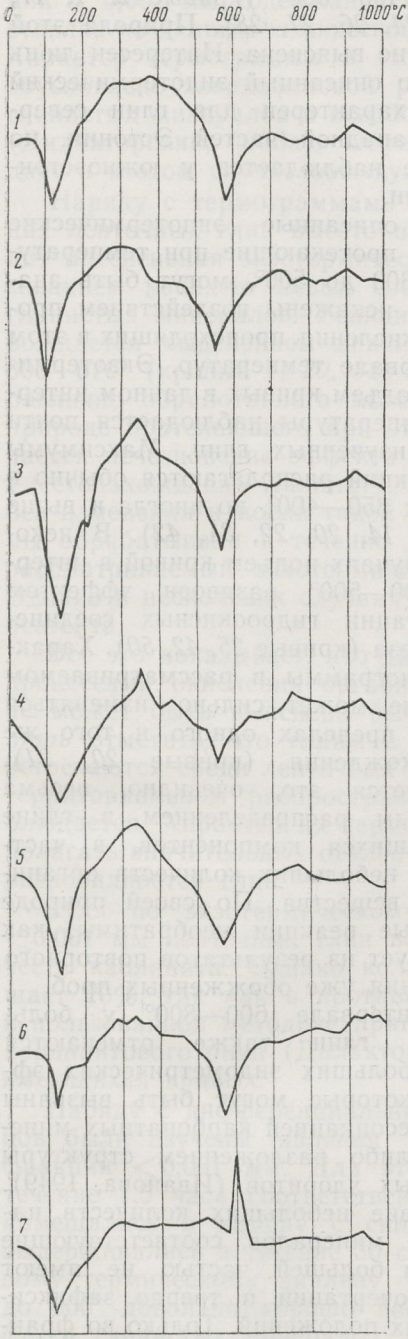



Рис. 13. Термограммы фракции $< 0{,}001$ мм ленточных глин предглинтовой зоны.

*1* — Вяэна (верхняя часть разреза); *2* — Вяэна (нижняя часть разреза); *3* — Топи; *4* — Кехра; *5* — Локса. *6* — Лообу; *7* — Варангу.

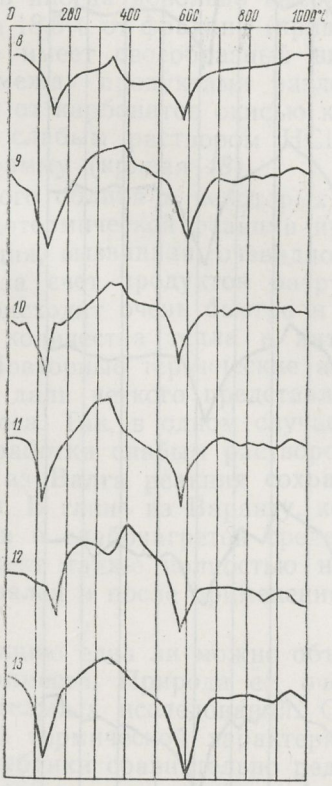
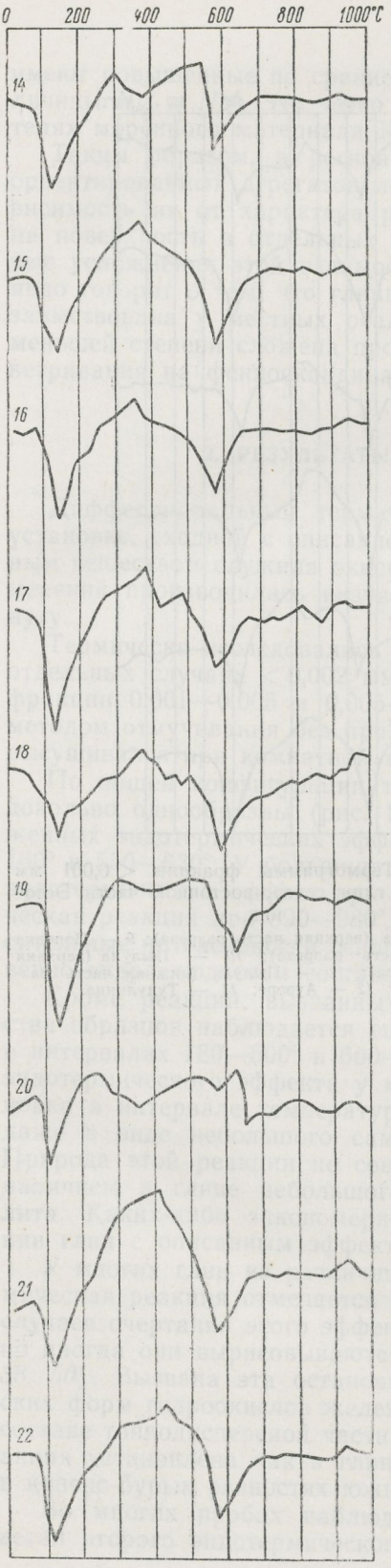



Рис. 14. Термограммы фракции $< 0{,}001$ мм ленточных глин северо-восточной части Эстонии.

8 — Поповка (верхняя часть разреза); *9* — Поповка (нижняя часть разреза); *10* — Пылула (верхняя часть разреза); *11* — Пылула (нижняя часть разреза); *12* — Аувере; *13* — Тудулинна.




нералов, чаще всего в интервале температур 400—500° (кривые *2*, *4*, *17*, *18*, *23*, *24*, *26*, *27*, *28*). Природа этой реакции не выяснена. Интересен лишь факт, что описанный эндотермический эффект характерен для глин северной и западной частей Эстонии, но почти не наблюдается у южноэстонских глин.

Все описанные эндотермические реакции, протекающие при температурах от 300 до 500°, могут быть значительно искажены воздействием процессов окисления, происходящих в этом же интервале температур. Экзотермический подъем кривых в данном интервале температуры наблюдается почти у всех изученных глин. Максимумы этих реакций располагаются обычно в пределах 350—400°, но иногда и выше (кривые *14*, *20*, *22*, *31*, *42*). В некоторых случаях подъем кривой в интервале 300—500° раздвоен эффектом дегидратации гидроокисных соединений железа (кривые *25*, *42*, *50*). Характер термограммы в рассматриваемом интервале может сильно изменяться даже в пределах одного и того же местонахождения (кривые *20*, *21*). Объясняется это, очевидно, весьма случайным распределением в глине окисляющихся компонентов, в частности и небольших количеств органического вещества. По своей природе описанные реакции необратимы, как это следует из результатов повторного нагревания уже обожженных проб.

В интервале 600—800° у большинства глин также отмечаются 1—2 небольших эндометрических эффекта, которые могут быть вызваны либо диссоциацией карбонатных минералов, либо разложением структуры различных хлоритов (Иванова, 1949). Вследствие небольших количеств названных минералов соответствующие эффекты большей частью не имеют четких очертаний и твердо зафиксированных положений. Только во фрак-

Рис. 15. Термограммы фракций $< 0{,}001$ мм ленточных глин западных островов Эстонии.
*14* — Кидасте; *15* — Клээмо; *16* — Сууремыйза; *17* — Кярла; *18* — Келламяэ; *19* — Пахна (верхняя часть разреза); *20* — Пахна (нижняя часть разреза); *21* — Ридала; *22* — Муху.

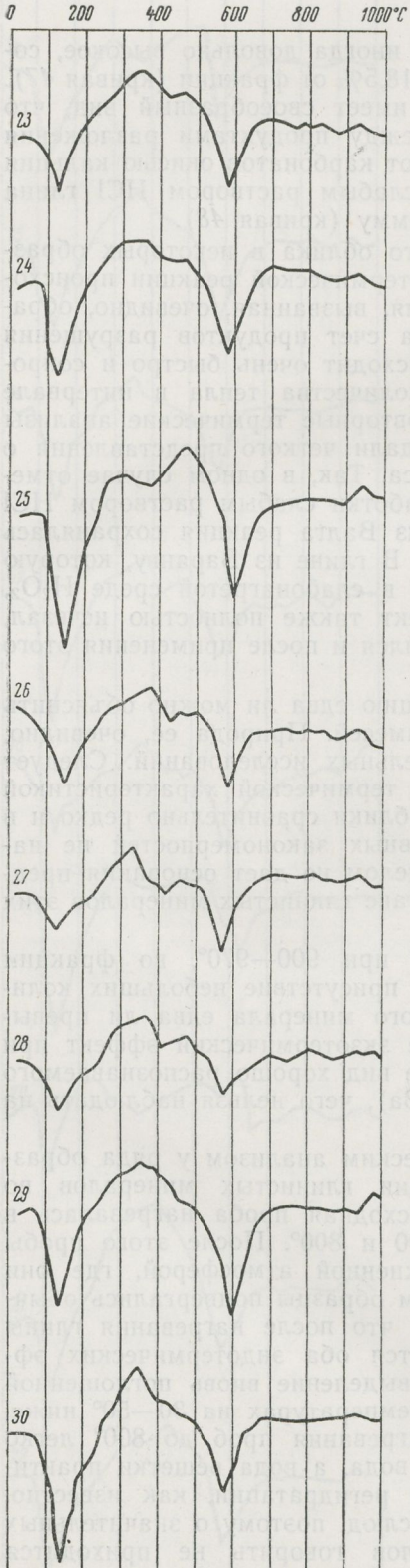
ции $<0{,}002$ мм содержание карбонатов иногда довольно высокое, составляя по данным химического анализа 18,5% от фракции (кривая *47*). Характер термограммы в этом случае имеет своеобразный вид, что обусловлено твердофазовой реакцией между продуктами разложения глинистых минералов и освободившейся от карбонатов окисью кальция (Дилакторский, 1953а). Обработанная слабым раствором HCl глина дает и в этом случае обычную термограмму (кривая *48*).

Наряду с термограммами нормального облика в некоторых образцах ленточных глин вместо второй эндотермической реакции происходит интенсивная экзотермическая реакция, вызванная, очевидно, образованием каких-то новых соединений за счет продуктов разрушения глинистых минералов. Реакция эта происходит очень быстро и сопровождается выделением значительного количества тепла в интервале 600—670° (кривые *7*, *20*, *32*, *43*, *44*). Повторные термические анализы различно обработанного материала не дали четкого представления о природе протекающего при этом процесса. Так, в одном случае отмечается исчезновение эффекта после обработки слабым раствором HCl (местонахождение Халлику). У глины из Валга реакция сохранялась без изменения и после такой обработки. В глине из Варангу, которую мы обрабатывали в течение двух часов в слабонагретой среде $H_2O_2$, рассматриваемый экзотермический эффект также полностью исчезал, Однако в нескольких случаях он сохранялся и после применения этого реагента.

Все это показывает, что данную реакцию едва ли можно объяснить процессами окисления органических примесей. Природа ее, очевидно, не может быть выяснена без дополнительных исследований. Следует лишь отметить, что глины с описанной термической характеристикой встречаются среди ленточных глин республики сравнительно редко и в территориальном распространении их явных закономерностей не наблюдается. Характер их термограмм в целом не дает основания предполагать значительных отклонений в составе глинистых минералов этих разновидностей глин.

Судя по экзотермическому эффекту при 900—970°, во фракции $<0{,}001$ мм ленточных глин возможно и присутствие небольших количеств каолинита. Однако количество этого минерала едва ли превышает 20%, так как в противном случае экзотермический эффект при использованной методике принимает уже вид хорошо распознаваемого каолинитового пика (Дилакторский, 1953а), чего нельзя наблюдать на имеющихся кривых.

Наряду с дифференциальным термическим анализом у ряда образцов были изучены явления регидратации глинистых минералов во фракции $<0{,}001$ мм. Для этой цели исходная проба нагревалась в течение 1,5 часа соответственно при 600 и 800°. После этого пробы помещались в камеру с сильно увлажненной атмосферой, где они выдерживались в течение 30 суток. Затем образцы подвергались обычному термическому анализу. Оказалось, что после нагревания глины до 600° довольно хорошо воспроизводятся оба эндотермических эффекта глинистых минералов. При этом выделение вновь поглощенной конституционной воды происходит при температурах на 30—50° ниже, чем в первоначальной пробе. После нагревания проб до 800° легко воссоединяется только адсорбированная вода, а вода решетки практически не восстанавливается. Такой ход регидратации, как известно, характерен для минералов группы гидрослюд, поэтому о значительных примесях монтмориллонитовых минералов говорить не приходится (Grim, Bradley, 1948).



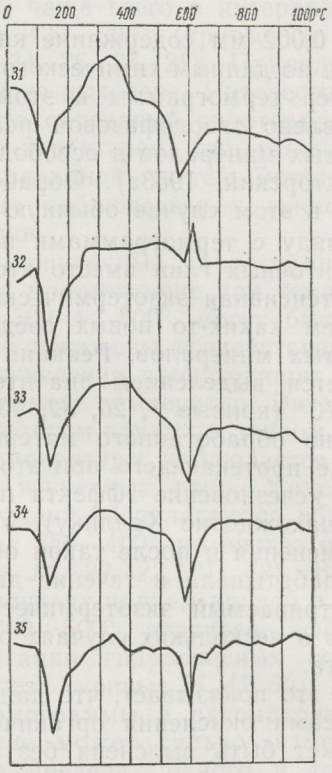




Рис. 16. Термограммы фракции $< 0{,}001$ мм ленточных глин материковой части Западной Эстонии.

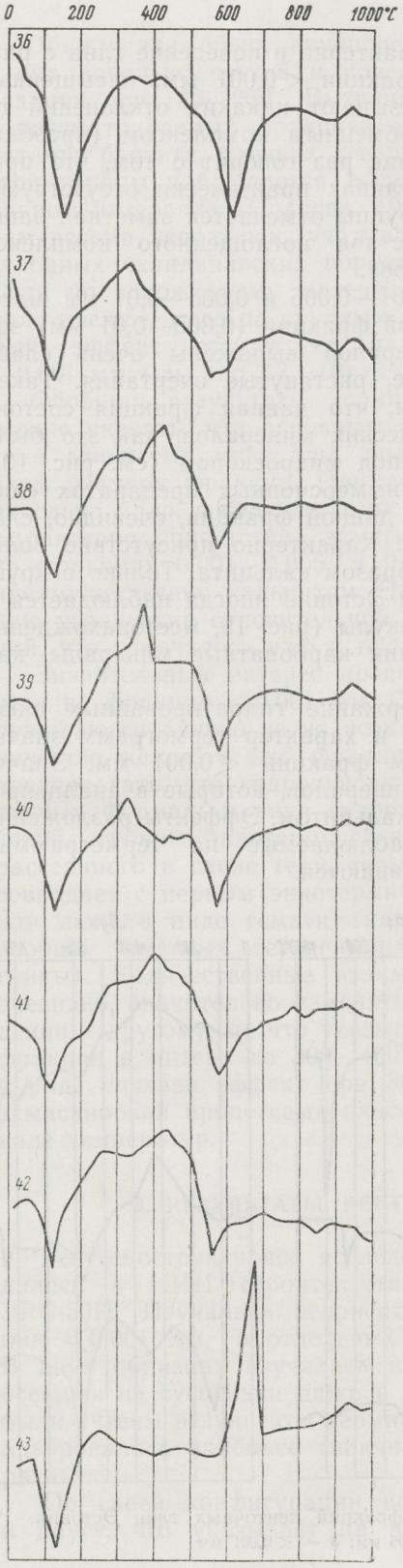
*23* — Хаапсалу (верхняя часть разреза); *24* — Хаапсалу (нижняя часть разреза); *25* — Силла; *26* — Румба; *27* — Вигала (верхняя часть разреза); *28* — Вигала (нижняя часть разреза); *29* — Куузику; *30* — Кехтна; *31* — Сяревере; *32* — Вяэтса; *33* — Массу; *34* — Сауга; *35* — Коотси.

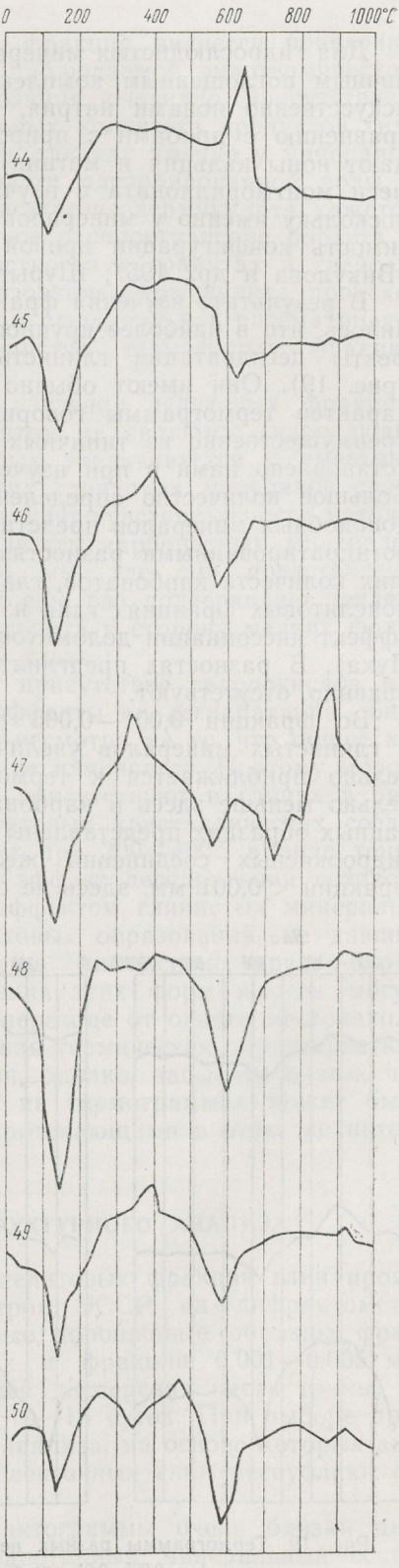
Рис. 17. Термограммы фракции $< 0{,}001$ ленточных глин из древних долин Южной Эстонии.

*36* — Тохври (верхняя часть разреза); *37* — Тохври (нижняя часть разреза); *38* — Ильматсалу; *39* — Татра (верхняя часть разреза); *40* — Татра (нижняя часть разреза); *41* — Кийдъярве; *42* — Тсиргулинна; *43* — Валга.

Рис. 18. Термограммы фракции $< 0{,}001$ мм ленточных глин на возвышенных участках Южной Эстонии.

*44* — Халлику; *45* — Пяйдла; *46* — Пилькузе; *47* — Отепя (фракция $< 0{,}002$ мм); *48* — то же, обработанная HCl; *49* — Хаабсаare; *50* — Луха.


0
200
400
600
800
1000°C
36
37
38
39
40
41
42
43


0
200
400
600
800
1000°C
44
45
46
47
48
49
50

Для гидрослюдистых минералов характерно и поведение глин с различным поглощенным комплексом. Фракции <0,001 мм, насыщенные искусственно ионами натрия, не показывают никаких отклонений по сравнению с пробами с природным обменным комплексом (преобладают ионы кальция и магния). Это еще раз говорит о том, что примеси монтмориллонита в изучаемых глинах практически отсутствуют, поскольку именно у минералов этой группы отмечается заметная зависимость конфигурации кривой от состава поглощенного комплекса (Викулова и др., 1957; Шурыгина, 1958).

В результате изучения фракций 0,001—0,005 и 0,005—0,01 мм выяснилось, что в наиболее крупнопелитовой фракции (0,005—0,01 мм) эффекты дегидратации глинистых минералов выражены очень слабо (рис. 19). Они имеют обычно плоские, растянутые очертания. Такой характер термограммы говорит о том, что данная фракция состоит преимущественно из типичных кластических минералов, как это было установлено нами и при изучении ее под микроскопом (см. рис. 10). Большое количество определенных в иммерсионных препаратах слюдоподобных минералов представлено в данной фракции, очевидно, слабогидратированными разностями слюд. Характерно присутствие больших количеств карбонатов, главным образом кальцита. Только в крупнопелитовых фракциях глин из Южной Эстонии иногда наблюдается и эффект диссоциации доломитовой молекулы (рис. 19, местонахождение Луха). В разностях предглинтовых глин карбонатные минералы, как правило, отсутствуют.

Во фракции 0,001—0,005 мм содержание гидратированных слюд и глинистых минералов увеличивается и характер термограмм значительно приближается к термограммам фракции <0,001 мм. Значительно меньше здесь и карбонатных минералов, которые в анализированных образцах представлены одним кальцитом. Эффекты разложения гидроокисных соединений железа, наблюдаемые на термограммах фракции <0,001 мм, здесь не обнаруживаются.

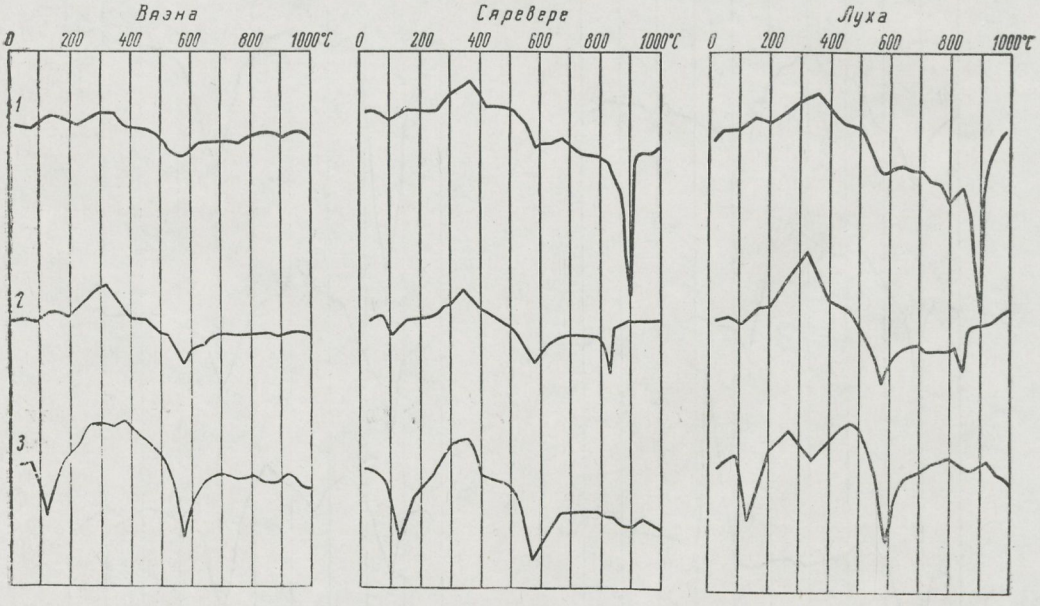



Рис. 19. Термограммы разных пелитовых фракций ленточных глин Эстонии.
*1* — 0,005—0,01 мм; *2* — 0,001—0,005 мм; *3* — < 0,001 мм.

Общим для обеих крупнопелитовых фракций является появление в них довольно четкой и повсеместно наблюдаемой эндотермической реакции при 180—260°. Вызвана эта реакция, очевидно, присутствием в рассматриваемых фракциях значительных количеств продуктов гидратации биотита, близких к вермикулиту, так как именно у минералов этой группы наблюдается выделение части адсорбированной воды в данном интервале (Иванова, 1961). Присутствие вермикулита кажется нам весьма вероятным, учитывая широкое распространение биотита в исходных скандинавских породах, в частности в гранитах и гнейсах. Судя по изложенному материалу, образование вермикулита происходило прежде всего по крупным листочкам слюд, так как рассматриваемый эффект отсутствует на большинстве термограмм фракции $<$0,001 мм (см. рис. 13—18).

Обобщая результаты термического изучения пелитовых фракций, можно сказать, что основным компонентом их являются гидрослюдистые глинистые минералы, роль которых увеличивается с уменьшением размера фракции. Примесей других глинистых минералов сравнительно мало, и количество их не превышает чувствительности метода. Характерно присутствие заметных количеств карбонатных минералов во фракциях 0,001—0,005 и 0,005—0,01 мм, где они представлены преимущественно кальцитом. Этот факт еще раз подчеркивает тенденцию увеличения относительной роли кальцита в сторону мелких фракций, что отмечалось уже в предыдущей главе.

Значительный интерес представляет присутствие гидроокислов железа во фракции $<$0,001 мм. Однако эффекты их дегидратации обнаруживаются далеко не во всех пробах, несмотря на то, что общее количество железа в этой фракции почти не изменяется. Поэтому можно предполагать, что гидроокислы железа присутствуют в глинах в различных формах: в виде гидрогетит-гетитовых кристаллических соединений, дающих эндотермический эффект при 300—400°, в виде тонко рассеянного в глине геля, термический эффект дегидратации которого совпадает с первым эндотермическим эффектом глинистых минералов, или даже в виде гематит-гидрогематитовых образований, не давших вообще заметных термических эффектов (интенсивно красно-бурые глины). Количественные взаимоотношения этих форм железа могут, очевидно, значительно изменяться при переходе от одного местонахождения к другому, на что указывает разная термическая характеристика фракции в интервале 300—400°. Нельзя, однако, забывать о том, что в ряде случаев эффект при 300—400° на термограммах может быть замаскирован процессами окисления, протекающими в этом же интервале температур.

### 3. РЕЗУЛЬТАТЫ РЕНТГЕНОСТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА

Рентгеноструктурное исследование пелитовых фракций глин проводилось в НИИ строительства Госстроя ЭССР на дифрактометре УРС-50И. Изучались неориентированные порошковые образцы фракции $<$0,001 мм, в отдельных случаях и фракции 0,001—0,005 мм. В двух образцах изучалась и наиболее дисперсная часть глины, не осевшая из суспензии даже в течение 10—15 суток. При выборе проб были учтены результаты термического анализа, на основе которых анализировались наиболее типичные для ленточных глин республики образцы.

По своей конфигурации все дифрактограммы очень близки друг к другу, что указывает на весьма однотипный минеральный состав

этой фракции во всех районах республики. Заметную интенсивность имеет серия базальных рефлексов, характерных для слюдистых минералов ($d_{001}$ = 10,0 *kX*; $d_{002}$ = 5,0 *kX*; $d_{003}$ = 3,33 *kX*; $d_{004}$ = 2,45—2,48 *kX*; $d_{005}$ = 1,995—2,010 *kX*). Кроме базальных, выявляется и ряд других рефлексов этих минералов ($d_{110}$ = 4,46—4,52 *kX*; $d_{202}$ = 2,55—2,60 *kX*; $d_{060}$ = 1,47—1,54 *kX* и др.). Все это хорошо согласуется с результатами оптических и термических исследований, показывающими, что в глинистой фракции изучаемых глин явно преобладают гидрослюды. Базальный рефлекс первого порядка около 10,0 *kX* в большинстве случаев диффузен или значительно затенен в сторону больших межплоскостных расстояний. Такой характер отражения, как известно, указывает на возможность присутствия в глине смешаннослойных образований с различной степенью гидратации отдельных слоев (Грим, Брэдли, Браун, 1955). Поскольку после насыщения образцов этилен-гликолем рефлекс в 10 *kX* практически не изменяет своего положения, то можно считать, что причиной диффузности этого отражения едва ли является разбухающий компонент самостоятельных минералов типа монтмориллонита или вермикулита. После длительного нагревания пробы при 500° четкость рефлекса намного увеличивается. Это позволяет предполагать, что смешаннослойное строение гидрослюдистой части фракции обусловлено присутствием среди нормальных гидрослюдистых пакетов отдельных полнее гидратизированных слоев, возникших в результате более сильной деградации слюдистых минералов.

Судя по расположению рефлекса (060) после нагревания пробы до 500° (для устранения влияния каолинитовой примеси), бóльшая часть гидрослюд относится к диоктаэдрической группе минералов, так как упомянутый рефлекс дает сильную, но довольно диффузную линию в интервале 1,49—1,51 *kX*. Однако в некоторых случаях можно обнаружить слабую диффузную линию также в пределах 1,52—1,55 *kX*, что указывает на присутствие в глине и минералов триоктаэдрического семейства. Точное установление последних в большинстве случаев затруднено из-за наложения рефлекса (2131) от кварца. Среди диоктаэдрических слюд, очевидно, преобладают железистые разности, так как интенсивности базальных рефлексов второго порядка во всех случаях значительно ниже, чем рефлексов первого и третьего порядков. Об этом свидетельствуют и данные пересчета химических анализов, по которым значительная часть $Fe^{3+}$ входит в кристаллическую структуру минерала (см. табл. 10).

Вторая серия интенсивных базальных рефлексов принадлежит минералам каолинитовой группы. Из-за высокой степени совершенства структуры минерала основные отражения его в 7,14—7,18 *kX* и 3,56—3,59 *kX* часто превышают интенсивности отражений от гидрослюдистых минералов. Каолинит присутствует во всех пробах и примерно в одинаковых количествах. Только в глине из местонахождения Вяэна, расположенного в западной части предглинтовой зоны, его содержание несколько выше, чем в остальных образцах. Судя по эталонным смесям, составленным на базе каолинита, монтмориллонита и химически чистого глинозема, количество каолинита в изученных пробах колеблется в пределах 15—20%, реже достигая 25% (Вяэна). Хотя такая количественная оценка является приблизительной, она все же хорошо согласуется с данными термического анализа. Присутствие каолинита термическим анализом ни в одном случае не было твердо установлено, так как количество минерала удерживалось в пределах чувствительности метода по данному компоненту (20% по Н. Л. Дилакторскому, 1953а).

После нагревания проб в течение 1,5 часа при температуре 500° рефлексы в области 7,1—7,2 и 3,56—3,59 *kX*, а также в 1,48—1,49 *kX* почти исчезли, что позволяет вполне уверенно считать их отражениями от структуры каолинита, а не от железных разностей хлоритов. Последние, очевидно, играют незначительную роль в составе глинистой фракции изучаемых глин, так как ясно уловимый рефлекс в 13—14 *kX* на рентгенограммах обнаружен лишь в единичных случаях.

Для установления разбухающих минералов типа монтмориллонита или вермикулита была проанализирована серия образцов, насыщенных этиленгликолем. Объектами изучения служили пробы, по термограммам которых можно было предположить присутствие названных минералов. Несмотря на такой выбор проб, характерные отражения в 17 *kX* на большинстве дифрактограмм не выявлялись. Поскольку смеси, изготовленные из чистого монтмориллонита и других минералов, обнаруживают присутствие монтмориллонита уже при содержании 5%, можно сказать, что в глинистой фракции ленточных глин количество минералов названной группы обычно не превышает этой величины. Только в одном случае, в глине на местонахождении Кехтна, можно было предполагать наличие 5—10% монтмориллонита. Эти наблюдения показывают, что минералы группы монтмориллонита в ленточных глинах Эстонии практически отсутствуют. Характер потери веса при нагревании, который дал основание Н. Л. Дилакторскому (1956) предположить присутствие этих минералов в изученных им глинах, очевидно, объясняется наличием отдельных высокогидратированных пакетов в смешаннослойной структуре некоторых гидрослюдистых образований.

Кроме отражения глинистых минералов, на всех дифрактометрических кривых весьма четко вырисовываются рефлексы, обусловленные присутствием небольших количеств кварца. Заметные пики дают обычно рефлексы в 3,34; 1,81 и 1,37 *kX*, но иногда улавливаются и отражения в 2,45 и 1,54 *kX*. Несмотря на четкость отражений, обусловленную совершенством внутренней структуры минерала, сравнение с эталонными смесями, изготовленными на глинистой основе, позволяет оценить количество его в рассматриваемой фракции не выше чем в 5%. Такое небольшое содержание кварца наблюдается во всех изученных пробах ленточных глин республики.

В ряде глин сравнительно четко вырисовывается и слабый рефлекс в 3,19—3,24 *kX*, вызванный, очевидно, присутствием в этой фракции небольших количеств полевых шпатов. Об этом свидетельствует и усиление интенсивности данного рефлекса во фракции 0,001—0,005 мм тех же проб. О количестве полевых шпатов трудно судить, но вряд ли оно доходит до содержания кварца в данной фракции. Наиболее характерны полевые шпаты для глин северной части республики.

В одном случае (местонахождение Луха) по характерному отражению в 3,03 *kX* в данной фракции был обнаружен и кальцит. Доломит не был установлен ни в одном образце.

В нескольких дифрактограммах обнаруживается еще небольшой рефлекс в 6,1—6,5 *kX*. Наблюдается он только в красновато-бурых или коричневых разностях глин. Последнее обстоятельство позволяет предполагать, что причиной данного рефлекса является присутствие в пробах некоторого количества моногидрата железа — лепидокрокита (Михеев, 1957). Наличия железистых минералов ряда гетит-гидрогетит по рентгенограммам установить не удалось.

В двух образцах подвергалась рентгеноструктурному анализу и наиболее дисперсная часть породы, частицы которой не осаждались

из глинистой суспензии даже в течение 15 дней отстаивания. Оказалось, что по сравнению с фракцией <0,001 мм все рефлексы здесь менее интенсивны, а общий фон рентгенограммы сильно повышен. Это свидетельствует о значительном увеличении в данной фракции роли рентгеноамфорных высокодисперсных компонентов. Заметно уменьшилось содержание каолинита, количество которого, по нашей оценке, не превышает уже 10%. Кварц встречается лишь в виде следов. Интенсивности отражений от гидрослюдистых минералов стали также слабыми и диффузными, но они все же довольно хорошо различимы на кривых. В этой коллоидно-дисперсной части глины можно было ожидать появления хорошо диспергируемых минералов группы монтмориллонита. Однако после обработки этиленгликолем только в одном из двух образцов появилось четкое отражение в 17 *kX*. По приблизительной оценке количество разбухающего минерала и в этом случае не превышает 10% фракции.

На дифрактометрических кривых, полученных при съемке фракции 0,001—0,005 мм, наблюдаются все те же самые отражения, что и у фракции <0,001 мм, но по интенсивности они значительно отличаются. Первый базальный рефлекс слюдистых минералов здесь не диффузный, а имеет четкий пик в 10 *kX*. Это свидетельствует об отсутствии в данной фракции заметных количеств смешаннослойных образований с отдельными высокогидратизированными пакетами в их структуре, наличие которых предполагалось во фракции <0,001 мм. Каолинит также дает ясные отражения и, по-видимому, присутствует здесь даже в большем количестве, чем в более тонких фракциях (20—25%).

Значительно больше в этой фракции кварца, судя по интенсивностям отражений, около 15—20%. В заметном количестве присутствуют и полевые шпаты, на что указывают четкие рефлексы в 3,20—3,22 *kX* и 4,24—4,27 *kX*. В некоторых случаях обнаружен также кальцит. Наличия доломита установить не удалось. Рефлекс в 6,3 *kX*, связанный, очевидно, с присутствием лепидокрокита, был обнаружен только в красно-бурой глине из месотнахождения Луха (Южная Эстония).

Таким образом, результаты рентгеноструктурного анализа глинистых фракций ленточных глин полностью подтверждают результаты, полученные оптическим и термическим методами анализа. Они также указывают на преобладание гидрослюдистых минералов в составе тонкопелитового компонента породы. Вдобавок к этому дифракционный анализ указывает на постоянную примесь каолинита, который присутствует повсеместно во всех разностях глин и обладает гораздо более совершенной структурой, чем гидрослюдистые минералы. Рентгеноструктурным методом выяснена и роль некоторых второстепенных примесей в глинах, а также получены дополнительные сведения о природе самого гидрослюдистого компонента.

## 4. РЕЗУЛЬТАТЫ ХИМИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ

Химический анализ тонких фракций глин был также направлен на выяснение особенностей минералогического состава тонкодисперсной части породы. При этом проводились как валовые химические анализы (табл. 5), так и специальные определения некоторых компонентов глин (табл. 6, 7, 8).

По этим материалам видно, что валовой химический состав фракции <0,001 мм характеризуется довольно большим постоянством, что было отмечено уже Н. Л. Дилакторским (1956). Содержание основных

Химический состав пелитовых фракций ленточный глин Эстонии

Таблица 5

| Местонахождение | Район распространения | $SiO_2$ | $TiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | FeO | CaO | MgO | $K_2O$ | $Na_2O$ | $CO_2$ | $H_2O+$ | $SO_3$ | $\Sigma$ | п.п.п. | $H_2O-$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Фракция < 0,001 мм | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Вяэна | Предглинтовая зона | 49,60 | 1,35 | 22,49 | 5,86 | 2,69 | 1,76 | 2,74 | 3,85 | 1,15 | 1,70 | 7,70 | Не опр. | 100,89 | 9,40 | 2,40 |
| Аувере | Северо-Восточная Эстония | 49,22 | 1,32 | 20,58 | 5,27 | 3,46 | 1,92 | 3,24 | 3,60 | 1,18 | 2,33 | 7,43 | „ „ | 99,55 | 9,76 | 3,02 |
| Ридала | Западная Эстония, острова | 49,41 | 0,73 | 22,54 | 4,80 | 3,64 | 3,84 | 1,50 | 4,30 | 0,57 | 3,58 | 6,43 | „ „ | 101,34 | 10,01 | 3,02 |
| Каллемяэ * | То же | 48,33 | 0,87 | 19,02 | 6,12 | 2,79 | 4,44 | 3,66 | 5,09 | 1,02 | 2,47 | 6,13 | 0,06 | 100,00 | 8,60 | 2,10 |
| Кингисепп * | „ „ | 51,07 | 0,75 | 21,18 | 5,96 | 3,33 | 1,89 | 3,68 | 4,83 | 0,95 | 0,57 | 5,79 | Не опр. | 100,00 | 6,36 | 3,81 |
| Вырсна * | „ „ | 49,87 | 0,91 | 19,76 | 7,45 | 1,73 | 3,26 | 3,66 | 4,83 | 0,56 | 2,04 | 5,93 | „ „ | 100,0 | 7,97 | 3,19 |
| Вана-Вигала * | Западная Эстония, материковая часть | 50,39 | 1,03 | 19,60 | 7,58 | 3,22 | 1,95 | 4,52 | 3,57 | 2,06 | 0,32 | 5,76 | „ „ | 100,00 | 6,08 | 3,57 |
| Сяревере | То же | 50,16 | 1,20 | 20,76 | 4,47 | 3,00 | 1,74 | 2,92 | 2,65 | 0,71 | 3,01 | 8,27 | „ „ | 98,89 | 11,28 | 2,28 |
| Вана-Вяндра * | „ „ | 49,13 | 0,95 | 19,53 | 8,90 | 2,47 | 2,72 | 3,15 | 4,34 | 1,06 | 0,73 | 6,93 | 0,09 | 100,00 | 7,66 | 3,13 |
| Пярну * | „ „ | 51,67 | 0,77 | 20,42 | 5,87 | 3,42 | 2,05 | 3,70 | 4,50 | 0,95 | 0,65 | 6,00 | Не опр. | 100,00 | 6,65 | 3,34 |
| Лаэва * | Южная Эстония | 48,54 | 0,95 | 18,69 | 9,86 | 1,57 | 3,36 | 3,06 | 4,57 | 1,09 | 1,28 | 6,97 | 0,06 | 100,00 | 8,25 | 3,02 |
| Тсиргулинна | То же | 47,53 | 1,58 | 20,42 | 7,08 | 1,76 | 3,40 | 2,44 | 3,13 | 0,54 | 4,12 | 8,07 | Не опр. | 100,07 | 12,19 | 3,00 |
| Луха | „ „ | 45,92 | 1,18 | 21,68 | 6,33 | 1,90 | 3,34 | 3,38 | 3,81 | 0,68 | 3,15 | 8,91 | „ „ | 100,28 | 12,06 | 2,88 |
| Фракция 0,001—0,005 мм | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Вяэна | Предглинтовая зона | 63,75 | 0,86 | 19,26 | 2,34 | 2,99 | 1,40 | 2,12 | 3,30 | 0,76 | 1,69 | 3,26 | „ „ | 101,73 | 4,95 | 0,92 |
| Аувере | Северо-Восточная Эстония | 54,40 | 2,30 | 18,40 | 2,23 | 3,86 | 2,81 | 0,71 | 6,12 | 0,86 | 2,65 | 5,38 | „ „ | 99,72 | 8,38 | 0,40 |
| Сяревере | Западная Эстония, материковая часть | 58,00 | 1,11 | 18,60 | 1,66 | 0,89 | 5,56 | 0,55 | 4,21 | 1,17 | 5,87 | 0,91 | 0,14 | 98,67 | 6,76 | 0,20 |
| Луха | Южная Эстония | 54,68 | 0,90 | 16,92 | 3,64 | 2,53 | 4,10 | 3,38 | 4,08 | 0,51 | 4,74 | 5,07 | Не опр. | 100,55 | 9,81 | 1,04 |
| Фракция 0,005—0,01 мм | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Вяэна | Предглинтовая зона | 68,47 | 0,72 | 15,58 | 0,93 | 2,89 | 1,92 | 1,24 | 3,16 | 0,75 | 1,39 | 2,67 | Не опр. | 99,72 | 4,06 | 0,39 |
| Сяревере | Западная Эстония, материковая часть | 56,50 | 0,49 | 12,80 | 1,60 | 1,45 | 9,45 | 0,54 | 3,94 | 1,05 | 9,70 | 0,17 | 0,39 | 98,08 | 9,87 | 0,15 |
| Луха | Южная Эстония | 58,03 | 0,59 | 11,51 | 0,89 | 1,78 | 8,04 | 3,50 | 2,71 | 0,74 | 9,43 | 2,40 | Не опр. | 99,62 | 11,83 | 0,27 |

* Пересчет данных Н. Л. Дилакторского (1956).

компонентов этой фракции колеблется в сравнительно узких пределах. Исключение составляет лишь железо, которое при более или менее одинаковых валовых количествах обнаруживает значительные колебания в соотношениях разновалентных окисей. Изменчивость наблюдается и в содержании CaO, MgO, $CO_2$, что вызвано присутствием в этой фракции различных количеств карбонатных минералов.

Общий химический состав фракции хорошо согласуется с данными, полученными другими методами анализа. Сравнительно высокое содержание $K_2O$ явно говорит о преимущественно гидрослюдистом составе фракции и исключает присутствие больших количеств каолинита и монтмориллонита. Соотношение $SiO_2 : Al_2O_3$ также соответствует гидрослюдистым минералам, составляя обычно 2,33—2,59. В отдельных случаях оно все же приближается к этому соотношению у каолинитовых минералов, уменьшаясь местами до 2,20—2,12 (Вяэна, Ридала, Луха). Объясняется это, очевидно, значительным содержанием каолинита, на что указывает и некоторое повышение в этих образцах количества высокотемпературной воды (до 10—12%).

Характерным для данной фракции является высокое содержание железа, составляющее в сумме разновалентных окисей обычно 8—11% от фракции.

Количество окисей щелочных металлов сравнительно постоянное, колеблясь в пределах 4,78—6,11%, и лишь в двух случаях уменьшается до 3,67—3,36%. Явно преобладает $K_2O$, содержание которой в большинстве случаев составляет 3,50—5,00%.

Судя по количеству $SO_3$, содержание сульфидных и сульфатных примесей в данной фракции незначительное.

Во фракции 0,001—0,005 мм, по сравнению с предыдущей, происходит ряд изменений в количественных соотношениях отдельных компонентов. Значительно возрастает в ней содержание $SiO_2$ и в связи с этим повышается соотношение $SiO_2 : Al_2O_3$ до 2,71—3,31, что обусловлено появлением значительных количеств несвязанного $SiO_2$ в виде кварца. Намного меньше в этой фракции железа, особенно его трехвалентной формы. Это показывает, что основная масса гидроокисных форм железа находится в высокодисперсном состоянии и поэтому входит преимущественно в состав фракции $<0{,}001$ мм. В западной и южной частях республики в рассматриваемой фракции глин сильно увеличивается содержание $CO_2$ и CaO, что объясняется значительным содержанием в них обломочного кальцита. Содержание щелочных металлов здесь мало отличается от содержания их в предыдущей фракции, благодаря возрастанию количества полевых шпатов, которые компенсируют уменьшение гидрослюд. Заметно снизилось в этой фракции количество адсорбированной и конституционной воды. Уменьшение первой в три и более раз по сравнению с предыдущей фракцией показывает, что слюдистые минералы фракции 0,001—0,005 мм представлены уже слабогидратированными разновидностями. Удерживание в ряде случаев довольно больших количеств конституционной воды объясняется наличием каолинита, содержание которого, по данным рентгеновского анализа, мало отличается от содержания во фракции $<0{,}001$ мм.

Во фракции 0,005—0,01 мм еще больше возросла роль различных обломочных минералов, в частности кварца, полевых шпатов и карбонатов. Соотношение $SiO_2 : Al_2O_3$ доходит здесь уже до 4,39—5,04. Карбонатного компонента содержится больше в глинах Западной и Южной Эстонии. Там повышается главным образом содержание CaO, что указывает на преимущественно кальцитовый состав карбонатов этой фракции и хорошо согласуется с данными термического анализа (см.

рис. 19). Несколько уменьшилось содержание щелочей. Двухвалентное железо, входящее в состав различных обломочных минералов, в рассматриваемой фракции обычно преобладает над трехвалентным. Небольшое содержание высокотемпературной воды свидетельствует о малой роли в этой фракции глинистых минералов, что также хорошо согласуется с данными дифференциального термического анализа.

Как уже указывалось, наибольший интерес в глинах вызывают соединения железа, в соотношениях разновалентных окисей которых наблюдаются закономерные региональные изменения. Формы железа весьма разнообразны. По данным рентгеноструктурного анализа, во фракции $<0{,}001$ мм железо входит в состав как триоктаэдрических, так и диоктаэдрических разностей гидрослюд. Кроме того, присутствуют различные гидроокисные соединения элемента, которые обычно находятся в высокодисперсном состоянии и рассеяны более или менее равномерно по всей массе глины. По данным рентгеноструктурного анализа предполагалось присутствие лепидокрокита, но вполне возможно наличие гидрогематитовых и гетит-гидрогетитовых выделений, а также аморфного гидроокисного геля на поверхности глинистых частиц. Количественные соотношения всех названных форм далеко не одинаковы во всех районах республики. Проявляется это прежде всего в закономерном увеличении роли трехвалентного железа при переходе к южным районам республики (табл. 6). В этих изменениях отражается, по-видимому, влияние глинистого материала подстилающих коренных пород, послуживших источником материала для ленточных глин республики. Как известно, обнажающиеся у подножия глинта глинистые породы кембрия, представленные главным образом «синими глинами» лонтоваской и пиритаской свит, сравнительно бедны трехвалентными соединениями железа (Дилакторский, 1956). Об отсутствии в составе их заметных количеств гидроокислов железа говорит и синевато-зеленая, иногда слабофиолетовая окраска породы, а также наличие в ней сульфидов железа. При разрушении ледником этих пород и при транспортировке разрыхленных продуктов их глинистый материал не успел в заметной степени окислиться и сохранил свой первоначальный характер при переходе в ленточные отложения. Об этом свидетельствует также преобладание серых тонов в окраске ленточных глин рассматриваемых районов республики. Дальше к югу, куда приносилось мало кембрийского материала, роль трехвалентного железа значительно повышается. Особенно сильно увеличивается она на выходах девонских пород, среди которых встречаются красноцветные глинистые отложения, обогащенные окисными формами железа (см. табл. 6).

Если считать, что содержание окисного железа увеличивается в направлении к югу главным образом вследствие появления дополнительных количеств гидроокисных форм железа, то ввиду постоянства валовых содержаний этого элемента можно полагать, что некоторые изменения происходят и в структуре силикатных глинистых минералов. В южном направлении, очевидно, уменьшается количество триоктаэдрических слюдистых минералов, основных носителей двухвалентного железа в данной фракции. Вполне возможно, что в этом направлении возрастает и роль таких диоктаэдрических слюд, в структуре которых большая часть алюминия замещена трехвалентным железом. На возможность таких изменений указывает закономерное повышение показателей светопреломления глинистых агрегатов в сторону южных районов республики (см. рис. 12).

Судя по растворению соединений железа при обработке глины различными реактивами и по поведению разновалентных окисей в природ-

Таблица 6

**Соотношение $Fe^{3+}$ : $Fe^{2+}$ во фракции $<0{,}001$ мм ленточных глин Эстонии**

| Местонахождение | Содержание $Fe_2O_3$, % | $Fe^{3+}$ : $Fe^{2+}$ |
|---|---|---|
| Предглинтовая зона, выходы кембрийских терригенных пород | | |
| Вяэна | 8,85 | 1,97 |
| Варангу | 7,97 | 0,82 |
| Северная и Западная Эстония, выходы карбонатных пород ордовика и силура | | |
| Сяревере | 7,79 | 1,34 |
| Пярну I * | 11,02 | 1,77 |
| Пярну II * | 9,32 | 1,55 |
| Вана-Вигала * | 10,79 | 2,12 |
| Каллемяэ * | 9,06 | 1,98 |
| Кингисепп I * | 10,21 | 2,88 |
| Кингисепп II * | 9,34 | 1,61 |
| Сууремыйза | 9,08 | 3,47 |
| Южная Эстония, выходы девонских терригенных пород | | |
| Лаэва * | 11,29 | 5,63 |
| Тсиргулинна | 9,05 | 3,58 |
| Луха | 8,43 | 2,98 |
| Хаабсааре | 9,99 | 11,46 |

* Данные взяты из работы Н. Л. Дилакторского, 1956.

ных восстановительных процессах (при оглеении), можно полагать, что во фракции $<0{,}001$ мм гидроокисные формы железа составляют примерно 1—3% от ее минерального состава. Остальная часть железа входит, по-видимому, преимущественно в состав силикатных соединений.

Закономерные региональные изменения в пелитовых фракциях наблюдаются и в составе компонентов, связанных с карбонатной примесью в глине. Во фракции $<0{,}001$ мм карбонатных минералов мало и территориальные колебания в составе $CO_2$ почти незаметны. Во фракциях 0,001—0,005 и 0,005—0,01 мм количество карбонатов резко увеличивается, достигая при размерах зерен 0,005—0,01 мм иногда 20—30% (табл. 7). Наблюдается это лишь в глинах, распространяющихся либо в пределах выходов палеозойских карбонатных пород, либо южнее. Глины предглинтовой зоны почти никаких изменений не обнаруживают (Вяэна). Все это хорошо объясняется различиями в исходном материале глин в отдельных регионах республики, вызванными особенностями территориального распространения разнотипных коренных источников сноса.

С целью определения роли аморфного кремнезема в пелитовых фракциях изучаемых глин проводилась серия анализов по методике,

Таблица 7

**Содержание $CaCO_3$ в пелитовых фракциях ленточных глин**

| Местонахождение | Содержание $CaCO_3$, % | | |
|---|---|---|---|
| | 0,005—0,01 мм | 0,001—0,005 мм | $<0{,}001$ мм |
| Вяэна | 3,2 | 3,8 | 3,9 |
| Сяревере | 17,0 | 6,4 | 3,2 |
| „ | 22,0 | 13,4 | 6,8 |
| Тсиргулинна | 26,6 | 3,9 | 5,7 |
| Луха | 21,5 | 10,8 | 7,2 |

Таблица 8

**Содержание аморфного кремнезема в пелитовых фракциях ленточных глин**

| Местонахождение | Содержание аморфного $SiO_2$, % | |
|---|---|---|
| | 0,001—0,005 мм | < 0,001 мм |
| Вяэна | 0,94 | 0,53 |
| Аувере | 0,53 | 1,44 |
| Пахна | 1,28 | 1,14 |
| Сяревере | 0,28 | 1,39 |
| Тсиргулинна | 0,88 | 1,16 |
| Луха | 0,28 | 0,34 |

предложенной Э. С. Залманзоном (1957). Судя по результатам анализа (табл. 8), легкорастворимые формы кремнезема в ленточных глинах Эстонии играют незначительную роль, составляя лишь 0,3—1,5% от фракций 0,001—0,005 и < 0,001 мм. Эти данные хорошо согласуются с результатами иммерсионного исследования алевритовых фракций, в которых опал был обнаружен лишь в виде единичных зерен. Отсутствие кремнистых пород в областях сноса ледникового материала, а также малая интенсивность химических превращений тонкоизмельченных исходных продуктов при седиментации хорошо объясняют незначительное распространение коллоидальных и аморфных форм кремнезема в изученных нами отложениях.

## 5. ОБОБЩЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ, ПОЛУЧЕННЫХ РАЗЛИЧНЫМИ МЕТОДАМИ АНАЛИЗА

Материал, полученный с помощью изложенных методов исследования, позволяет подойти к рассмотрению количественных взаимоотношений отдельных групп минералов в пелитовых фракциях глин, по крайней мере в наиболее изученных опорных пробах их. Несмотря на то, что оценка содержания отдельных групп минералов по данным термического, рентгеноструктурного и химического анализов не отличается большой точностью, полученные цифры все же дают довольно хорошее представление о количественном составе рассматриваемых фракций (табл. 9).

Данные всех видов исследования показывают, что во фракции < 0,001 мм явно преобладают глинистые минералы — гидрослюды и каолинит, составляющие 80—90% всей фракции. Роль обломочных частиц в этой фракции незначительная. Примеси аморфных или высокодисперсных гидратов окислов железа и кремния не превышают 5%, несмотря на то, что эти соединения сконцентрированы именно в этой фракции.

Количество обломочных минералов во фракции 0,001—0,005 мм увеличивается, в частности, вследствие появления значительных количеств кварца, кальцита и полевых шпатов. В результате этого содержание глинистых минералов в рассматриваемой фракции уменьшается до 60—70%, но они все же сохраняют свое господствующее значение. Однако, как показывают термические, химические и рентгеноструктурные данные, гидрослюдистые минералы в этой фракции представлены уже менее гидратированными разностями, ввиду чего значительная часть их мало отличается от типичных обломочных минералов. Абсолютное количество каолинита в этой фракции, по сравнению с предыдущей, почти не уменьшается. Это показывает, что бóльшая часть као-

Таблица 9

**Сводный минералогический состав пелитовых фракций ленточных глин Эстонии, %**

| Минералы | Местонахождение | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | Вяэна | Аувере | Пахна | Сяре-вере | Тсиргу-линна | Луха |
| Фракция < 0,001 мм | | | | | | |
| Гидрослюды и гидрослюдистые смешанно-слойные образования | 65 | 68 | 69 | 55 | 75 | 69 |
| Каолинит | 25 | 20 | 20 | 25 | 15 | 20 |
| Монтмориллонит | — | — | — | 6 | — | — |
| Кварц | 3 | 3 | 3 | 5 | 1 | 3 |
| Полевые шпаты | 1 | 0,5 | — | 5 | — | — |
| Карбонаты | 3 | 5 | 4 | — | 5 | 6 |
| Аморфный кремнезем | 0,5 | 1,5 | 1 | 1,5 | 1 | 0,5 |
| Гидроокислы железа | 2,5 | 2 | 3 | 2,5 | 3 | 1,5 |
| Фракция 0,001—0,005 мм | | | | | | |
| Слюды, хлориты, гидрослюды, вермикулит | 44 | — | — | 43 | — | 42 |
| Каолинит | 25 | — | — | 20 | — | 25 |
| Кварц | 20 | — | — | 20 | — | 15 |
| Полевые шпаты | 5 | — | — | 5 | — | 5 |
| Кальцит | 3 | — | — | 10 | — | 10,5 |
| Аморфный кремнезем | 1 | — | — | 0,5 | — | 0,5 |
| Гидроокислы железа | 2 | — | — | 1,5 | — | 2 |
| Фракция 0,005—0,01 мм | | | | | | |
| Слюды, хлориты, гидрослюды, вермикулит | 22 | 29 | 14 | 19 | 33 | 24 |
| Кварц | 45 | 46 | 28 | 41 | 13 | 35 |
| Полевые шпаты | 12 | 6 | 2 | 6 | 6 | 8 |
| Карбонаты | 10 | 15 | 52 | 31 | 38 | 30 |
| Остальные, трудно диагностируемые минералы | 11 | 4 | 4 | 3 | 10 | 3 |

линита в ленточных глинах республики представлена частицами диаметром 0,001—0,005 мм. По содержанию аморфного кремнезема и гидроокислов железа данная фракция сравнительно мало отличается от предыдущей.

Во фракции 0,005—0,01 мм преобладают уже обломочные минералы (кварц, полевые шпаты, карбонаты и др.). Слюдистые минералы, хлориты и агрегаты глинистых минералов составляют здесь лишь 14—33%. Среди них встречается много слюд, почти не охваченных процессами разложения и гидратации. Об этом свидетельствуют как свежий облик частиц под микроскопом, так и слабые эффекты дегидратации на термограммах. В виде отдельных зерен в этой фракции встречены глауконит, опал и непрозрачные рудные минералы.

Региональные изменения в минералогическом составе пелитовых фракций выражены значительно слабее, чем у песчаных и алевритовых фракций. Такие изменения устанавливаются во фракции < 0,001 мм только по оптическим свойствам ориентированных агрегатов и по изменению отношения между соединениями железа разной валентности. Во фракциях 0,001—0,005 и 0,005—0,01 мм наблюдается, кроме того, появление карбонатов в глинах, распространяющихся южнее уступа глинта (см. табл. 7). Поскольку среди карбонатов во всех случаях явно преобладает кальцит, можно сказать, что по характеру карбонатной

составляющей глины западных и южных районов республики существенно не отличаются.

Кроме указанных изменений, можно отметить еще некоторое повышение роли полевых шпатов в северном направлении (см. результаты рентгеноструктурного анализа), а также нахождение лепидокрокита (?) южнее предглинтовой полосы.

Как видно из этого материала, в составе пелитовых фракций ленточных глин республики отражаются в общих чертах те же основные закономерности, которые мы наблюдали уже при изучении песчаных и алевритовых фракций: появление новых компонентов или изменение количественной роли их связано в этих фракциях также с изменением характера подстилающих коренных пород, которые служили основным источником материала при формировании изучаемых глин.

Установленный количественный минеральный состав фракции $< 0{,}001$ мм позволяет более подробно охарактеризовать и химические особенности преобладающего компонента глины — гидрослюдистых минералов. Результаты произведенного пересчета, за вычетом каолинита, кальцита, несвязанного кремнезема и гидроокислов железа, приведены в табл. 10. Несмотря на то, что полученные цифры относятся к целому комплексу слюдистых минералов, начиная от малоизмененных разностей их и кончая различными смешаннослойными образованиями, возникшими за счет наиболее деградированных слюд, они все же дают представление о среднем составе этих минералов и тем самым позволяют оценить степень изменения и гидратации их исходного материала.

Из данных табл. 10 видно, что гидрослюды рассматриваемой фракции характеризуются сравнительно низким содержанием алюминия и довольно высоким содержанием железа и магния, что заставляет отнести их к продуктам изменения минералов не только типа мусковита, но и в значительной степени минералов группы биотита. Оптические свойства их, определенные по суммарному оптическому эффекту частиц в ориентированных агрегатах, также более близки к железистым разностям слюд.

Таблица 10

**Химический состав гидрослюдистого компонента фракции $< 0{,}001$ мм, %**

| Местонахождение | $SiO_2$ | $TiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | FeO | MgO | $K_2O$ | $Na_2O$ | $H_2O^+$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Вяэна | 52,48 | 2,04 | 18,79 | 5,45 | 4,06 | 3,93 | 5,56 | 1,73 | 5,96 |
| Сяревере | 53,84 | 2,02 | 18,31 | 3,74 | 5,05 | 3,79 | 4,46 | 1,19 | 7,60 |
| Луха | 48,39 | 1,72 | 19,98 | 7,27 | 2,76 | 4,61 | 5,56 | 1,00 | 8,71 |

Близость гидрослюд к продуктам разложения минералов биотитового ряда объясняется широким распространением этого минерала в составе пород Фенноскандии, которые послужили источником обломочного материала не только для ленточных глин республики, но и для всех древних осадочных пород на южном склоне Балтийского щита. При гидратации и окислении биотитов значительная часть железа освобождалась, по-видимому, в виде свободных окислов, но часть его осталась после окисления в октаэдрическом слое решетки, обусловливая перестройку триоктаэдрической структуры минерала в диоктаэдрическую. Небольшие количества сохранившихся FeO и MgO указывают на наличие среди рассматриваемых гидрослюд и образований с триоктаэдрической структурой, близких к хлоритам, присутствие которых также предполагалось на основе рентгеноструктурного анализа.

Триоктаэдрический компонент, очевидно, играет бо́льшую роль в глинах северных районов республики.

По содержанию щелочей гидрослюдистые образования ленточных глин Эстонии относятся к довольно гидратированным продуктам исходных слюд, из которых выносилось примерно 40—60% щелочей. По номенклатуре И. И. Гинзбурга (1953), они относятся преимущественно к гидрослюдам в узком смысле или даже к иллитам. Гидромусковиты и гидробиотиты (по той же номенклатуре) присутствуют, видимо, лишь в подчиненных количествах.

Судя по электронно-микроскопическим снимкам фракции $<0{,}001$ мм, приведенным Н. Л. Дилакторским (1956), гидрослюдистые минералы во всех изученных местонахождениях представлены в виде более или менее изометрических пластинок неправильной формы с резкими или частично разрыхленными краями. Удлиненных листочков гидрослюд, позволяющих, согласно М. А. Ратееву (1958), говорить об аутигенном происхождении их, в материале ленточных глин Эстонии не обнаружено. Это хорошо согласуется с представлениями об аллотигенном происхождении глинистых минералов в ленточных глинах Эстонии.

Таким образом, глинистые минералы ленточных глин республики представлены преимущественно гидрослюдистыми образованиями, структурные пакеты которых прочно соединены между собой с помощью крупных одновалентных катионов калия. Отдельные высокогидратированные слои структуры, наличие которых предполагается на основе диффузности базального рефлекса первого порядка, очевидно, не в состоянии образовать самостоятельную, минеральную фазу, ввиду чего эти слои входят в структуру слюд в качестве смешаннослойных образований. Лишь в отдельных случаях разбухающие слои объединены в самостоятельные минеральные образования типа монтмориллонита. Однако содержание последнего не превышает, как правило, 5—10%.

Повсеместное присутствие в ленточных глинах каолинита, составляющего обычно 15—20% от фракции $<0{,}001$ мм, обусловлено наличием этого минерала как в коре выветривания скандинавских пород, так и в составе палеозойских, в частности девонских, отложений республики (Дилакторский, 1956).

Большая роль гидроокисных соединений железа в составе глинистой фракции ленточных глин согласуется с климатическими условиями осадкообразования в ледовом типе литогенеза. Как известно, холодные воды, играющие главную роль в транспортировке и седиментации материала в озерно-ледниковых водоемах, обладают сильной окислительной способностью (Пустовалов, 1940). В составе талых вод иногда устанавливается и присутствие одного из сильнейших окислителей — перекиси водорода (Иванов, 1958; Степанов, 1964). Естественно, что в этих условиях любые количества железа, освобождающиеся при разложении минералов, быстро окисляются в малоподвижную гидроокисную форму. Образовавшиеся сгустки гидроокислов обычно имеют коллоидные размеры, ввиду чего они легко прилипают к глинистым минералам и транспортируются в составе самых дисперсных фракций. Из-за слабого развития органической жизни в приледниковых водоемах гидроокислы железа не восстанавливаются и в первых стадиях диагенеза, а, наоборот, сохраняются в виде различных окисных форм до настоящего времени.

В заключение следует подчеркнуть заметную роль различных обломочных минералов в составе пелитовых фракций изученных глин. Известно, что такие минералы, как кварц, полевые шпаты и другие, обычно неустойчивы при размерах зерен $<0{,}002$ мм (Грим, 1955).

Однако в рассматриваемых глинах присутствие кварца, полевых шпатов и карбонатов обнаружено в большинстве фракций размером $< 0{,}001$ мм, хотя и в небольших количествах. На значительную загрязненность тонких фракций ленточных глин республики различными обломочными минералами указывал и Н. Л. Дилакторский (1956). Такое загрязнение обусловлено, очевидно, быстрыми темпами осаждения материала в приледниковых водоемах, при которых структура тонкорастертого ледником порошка из различных обломочных минералов не успевала окончательно разрушиться. Вследствие молодого геологического возраста отложений такие процессы, очевидно, не могли привести к значительным изменениям и в течение постседиментационного развития породы.

## ХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЛЕНТОЧНЫХ ГЛИН

### 1. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ

В валовом химическом составе ленточных глин республики непосредственно отражаются особенности их минералогического состава, рассмотренные в предыдущих разделах работы. Соотношения окислов отдельных элементов определяются соотношениями в глине различных гранулометрических фракций, сложенных определенными ассоциациями минералов. Именно поэтому наиболее изменчивыми компонентами являются окислы кремнезема и кальция, а также двуокись углерода, присутствие которых связано главным образом с алевритовыми фракциями глины. Средние химические анализы по различным регионам республики (табл. 11) также отражают основные закономерности изменения гранулометрического состава и карбонатности глины.

Как известно из результатов исследований А. Б. Ронова и З. В. Хлебниковой (1957), глины холодных и умеренно-холодных климатических областей характеризуются химическим составом, весьма близким к составу кислых или средних магматических пород. Объясняется это слабым выносом из образовавшихся здесь глин продуктов разложения материнских пород, в частности и самих растворимых окислов натрия, магния и кальция, которые обладают значительной подвижностью в других климатических условиях выветривания.

Средний химический состав эстонских ленточных глин также близок к составу кислых и средних магматогенных пород (табл. 11), что хорошо объясняется петрографическим характером основной питающей провинции — Фенноскандии. Согласно подсчетам И. Седергольма, в строении кристаллических пород этого района явно преобладают изверженные и метаморфические породы, приближающиеся по среднему составу к гранодиоритам (Sederholm, 1925).

Однако при сравнении данных о ленточных глинах республики со средними данными А. Б. Ронова и З. В. Хлебниковой для глин холодных и умеренно-холодных климатических областей сразу же выявляется несколько пониженное содержание кремнезема и повышенное содержание кальция и магния в первых. Наглядно отражаются эти особенности и на трехмерной диаграмме, где указаны поля сосредоточения проб важнейших генетических типов глин по А. Б. Ронову и З. В. Хлебниковой (рис. 20). Хотя большинство проб эстонских ленточных глин попадает в пределы указанного этими авторами поля, большое количество анализов все же сосредоточивается в левой части поля и отдельные даже выходят за его пределы. Объясняется это высоким содержанием в ленточных глинах Эстонии окислов щелочноземельных элементов, что связано с присутствием в них аллотигенных карбонатных минералов — продуктов разрушения коренных осадочных образований, в частности карбонатных пород ордовика и силура.

Таблица 11

**Средний химический состав ленточных глин Эстонии (на основе 57 анализов)**

| Компоненты | Средний химический состав, % | | | | Глины холодного и умеренно-холодного климатического пояса (по А. Б. Ронову и З. В. Хлебниковой, 1957) | Средние магматогенные породы (по А. П. Виноградову, 1956) | Кислые магматогенные породы (по А. П. Виноградову, 1956) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Ленточные глины | | | | | | |
| | Предглинтовая зона и Северо-Восточная Эстония | Западная Эстония | Южная Эстония | Среднее | | | |
| $SiO_2$ | 65,73 | 57,62 | 55,48 | 57,91 | 63,06 | 57,00 | 71,00 |
| $TiO_2$ | 0,69 | 0,97 | 0,64 | 0,85 | 0,69 | 0,79 | 0,34 |
| $Al_2O_3$ | 14,18 | 16,94 | 13,38 | 15,71 | 13,53 | 17,50 | 14,30 |
| $Fe_2O_3 + FeO$ | 5,13 | 6,79 | 6,91 | 6,64 | 5,25 | 7,03 | 3,39 |
| MnO | 0,06 | 0,06 | 0,06 | 0,06 | — | 0,17 | 0,05 |
| MgO | 1,94 | 2,49 | 2,54 | 2,45 | 1,57 | 3,64 | 0,74 |
| CaO | 2,63 | 4,16 | 7,43 | 4,87 | 3,16 | 6,70 | 1,82 |
| $Na_2O$ | 1,39 | 1,98 | 0,75 | 1,59 | 1,98 | 3,62 | 3,62 |
| $K_2O$ | 3,49 | 2,65 | 3,02 | 2,84 | 3,97 | 2,01 | 4,02 |
| $SO_3$ | 0,10 | 0,10 | 0,13 | 0,11 | 0,31 | — | — |
| П.п.п. | 4,51 | 6,54 | 9,83 | 7,19 | 7,08 | 0,83 | 0,75 |
| Сумма | 99,85 | 100,30 | 100,17 | 100,22 | 100,60 | 99,29 | 100,03 |

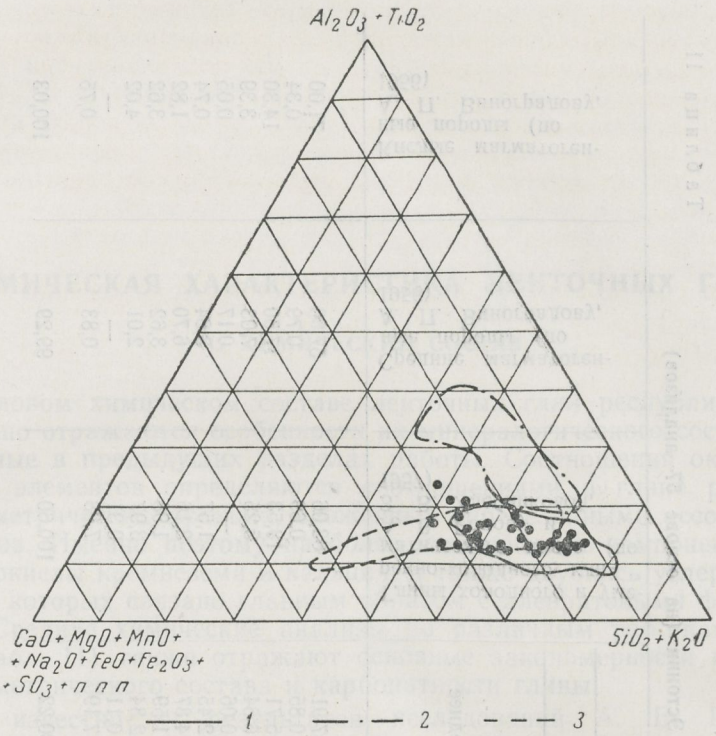



Рис. 20. Химический состав ленточных глин Эстонии по трехмерной диаграмме А. Б. Ронова и З. В. Хлебниковой (1957). *1* — континентальные глины холодного и умеренно-холодного климатического пояса; *2* — континентальные глины влажного и жаркого климатического пояса; *3* — морские глины и глины засолоненных озер аридного климатического пояса.

Средний состав ленточных глин значительно отклоняется и от среднего состава глин всей кайнозойской эры по данным А. П. Виноградова и А. Б. Ронова (1956). Количество калия в ленточных глинах примерно в 2—2,5 раза превышает среднее содержание элемента в кайнозойских глинах, что значительно приближает их к палеозойским разностям. С другой стороны, содержание натрия в ленточных глинах значительно выше среднего содержания этого элемента в палеозойских глинах, что, по-видимому, объясняется большой ролью малоизмененных полевых шпатов Фенноскандии в составе ленточных глин Эстонии. Сильно отклоняется от средних данных для кайнозойских глин Русской платформы также отношение кальция к магнию. Соотношение этих элементов составляет в ленточных глинах республики в среднем 2,27 : 1, что также близко к соотношению отложений палеозойского возраста. Это явно показывает, что ленточные глины Эстонии многое унаследовали от древних осадочных пород палеозоя, первоначальный химический характер которых сравнительно мало изменился в процессе превращения их в озерно-ледниковую глину. При переотложении карбонатного компонента в озерно-ледниковом цикле породообразования можно наблюдать даже обратную отмеченной А. П. Виноградовым и А. Б. Роновым тенденцию: увеличение относительной роли магния в результате частичного растворения кальцита в холодных водах приледниковых водоемов.

Резюмируя приведенный материал, можно сказать, что в составе ленточных глин Эстонии сильно отражаются особенности химизма всех

материнских пород, слагающих питающую провинцию глин. Ввиду этого в химическом составе ленточных отложений практически не отражаются те основные изменения, которые мы наблюдаем при изучении общей эволюции химического состава глинистых пород во времени. Причиной этого являлись быстрые темпы переотложения продуктов разрушения исходных пород, которое в холодных климатических условиях не сопровождалось более значительной химической обработкой этого материала.

## 2. СОДЕРЖАНИЕ РЕДКИХ И РАССЕЯННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Содержание микрокомпонентов в глинах, по данным полуколичественного спектрального анализа, в большинстве случаев не превышает кларковых величин отдельных элементов в глинистых породах, что объясняется слабым развитием процессов концентрации их в цикле образования озерно-ледниковых глин на базе продуктов ледниковой экзарации. Ничтожная роль органической жизни в бассейнах не способствовала обогащению этих отложений микроэлементами и биогенным путем, а также в ходе постседиментационных преобразований.

Исходя из характера распределения отдельных элементов по разным гранулометрическим фракциям глины, все встречающиеся в глине микроэлементы можно подразделить на две основные группы.

Первую, наиболее важную группу составляют элементы, связанные с глинистой составляющей породы. Сюда относятся Mn, Ni, Co, Pb, Cu, V и Ga, которые либо адсорбированы поверхностью глинистых частиц, либо входят непосредственно в структуру высокодисперсных глинистых минералов в виде изоморфных примесей. Этими элементами более богаты зимние слои годичной ленты и особенно фракция $< 0{,}001$ мм. При этом количества Ni и Mn в них несколько уступают кларковым содержаниям этих элементов в глинистых породах, а количества Ga и Co несколько превышают их.

Во вторую группу элементов входят Cr, Zr, Sr и Ba, связанные не только с глинистыми частицами, но в более значительной степени и с песчано-алевритовыми фракциями глин. В связи с этим указанные элементы в заметных количествах встречаются и в летних слоях глины, содержащих мало высокодисперсных глинистых частиц. Носителями этих элементов, очевидно, являются различные обломочные минералы: для Zr — минералы группы циркона, для Cr — гранаты, слюды, хлориты, магнетит и др., для Ba — полевые шпаты и слюды (Казакова, 1964). Присутствие Sr связано с карбонатными минералами, в структуре которых ионы элемента замещают ионы кальция. На это хорошо указывает приуроченность повышенных концентраций стронция к богатым карбонатами разностям глин. В то же время все названные элементы в заметных количествах входят и в состав фракции $< 0{,}001$ мм, что подчеркивает их связь и с глинистыми минералами рассматриваемых отложений.

При рассмотрении региональных особенностей распределения микрокомпонентов глины оказалось, что наиболее высоким содержанием отличаются элементы в глинах северных районов республики, в частности в предглинтовой полосе и в северо-восточной части ее. Этот факт очень интересен ввиду того, что зимние слои глин этих районов, по сравнению с другими регионами республики, весьма бедны глинистыми частицами (см. рис. 8). Однако именно в этих глинах встречаются наиболее высокие содержания марганца, хрома, меди, бария, ни-

келя и кобальта, заметно уменьшающиеся при переходе к области распространения девонских пород южной части республики.

Причины такого распределения элементов не совсем ясны. Возможно, что одной из причин сосредоточения их в предглинтовой зоне явилась низкая степень окисляемости здешних глин, препятствовавшая выносу элементов из исходных продуктов глин. Не исключено также, что определенное влияние на формирование состава микроэлементов в глинах предглинтовой зоны оказали и местные нижнеордовикские диктионемовые сланцы и оболовые фосфориты, которые, согласно исследованиям А. Л. Лоога (1962), обогащены указанными элементами.

Небольшое содержание редких элементов в ленточных глинах Южной Эстонии частично объясняется присутствием в глине высокодисперсных гидроокисных соединений железа, препятствующих сорбции элементов на поверхности глинистых минералов. Однако содержание некоторых элементов — ванадия, галлия, свинца — не уменьшается в направлении южных районов республики. Даже наоборот, наивысшие концентрации свинца отмечаются именно в глинах, распространенных на выходе красноцветных осадочных пород девонского возраста.

Отмеченные закономерности лучше всего выявляются на материале зимних слоев ленточных глин, состоящих преимущественно из глинистых частиц. На основе этого можно сказать, что, несмотря на сравнительное постоянство минералогического состава глинистой фракции, количество связанных с нею микроэлементов закономерно изменяется при переходе из одного района в другой. Возможно, что эти изменения в какой-то мере отражают особенности исходного материала, на базе которого образовались глинистые частицы ленточных глин различных регионов Эстонии.

При сопоставлении содержания элементов в ленточных глинах с содержанием в мелкоземе морен Эстонии выявляется закономерное повышение концентрации их в ленточных глинах, что объясняется чисто механическим обогащением последних глиистыми частицами. Исключение составляют только хром и стронций, максимумы которых связаны именно с моренным материалом. Так как и отдельные гранулометрические фракции мелкозема морены обычно богаче этими элементами, чем те же фракции ленточных глин, то можно предполагать о частичном выносе Sr и Cr из сферы образования озерно-ледниковых глин. Механизм этого выноса далеко не ясен, и для выяснения его требуются дальнейшие исследования.

Подытоживая имеющиеся данные о содержании микроэлементов в изучаемых нами глинах, отметим, что все названные элементы присутствуют здесь в небольших количествах, мало отличающихся от их кларковых концентраций как в земной коре, так и в глинистых породах. Некоторые элементы, ассоциирующиеся преимущественно с основными и ультраосновными изверженными породами, встречаются как в моренах, так и в ленточных глинах даже в несколько меньших количествах (хром, никель), Это хорошо согласуется с петрографическим характером коренных пород области сноса.

### 3. ОБМЕННАЯ СПОСОБНОСТЬ И СОСТАВ ПОГЛОЩЕННОГО КОМПЛЕКСА ГЛИН

Изучение состава поглощенных оснований и характера водорастворимой примеси в глинах позволяет получить важные данные о физико-химической обстановке формирования глин, а также о характере процессов, протекавших при дальнейшем их изменении.

Данные, полученные по водным вытяжкам, показывают, что для эстонских ленточных глин характерно очень низкое содержание растворимых солей (табл. 12). Судя по сумме катионов, общее количество их составляет сотые доли процента и лишь в редких случаях может достигать 0,1—0,3% от всей массы глины. Более богатые растворимыми солями глины наблюдаются в западных районах республики (Хаапсалу, Ридала, Вигала).

В качественном составе катионов растворимой части глины ведущая роль принадлежит двухвалентным ионам, особенно кальцию. Исключение составляют лишь глины из местонахождений Вяэна, Хаапсалу и Клээмо, в которых преобладающим элементом является натрий.

Из группы анионов наиболее интересно содержание хлора, встречающегося в очень низких концентрациях, обычно 0,002—0,014% от всей глины. Только в одном случае, в богатой натрием глине из Хаапсалу, содержание его увеличивается до 0,1%, что позволяет говорить о присутствии некоторого количества хлористого натрия в составе растворимых солей глины этого местонахождения. Сопоставляя эквивалентные количества хлора с катионами, можно видеть, что в большинстве случаев содержание его полностью уравновешивается эквивалентным количеством натрия. Лишь в отдельных случаях можно предполагать наличие в составе солей и других хлоридов. Общая сумма катионов обычно в несколько раз превышает количество хлора, что явно указывает на второстепенную роль хлоридов в составе растворимого компонента изучаемых глин. Большая роль двухвалентных катионов в составе последнего позволяет предполагать, что основная масса их извлечена из карбонатных минералов в результате частичного растворения последних в ходе анализа. На это указывает и явное сосредоточение наивысших содержаний растворимых ионов в западных районах республики, где глины часто содержат много кальцита.

Таблица 12

**Состав водных вытяжек ленточных глин Эстонии**

| Местонахождение | Ca | Mg | K | Na | Сумма | Сумма катионов, % от глины | Cl | Cl |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | мг · экв/100 г глины | | | | | | мг · экв/100 г глины | % от глины |
| Предглинтовая зона | | | | | | | | |
| Вяэна | 0,41 | 0,30 | 0,32 | 0,65 | 1,68 | 0,039 | 0,28 | 0,010 |
| Локса | 0,24 | 0,14 | 0,25 | 0,05 | 1,68 | 0,017 | 0,17 | 0,006 |
| Нарва | 0,36 | 0,16 | 0,18 | 0,12 | 0,72 | 0,019 | 0,06 | 0,002 |
| Северо-Восточная Эстония | | | | | | | | |
| Пылула | 0,29 | 0,18 | 0,18 | 0,10 | 0,75 | 0,017 | 0,32 | 0,012 |
| Тудулинна | 0,44 | 0,16 | 0,24 | 0,12 | 0,96 | 0,023 | 0,12 | 0,004 |
| Западная Эстония | | | | | | | | |
| Хаапсалу | 0,78 | 0,32 | 0,29 | 2,94 | 4,33 | 0,098 | 3,44 | 0,122 |
| Клээмо | 0,29 | 0,18 | 0,23 | 0,64 | 1,34 | 0,031 | 0,40 | 0,014 |
| Ридала | 1,33 | 0,48 | 0,52 | 0,33 | 2,66 | 0,060 | 0,36 | 0,013 |
| Вигала | 1,31 | 0,66 | 0,35 | 0,77 | 3,09 | 0,065 | 0,30 | 0,011 |
| Массу | 0,25 | 0,28 | 0,18 | 0,10 | 0,81 | 0,018 | 0,11 | 0,004 |
| Синди | 0,47 | 0,16 | 0,27 | 0,33 | 1,23 | 0,030 | 0,15 | 0,006 |
| Южная Эстония | | | | | | | | |
| Тохври | 0,24 | 0,23 | 0,18 | 0,10 | 0,75 | 0,017 | 0,15 | 0,006 |
| Кийдъярве | 0,54 | 0,25 | 0,48 | 0,10 | 1,37 | 0,035 | 0,30 | 0,011 |
| Тсиргулинна | 1,29 | 0,58 | 0,11 | 0,05 | 2,03 | 0,038 | 0,26 | 0,009 |

Необходимо, однако, отметить, что во всех случаях содержание натрия также связано с западными районами республики, в том числе и с западной частью предглинтовой полосы (Вяэна). Все другие регионы характеризуются очень низким содержанием элемента, что явно указывает на подчиненную роль в них растворимых солей натрия.

Карбонатная примесь в глинах значительно осложняет и изучение состава поглощенного комплекса глин, результаты которого приведены в табл. 13.

Таблица 13

**Состав поглощенных катионов в ленточных глинах Эстонии**

| Местонахождение | Ca | Mg | K | Na | Сумма | Коэффициент щелочности $\frac{Na+K}{Ca+Mg}$ |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | В мг·экв/100 г фракций $<0{,}005$ мм | | | | | |
| Предглинтовая зона | | | | | | |
| Вяэна | 14,7 | 10,5 | 1,0 | 0,4 | 26,6 | 0,06 |
| Локса | 23,8 | 5,2 | 1,9 | 0,3 | 31,2 | 0,08 |
| Нарва | 16,6 | 5,7 | 1,1 | 0,2 | 23,6 | 0,06 |
| Северо-Восточная Эстония | | | | | | |
| Пылула | 16,1 | 6,4 | 1,0 | 0,2 | 23,7 | 0,05 |
| Тудулинна | 18,2 | 7,4 | 1,4 | 0,3 | 27,3 | 0,07 |
| Западная Эстония | | | | | | |
| Хаапсалу | 14,0 | 5,5 | 1,5 | 2,0 | 23,0 | 0,18 |
| Клээмо | 16,4 | 8,9 | 1,3 | 0,6 | 27,2 | 0,08 |
| Ридала | 11,3 | 7,2 | 1,0 | 0,4 | 19,9 | 0,08 |
| Вигала | 16,2 | 8,8 | 1,9 | 0,7 | 27,6 | 0,14 |
| Массу | 18,3 | 9,7 | 1,3 | 0,3 | 29,6 | 0,06 |
| Синди | 9,0 | 5,1 | 0,8 | 0,2 | 15,1 | 0,07 |
| Южная Эстония | | | | | | |
| Тохври | 18,1 | 10,4 | 1,2 | 0,3 | 30,0 | 0,05 |
| Кийдъярве | 16,0 | 6,6 | 1,4 | 0,4 | 24,4 | 0,08 |
| Тсиргулинна | 26,2 | 8,6 | 1,4 | 0,4 | 36,6 | 0,05 |
| Среднее, мг·экв | 16,8 | 7,6 | 1,3 | 0,5 | 26,2 | 0,07 |
| То же, % от суммы катионов | 64,1 | 29,0 | 5,0 | 1,9 | 100,0 | — |

Для вытеснения обменных ионов Na и K применялся 0,5 н. раствор $NH_4Cl$ в десятикратном объеме на 10 г сухой навески глины. Суспензия тщательно перемешивалась и встряхивалась в течение 15 минут, затем отстаивалась в течение 2 часов и фильтровалась на воронке Бюхнера. Операцию повторяли четыре раза, объем фильтрата был сокращен выпариванием. Определение K и Na проводилось на пламенном спектрофотометре.

При определении Ca и Mg растворимые соли были удалены обмыванием глины в 60%-ном растворе этилового спирта. Затем к исходной навеске весом в 5 г было добавлено 25 $см^3$ 3%-ного раствора KCl в 60%-ном растворе спирта. Суспензия встряхивалась в течение 5 минут, отстаивалась и отфильтровывалась. Операция повторялась шесть раз. Спирт из фильтрата был удален дистилляцией. Кальций и магний определялись трилонометрическим методом.

Данные табл. 13 показывают, что ленточные глины республики характеризуются сравнительно небольшим объемом поглощенного комплекса, который в то же время значительно колеблется в глинах различных местонахождений (от 15 до 36 мг·экв/100 г фракции $<0{,}005$ мм). Малый объем поглощенного комплекса находится в полном соответ-

ствии с гидрослюдисто-каолинитовым составом глинистой фракции рассматриваемых отложений (Викулова и др., 1957). Значительное колебание его по местонахождениям объясняется различиями в степени гидратации и совершенства структуры гидрослюдистых минералов в глинах разных местонахождений.

В составе поглощенных ионов явно преобладают двухвалентные катионы — в среднем 93% от всего поглощенного комплекса. Среди щелочных элементов ведущее значение имеет калий, в то время как ионы натрия встречаются лишь в виде незначительных следов. Исключение составляет лишь глина из Хаапсалу, в которой содержание натрия несколько выше, чем в других образцах. Это хорошо согласуется с повышенными количествами элемента и в составе растворимого компонента, о чем говорилось выше.

Несмотря на такие незначительные отклонения, состав поглощенных ионов ленточных глин Эстонии в целом полностью соответствует глинам, образовавшимся в континентальных пресноводных условиях (Викулова и др., 1957). Судя по значениям коэффициента щелочности (табл. 13), состав обменного комплекса глин сформировался в условия влажного или полусухого климата.

Однако резкое преобладание щелочноземельных элементов в составе поглощенных оснований может быть объяснено не только отложением рассматриваемых глин в пресноводных водоемах, но и процессами дальнейших преобразований глины. Присутствие больших количеств аллотигенных карбонатных минералов в ленточных глинах несомненно способствовало постепенному замещению обменных катионов кальцием и магнием в течение всех последующих периодов существования глины. На это указывает и соотношение кальция и магния в поглощенном комплексе, очень близкое к этому же соотношению в карбонатном компоненте глины.

Во всяком случае состав обменных катионов не дает основания предполагать, что некоторые разновидности глины могли образоваться в водоемах с несколько повышенной соленостью. Более серьезного внимания заслуживают закономерности распределения натрия в составе растворимых солей глин, так как они указывают на некоторое обогащение этим элементом глин северо-западных и западных районов Эстонии. Однако и это явление может быть объяснено не условиями седиментации ленточных глин в приледниковых водоемах с соответствующим солевым режимом, а влиянием соленых вод более поздних трансгрессий Балтийского бассейна, которыми была охвачена значительная часть территории Западной Эстонии. Естественно, что морская вода последующих стадий развития Балтийского бассейна могла вызвать некоторые изменения в составе солей в порах глины, но не была в состоянии вызвать существенных изменений в их поглощенном комплексе, который сформировался уже во время осаждения глин в пресноводных приледниковых водоемах.

Сравнительное постоянство состава поглощенных ионов ленточных глин на всей территории республики позволяет сделать некоторые выводы и в отношении практического использования глин. На основании этих данных можно, например, сказать, что изменения некоторых инженерно-геологических и других свойств глин в отдельных регионах республики не могут быть объяснены различиями в составе обменных ионов. Состав поглощенного комплекса глины показывает также, что отдельные свойства этих отложений можно несколько изменить путем замещения двухвалентных катионов в глине катионами щелочных элементов.

## УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЛЕНТОЧНЫХ ГЛИН ЭСТОНИИ

### 1. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ФОРМИРОВАНИЯ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ЛЕНТОЧНЫХ ГЛИН

Результаты изучения минералогического состава ленточных глин показывают, что в составе как песчано-алевритовых, так и глинистых фракций явно преобладают минералы аллотигенного происхождения. Аутигенные новообразования почти без исключения являются вторичными выделениями и установлены только в горизонтах глин, подвергавшихся процессам почвообразования. Кластогенное происхождение преобладающей массы минералов хорошо объясняется спецификой осадконакопления в озерно-ледниковых водоемах. Холодные климатические условия, отсутствие органической жизни в бассейнах, а также очень быстрые темпы переотложения исходных моренных продуктов в озерно-ледниковую глину никак не способствовали значительному химико-минералогическому изменению исходного обломочного материала, не говоря уже о других процессах аутигенного минералообразования.

Правильность этих рассуждений хорошо подтверждается наличием в ленточных глинах больших количеств сравнительно неустойчивых к выветриванию минералов: пирита, полевых шпатов, глауконита, пироксенов, амфиболов и др. Все это показывает, что формирование минерального состава ленточных глин Эстонии происходило главным образом на базе продуктов раздробления коренных пород, обнажающихся в пределах республики и на соседних территориях.

Как известно, слои распространенных на территории Эстонии палеозойских осадочных пород спокойно погружаются в южном направлении, что в равнинных условиях рельефа обусловливает выходы отдельных горизонтов их в виде полос широтного простирания. Среди этих полос наиболее резко выделяются четыре основные зоны, сложенные породами различного возраста и разного петрографического состава и закономерно сменяющие друг друга при переходе с севера на юг (см. рис. 31).

Первая зона распространяется за пределами республики, охватывая районы распространения докембрийских кристаллических пород Фенноскандии. Сложена она изверженными и метаморфическими породами, преимущественно кислого и среднего состава, в меньшей степени сильно сцементированными осадочными породами иотнийского возраста.

Вторую зону образуют различные терригенные породы кембрийского и нижнеордовикского возраста, распространенные в виде узкой полосы вдоль южного берега Финского залива, к северу от крупного природного уступа — Северо-Эстонского глинта. Кроме песчаников и алевролитов, в этом районе обнажаются и так называемые «синие глины» лонтоваской и пиритаской свит кембрия, особенностью которых является преобладание в их составе закисных форм железа.

Третья зона охватывает всю северную половину территории республики, исключая упомянутый предглинтовый район. Здесь выходят карбонатные породы ордовика и силура, представленные главным образом известняками, в меньшей мере доломитами и мергелями.

В четвертую зону, сложенную преимущественно терригенными породами девонского возраста, входит южная часть республики. Среди этих пород преобладают песчаники и алевролиты, но часто встречаются и прослои глинистых пород, а также известняков и доломитов. Окраска пород меняется в широких пределах, но в общем преобладают красные и бурые тона, обусловленные присутствием в составе пород значительных количеств окисных форм железа.

Указанные зоны распространения отдельных типов коренных пород являлись источником различных минеральных компонентов, которые, перемешиваясь в леднике и в ледниковых водах, образуют обломочный материал ледниковых и водно-ледниковых отложений. В разных районах Эстонии материал этих зон имеет неодинаковое значение, ввиду чего в составе четвертичных отложений республики выявляется отчетливая зональность в меридиональном направлении, хорошо прослеживаемая, например, в составе морен (Орвику, 1958; Orviku, 1963; Раукас, 1961а).

Установить влияние коренных источников на состав ленточных отложений труднее, так как в образовании последних значительную роль играет уже перенос исходного материала в водной среде. Большая транспортабельность тонкозернистых продуктов экзарации, сложные контуры приледниковых водоемов, а также механическая дифференциация материала при переотложении значительно усложняют эту картину.

Сравнительно хорошо выявляются соответствующие изменения только в составе грубозернистой составляющей глины — в гравийных и песча-

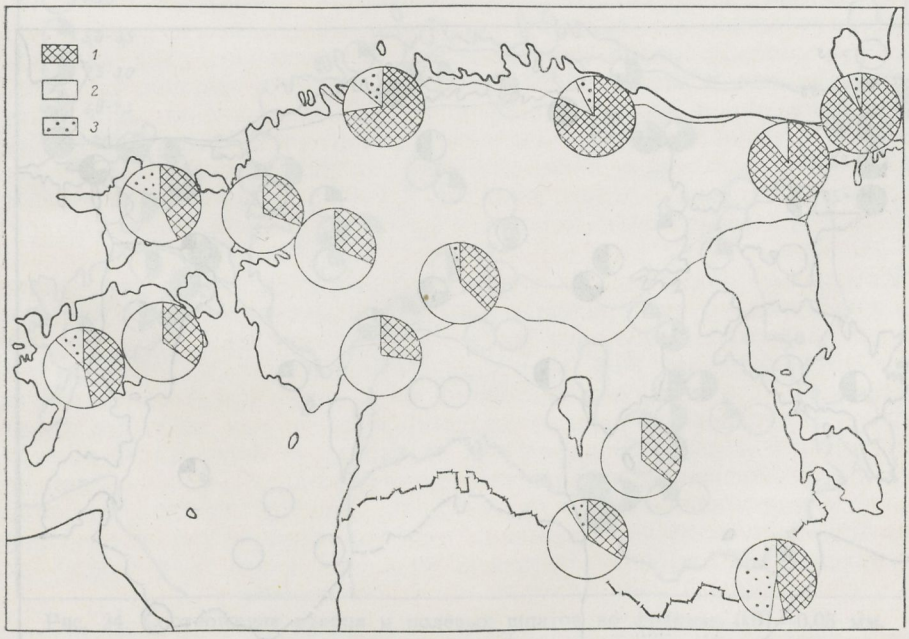



Рис. 21. Петрографический состав обломков пород во фракции 1—5 мм.
*1* — изверженные и метаморфические породы; *2* — карбонатные породы; *3* — песчаники.

ных и в меньшей мере в алевритовых фракциях. Объясняется это меньшей транспортабельностью частиц указанных размеров в цикле переотложения по сравнению с глинистыми, а также тем, что первоисточники материала данных фракций легче распознаются по слагающим их минералам.

Так, в петрографическом составе обломков пород гравийной фракции непосредственно отражается влияние отдельных источников материала (рис. 21). В предглинтовой зоне, например, обломки представлены главным образом изверженными и метаморфическими породами Балтийского щита, в меньшей мере осадочными породами местного происхождения (кембрийские песчаники). На севере и западе республики, в пределах выходов коренных карбонатных пород, преобладающим компонентом фракции являются уже местные осадочные породы — известняки и доломиты. В южной части республики взаимоотношения карбонатных и кристаллических пород более или менее уравновешиваются и дополнительно к ним снова появляются обломки песчаников, но уже девонского возраста. Все это показывает, что наиболее грубообломочный компонент ленточных глин прошел после освобождения ото льда до погружения в бассейне седиментации весьма короткий путь, на протяжении которого в его петрографическом составе не произошло существенных изменений.

Однако закономерные региональные изменения в гравийных и песчаных фракциях слабо отражают особенности формирования породообразующей массы глины, так как они составляют ничтожную часть глины и принесены в бассейн седиментации преимущественно плавающими льдинами или ветром. Но процессы формирования более мелких, алевритовых фракций также могут быть охарактеризованы по наличию в их составе минералов, характерных для отдельных зон выходов коренных пород.

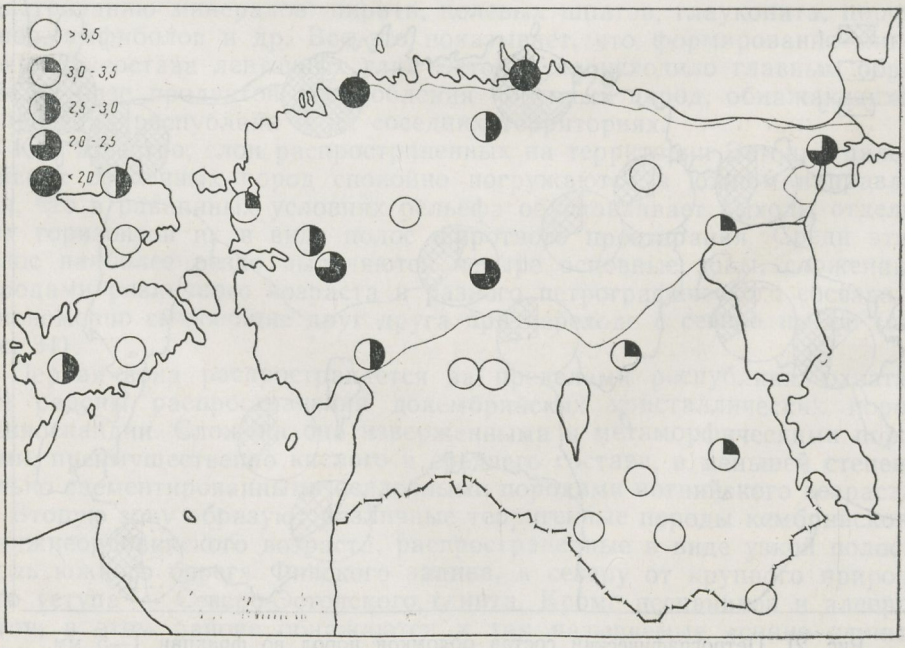



Рис. 22. Соотношение кварца и полевых шпатов во фракции 0,1—0,25 мм.

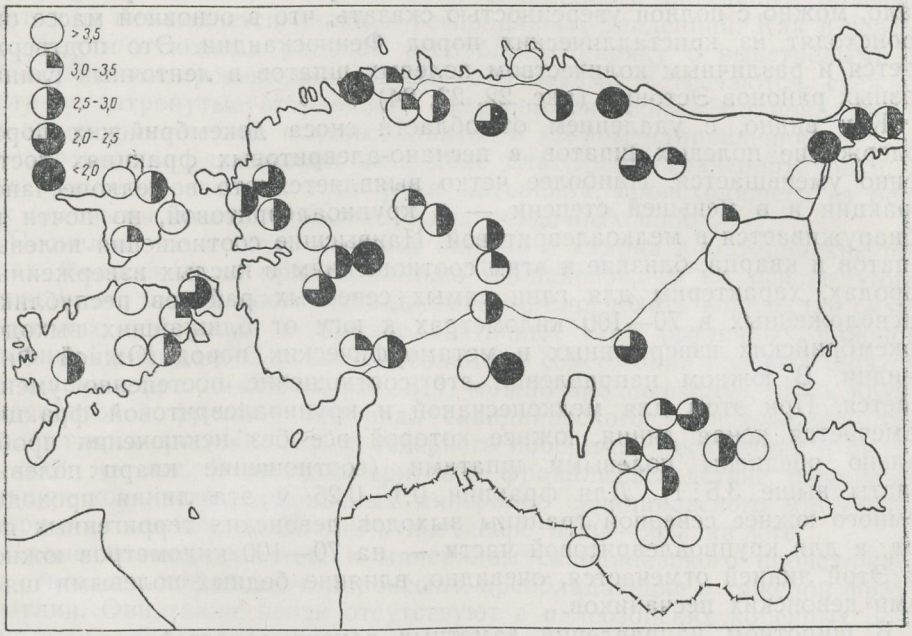



Рис. 23. Соотношение кварца и полевых шпатов во фракции 0,05—0,1 мм.

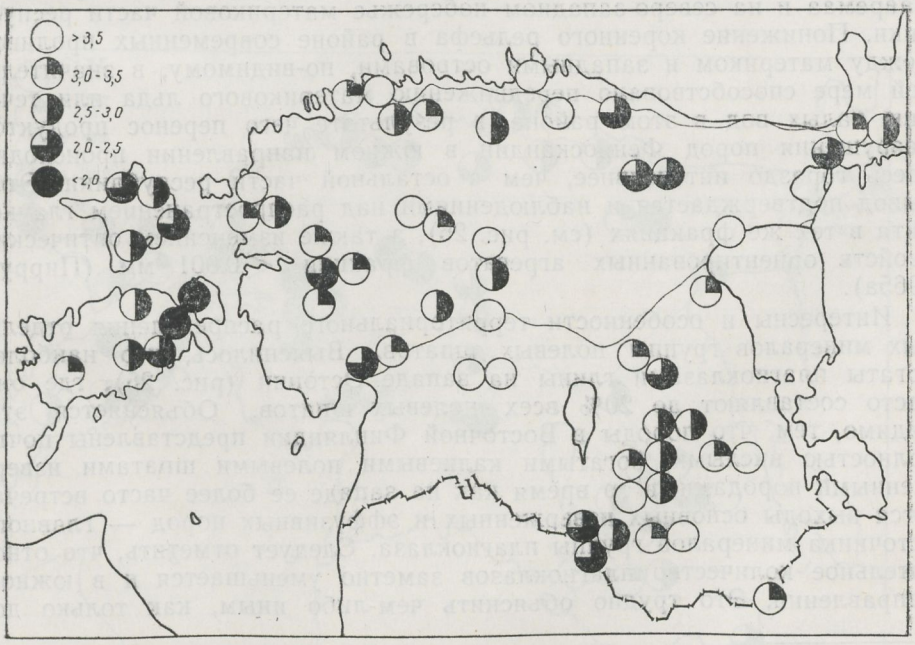



Рис. 24. Соотношение кварца и полевых шпатов во фракции 0,01—0,05 мм.

Наиболее характерной группой минералов первой зоны, области распространения докембрийских пород, являются полевые шпаты. Поскольку их в составе древних осадочных пород палеозоя сравнительно мало, можно с полной уверенностью сказать, что в основной массе они происходят из кристаллических пород Фенноскандии. Это подтверждается и различным количеством полевых шпатов в ленточных глинах разных районов Эстонии (рис. 22, 23, 24)*.

Как видно, с удалением от области сноса докембрийских пород содержание полевых шпатов в песчано-алевритовых фракциях постепенно уменьшается. Наиболее четко выявляется это в мелкопесчаной фракции и в меньшей степени — в крупноалевритовой, но почти не обнаруживается в мелкоалевритовой. Наивысшие соотношения полевых шпатов и кварца, близкие к этим соотношениям в кислых изверженных породах, характерны для глин самых северных районов республики, расположенных в 70—100 километрах к югу от ближайших выходов докембрийских изверженных и метаморфических пород Южной Финляндии. В южном направлении это соотношение постепенно уменьшается. При этом для мелкопесчаной и крупноалевритовой фракций намечается ясная линия, южнее которой все без исключения пробы сильно обеднены полевыми шпатами (соотношение кварц : полевые шпаты выше 3,5 : 1). Для фракции 0,1—0,25 м эта линия проходит немного южнее северной границы выходов девонских терригенных пород, а для крупноалевритовой части — на 70—100 километров южнее ее. Этой линией отмечается, очевидно, влияние бедных полевыми шпатами девонских песчаников.

В широтном направлении заметных закономерностей в распределении полевых шпатов не наблюдается. Только по алевритовым фракциям можно заключить о некоторой концентрации богатых полевыми шпатами глин в восточных районах островов Хийумаа и Сааремаа и на северо-западном побережье материковой части республики. Понижение коренного рельефа в районе современных проливов между материком и западными островами, по-видимому, в значительной мере способствовало передвижению материкового льда или течению талых вод в этом районе, в результате чего перенос продуктов разрушения пород Фенноскандии в южном направлении происходил здесь гораздо интенсивнее, чем в остальной части республики. Этот вывод подтверждается и наблюдениями над распространением глауконита в тех же фракциях (см. рис. 26), а также изменением оптических свойств ориентированных агрегатов фракции $<0{,}001$ мм (Пиррус, 1965а).

Интересны и особенности территориального распределения отдельных минералов группы полевых шпатов. Выяснилось, что наиболее богаты плагиоклазами глины на западе Эстонии (рис. 25), где они часто составляют до 20% всех полевых шпатов. Объясняется это, видимо, тем, что породы в Восточной Финляндии представлены почти полностью кислыми, богатыми калиевыми полевыми шпатами изверженными породами, в то время как на западе ее более часто встречаются выходы основных изверженных и эффузивных пород — главного источника минералов группы плагиоклаза. Следует отметить, что относительное количество плагиоклазов заметно уменьшается и в южном направлении. Это трудно объяснить чем-либо иным, как только до-

---

* Количество полевых шпатов выражено не их абсолютным количеством в данной фракции, а отношением их содержания к содержанию кварца, что позволяет избежать колебаний в содержании остальных минералов, в частности карбонатов.

вольно интенсивным разложением этих минералов в течение моренной и водной стадий транспортировки материала.

Следует отметить, что в степени сохранности остальных полевых шпатов не наблюдается никаких региональных тенденций. Как в северных, так и в южных районах республики наряду с выветрелыми и сильно пелитизированными полевыми шпатами встречаются свежие, почти не затронутые вторичными изменениями зерна. Это показывает, что общее уменьшение полевых шпатов в южном направлении связано не с процессом разложения их в ходе длительной транспортировки, а с увеличением в составе глин роли материала, происходящего из бедных полевыми шпатами палеозойских осадочных пород.

Поскольку количество полевых шпатов и кварца в материнских породах Фенноскандии приблизительно одинаковое, то на основе этого соотношения можно достаточно достоверно определить количество скандинавского материала в составе ленточных глин различных районов Эстонии. Принимая за основу абсолютное содержание полевых шпатов в отдельных фракциях (см. рис. 31), можно предположить, что в крупноалевритовой фракции материал скандинавского происхождения составляет примерно 60—70% у северного побережья республики и около 30—50% на юге. В мелкоалевритовой фракции вследствие появления больших количеств карбонатных минералов скандинавского материала содержится меньше — 30—40% на севере и 20—30% на юге.

Кроме полевых шпатов, к минералам скандинавского происхождения относятся амфиболы и пироксены, преобладающие в тяжелой фракции глин. Они также почти отсутствуют в палеозойских коренных осадочных породах всех типов. Поэтому следовало бы предположить, что относительное количество их в ленточных глинах также уменьшается в южном направлении вследствие появления других тяжелых минера-

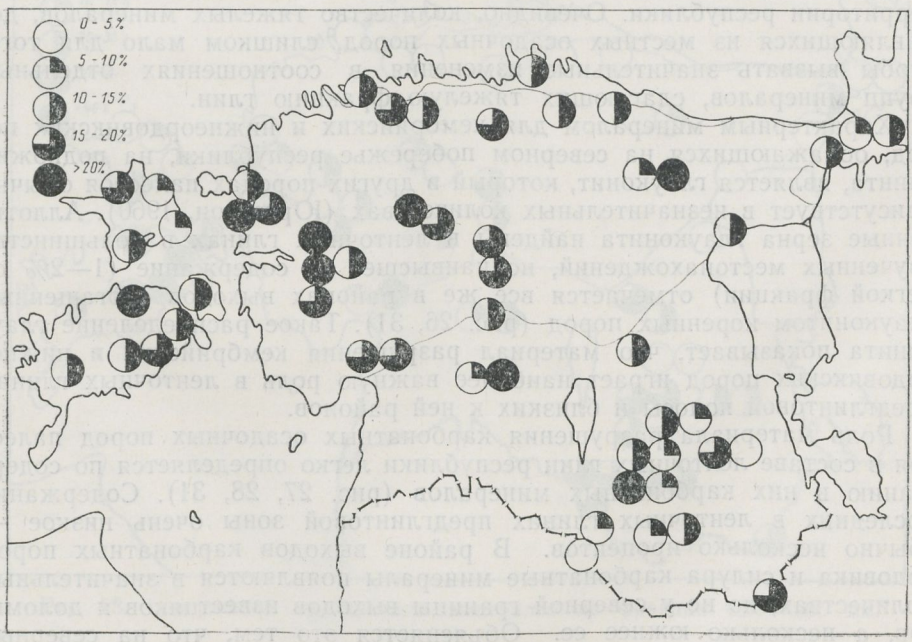



Рис. 25. Содержание плагиоклазов среди полевых шпатов во фракции 0,05—0,1 мм.

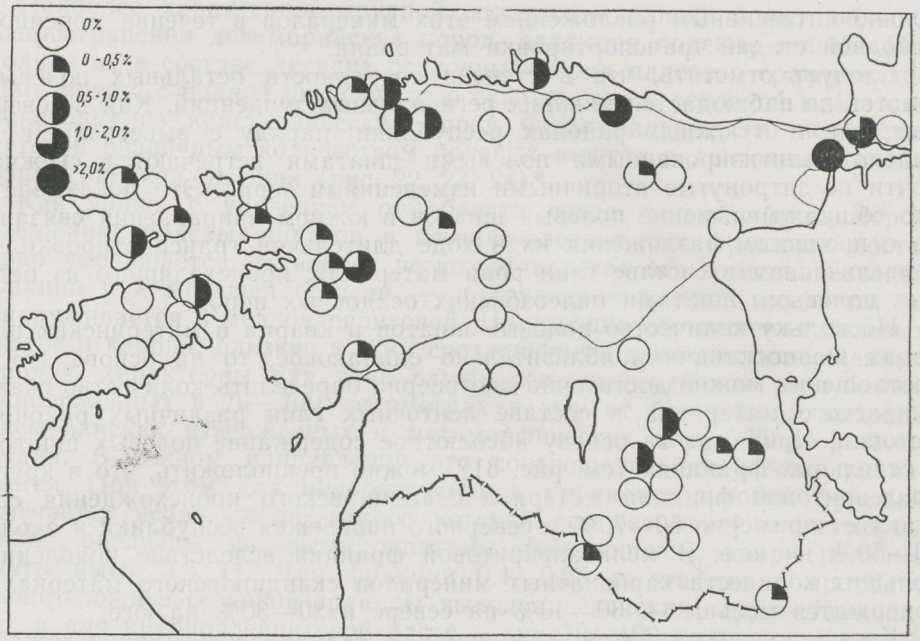



Рис. 26. Содержание глауконита во фракции 0,05—0,1 мм.

лов, извлеченных из палеозойских осадочных пород более южных районов. Однако, как показывает соответствующая кривая (см. рис. 31), такой закономерности не наблюдается. Содержание роговых обманок и других амфиболов, а также пироксенов остается одинаковым по всей территории республики. Очевидно, количество тяжелых минералов, добавляющихся из местных осадочных пород, слишком мало для того, чтобы вызвать значительные изменения в соотношениях отдельных групп минералов, слагающих тяжелую фракцию глин.

Характерным минералом для кембрийских и нижнеордовикских пород, обнажающихся на северном побережье республики, на подножии глинта, является глауконит, который в других породах палеозоя обычно присутствует в незначительных количествах (Юргенсон, 1960). Аллотигенные зерна глауконита найдены в ленточных глинах в большинстве изученных местонахождений, но наивысшее их содержание (1—2% от легкой фракции) отмечается все же в районах выходов обогащенных глауконитом коренных пород (рис. 26, 31). Такое распределение глауконита показывает, что материал разрушения кембрийских и нижнеордовикских пород играет наиболее важную роль в ленточных глинах предглинтовой полосы и близких к ней районов.

Роль материала разрушения карбонатных осадочных пород палеозоя в составе ленточных глин республики легко определяется по содержанию в них карбонатных минералов (рис. 27, 28, 31). Содержание последних в ленточных глинах предглинтовой зоны очень низкое — обычно несколько процентов. В районе выходов карбонатных пород ордовика и силура карбонатные минералы появляются в значительных количествах, но не у северной границы выходов известняков и доломитов, а несколько южнее ее. Объясняется это тем, что на северных участках выходов карбонатных пород в озерно-ледниковые бассейны поступало много материала из более северных районов, где распро-

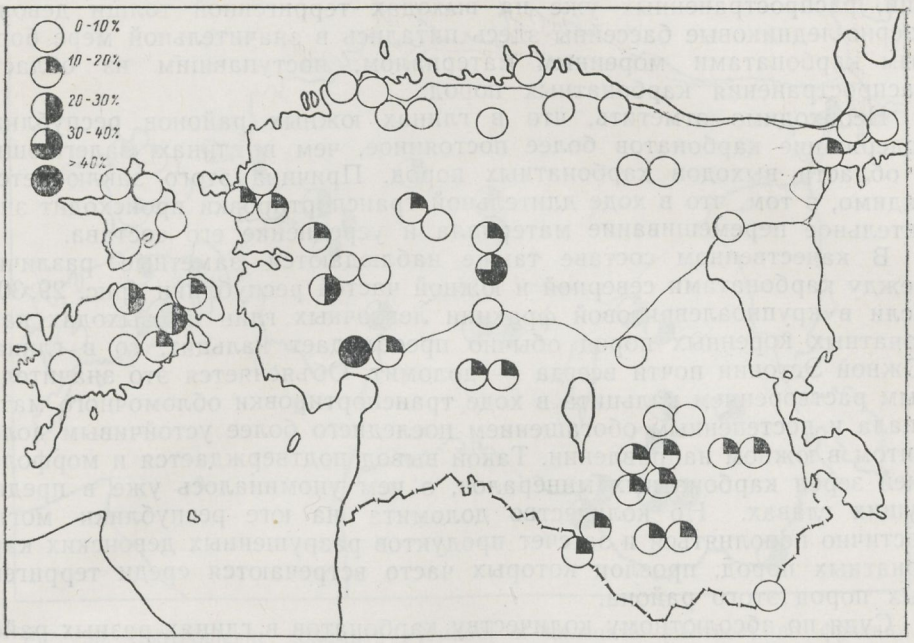



Рис. 27. Содержание карбонатных минералов во фракции 0,05—0,1 мм.

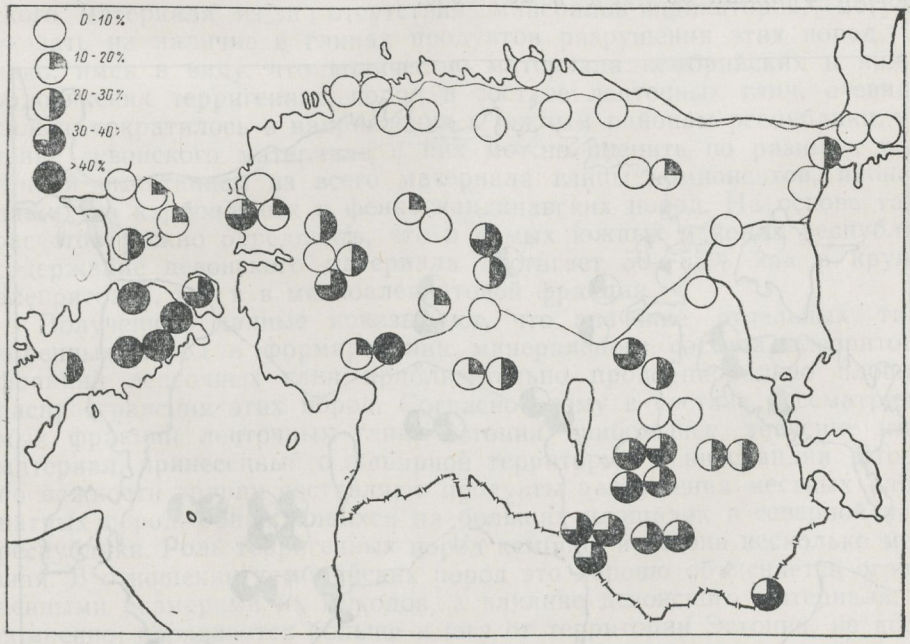



Рис. 28. Содержание карбонатных минералов во фракции 0,01—0,05 мм.

странялись бедные карбонатами породы. Так же можно объяснить сравнительно высокое содержание карбонатов в глинах Южной Эстонии, распространенных уже на выходах терригенной толщи девона: озерно-ледниковые бассейны здесь питались в значительной мере богатым карбонатами моренным материалом, поступавшим из области распространения карбонатных пород.

Необходимо отметить, что в глинах южных районов республики содержание карбонатов более постоянное, чем в глинах, залегающих в области выходов карбонатных пород. Причина этого заключается, видимо, в том, что в ходе длительной транспортировки происходит значительное перемешивание материала и усреднение его состава.

В качественном составе также наблюдаются заметные различия между карбонатами северной и южной частей республики (рис. 29, 30). Если в крупноалевритовой фракции ленточных глин на выходах карбонатных коренных пород обычно преобладает кальцит, то в глинах Южной Эстонии почти всегда — доломит. Объясняется это значительным растворением кальцита в ходе транспортировки обломочного материала и постепенным обогащением последнего более устойчивым доломитом в южном направлении. Такой вывод подтверждается и морфологией зерен карбонатных минералов, о чем упоминалось уже в предыдущих главах. Но количество доломита на юге республики могло частично пополняться и за счет продуктов разрушенных девонских карбонатных пород, прослои которых часто встречаются среди терригенных пород этого района.

Судя по абсолютному количеству карбонатов в глинах разных районов, в крупноалевритовой части глин продукты разрушения палеозойских известняков и доломитов составляют примерно 25—35% на севере и 20—25% на юге республики. Соответствующие цифры для мелкоалевритовой фракции 30—40% и 20—30%.

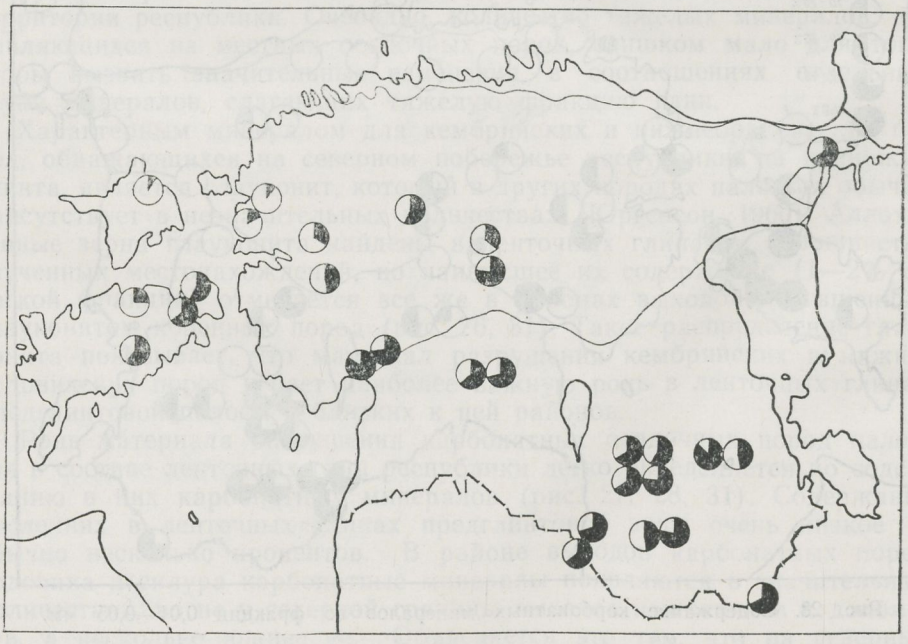


Рис. 29. Соотношение доломита (темное) и кальцита (светлое) во фракции 0,05—0,1 мм.

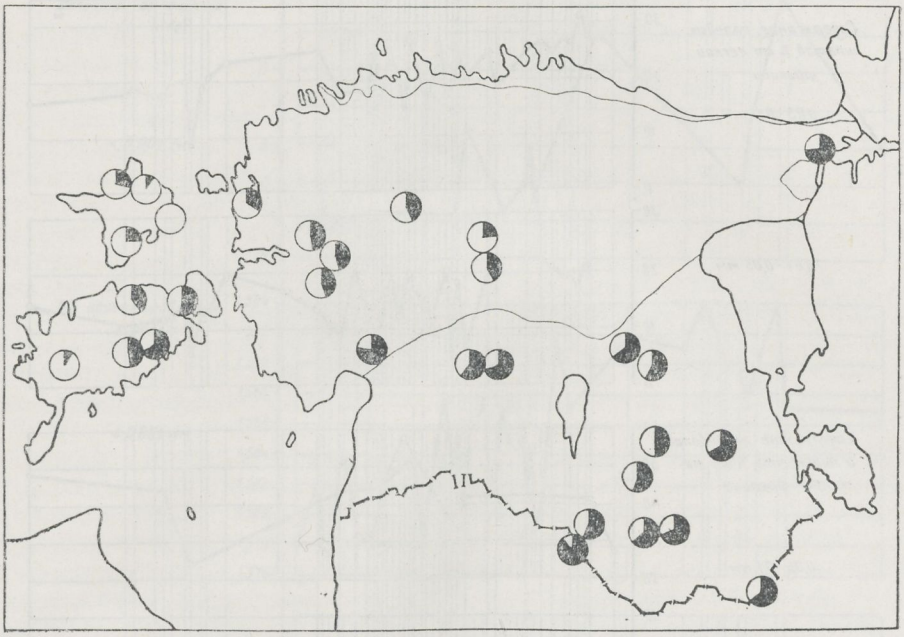
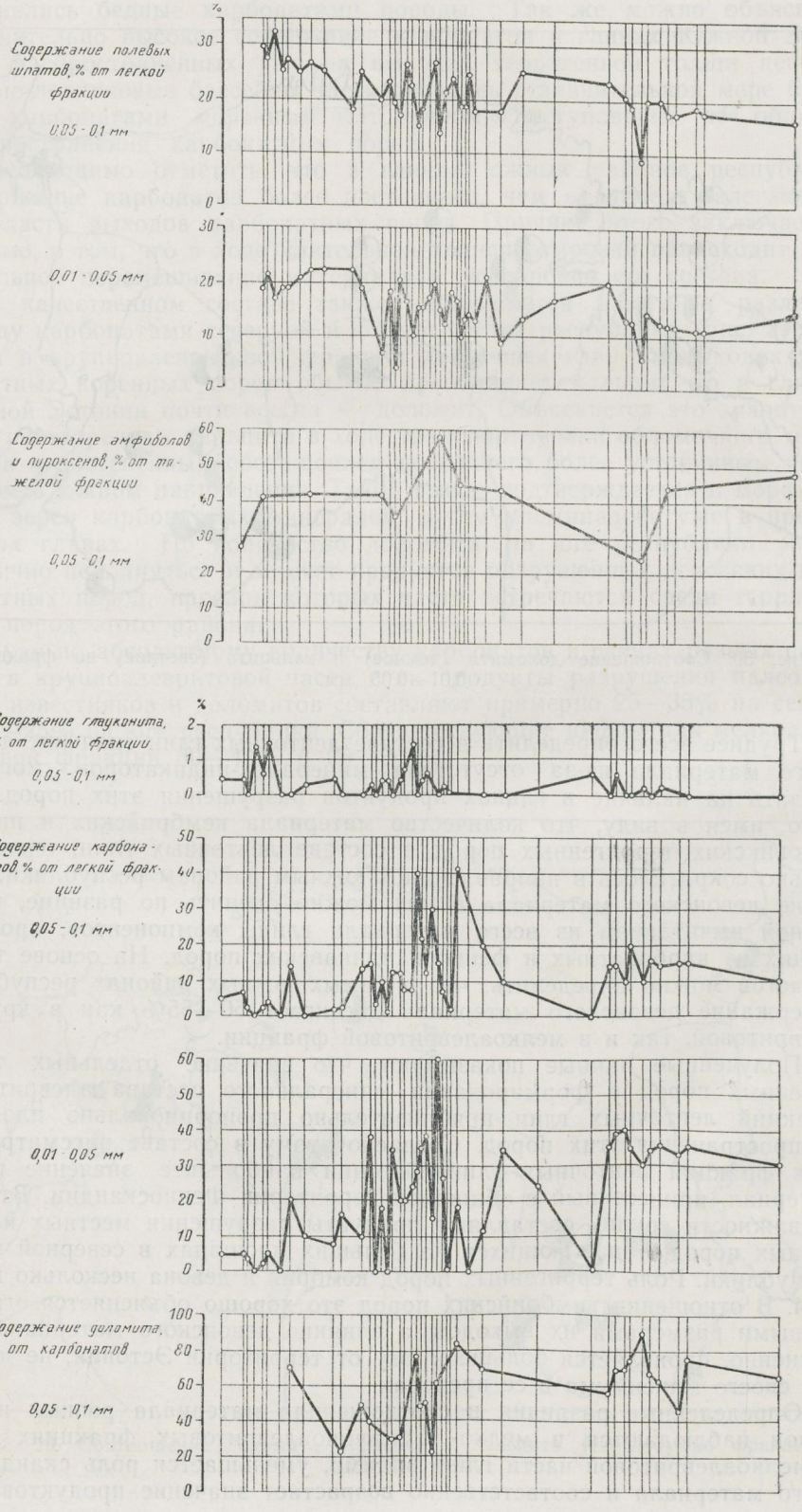


Рис. 30. Соотношение доломита (темное) и кальцита (светлое) во фракции 0,01—0,05 мм.

Труднее всего определить в составе ленточных глин значение девонского материала из-за отсутствия минералов-индикаторов, могущих указать на наличие в глинах продуктов разрушения этих пород. Однако, имея в виду, что количество материала кембрийских и нижнеордовикских терригенных пород в составе ленточных глин, очевидно, сильно сократилось в направлении к южным районам республики, значение девонского материала в них можно оценить по разнице, полученной вычитанием из всего материала глины компонентов, происходящих из карбонатных и фенноскандинавских пород. На основе таких расчетов можно определить, что в самых южных районах республики содержание девонского материала достигает 50—55% как в крупноалевритовой, так и в мелкоалевритовой фракции.

Полученные данные показывают, что значение отдельных типов коренных пород в формировании минерального состава алевритовых фракций ленточных глин приблизительно пропорционально площади распространения этих пород. Согласно этому в составе рассматриваемых фракций ленточных глин Эстонии наибольшее значение имеет материал, принесенный с обширной территории Фенноскандии. Вторую по важности группу составляют продукты разрушения местных карбонатных пород, обнажающихся на больших площадях в северной части республики. Роль терригенных пород кембрия и девона несколько меньшая. В отношении кембрийских пород это хорошо объясняется ограниченными размерами их выходов, а влияние девонского материала, несомненно, проявляется больше к югу от территории Эстонии, не достигая своего максимума в ее пределах.

Определенные различия в соотношениях материала разных источников наблюдаются в мелко- и крупноалевритовых фракциях глин. В мелкоалевритовой части глин, видимо, уменьшается роль скандинавского материала и соответственно возрастает значение продуктов раз-


%
Содержание полевых шпатов, % от легкой фракции
0,05 - 0,1 мм
0,01 - 0,05 мм
Содержание амфиболов и пироксенов, % от тяжелой фракции
0,05 - 0,1 мм
%
Содержание глауконита, % от легкой фракции
0,05 - 0,1 мм
Содержание карбонатов, % от легкой фракции
0,05 - 0,1 мм
0,01 - 0,05 мм
Содержание доломита, % от карбонатов
0,05 - 0,1 мм

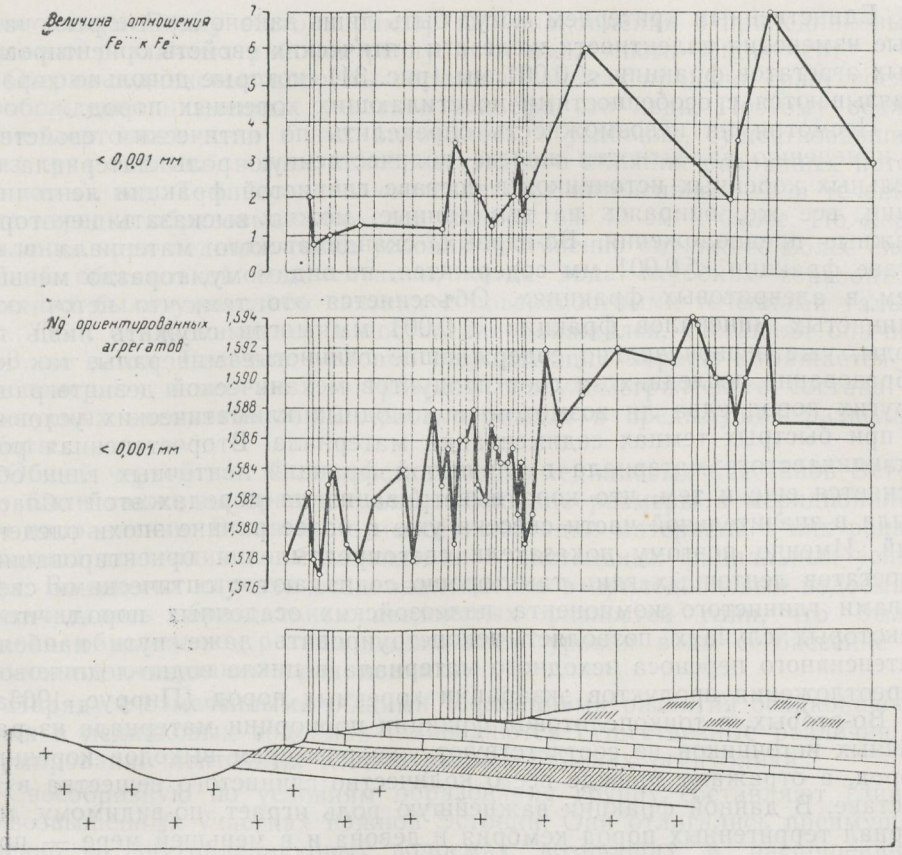



Рис. 31. Влияние подстилающих коренных пород на отдельные компоненты ленточных глин Эстонии.

Вертикальные линии над разрезом — проекции изученных местонахождений.

дробления палеозойских осадочных пород. Объясняется это меньшей прочностью древних осадочных пород по сравнению с массивными изверженными и метаморфическими породами Фенноскандии. Во многих случаях осадочные породы уже первоначально были сложены слабо сцементированными частицами мелкоалевритовых и пелитовых размеров и поэтому под воздействием ледника дали много материала мелких фракций. Заметное возрастание роли карбонатных минералов в мелкоалевритовой фракции явно показывает, что карбонатные породы ордовика и силура также сравнительно легко разлагаются до этих размеров.

Труднее выяснить значение отдельных источников материала в составе пелитовых фракций ленточных глин. Кроме значительной подвижности глинистых частиц в водно-ледниковом цикле переотложения, этому препятствует и состав глинистых минералов всех осадочных пород палеозоя, представленных главным образом гидрослюдами, мало отличающимися между собой. Индикатором не может служить и каолинит, который в виде второстепенной примеси может присутствовать во всех исходных породах — от коры выветривания докембрийских пород Фенноскандии до девонских осадочных пород южных районов Эстонии.

Единственным критерием могут быть лишь закономерные региональные изменения валентности железа и оптических свойств ориентированных агрегатов фракции $<0{,}001$ мм (рис. 31), которые довольно хорошо увязываются с особенностями подстилающих коренных пород.

Несмотря на невозможность определить по оптическим свойствам и изменению валентности железа количественную роль материала отдельных коренных источников в составе глинистой фракции ленточных глин, все же, опираясь на эти данные, можно высказать некоторые важные предположения. Во-первых, скандинавского материала в составе фракции $<0{,}001$ мм содержится, по-видимому, гораздо меньше, чем в алевритовых фракциях. Объясняется это тем, что источником глинистых минералов фракции $<0{,}001$ мм могли служить лишь породы, уже первоначально содержавшие глинистые минералы, так как образование последних за счет продуктов механической дезинтеграции других пород едва ли возможно в холодных климатических условиях и при быстрых темпах седиментации материала. Второстепенная роль скандинавского материала в глинистой фракции ленточных глин объясняется еще и тем, что кора выветривания на породах этой области была в значительной части снесена уже в более ранние эпохи оледенений. Именно поэтому показатели светопреломления ориентированных агрегатов ленточных глин так хорошо совпадают с оптическими свойствами глинистого компонента палеозойских осадочных пород, что в некоторых случаях позволяет реконструировать даже пути наиболее интенсивного переноса исходного материала в цикле водно-ледникового переотложения продуктов экзарации коренных пород (Пиррус, 1965а).

Во-вторых, в тонкопелитовой фракции пропорции материала из различных источников не соответствуют уже размерам выходов коренных пород, а отражают прежде всего количество глинистого вещества в их составе. В данной фракции важнейшую роль играет, по-видимому, материал терригенных пород кембрия и девона и в меньшей мере — продукты разрушения карбонатных пород палеозоя и магматогенно-метаморфических пород Фенноскандии.

Таким образом, в минеральном составе ленточных глин также отражается смена областей питания. Появление новых компонентов в составе глин происходит довольно резко, но иногда с некоторым сдвигом к югу от северной границы выхода материнских пород. Затухание влияния материнских пород с удалением от их выходов происходит очень медленно, особенно в составе наиболее тонких фракций глины. Четкое отражение характера подстилающих пород в минеральном составе ленточных глин подчеркивает малую химическую активность среды осадконакопления, что объясняется холодными климатическими условиями седиментации и отсутствием органической жизни в бассейнах. Хорошее совпадение некоторых свойств глинистой фракции четвертичных и подстилающих древних глин свидетельствует о том, что даже наиболее высокодисперсные продукты разрушения коренных пород практически не подвергались химическим процессам глинообразования. В формировании состава наиболее тонких фракций главное значение имели также механическое переотложение и перемешивание глинистого компонента различных материнских пород.

## 2. УСЛОВИЯ СЕДИМЕНТАЦИИ

Изучение условий залегания и текстурных особенностей ленточных глин Эстонии показывает, что подавляющее большинство залежей этих отложений формировалось в периоды постепенного отступания матери-

кового льда. Ввиду этого характер глинонакопления в приледниковых водоемах различных районов республики имел много общих черт.

Озерно-ледниковые водоемы образовались, как правило, сразу после освобождения низменных участков рельефа ото льда. Поэтому осаждение ленточных глин в них начиналось в условиях, существовавших близ края ледника, в зоне непосредственного влияния различных потоков талых вод. Темп осадконакопления был интенсивным — в течение года нередко образовывались слои мощностью 10 см и более. По мере удаления края ледника такие условия постепенно сменялись более спокойной обстановкой седиментации, когда вода глубоких горизонтов бассейна была уже слабо связана с поверхностными течениями талых вод. Темп осадконакопления постепенно понижался, составляя обычно 2—3 см в год. Развитие условий седиментации хорошо отражается в закономерных изменениях по разрезу гранулометрического состава и текстурных элементов глины, рассмотренных в предыдущих разделах работы.

Общей чертой для большинства озерно-ледниковых бассейнов Эстонии были также их сравнительно небольшие размеры в меридиональном направлении. В связи с этим седиментация материала в них редко доходила до стадии глинонакопления в дистальных фациальных условиях. Во многих случаях осадконакопление в приледниковых водоемах заканчивалось образованием неслоистых разностей глин, что было обычно обусловлено резким понижением уровня воды в бассейне в результате отступания края ледника.

Наряду с отмеченными общими тенденциями развития осадконакопления в ледниковых водоемах наблюдаются существенные различия в формировании ленточных глин в разных районах республики.

Своеобразную по условиям образования группу составляют глины на возвышенных участках Южной Эстонии. Они отлагались преимущественно во внутриледниковых водоемах, возникших в расширенных участках трещин ледника или в небольших понижениях на его поверхности. Бассейны этого типа по площади были сравнительно небольшие и, по-видимому, не очень глубокие. Исходный обломочный материал проходил от ледника до места осаждения очень короткий путь, не успевая дифференцироваться во время транспортировки. Поэтому материал этих глин по своему характеру очень близок к исходной морене, о чем свидетельствует хорошее совпадение показателей светопреломления глинистых агрегатов с теми же показателями глинистой части морены (Пиррус, Раукас, 1963а, б). Материал, питающий указанные водоемы, очевидно, поступал с разных направлений. В пределах всего бассейна на осадкообразование, вероятно, оказывали прямое влияние потоки талых вод, вытекавшие с поверхности ледника и из многочисленных трещин в нем. По этой причине в бассейнах данного типа вода обычно не стратифицировалась по температуре и плотности на два горизонта, что в свою очередь не способствовало отчетливой дифференциации материала на отдельные сезонные слои. Слабая дифференциация годичного ритма и низкая степень отсортированности материала в сезонных слоях глины, значительная примесь грубообломочного компонента, а также несовершенная ориентировка глинистых частиц в «зимних слоях» — все эти признаки указывают на мелководные и неспокойные условия седиментации в рассматриваемых водоемах.

Ленточные глины остальных районов республики образовались в более глубоких водоемах, в которых вода обычно была стратифицирована на два горизонта, как это наблюдается в типичных приледниковых водоемах (Марков, 1927). Мелководные условия с глубиной воды

менее 10—20 м существовали лишь в краевых участках этих бассейнов и изредка в их центральных частях. Неяснослоистые или слабо дифференцированные на сезонные слои разности глин, образовавшиеся в явно мелководных условиях, встречаются в разрезах этих глин довольно редко. Наиболее часто наблюдаются они у глин северного склона Пандивереской возвышенности или на некоторых водораздельных участках северной части республики, что хорошо объясняется высоким гипсометрическим залеганием этих местонахождений. В остальной части Северной и Западной Эстонии образование озерно-ледниковых глин происходило главным образом в водоемах глубиной 15—20 м и более, что обычно обусловливало отчетливую дифференциацию исходного материала на отдельные сезонные слои.

Однако, несмотря на сходное в общих чертах образование рассматриваемых глин, в отдельных районах республики все же наблюдается ряд существенных различий. Вызваны они в первую очередь разнообразием размеров и очертаний отдельных водоемов, что и явилось причиной существования своеобразных гидродинамических условий седиментации в каждом из них. Такие отклонения хорошо отражаются в гранулометрическом составе глин различных областей и в их текстурах.

Например, озерно-ледниковые бассейны в древних долинах и понижениях рельефа Южной Эстонии обладали, как правило, значительной глубиной, но в то же время были довольно узкие, вытянутые в одном направлении или с сильно разветвленной конфигурацией. Поэтому в водоемах часто возникали течения талых вод, приносившие в различные участки бассейна значительные количества грубозернистого материала. Поскольку глубоководные условия способствовали здесь дифференциации материала на отдельные по составу слои, то и принесенные течениями порции грубозернистого материала обычно не рассеивались в глинистой массе, а образовывали самостоятельные алевритовые или песчаные прослои в летнем слое глины. Поверхности этих прослоев служили часто основанием для образования знаков ряби как симметричного, так и асимметричного строения. Нередко в глинах этих водоемов наблюдаются и следы подводного размыва нижележащих слоев глины, что также указывает на деятельность различных придонных течений. Такие течения возникали здесь часто, иногда по нескольку раз в год. Питание этих водоемов талыми водами и обломочной взвесью осуществлялось обычно с одного направления. Ввиду этого в летних слоях глины часто образовывались отчетливые суточные ленты, отражающие ритмику таяния ледника. Разрезы глин рассматриваемых бассейнов заканчиваются сверху обычно неслоистыми озерно-ледниковыми глинами, что свидетельствует о резком падении уровня воды в них после отступания края ледника на некоторое расстояние. Отложения дистальной фации среди глин этих водоемов нигде не установлены.

Значительно отличались от рассмотренных условия глинонакопления в Западной Эстонии, особенно на островах и в прибрежном районе материковой части. Приледниковые водоемы обладали здесь обычно значительными размерами, достигающими нередко нескольких десятков километров по протяженности. Поэтому живая сила талых вод, растекающихся по поверхности водоемов, доходя до центральных участков бассейна, значительно ослабевала. В результате сюда приносилась только наиболее тонкодисперсная часть первоначальной ледниковой мути, что хорошо отражается в гранулометрическом составе глин этих районов (см. рис. 8).

Несмотря на отсутствие прямого влияния потоков талых вод, могу-

щих принести в бассейн более грубозернистый материал, питание этих водоемов тонкодисперсными частицами происходило все же довольно интенсивно, о чем говорит значительная мощность годичных лент этих глин. Объясняется это, по-видимому, большими размерами области питания этих водоемов, откуда поступал исходный материал. Широким фронтом привноса материала объясняется также ограниченное распространение в этих глинах годичных лент с отчетливой суточной ритмикой в летнем сезонном слое. Условия для образования таких лент существовали в разных участках бассейна только в течение короткого времени и, как правило, сразу после завершения этапа глинонакопления в проксимальных фациальных условиях. В остальных лентах разреза в летних слоях отражаются лишь единичные, наиболее резкие колебания в интенсивности внутрисезонного таяния ледника. Из-за большой глубины водоемов рассматриваемого типа действие волн не отражалось в осадкообразовании. Поэтому в осадках этих бассейнов обычно отсутствуют знаки ряби, прослои грубодисперсного материала, следы подводного размыва, а также прослои неслоистых разностей глин. На спокойные условия осаждения указывает и тонкопелитовая структура глины, и отчетливая оптическая ориентировка глинистых частиц в зимнем слое осадка.

В несколько иных условиях образовались глины восточнее линии Ристи—Мярьямаа—Вяндра, а также на северо-востоке республики. Глины здесь отлагались преимущественно в бассейнах, приуроченных к низменностям доледниковых речных систем этих районов, и поэтому приледниковые бассейны не имели больших размеров по протяжению. Возможно, что часть этих глин образовалась в узких ответвлениях рассмотренных выше крупных бассейнов более западных районов. Ввиду этого условия образования глин здесь в значительной мере приближались к условиям, существовавшим в древних долинах Южной Эстонии. Сложены они менее дисперсным материалом, чем глины западных районов республики. У них часто выявляется отчетливая суточная ритмичность в летнем слое ленты, нередко встречаются тонкие алевритовые прослои и знаки ряби, а также следы подводной эрозии. Часты и прослои неслоистых глин. Последними, как правило, здесь заканчивается большинство разрезов ленточных глин. Все это говорит о том, что глубина бассейнов была, по-видимому, несколько меньшей, чем крупных водоемов более западных районов Эстонии. Такой вывод хорошо согласуется и со сравнительно высоким гипсометрическим залеганием этих глин по сравнению с глинами обширных низменностей западной части территории. Все же глубина бассейна была здесь достаточной для того, чтобы осаждающийся материал мог хорошо дифференцироваться на отдельные слои и создать условия для совершенной оптической ориентировки мелких глинистых частиц в зимнем слое ленты.

Своеобразные условия седиментации существовали, очевидно, в приледниковых водоемах предглинтовой зоны и в пределах узких долин рек северной части территории. Южные, дистальные берега этих водоемов были заняты природными уступами коренного рельефа — глинтом или крутыми склонами долин, что обусловило некоторые отклонения в гидродинамике вод бассейнов, а также ряд особенностей в питании водоемов исходным материалом. После отступания ледника на некоторое расстояние от линии глинта в глинообразовании значительную роль начинает играть материал, принесенный с дистального берега водоема. На это хорошо указывает повышение содержания карбонатных минералов в верхних частях нескольких разрезов этих глин (Пиррус, 1964). Возможно, что привносом с южного направления объясня-

ется и значительная примесь песчаных и более грубых частиц в составе глин этого района. Поскольку рассматриваемые бассейны в начальных стадиях своего развития представляли собой глубокие, но узкие водоемы, замкнутые между крутыми склонами рельефа и ледником, то естественно, что гидродинамический режим вод в них также был своеобразным. Время от времени здесь могли возникать различные течения, как вдоль ледника, так и в поперечном направлении, по речным долинам. Эти течения талых вод также могли переносить в различные части бассейна грубозернистый материал, чем объясняется в большинстве случаев сравнительно грубый состав глин этого района (см. рис. 8).

На интенсивное движение воды в этих бассейнах указывает и наличие наклонных суточных слойков в летних слоях ленты, а также слабая оптическая ориентировка глинистых частиц в зимнем слое. Часто встречаются и прослои неслоистых разностей глин. По мере отступания края ледника размеры предглинтовых водоемов постепенно расширялись и условия седиментации в них в значительной мере приближались к условиям, существовавшим в крупных бассейнах Западной Эстонии. Об этом хорошо свидетельствуют текстуры предглинтовых глин в верхних частях разрезов. Возможно, что глинонакопление в этих бассейнах иногда доходило даже до стадии образования лент дистальной фации, но плохая сохранность верхних частей профилей не позволяет получить более полное представление об этих условиях глинонакопления.

Таким образом, гидродинамические условия осаждения ленточных глин на территории Эстонии были весьма разнообразными. Характер их в значительной степени предопределялся размерами и конфигурацией водоемов, которые в свою очередь были тесно связаны с подстилающим коренным и ледниковым рельефом.

Общей чертой осадконакопления в различных районах республики являлись сравнительно суровые климатические условия отступания ледника во время образования ленточных глин. Судя по количеству суточных ритмов в летних слоях ленты, можно сказать, что летний период интенсивного таяния ледника во время образования большинства ленточных глин республики не превышал, как правило, 2—3 месяцев. За это время в водоем было принесено основное количество обломочного материала, из которого и образовалась годичная лента. В остальные периоды года привнос материала был очень слабым или вовсе прекращался. Наблюдения над внутрисезонной слойчатостью показывают, что наиболее инстенсивное таяние ледника, соответственно и интенсивный привнос материала, происходило в середине летнего периода и реже во второй половине его. Необходимо отметить, что хорошо отсортированные прослои из наиболее грубозернистого материала, а также большинство знаков ряби формировались явно в поздние осенние периоды, так как они почти во всех случаях приурочены к верхнему контакту летнего слоя с вышележащим зимним слоем. Такое закономерное увеличение подвижности воды на фоне уже ослабевшего привноса материала можно объяснить прежде всего сильными штормами, периодически возникавшими над озерно-ледниковыми водоемами в осенние периоды года. Только они могли вызвать интенсивное волнение воды и тем самым обеспечить перенос грубозернистого материала на значительное расстояние. Регулярным усилением эоловой деятельности в осенние периоды хорошо объясняется и возникновение несортированного слоя в летних слоях проксимальной фации (см. рис. 4).

Наличие знаков ряби и прослоев алевритового материала в большинстве местонахождений явно говорит о том, что осаждение ленточных глин происходило не только в спокойной среде, а время от времени и в условиях интенсивного волнения. Однако периоды усиленного волнения в бассейнах были сравнительно кратковременными и обычно не отражались на образовании годичных лент нормального облика.

Химические условия при осаждении ленточных глин были также сравнительно близкими во всех озерно-ледниковых водоемах республики. Как показали результаты изучения обменного комплекса и водных вытяжек из глины, все ленточные глины республики осаждались в явно пресноводных условиях. Слабая концентрация в воде электролитов не вызывала быстрой коагуляции глинистых частиц при осаждении, что в свою очередь способствовало наиболее полной дифференциации частиц по скоростям осаждения и образованию отчетливой ленточной текстуры.

Воды приледниковых водоемов были, по всей вероятности, очень богаты кислородом, что обусловило резко окислительные свойства среды седиментации. Обогащению талых вод кислородом способствовало одновременно несколько факторов — отсутствие в бассейне органического вещества, способного связывать кислород, низкая температура воды, непрерывный привнос кислорода вихревыми потоками талых вод и плавающих льдин и т. д. Соответственно этому в составе глин широко распространяются гидроокисные формы железа, возникшие в результате окисления различных продуктов разложения исходного материала. Об этом свидетельствуют и преобладающие коричневатые или даже бурые тона зимних слоев ленты, первичная окраска которых слабо изменена постседиментационными процессами.

Окисляющие свойства воды приледниковых водоемов, однако, явились прежде всего фактором, способствующим сохранению принесенных в бассейн соединений в окисленной форме. Их роль в окислении исходного материала в цикле седиментации была все же второстепенной. Об этом свидетельствует тот факт, что исходный материал, богатый закисными формами железа, нередко переходит в осадок без существенных химических преобразований. Для примера можно указать на сохранение первоначального характера кембрийского и нижнеордовикского материала в составе ленточных глин предглинтовой зоны. Во многих случаях следы окисления не обнаруживаются и на аллотигенных зернах таких малоустойчивых в окислительных условиях минералов, как пирит и глауконит. Все это объясняется высокими темпами осадкообразования в озерно-ледниковых бассейнах, в результате чего тонкая ледниковая муть находилась под воздействием среды седиментации практически не больше одного года. Естественно, что в условиях низкой температуры исходный материал вряд ли мог за этот промежуток времени окислиться в заметной степени.

Кроме растворенного кислорода, в воде бассейна присутствовала и углекислота, на что указывает агрессивность воды в отношении карбонатных минералов, обусловившая частичное растворение кальцита при седиментации, что уже отмечалось в предыдущих разделах работы. Нельзя, однако, забывать и о том, что растворение кальцита могло произойти не только во время седиментации обломочного материала, но и в течение постседиментационных процессов, о чем свидетельствует уменьшение количества его в древних разностях ленточных глин (см. табл. 16, 17).

Несмотря на упомянутые особенности, можно все же уверенно сказать, что химические процессы преобразования исходных продуктов играли при осаждении ленточных глин явно второстепенную роль. Основное значение в формировании глин с различной структурой и текстурной характеристикой имели несомненно процессы механического переотложения и перераспределения исходного материала, которые в свою очередь определялись общей гидродинамической обстановкой в бассейнах. Как было указано выше, гидродинамический режим в озерно-ледниковых бассейнах заметно отличался в различных районах республики в зависимости от коренного и ледникового рельефа, а также от особенностей оступания ледника.

## ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ В ЛЕНТОЧНЫХ ГЛИНАХ

Характер постседиментационных изменений в ленточных глинах республики определялся теми условиями, в которые попали глины после исчезновения озерно-ледниковых водоемов на территории Эстонии. Многие залежи глин в результате этого остались непосредственно у поверхности земли и верхние горизонты их оказались легко доступными агентам выветривания и почвообразования. В северных и западных районах Эстонии залежи глин были покрыты длительное время водами различных стадий Балтийского бассейна, а впоследствии перекрыты песчаными морскими отложениями, являющимися в настоящее время носителями грунтовых вод. На значительных площадях ленточные глины залегают под крупными болотными массивами и поэтому верхние горизонты глин во многих случаях находятся в зоне воздействия вод, обогащенных гуминовыми кислотами и другими продуктами разложения органического вещества.

Несмотря на такое разнообразие геохимических условий, в которых ленточные глины могли оказаться после осаждения в приледниковых водоемах, постседиментационные преобразования в них протекали очень слабо и только в редких случаях приводили к значительному изменению первоначального облика глины. Химико-минералогическими преобразованиями, как правило, охвачены только верхние горизонты разрезов, более подверженные изменениям. Более глубокие слои разрезов этими процессами обычно не затронуты. Объясняется это тем, что вертикальная циркуляция растворов и химически активных газов в глинах сильно затруднена из-за наличия в разрезе большого числа непроницаемых высокодисперсных зимних слоев годичных лент.

Как показывает анализ данных о пористости глин, рассматриваемые отложения уплотнены сравнительно слабо, особенно в западной и северной частях республики. Общая пористость глин в этих районах нередко достигает 60—70% и больше. Более уплотнены глины в южных районах Эстонии, где залежи их часто лучше дренируются (пористость в основном 30—60%). Низкая степень уплотненности ленточных отложений республики объясняется слабой нагрузкой вышележащих отложений, общая мощность которых лишь изредка достигает 5—10 м. Уплотнению глин препятствовали и низкие показатели фильтрации в глине, обусловливавшие очень медленное вытеснение воды из порового пространства отложений (Vilo, 1964). Из-за молодого геологического возраста глин (не больше 15 000 лет) в них не успевали протекать и процессы перекристаллизации глинистых частиц и раскристаллизации коллоидных соединений, которые могли бы привести к заметной перестройке структуры осадка и к уменьшению его объема. Об этом свидетельствует также слабая цементация глинистых частиц в рассматриваемых глинах, что отчетливо выявляется при подготовке из них суспензий.

Наиболее благоприятные для химико-минералогических преобразований условия создавались в глине в результате резких изменений окислительно-восстановительного режима среды или при повышении кислотности воды внутри осадка. Такие условия чаще всего возникали в результате разложения органического вещества в почвенных профилях, ввиду чего соответствующие преобразования в глине связаны главным образом с верхними горизонтами разрезов. Только местами продукты разложения органического вещества проникают на бóльшую глубину через трещины высыхания или каналы корневой системы современной растительности.

Под воздействием агентов почвообразования некоторые минеральные компоненты ленточных глин приобретают значительную подвижность, и рассеянные формы их начинают переходить в более компактные тела путем образования различных конкреционных образований. Основным мигрантом при этом является карбонатный компонент, как наиболее чувствительный к изменениям кислотности среды в осадке, а также гидроокисные формы железа, резко реагирующие на изменения окислительно-восстановительной обстановки. Лишь изредка, в случае длительного взаимодействия с органическим веществом, например при оглеении глины, наблюдаются некоторые минералогические превращения и за счет силикатной составляющей породы.

Основной предпосылкой для *перераспределения карбонатного компонента* является присутствие в глине больших количеств аллотигенных зерен карбонатных минералов, часто имеющих очень мелкие размеры. Из-за энергетической невыгодности такой формы существования карбонатный материал стремится при первой возможности перейти в более крупные образования. Благоприятные условия для этого возникают именно в верхних частях разрезов, где агрессивность грунтовой воды может значительно колебаться в зависимости от поступления сюда продуктов разложения органического вещества и углекислого газа из вышележащего почвенного горизонта.

Известковые конкреции образуются главным образом в летних сезонных слоях глины, где подвижность растворов не затруднена присутствием большого количества высокодисперсных глинистых частиц. Эта особенность в значительной степени определяет морфологию конкреций. В большинстве случаев это сплюснутые, линзовидные, реже пластообразные тела, которые, соединяясь между собой, могут образовывать весьма сложные формы (табл. XI). Лишь в местах нарушения первичной текстуры глины встречаются стяжения неправильной формы, а в неслоистых разностях озерно-ледниковых глин — почти шарообразные. На внешнем строении конкреций часто отражается микрослоистость вмещающей породы в виде мелких уступов по их краям (Pirrus, 1962; Пиррус, 1964).

Наиболее часты конкреции диаметром 1—5 см. Очень редко они имеют вид пластообразных линз размером до 50—70 см, ограниченных сверху и снизу зимними слоями. В ряде местонахождений конкреции имеют гораздо меньшие размеры (миллиметры и доли миллиметра) и их строение не зависит от текстурных элементов вмещающей породы. Они обычно имеют шаровидную или вытянутую веретенообразную форму. Внутри крупных конкреций часто наблюдаются трещины синерезиса, которые в более изометрических стяжениях располагаются радиально, а в сплюснутых разностях лежат или в горизонтальных, или в вертикальных плоскостях. Во внутреннем строении конкреций нередко сохраняется и суточная слойчатость вмещающего летнего слоя.

Известковые конкреции на 60—90% состоят из карбонатного ком-

понента и на 10—40% — из нерастворимого остатка. Реже встречаются более бедные карбонатами образования. Сравнительно постоянные соотношения между карбонатно-хемогенной и терригенной частями хорошо согласуются с пористостью и с начальной карбонатностью вмещающего слоя. Этим объясняется, почему в процессе образования конкреций почти не нарушалась микротекстура породы и следы последней хорошо сохраняются в строении самих конкреций.

Карбонатная часть стяжений во всех случаях состоит из мельчайших (0,001—0,005 мм) зерен кальцита, между которыми располагаются отдельные зерна кварца, агрегаты глинистых частиц и другие минералы. В составе карбонатной части конкреций преобладает кальцит — 81—87%. Примесь доломита (13—19%) — явно реликтовая.

Приуроченность конкреций к остаткам корневой системы современной растительности, вертикальные каналы или минерализованные кальцитом трубочки в них, удлиненно-веретеннобразная форма мелких конкреций и наличие в них растительных остатков — все это свидетельствует об образовании основной массы конкреций в процессе разложения органических остатков, в частности корневой системы растительности. Это хорошо объясняет приуроченность конкреций к верхним горизонтам глин (не глубже 2—4 м), что отмечается и другими исследователями (Ансберг и др., 1955; Кагнер, 1959б; Зайцева, 1961; Стинкуле, 1966, 1967).

Однако в ряде случаев образование конкреций происходило и под влиянием других факторов, обусловивших изменение агрессивности воды и в более глубоких горизонтах глин. Так, в окрестностях Пярну на глубине 5 м найдена крупная известковая конкреция, которая образовалась вокруг обломка известняка, случайно попавшего в глинистый осадок (Pirrus, 1966). Все же такие условия возникали в глинах очень редко, судя по тому, что стяжения аналогичного происхождения найдены лишь в единичных случаях.

В глинистых залежах малой мощности в образовании известковых конкреций играют роль и подстилающие моренные отложения, являющиеся в северной части Эстонии неисчерпаемым источником карбонатного материала. Так, наиболее крупные конкреции протяженностью по горизонтали до 50—70 см встречены именно в слоях глин, залегающих непосредственно на серой карбонатной морене, на глубине 2,2 м от поверхности земли. Доступностью моренной подошвы корням растений, видимо, и объясняется широкое распространение карбонатных конкреций в ленточных глинах бассейна реки Казари, где глины часто имеют небольшую мощность, не более 2—3 м.

Значительный интерес представляют наблюдения над пористостью известковых стяжений (табл. 14). Оказывается, что объемный вес большинства конкреций колеблется в пределах 2,20—2,44 г/см$^3$, что при пересчете на пористость дает величину порядка 11—19%. Это показывает, что процессами конкрециобразования не охвачен весь свободный объем глины. Очевидно, не все поры осадка были доступны карбонатоносным растворам. Остаточная пористость более высока у конкреций, охватывавших при своем образовании либо зимний слой ленты (Пярну), либо образовавшихся полностью в неслоистых или слабо дифференцированных разностях глин (Валга, Пилькузе). Очевидно, в этих случаях недоступных карбонатоносным растворам пор было в исходной глине значительно больше, чем в более грубозернистых летних слоях ленты.

Известковые конкреции образовались, очевидно, из коллоидных растворов. На это указывает частая колломорфная форма конкреций,

Таблица 14

**Объемный вес и пористость известковых конкреций ленточных глин в Эстонии**

| Местонахождение | Характер вмещающей глины | Объемный вес, г/см³ | Пористость, % |
|---|---|---|---|
| Вяндра | Летний слой ленты | 2,37 | 13 |
| Велизе | То же | 2,37 | 13 |
| Вихтра | „ „ | 2,43 | 11 |
| Вихтра | „ „ | 2,41 | 11 |
| Пярну | Два летних, один зимний слой | 2,20 | 19 |
| Тохври | Слой с нарушенной текстурой | 2,44 | |
| Пилькузе | Слабо дифференцированная на сезонные слои глина | 2,29 | 16 |
| Валга | Неслоистая глина | 2,35 | 14 |

трещины высыхания в них, а также резкие контакты с вмещающей глиной.

Известковые стяжения встречены нами почти во всех местонахождениях, за исключением лишь глин предглинтовой зоны, бедных исходным карбонатным материалом. Однако частота конкреций в разных местонахождениях сильно колеблется, без каких-либо определенных закономерностей. Это значительно затрудняет прогнозирование их при оценке качества глины как керамического сырья.

Перераспределение соединений железа. Гидроокисные формы железа приобретают заметную подвижность в глинах только при смене окислительно-восстановительных условий в осадке, так как лишь двухвалентные формы элемента могут перемещаться в составе растворов с одного места в другое. В глубоких горизонтах глины такие изменения протекают очень медленно и обычно не ведут к заметным скоплениям элемента. После изолирования нижележащих слоев глины от среды седиментации, следовательно и от вод, богатых растворенным кислородом, вода внутри осадка постепенно теряет свою окислительную способность и приобретает восстановительный характер. Об этом свидетельствуют преобладающие серые тона ленточных глин глубоких горизонтов в большинстве местонахождений. Обычно эти процессы охватывают только более грубозернистые летние слои глины, в то время как высокодисперсные зимние слои часто сохраняют свою первоначальную коричневатую окраску или приобретают лишь слабые фиолетово-серые оттенки. Такое постепенное замещение окислительных условий восстановительными в пределах летнего слоя обычно не ведет к концентрации гидроокисных форм железа. В случае восстановления окислительных условий, например в результате понижения уровня вод в осадке, окисление закисных форм железа идет широким фронтом, и выпавшие из раствора малоподвижные гидроокисные формы железа остаются в высокодисперсном, рассеянном состоянии.

Иначе протекает этот процесс в верхних горизонтах разрезов, куда часто доходит влияние почвообразующих процессов. В результате разложения органики, в частности корней растений, вблизи трещин и полостей разложившихся корней растений в глинах время от времени возникают резко восстановительные условия, под влиянием которых все гидроокисные формы железа быстро восстанавливаются. В результате этого в глине появляются синевато-серые пятна и гнезда. Благодаря лучшей растворимости железа в этих зонах, по сравнению с вмещающей глиной, сюда начинают поступать все новые и новые количества

элемента, и вблизи трещин и полостей разложившихся каналов корней растений происходит заметная концентрация соединений железа.

При смене восстановительных условий окислительными, например после прекращения разложения органического вещества, принесенные сюда соединения железа фиксируются в виде гидроокисных форм. Вторичное окисление начинается обычно с периферии указанных зон концентрации, в результате чего вокруг них часто образуется сильно охристая кайма. По мере дальнейшего окисления эта кайма постепенно расширяется в сторону центральной части зоны, окрашивая ее полностью в желтовато-охристый цвет. Все же концентрация железа в этих зонах обычно только в 1,5—2 раза превышает содержание элемента во вмещающей глине и не ведет даже к значительной цементации глины, не говоря уже об образовании самостоятельных конкреций. Лишь в очень благоприятных условиях таким путем могут образоваться более компактные тела, которые иногда хорошо выявляются при размыве глины поверхностными водами (табл. XII). В местонахождении Путки в таких цилиндрических телах наблюдается 2—4-кратная концентрация трехвалентного железа по сравнению с боковой породой. Соединения железа в этом случае представлены гелевидными или аморфными формами гидроокислов, так как на их термограммах наблюдается только низкотемпературный эффект дегидратации, в интервале 100—200°.

Образования несколько иного характера возникают в горизонтах глин, длительное время залегавших выше уровня грунтовых вод. Такие условия залегания характерны больше для глин хорошо дренируемых участков Южной Эстонии, но они возникают иногда и в других районах республики. В этих глинах часто встречаются мелкие, обычно твердые конкреции, почти полностью состоящие из бурых гидроокислов железа. Представлены они обычно пластовидными или корковыми образованиями, толщина которых редко превышает 1—2 мм при протяженности до нескольких сантиметров и более. Реже встречаются стяжения неправильной формы. Иногда они возникают вокруг загрязненных глинистых и слюдистых агрегатов или сильно пелитизированных зерен полевых шпатов. В отличие от карбонатных конкреций, все описанные железистые новообразования возникли в зимнем слое глины или на контакте его с летним слоем ленты. Последнее, очевидно, объясняется фильтрационным эффектом передвижения коллоидных растворов из одной среды в другую.

Генезис рассматриваемых стяжений во многом неясен. В большинстве случаев отсутствуют следы, указывающие на прямое влияние поверхностных растворов, обогащенных органическими соединениями. Не всегда имеются основания предполагать, что скопление железа произошло здесь в закисной форме. Возможно, что они образовались под воздействием периодических атмосферных осадков, которые при инфильтрации в глину могли перенести в нее часть коллоидных форм железа. Термический анализ этих конкреций показывает, что они представлены также некристаллическими формами гидроокислов, так как дают только одну эндотермическую реакцию дегидратации при температуре 100—200°.

Частичное перераспределение элемента наблюдается и на поверхности вертикальных трещин высыхания глины, которые иногда доходят до глубины 4 и более метров. Чаще всего внутренние поверхности этих трещин покрыты синевато-серым налетом глины, в составе которой гидроокисные формы железа полностью восстанавливаются под воздействием растворов, проникающих из зоны почвообразования. Иногда

наблюдается и вторичное окисление этих поверхностей, сопровождающееся образованием коричневых или красно-бурых налетов. Однако по масштабу такие явления очень ограничены и редко ведут к заметному перераспределению железа.

Химико-минералогические процессы, протекающие при оглеении глины. Процессы оглеения наблюдаются в горизонтах глин, залегающих непосредственно под торфом или песчаными отложениями в сильно заболоченных местностях. Для грунтовых вод, циркулирующих в вышележащих отложениях, здесь характерны значительная кислотность и резкая восстановительная реакция. Поэтому слои ленточных глин, находящиеся длительное время под воздействием этих растворов, претерпевают существенные химические и минералогические изменения, затрагивающие нередко и силикатную часть породы.

В первую очередь выносятся карбонатные минералы. Вынос их более интенсивен в тех случаях, когда этих минералов в глине много. При малых количествах карбонатные минералы труднее доступны агентам растворения, вследствие чего вынос их значительно замедляется (Пиррус, 1964). Вторым характерным процессом является полное восстановление всех высокодисперсных гидроокисных соединений железа в закисные формы, сопровождающиеся и частичным выносом этого элемента из глины (табл. 15). В результате этого глина приобретает зеленоватую или синевато-серую окраску. Часть восстановленных соединений железа выпадает из раствора в виде колломорфных сульфидных выделений, представленных пиритом или мельниковитом. Они образуют либо самостоятельные шаровидные стяжения простой или сложной формы, либо встречаются в виде мелких выделений на поверхности других минералов.

Среди силикатов наиболее значительным изменениям подвергаются зерна, охваченные процессами разложения еще до их осаждения на дне водоема. Так, свежие, слабо измененные зерна полевых шпатов остаются практически не затронутыми и в процессе оглеения, в то время как сильно выветрелые разности их значительно изменяются на поверхности. Характерно при этом образование листочков хлорита по поверхности выветрелых плагиоклазов, глауконита и некоторых других минералов. Этому способствует повсеместное присутствие в растворе магния и закисного железа, которые, очевидно, легко связываются в образующиеся вторичные минералы. Калиевые полевые шпаты

Таблица 15

**Изменение валентности железа при оглеении ленточных глин Эстонии**

| Местонахождение | Компоненты | Неизмененная глина, % | Оглеенный горизонт, % |
|---|---|---|---|
| Сууремыйза | $Fe_2O_{3\,общ}$ | 9,08 | 7,93 |
| | FeO | 1,83 | 3,20 |
| | $Fe_2O_3$ | 7,06 | 4,36 |
| | $Fe^{3+} : Fe^{2+}$ | 4,26 | 1,51 |
| Хаапсалу | $Fe_2O_{3\,общ}$ | 9,44 | 8,10 |
| | FeO | 3,78 | 3,91 |
| | $Fe_2O_3$ | 5,24 | 3,76 |
| | $Fe^{3+} : Fe^{2+}$ | 1,54 | 1,07 |
| Луха | $Fe_2O_{3\,общ}$ | 8,43 | 7,87 |
| | FeO | 1,90 | 2,63 |
| | $Fe_2O_3$ | 6,33 | 4,94 |
| | $Fe^{3+} : Fe^{2+}$ | 3,70 | 2,09 |

также сильно загрязняются с поверхности, покрываясь вторичными выделениями различных слюдистых и глинистых минералов.

Некоторые изменения претерпевают и тонкие фракции глины. В составе их восстанавливаются все гидроокисные соединения железа, в том числе и имеющие уже кристаллическую форму. Так, на термограмме оглеенной глины из Луха (рис. 32) полностью отсутствует эндотермический эффект при 300—400°, столь хорошо выраженный у неизмененной глины. При сопоставлении остальных термограмм фракции $<0{,}001$ мм в одном случае отмечается еще удвоение второго эндотермического эффекта дегидратации глинистых минералов, что свидетельствует о возникновении некоторых новообразований и среди гли-

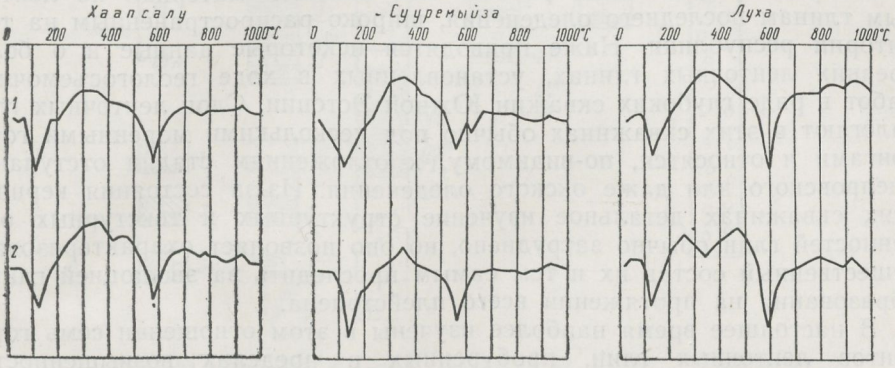



Рис. 32. Термограммы фракции $<0{,}001$ мм оглеенных (*1*) и неизмененных (*2*) ленточных глин.

нистых минералов фракции. Однако на основании приведенных данных трудно получить более полное представление об этих процессах. По всей вероятности, изменения в глинистой части породы все же сравнительно небольшие, судя по слабому изменению оптических свойств глинистых фракций при оглеении (Пиррус, 1965а).

Суммируя данные о вторичных изменениях в ленточных глинах республики, следует подчеркнуть их сравнительно слабое развитие. Это объясняется молодым возрастом рассматриваемых отложений, а также образованием их в близких к поверхностным условиях, ввиду чего между условиями осадконакопления и постседиментационного развития глин отсутствовали резкие геохимические различия.

## О ЛЕНТОЧНЫХ ГЛИНАХ ДОВАЛДАЙСКОГО ВОЗРАСТА

В предыдущих главах работы был изложен материал по ленточным глинам последнего оледенения, широко распространенным на территории республики. Ниже приводятся некоторые данные и о более древних ленточных глинах, установленных в ходе геологосъемочных работ в ряде глубоких скважин Южной Эстонии. Слои ленточных глин залегают в этих скважинах обычно под несколькими моренными горизонтами и относятся, по-видимому, к отложениям стадии отступания днепровского или даже окского оледенения. Из-за состояния керна в этих скважинах детальное изучение структурных и текстурных особенностей глин обычно затруднено, но оно позволяет охарактеризовать вещественный состав их и тем самым проследить за эволюцией глинообразования на протяжении всего плейстоцена.

В настоящее время наиболее изучены в этом отношении семь горизонтов ленточных глин, пробуренных в пределах возвышенностей Отепя и Хаанья и в окрестности города Валга (рис. 33, 34). Материал для анализов этих глин был любезно предоставлен К. Каяком.

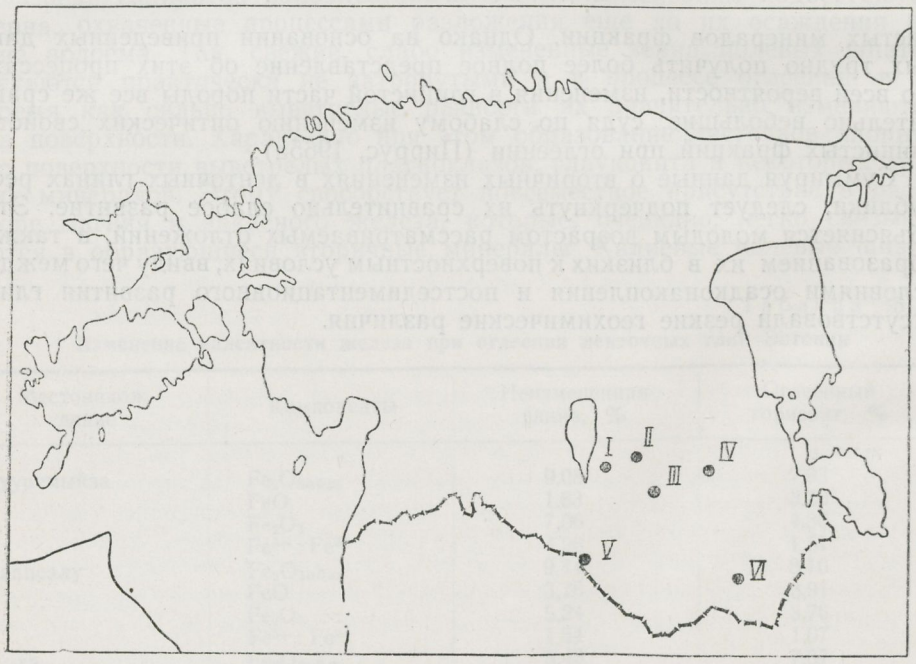



Рис. 33. Расположение буровых скважин с изученными горизонтами ленточных глин довалдайского возраста.
I — Валгута; II — Эльва; III — Отепя; IV — Тыду; V — Валга; VI — Хаанья.

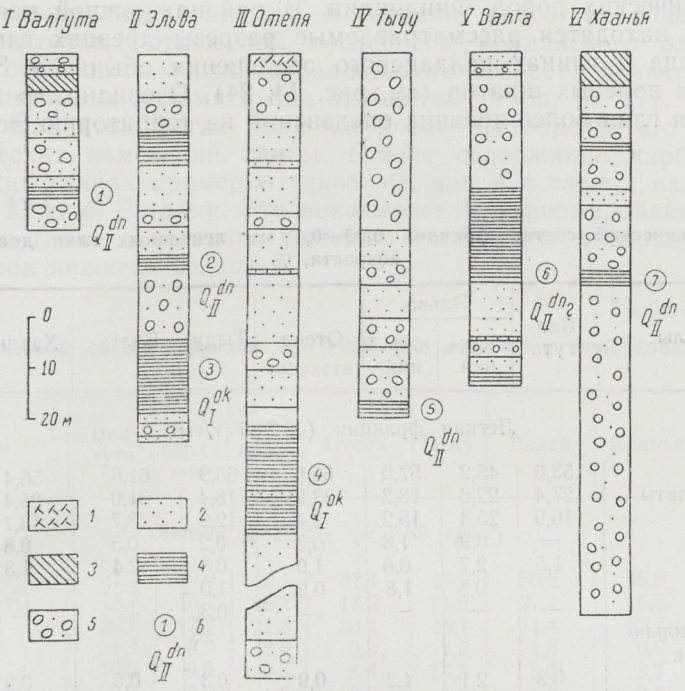



Рис. 34. Разрезы буровых скважин, из которых отобраны пробы для изучения состава ленточных глин довалдайского возраста.

*1* — торф; *2* — песок и гравий; *3* — неслоистая глина; *4* — ленточная глина; *5* — морена; *6* — места отбора проб, их номер и предполагаемый возраст.

Большинство изученных довалдайских ленточных глин обладает коричневой или красновато-бурой окраской, что явно указывает на участие в их составе продуктов разрушения пород девонского возраста. Только в двух случаях глины были представлены серыми разностями (Отепя, Валга). Учитывая плохую диспергируемость этих проб при изготовлении суспензии из них, можно думать, что такая окраска породы является вторичной и связана с постседиментационным восстановлением гидроокисных форм железа.

Минералогические анализы алевритовых фракций показывают, что состав минералов этих глин мало отличается от минералогического состава ленточных глин валдайского возраста (табл. 16, 17, см. также табл. 3, 4). Как в последних, так и здесь явно преобладают кварц, полевые шпаты и карбонаты, составляющие 85—95% от всех минералов легкой фракции. В мелкоалевритовой части глины значительную роль играют и слюдистые минералы, содержание которых может достигать 15%. Остальные минералы — хлориты, глауконит, опал, различные агрегаты и сильно выветрелые зерна — встречаются в незначительных количествах.

Отличительной чертой древних разностей глин является несколько повышенное содержание полевых шпатов во всех изученных пробах. Количество кварца превышает здесь содержание полевых шпатов лишь в 2—3 раза и редко до 3,6. Такое соотношение этих минералов в глинах валдайского оледнения наблюдалось только в самых северных районах республики, расположенных ближе к выходам изверженных и

метаморфических пород Финляндии. В районах южной части республики, где находятся рассматриваемые разрезы древних глин, количество кварца в глинах валдайского оледенения обычно в 3—3,5 раза выше, чем полевых шпатов (см. рис. 23, 24). Очевидно, во время формирования глин более древних оледенений на территорию Эстонии при-

Таблица 16

**Минералогический состав фракций 0,05—0,1 мм ленточных глин довалдайского возраста, %**

| Минералы | Валгута | Эльва | | Отепя | Тыду | Валга | Хаанья | Среднее |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | верхняя | нижняя | | | | | |
| Легкая фракция (< 2,89 г/см³) | | | | | | | | |
| Кварц | 53,6 | 45,2 | 57,0 | 65,8 | 65,9 | 61,6 | 56,4 | 57,9 |
| Полевые шпаты | 27,4 | 22,6 | 18,2 | 23,2 | 18,4 | 31,0 | 25,4 | 23,8 |
| Карбонаты | 16,9 | 25,3 | 15,2 | 8,4 | 12,9 | 3,7 | 13,7 | 13,7 |
| Биотит | — | 0,9 | 1,8 | 0,3 | 0,2 | 0,5 | 0,8 | 0,6 |
| Мусковит | 1,5 | 2,7 | 0,6 | 1,0 | 0,8 | 2,4 | 1,3 | 1,5 |
| Хлориты | — | 0,3 | 1,8 | 0,2 | 1,0 | — | — | 0,5 |
| Глауконит | — | — | — | — | 0,3 | — | — | — |
| Агрегаты, сильно выветрелые минералы | 0,3 | 2,1 | 4,2 | 0,9 | 0,3 | 0,5 | 0,8 | 1,3 |
| Остальные | 0,3 | 0,9 | 1,2 | 0,2 | 0,2 | 0,3 | 1,6 | 0,7 |
| Состав карбонатов: | | | | | | | | |
| кальцит | 9 | 8 | 30 | 21 | 18 | — | 35 | 20 |
| доломит | 91 | 92 | 70 | 79 | 82 | — | 65 | 80 |
| Тяжелая фракция (> 2,89 г/см³) | | | | | | | | |
| Магнетит, ильменит | 23,9 | 20,1 | 28,0 | 16,8 | 22,8 | 16,3 | 15,7 | 20,5 |
| Гематит, бурые гидроокислы железа | 3,6 | 6,2 | 2,2 | — | 1,8 | — | 1,0 | 2,1 |
| Пирит | — | — | 4,0 | 0,4 | 0,7 | — | 0,2 | 0,8 |
| Лейкоксен | 0,5 | 0,9 | 1,4 | — | 2,0 | — | 0,7 | 0,8 |
| Гранат | 10,6 | 8,9 | 13,6 | 8,7 | 12,4 | 16,5 | 13,4 | 12,0 |
| Амфиболы | 31,9 | 21,0 | 20,4 | 31,8 | 25,8 | 41,7 | 41,4 | 30,6 |
| Пироксены | 6,1 | 7,6 | 6,0 | 5,9 | 7,3 | 5,6 | 10,0 | 6,9 |
| Карбонаты | 3,6 | 16,9 | 1,6 | 1,7 | 4,4 | 0,7 | 3,2 | 4,6 |
| Биотит | 2,3 | 5,7 | 4,6 | 1,7 | 2,6 | 0,4 | 0,7 | 2,6 |
| Хлориты, гидрослюды | 3,0 | 1,8 | 1,4 | 12,2 | 2,9 | 4,9 | 1,2 | 3,9 |
| Глауконит | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Циркон | 1,6 | 2,2 | 2,2 | 6,6 | 3,5 | 2,7 | 2,2 | 3,0 |
| Турмалин | 2,3 | — | 1,4 | 2,8 | 2,0 | 0,7 | 0,2 | 1,4 |
| Эпидот, цоизит, клиноцоизит | 1,4 | 1,3 | 2,7 | 2,5 | 2,9 | 2,7 | 2,7 | 2,3 |
| Рутил, титанит, брукит, анатаз | 1,8 | 1,8 | 1,9 | 2,1 | 4,1 | 1,9 | 1,5 | 2,1 |
| Ставролит, андалузит, дистен, силлиманит | 0,9 | 2,3 | 1,9 | 1,2 | 1,5 | 2,2 | 2,7 | 1,8 |
| Апатит | 2,7 | 0,5 | 1,1 | 0,7 | 1,1 | 1,3 | 1,0 | 1,2 |
| Агрегаты, сильно выветрелые минералы | 0,5 | 0,9 | 0,8 | 2,4 | 0,9 | 1,3 | 0,5 | 1,0 |
| Остальные | 3,3 | 1,9 | 4,8 | 2,5 | 1,3 | 1,1 | 1,7 | 2,4 |

носилось больше скандинавского материала, чем в периоды образования четвертичных отложений последнего, валдайского оледенения.

Второй особенностью глин довалдайского возраста является резкое преобладание в них доломита над кальцитом (табл. 16, 17). Причиной обеднения кальцитом могло быть частичное растворение его и в ходе диагенетических изменений глины. Общее содержание карбонатов в довалдайских глинах примерно такое же, как и в глинах валдайского возраста в Южной Эстонии. Это показывает, что формирование первых происходило также в условиях довольно интенсивной экзарации карбонатных пород нижнего палеозоя.

Таблица 17

**Минералогический состав фракций 0,01—0,05 мм ленточных глин довалдайского возраста, %**

| Минералы | Валгута | Эльва | | Отепя | Тыду | Валга | Хаанья | Среднее |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | верхняя | нижняя | | | | | |
| Легкая фракция (< 2,89 г/см³) | | | | | | | | |
| Кварц | 37,3 | 29,9 | 42,1 | 37,1 | 44,4 | 50,6 | 46,9 | 41,2 |
| Полевые шпаты | 18,7 | 15,1 | 15,1 | 17,2 | 14,9 | 27,7 | 16,5 | 17,9 |
| Карбонаты | 29,1 | 42,7 | 21,8 | 35,1 | 18,1 | 11,4 | 29,7 | 26,8 |
| Биотит | 1,1 | 0,9 | 2,0 | 0,3 | 1,3 | 1,6 | 0,6 | 1,1 |
| Мусковит | 10,8 | 9,0 | 9,5 | 8,8 | 15,3 | 5,2 | 3,7 | 8,9 |
| Хлориты | 0,6 | 0,9 | 1,0 | 0,6 | 1,6 | 1,6 | 0,4 | 0,9 |
| Глауконит | 0,2 | — | 0,3 | — | — | — | — | 0,1 |
| Агрегаты, сильно выветрелые минералы | 1,4 | 0,6 | 1,8 | 0,6 | 1,6 | 1,1 | 1,2 | 1,2 |
| Остальные | 0,8 | 1,1 | 6,4 | 0,3 | 2,8 | 0,8 | 1,0 | 1,9 |
| Состав карбонатов | | | | | | | | |
| доломит | 15 | 20 | 21 | 19 | 27 | — | 30 | 22 |
| кальцит | 85 | 80 | 79 | 81 | 73 | — | 70 | 78 |

Зерна глауконита были обнаружены только в трех пробах. Отсутствие на них явных признаков выветривания или разложения свидетельствует о том, что глауконит в ледовых условиях литогенеза был сравнительно устойчивым аллотигенным минералом.

Состав тяжелых минералов почти не отличается от состава ленточных глин валдайского возраста (см. табл. 3, 4). Интересно лишь отметить, что в серых разновидностях глин довалдайского возраста полностью отсутствуют гематит и бурые гидроокислы железа, которые, очевидно, разлагались и выносились в ходе вторичных изменений глины. Хорошее совпадение состава тяжелой фракции рассматриваемых глин с составом молодых аналогов их — вполне нормальное явление, учитывая, что основным источником этих минералов в течение всего плейстоцена служили те же магматогенные и метаморфические породы Фенноскандии.

Зерна алевритовых фракций глин довалдайского возраста также представлены угловатыми и слабо окатанными формами. Поражает хорошая сохранность минералов. Среди полевых шпатов, как и у глин валдайского возраста, кроме сильно пелитизированных зерен, встречаются и совершенно свежие или слабо измененные зерна. В некоторых случаях они в глине даже преобладают (Отепя, Эльва, Валга). Среди амфиболов и пироксенов также преобладают неизмененные зерна (60—80%). Количество сильно выветрелых частиц не превышает

10% всех минералов этих групп. В виде свежих зерен встречается в глинах также аллотигенный пирит и глауконит. Все это свидетельствует о том, что процессы постседиментационных изменений происходили в плейстоценовых отложениях настолько медленно, что они практически не отражаются даже на зернах малоустойчивых минералов глин. Влиянием вторичных процессов можно объяснить лишь разложение и вынос некоторых окисных соединений железа из серых разностей глин, и, возможно, частичное растворение кальцита во всех изученных пробах.

Состав тонкопелитового компонента довалдайских глин изучен оптическим, термическим и химическим методами (табл. 18, 19; рис. 35).

Таблица 18

**Оптические свойства ориентированных агрегатов фракции < 0,001 мм ленточных глин довалдайского возраста**

| Местонахождение | $Np'$ | $Ng'$ | $Np' - Ng'$ |
|---|---|---|---|
| Валгута | 1,560 | 1,587 | 0,027 |
| Эльва, верхн. | 1,556 | 1,591 | 0,026 |
| Эльва, нижн. | 1,563 | 1,587 | 0,024 |
| Отепя | 1,558 | 1,575 | 0,017 |
| Тыду | 1,563 | 1,584 | 0,021 |
| Валга | 1,558 | 1,577 | 0,019 |
| Хаанья | 1,560 | 1,585 | 0,025 |

Оптические свойства ориентированных агрегатов показывают, что эти глины состоят преимущественно из гидрослюдистых минералов. При этом серые разновидности глин (Отепя, Валга) имеют несколько пониженные показатели светопреломления. Объясняется это, очевидно, тем, что в результате восстановления и выноса гидроокисных соединений железа из глины устраняется и влияние последних на оптические свойства глинистых минералов. Возможно, что в ходе этого процесса часть железа выносится и из структуры глинистых минералов, что также ведет к понижению показателей светопреломления.

По сравнению с оптическими свойствами глин валдайского возраста

Таблица 19

**Химический состав фракции < 0,001 мм ленточных глин довалдайского возраста, %**

| Компоненты | Эльва | | Тыду | Валга | Среднее |
|---|---|---|---|---|---|
| | верхняя | нижняя | | | |
| $SiO_2$ | 44,20 | 47,20 | 45,90 | 48,70 | 46,50 |
| $TiO_2$ | 2,04 | 2,04 | 2,76 | 2,09 | 2,23 |
| $Al_2O_3$ | 19,10 | 25,10 | 22,30 | 22,60 | 22,30 |
| $Fe_2O_3$ | 3,93 | 4,10 | 7,50 | 2,92 | 4,61 |
| $FeO$ | 3,38 | 3,38 | 0,50 | 4,20 | 2,86 |
| $CaO$ | 5,23 | 2,36 | 2,51 | 3,86 | 3,50 |
| $MgO$ | 3,69 | 0,66 | 1,74 | 0,75 | 1,71 |
| $K_2O$ | 3,55 | 5,14 | 4,23 | 5,28 | 4,55 |
| $Na_2O$ | 1,20 | 0,70 | 1,12 | 0,84 | 0,97 |
| $CO_2$ | 5,12 | 1,76 | 3,85 | 2,50 | 3,32 |
| $H_2O+$ | 6,80 | 7,00 | 5,85 | 5,27 | 6.25 |
| $H_2O-$ | 0,43 | 0,38 | 0,31 | 0,36 | 0,32 |
| Сумма | 98,24 | 99,44 | 98,26 | 99,01 | 98,80 |

показатели рассматриваемых глин в общем несколько понижены. Они ближе к показателям разностей глин валдайского возраста, распространяющихся в северных районах республики, в области выходов нижнепалеозойских коренных пород (Пиррус, 1965а). Вполне возможно, что причиной этого является более сильная экзарация местных коренных пород ледниками предшествовавших оледенений, в результате чего влияние коренного материала из северных районов республики сильнее отражается на составе древних ленточных глин.

Термические кривые глин аналогичны кривым ленточных глин верхнего плейстоцена (рис. 35). Общий характер их явно указывает на гидрослюдистый состав фракции $<0{,}001$ мм. Отсутствие четкого пика при 900—1000° не позволяет говорить о значительных примесях каолинита. Серые аналоги глин не отличаются от бурых. У некоторых проб отмечается слабая остановка на восходящей ветви первого эндотермического эффекта (кривые 1, 2), что наблюдалось также у некоторых глин валдайского возраста.

Судя по химическим анализам, древние аналоги ленточных глин содержат несколько меньше $SiO_2$ и несколько больше $Al_2O_3$ (табл. 19). Соотношение $SiO_2 : Al_2O_3$ в них значительно приближается к показателям каолинитовых глин, колеблясь в пределах 1,88—2,32. Однако причины такого обогащения алюминием не совсем ясны. Едва ли оно объясняется повышенным содержанием каолинита, так как эффекты последнего не обнаруживаются на термограммах. Несколько больше в глинах довалдайского возраста и $CO_2$, что можно объяснить примесью карбонатных минералов.

Таким образом, состав тонкопелитового компонента ленточных глин довалдайского возраста сравнительно мало отличается от состава глин верхнего плейстоцена. Это свидетельствует о том, что образование ленточных глин различного возраста на территории Эстонии происходило в сравнительно близких условиях и на основе одинакового исходного материала. Близость

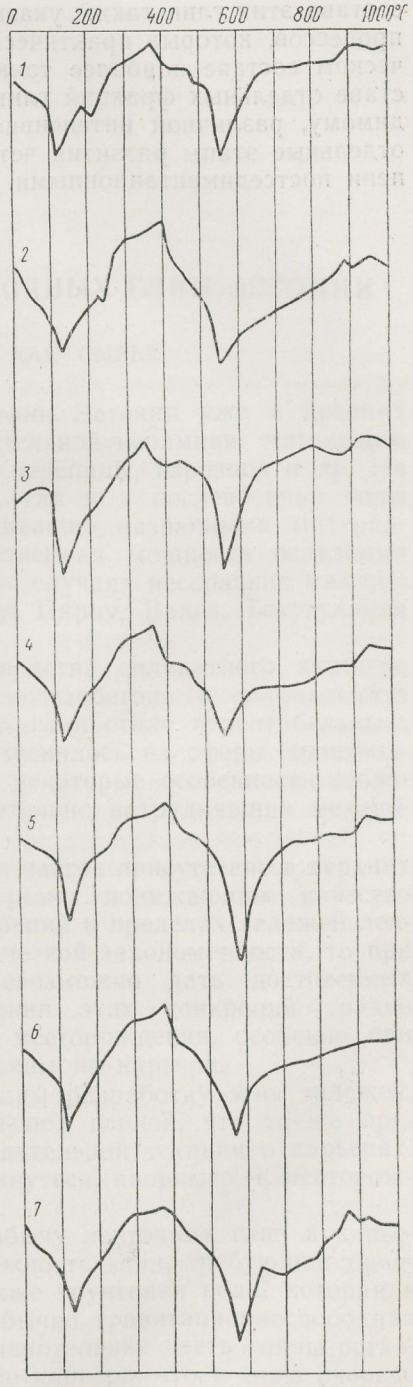



Рис. 35. Термограммы фракции $<0{,}001$ мм ленточных глин довалдайского возраста.

*1* — Валгута; *2* — Эльва (верхняя часть разреза); *3* — Эльва (нижняя часть разреза); *4* — Отепя; *5* — Тыду; *6* — Валга; *7* — Хаанья.

состава этих глин также указывает на незначительную роль вторичных процессов, которые практически не сказываются даже на минералогическом составе наиболее тонких фракций. Небольшие различия в составе отдельных фракций глин разных оледенений объясняются, по-видимому, различной интенсивностью экзарации подстилающих пород в отдельные этапы развития четвертичного оледенения и в меньшей степени постседиментационными преобразованиями в глине.

## ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ЛЕНТОЧНЫХ ГЛИН ЭСТОНИИ

### 1. ЛЕНТОЧНЫЕ ГЛИНЫ КАК СЫРЬЕ

Основным потребителем ленточных глин Эстонии уже с древних пор является производство грубой строительной керамики: массивного и выемчатого кирпича, дренажных труб, черепицы, изразцов и др. На базе этих глин как в довоенное время, так и в послевоенные годы работали многие предприятия, обеспечивавшие названными материалами местное строительство. Производственная мощность отдельных кирпичных заводов достигала в отдельных случаях нескольких миллионов кирпичей в год (Рапла, Ильматсалу, Пярну, Валга, Тсиргулинна и др.).

Однако в связи с развитием производства силикатного кирпича, а также строительных материалов из железобетона и силикальцита производство кирпича на базе ленточных глин стало нерентабельным, ввиду чего данное сырье постепенно вытеснялось из сферы производства. Одной из причин этого явились и некоторые особенности геологического строения залежей глин, значительно затруднявшие механизацию добычи глины из карьеров.

Одной из таких особенностей является частое присутствие в верхних горизонтах глин известковых дутиков, резко понижающих качество сырья. Так как распределение этих конкреций в пределах залежей ленточных глин не подчиняется какой-либо четкой закономерности, то при разведке месторождения практически невозможно дать достоверных прогнозов их распространения. Скопления этих конкреций трудно обойти также в процессе эксплуатации месторождения, особенно при высокой степени механизации добычи глины из карьера.

Вторым обстоятельством, затрудняющим разработку этих залежей, является неровность моренной подошвы под глиной, что также препятствует использованию высокопроизводительной техники в карьерах. С такими затруднениями пришлось столкнуться, например, в месторождениях Тохври, Куузику и др.

Третьим фактором, усложняющим добычу ленточных глин в карьерах, является высокая естественная влажность глин, требующая предварительной сушки горной массы, а также грунтовая вода, которая в нижних, более грубозернистых лентах обычно гравитационносвободная или даже напорная. Вследствие этого значительная часть глины оставляется в качестве защитного слоя на дне карьера, что в свою очередь уменьшает эффективность использования запасов месторождения.

Результаты литологических исследований, приведенные в предыдущих главах работы, показывают, что этих затруднений нельзя избежать и при полном учете особенностей литологического строения залежей глин. Так, например, если вредного влияния карбонатных стяжений можно легче всего избежать, выбрав для новых карьеров районы, сво-

бодные от их скоплений, например предглинтовую зону или некоторые районы Западной Эстонии, то это часто приводит к новым затруднениям. В первом случае, в пределах предглинтовой зоны, ленточные глины, например, имеют обычно небольшую мощность и запасы их незначительны, что понижает эффективность использования месторождения. В другом случае, в западных районах республики, глины, как правило, сильно увлажнены, что также усложняет добычу их в карьерах. Чтобы избежать отрицательного влияния неровностей подстилающего моренного рельефа, целесообразно использовать только такие месторождения, мощность глин в которых превышает 5—6 м. В этом случае нижние слои разреза можно оставить невыработанными на дне карьера, где они будут служить надежной защитой от напорных грунтовых вод и препятствовать врезыванию глинодобывающих механизмов в выпуклости морены. Однако залежи такой мощности чаще всего встречаются в западных районах республики, где глины, как правило, сильно увлажнены и требуют предварительного высушивания.

По своим керамическим свойствам ленточные глины относятся к легкоплавкому типу глин с коротким интервалом спекания (см. Пиррус, 1963), что значительно ограничивает область их использования в народном хозяйстве. Как показывают данные минералогического изучения глин, наиболее тонкие фракции ее состоят из богатых щелочными элементами гидрослюдистых минералов. А это не позволяет улучшать качество сырья и путем облагораживания, так как калий из глинистых минералов практически не извлекается. Обычными методами облагораживания глин невозможно устранить и вредные примеси железа, так как гидроокисные соединения его находятся в высокодисперсном состоянии и сильно импрегнируют глинистые агрегаты. Методом отмучивания можно освободиться только от нежелательных крупнообломочных частиц, а также значительно уменьшить содержание карбонатов, что приведет к изменению некоторых физико-механических свойств глинистой массы. Однако облагораживание глин методом отмучивания требует больших расходов и в конечном счете все же малоэффективно, так как не приводит к повышению точки плавления глины и к изменению параметров ее спекания.

Изменение ряда технологических свойств глинистой массы прямо или обратно пропорционально изменениям гранулометрического состава и карбонатности глины, позволяет прогнозировать свойства глины по этим показателям, не прибегая к прямым лабораторным определениям, требующим много времени и средств. На основе этой зависимости составлены соответствующие таблицы прогнозирования основных физико-керамических свойств ленточных глин, которые могут быть успешно использованы при предварительном изучении месторождения (Пиррус, 1963).

Изложенный выше материал показывает, что по горнотехническим условиям эксплуатации, а также по основным свойствам рассматриваемые отложения не являются особенно перспективными для производства строительных материалов и других керамических изделий.

Однако сравнительно хорошая доступность ленточных глин для эксплуатации, незначительная мощность вскрыши, большие запасы их в пределах отдельных месторождений, а также широкое распространение на территории республики — все это обязывает отыскивать новые пути рационального использования этих глин не только в качестве керамического сырья, но и в других отраслях народного хозяйства. К сожалению, такие возможности до настоящего времени слабо изучены.

Серьезного внимания заслуживают перспективы производства на базе ленточных глин легковесных заполнителей бетона, в частности керамзита. По исследованиям Н. Л. Дилакторского,* наиболее пригодными для этого являются ленточные глины западных районов республики, характеризующиеся часто значительной природной вспучиваемостью (Вигала, Каллемяэ). Возможно производство керамзита и на базе ленточных глин предглинтовой зоны и северо-восточной части республики, в которых содержание карбонатов удовлетворяет требованиям, предъявляемым к качеству керамзитового сырья. В связи с понижением кондиций керамзитового сырья и дальнейшим усовершенствованием технологии его производства, очевидно, откроются перспективы для использования некоторых разностей глин и в южных районах республики, наиболее удаленных от центров производства строительных материалов на базе цементного сырья и отходов сланцевой промышленности.

Слабо изучена и способность ленточных глин регенерировать отработанные масла и другие продукты нефтяной и сланцевой промышленности. Работами, выполненными в этой области в Белорусской ССР, показана пригодность ленточных глин в качестве сорбента при очистке отработанных нефтяных масел. Исследованиями В. С. Комарова и Н. Ф. Ермоленко (1960а, б) установлено, что после кислотной или термической активации белорусские глины этого генетического типа не уступают по своим свойствам некоторым широко применямым природным сорбентам.

Все же следует отметить, что ленточные глины Эстонии в этом отношении менее перспективны, чем глины Белоруссии, так как тонкие фракции эстонских глин имеют несколько иной минералогический состав. В то время как в белорусских ленточных глинах часто содержится заметная примесь минералов монтмориллонитовой группы (Зайцева, 1963), в ленточных глинах Эстонии они практически отсутствуют. Примесь к гидрослюдистому компоненту состоит в последних из каолинитовых минералов. Несмотря на это, целесообразно все же провести исследования и в этой области. Для соответствующих испытаний можно рекомендовать наиболее дисперсные разности ленточных глин Западной Эстонии, так как эти глины обладают большой природной удельной поверхностью и не требуют предварительного обогащения путем отмучивания более грубозернистого компонента.

## 2. ЗНАЧЕНИЕ ЛЕНТОЧНЫХ ГЛИН В ЗЕМЛЕДЕЛИИ И ИНЖЕНЕРНОЙ ГЕОЛОГИИ

Несмотря на широкое распространение ленточных глин на территории республики, почвы, образовавшиеся непосредственно на базе этих глин, встречаются на ограниченных площадях и не имеют большого практического значения. Обычно ленточные глины покрыты песчаными отложениями или торфом и поэтому выходят на поверхность лишь в редких случаях, главным образом на возвышенных участках Южной Эстонии и в пределах речных долин западных районов республики. Почвы, образовавшиеся непосредственно на ленточных глинах, — плодородные, но в то же время труднообрабатываемые.

Гораздо большее значение имеют слои ленточных глин как водо-

---

* Н. Л. Дилакторский. Глины Эстонской ССР, состав и свойства. Таллин, 1960. Рукопись. Фонды НИИ строительства Госстроя ЭССР.

непроницаемые горизонты, играющие важную роль в регулировании водного режима почвенного профиля. На возвышенных участках рельефа ленточные глины играют в основном положительную роль, препятствуя фильтрации атмосферных осадков и сохраняя необходимую влажность почвы и в засушливые периоды вегетации. Из-за отсутствия заметного вертикального движения растворов в этих условиях затруднен и вынос питательных элементов из гумусового горизонта, что повышает эффективность удобрения почвы. В пониженных участках рельефа, где сток поверхностных вод затруднен, слои ленточных глин играют резко отрицательную роль, обусловливая здесь высокий уровень грунтовых вод и благоприятствуя развитию в этих районах процессов заболачивания. В связи с этим в целях освоения сельскохозяйственных угодий в районах распространения ленточных глин требуется обычно проводить в большом объеме мелиоративные работы для удаления избыточной влаги. Однако создание надежного дренажа связано в этих районах с многими трудностями. Закрытые дренажные системы часто малоэффективны из-за низких показателей фильтрации воды в глинах, а канавы для обеспечения стока поверхностных вод требуют обычно хорошего укрепления, так как текучая консистенция нижележащих слоев глины не обеспечивает устойчивости склонов канавы, а, наоборот, вызывает быстрое разрушение их вследствие мелких оползневых подвижек (табл. XIII, *2*).

Оползневые явления, обусловленные высокой естественной влажностью глины, представляют опасность не только для мелиоративных систем, но и для более крупных объектов: для отдельных зданий, речных причалов, промышленных сооружений и дорог (табл. XIII, *1*). В связи с этим в последние годы усилились инженерно-геологические наблюдения этих явлений (Олли, Мартин, 1961; Künnapuu, Treial, 1962; Vilo, 1964; Kaljund, Vilo, 1967).

В результате этих исследований выяснено, что основной причиной возникновения оползней, кроме текучей консистенции глины (по Аттербергу), является нарушение равновесия блоков грунта на крутых склонах рельефа в результате резкого увеличения веса активного блока (построение сооружения, повышение влажности в покрывающих глины слоях песка и др.) или уменьшения веса блока противодавления (эрозия подножия склона, низкое стояние воды в русле реки и др.). Часто оба эти фактора воздействуют одновременно. Как показывают имеющиеся данные, возникновение оползней связано преимущественно с весенним временем, когда за периодом интенсивного размыва берегов следует период резкого падения зеркала воды в русле. В настоящее время оползневые явления развиваются только по бортам речных долин, так как в равнинных условиях Западной Эстонии крутые склоны иного происхождения, сложенные высокопластичными ленточными глинами, практически отсутствуют.

Вследствие широкого распространения ленточных глин в пределах крупных городов и промышленных центров республики (Таллин, Нарва, Пярну, Хаапсалу и др.) они заслуживают серьезного внимания при проектировании строительных объектов как слабые водонасыщенные грунты. Недоучет их геотехнических свойств не раз приводил к авариям, в частности в пределах города Таллина. В связи с этим в последние годы усилились работы, направленные на выяснение всех основных инженерно-геологических свойств этих отложений (Vilo, 1962, 1965; Daško, Vilo, 1964; Вило, 1965а, б, в).

Этими исследованиями установлено, что ленточные глины большинства районов республики действительно относятся к типу слабых гли-



*1.* Повреждение шоссейной дороги недалеко от г. Кейла в результате оползания блоков глины на берегу р. Кейла 7 мая 1965 г. *Фото И. Сооме.*



*2.* Разрушение склонов мелиоративной канавы в результате оползневых явлений в ленточных глинах. Кирбла.

нистых грунтов, характеризующихся высокой пористостью, естественной влажностью и сжимаемостью. Эти свойства глины обусловливают значительное оседание грунта под сооружениями, достигающее нередко 100—300 мм уже в первые годы эксплуатации. Лабораторные испытания деформации глин, а также высокопластичная или текучая консистенция их (показатель консистенции обычно выше 1,00), вызывает у проектировщиков излишнюю осторожность, что ведет к проектированию фундаментов с большими запасами (свайные фундаменты и др.) и значительно повышает стоимость строительных работ. Исследования последних лет, проведенные в институте «Эстпромпроект» под руководством А. Вило, убедительно показали, что применение свайных оснований в большинстве случаев совсем не обязательно, так как существующими нормативами несущая способность глин явно недооценивается. Оседание ленточных глин под сооружениями, хотя и довольно значительное, происходит в то же время очень равномерно и медленно и обычно не достигает конечных величин, определяемых по данным лабораторных исследований. Причиной этого является высокая структурная прочность глин в естественном состоянии, прежде всего резко затрудненный отток воды из пор глины (коэффициент фильтрации не превышает обычно нескольких сантиметров в год). Ввиду этого ленточные глины республики даже в высокопластичном состоянии являются достаточно надежным основанием сооружений, не требующим, в противоположность существовавшему до недавнего времени мнению, особых конструкций при проектировании фундаментов на них. Применение свайных фундаментов необходимо только в условиях образования значительных горизонтальных напряжений, например при резких колебаниях мощности сильносжимаемого слоя глины в пределах объекта, на склонах местности, у искусственных выемок грунта и в других подобных случаях.

Явное несоответствие существующих нормативов проектирования геотехническим свойствам ленточных глин требует дальнейшего изучения последних с целью выработки наиболее оптимальных местных и региональных требований. Такие исследования как в лабораторных условиях, так и в практике инженерно-геологических изысканий должны сопровождаться полным учетом всех литологических и минералогических особенностей этих отложений, так как только в этом случае принятое решение даст наибольший практический эффект.

## 3. ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ЛЕНТОЧНЫХ ГЛИН В ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

Отчетливая сезонная слоистость ленточных глин, как известно, позволяет использовать эти отложения в геохронологических целях. На базе ленточных глин составлены детальные региональные хронологические схемы позднеледниковья, на которых основываются в значительной степени существующие стратиграфические и палеогеографические построения (De Geer, 1912, 1940; Sauramo, 1918, 1923, 1928, 1929; Марков, 1931 а, б; Марков, Краснов, 1929; Nilsson, 1960; Järnafors, Fromm, 1960).

На территории Эстонии ленточные глины в геохронологических целях изучены слабо. Из более ранних работ можно отметить лишь исследование М. Саурамо (Sauramo, 1925), в котором впервые сделана попытка сопоставить между собой отдельные разрезы местных глин и дана предварительная оценка их положения в геохронологической

схеме Южной Финляндии. Так как для этих построений использованы случайные, далеко расположенные друг от друга разрезы, то этот материал не позволил ему сделать достаточно обоснованных выводов. Причиной слабого изучения ленточных глин Эстонии являлась, несомненно, плохая обнаженность этих глин, а также залегание значительной части их разрезов под уровнем грунтовых вод. По мнению К. К. Маркова (1931а), глины, залегающие южнее предглинтовой полосы, мало перспективны для геохронологических исследований еще и потому, что они образовались в основном в сравнительно небольших водоемах с неспокойными условиями седиментации. Результатом этого явилась значительная изменчивость текстур глин по разрезу и по протяжению, что препятствует надежной увязке отдельных местонахождений глин.

В 1961 году Э. Ряхни были начаты работы, направленные на выяснение перспективности использования ленточных глин республики в геохронологических целях. Проведение этих работ стало возможным благодаря созданию им специального бурового приспособления, позволяющего отбирать ненарушенные монолиты глин не только в полужидком состоянии, но и брать монолиты глин даже из-под залежей торфа и маломощных слоев песка. Первые результаты, полученные Э. Ряхни в ходе этих исследований* (Ряхни, 1963), являются довольно обнадеживающими, хотя на основе их пока еще нельзя прийти к вполне обоснованным заключениям по геохронологии позднеледникового времени. Причина этого в том, что он не учел некоторых литологических особенностей строения залежей ленточных глин республики.

Так, в качестве основного критерия сопоставления разрезов северо-восточной части Эстонии Э. Ряхни (1963) применил так называемые дренажные ленты, представленные неслоистыми разностями глин или маломощным слоем песчаного материала. Такие перерывы в седиментации ленточых глин, хотя и отражают важные события в развитии озерно-ледникового бассейна, не позволяют точно увязать разрезы на большие расстояния (30—50 км). Как показывают наши наблюдения, неслоистые разности глин обладают обычно очень изменчивой мощностью по протяжению и часто представлены небольшими линзами, выклинивающимися иногда даже в пределах одного обнажения (карьеры Куузику, Валга и др.). Нельзя забывать и о том, что образование неслоистых глин почти всегда связано с частичным размывом нижележащих слоев ленточных отложений, что также можно наблюдать во многих местонахождениях (карьеры Куузику, Массу и др.). А это вызывает неправильное представление о числе лент в подстилающем комплексе и затрудняет увязку отдельных разрезов. Исходя из этого, основным критерием при сопоставлении разрезов нужно все же считать общее сходство большого числа годичных лент нормального облика, а не отдельные, локальные перерывы в их седиментации. Наиболее перспективны в этом отношении периоды временного усиления глинонакопления, устанавливаемые в разрезах по относительному увеличению мощностей ряда лент. Для примера можно сослаться на разрезы Хаапсалу, Тудулинна и др. (см. рис. 2, 3). Иногда одновременно с изменениями в мощностях лент изменяется в некоторой мере и минералогический состав глины, например повышается содержание карбонат-

---

* E. Rähni. Jääjärvede geoloogiast Kirde-Eestis ja Peipsi basseini põhjaosas. Tartu, 1961. Рукопись. Фонды ИГ АН ЭССР.

E. Rähni. Jääjärveliste savide (viirsavide) geoloogia Lääne-Eestis. Tallinn, 1965. Рукопись. Фонды ИГ АН ЭССР.

ных минералов, как это наблюдается в профиле Хаапсалу (Пиррус, 1964).

В методическом отношении значительным недостатком в построениях Э. Ряхни является также слишком большое расстояние между изучаемыми разрезами, что не позволяет учесть при сопоставлении их всех текстурных особенностей глины и может поэтому привести к субъективным, ошибочным заключениям. Поэтому и увязки Э. Ряхни (1963) в северо-восточной части Эстонии внушают значительно меньше доверия, чем данные К. К. Маркова (1931б), полученные им по многим профилям близлежащих районов Ленинградской области. Хотя сокращение расстояния между изучаемыми разрезами значительно увеличивает объем работ, все же следует, где только можно, максимально стремиться к этому, так как только таким путем достигается правильная увязка и получаются надежные датировки.

Результаты литологического изучения ленточных глин, изложенные в настоящей работе, позволяют осветить и некоторые другие вопросы, связанные с перспективами геохронологического изучения рассматриваемых отложений. Наблюдение над распространением глин, учет их текстурных особенностей и условий формирования показывают, что для геохронологических исследований практически неприменимы глины на возвышенных участках Южной Эстонии. Кратковременность существования водоемов и неспокойные гидродинамические условия в них обусловили большую пестроту текстур здешних глин, что не позволяет использовать их даже для выяснения продолжительности существования этих водоемов. Малоперспективны в геохронологическом отношении, очевидно, и глины в древних долинах и других депрессиях Южной Эстонии. Несмотря на отчетливость их текстурных элементов, сопоставление отдельных разрезов по ним возможно только на ограниченных площадях, так как бассейны накопления этих глин часто представляли собой изолированные друг от друга глубоководные водоемы, существовавшие иногда в разное время. В разрезах этих глин нередко встречаются и прослои неслоистых глин, которые также снижают ценность здешних разрезов для геохронологических построений.

Наиболее перспективны для проведения геохронологических исследований северные и западные районы республики, где приледниковые бассейны обладали значительными размерами и существовали длительное время. Особый интерес представляют глины Западной Эстонии, представленные наиболее полными разрезами, в которых обычно отсутствуют прослои неслоистых глин и другие нарушения первичной слоистости. Интерес к ним повышает также наличие в этом районе двух четко выраженных в рельефе зон краевых образований последнего оледенения и обширное площадное распространение глин как между этими зонами, так и вне их (см. рис. 1). Это позволяет исследовать процесс отступания ледника на протяжении около 200 км (в направлении его движения), охватив при этом и обе упомянутые краевые зоны остановки края ледника.

Несколько менее перспективны глины предглинтовой зоны и долин Северной Эстонии. Текстуры глин здесь довольно изменчивы, что при малом вертикальном охвате большинства разрезов значительно снижает их ценность. Все же материал, полученный при исследовании их, может дать важные сведения о развитии водоемов вдоль края ледника.

Необходимы дальнейшие детальные исследования в северо-восточной части республики, так как только путем корреляции здешних разрезов с разрезами Ленинградской области и Южной Карелии возможны увязки с абсолютными датировками Скандинавии. Поэтому, несмотря

на ряд серьезных трудностей, с которыми пришлось столкнуться в этом районе (наличие прослоев неслоистых глин, затопление больших площадей распространения глин водами озера Пейпси, Нарвского водохранилища и др.), глины в окрестностях Нарвы и в пределах северного обрамления озера Пейпси требуют особенно тщательного изучения.

Обобщая все сказанное о перспективах использования ленточных глин республики в геохронологических целях, можно наметить два основных направления дальнейших работ.

Одним из них является выработка местной геохронологической схемы на материале западных районов Эстонии, что позволит осветить многие важные проблемы палеогеографии позднего плейстоцена: определить скорость отступания ледника, выяснить длительность остановок его во время образования крупных маргинальных форм рельефа, установить длительность существования приледниковых водоемов и т. д.

Вторым направлением является углубление исследований в северо-восточной части Эстонии и в западных районах Ленинградской области с целью надежной увязки эстонского материала с датировками существующих геохронологических схем соседних регионов.

Геохронологические исследования в пределах Эстонии несомненно требуют дальнейшего развития. Значение результатов этих работ далеко не ограничивается территорией республики. Они нужны не только для лучшего познания особенностей отступания материкового льда с территории всей Северной Прибалтики, но и для решения ряда других проблем, в частности при исследовании процессов формирования растительных комплексов позднеледникового времени. Последнее позволит в дальнейшем увязать геохронологические датировки ленточных глин с данными спорово-пыльцевого анализа, что необходимо для составления единой хронологии поздне- и послеледникового времени в пределах данного региона.

## ЛИТЕРАТУРА


Ансберг Н. А., Ринкс Э. Б., Селицкая Я. Я. 1955. Важнейшие четвертичные глины Латвийской ССР. Рига.

Вило А. 1965а. О пластичности и структурной прочности слабых глинистых грунтов. В сб.: «Слабые глинистые грунты». Институт оснований. Эстпромпроект. Таллин.

Вило А. 1965б. Сжимаемость ленточных глин Эстонии. В сб.: «Слабые глинистые грунты». Институт оснований. Эстпромпроект. Таллин.

Вило А. 1965в. Слабые глинистые грунты Эстонии. В сб.: «Слабые глинистые грунты». Институт оснований. Эстпромпроект. Таллин.

Вийдинг Х. А. 1962. Некоторые данные о минералогическом составе песчаников среднего девона Эстонии. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, Х. Таллин.

Викулова М. Ф. и др. 1957. Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин. Госгеолтехиздат.

Виноградов А. П. 1956. Закономерности распределения химических элементов в земной коре. Геохимия, № 1.

Виноградов А. П., Ронов А. Б. 1956. Эволюция химического состава глин Русской платформы. Геохимия, № 2.

Гинзбург И. И. 1953. Стадийное выветривание слюд и хлоритов. В сб.: «Вопросы петрографии и минералогии», т. II. М., Изд-во АН СССР.

Горин В. А., Алиев Ф. С. 1962. О механизме формирования некоторых видов экзогенных складок. Докл. АН Азерб. ССР, т. XVIII, № 5.

Грим Р. Е. 1955. Минералогия глин. М., Изд-во иностр. лит.

Грим Р. Е., Брэдли В. Ф., Браун Г. 1955. Слюдистые минералы глин. В сб.: «Рентгеновские методы определения минералов глин». М., Изд-во иностр. лит.

Денисов М. Я. 1948. О механической дифференциации глинистых осадков. Изв. АН СССР. Серия геол., № 1.

Дилакторский Н. Л. 1953а. К вопросу о методике термического анализа. Тр. IV совещания по экспериментальной минералогии и петрографии, вып. 2. М.—Л., Изд-во АН СССР.

Дилакторский Н. Л. 1953б. К вопросу о термических свойствах глин Эстонской ССР. В сб.: «Вопросы петрографии и минералогии», т. II. М., Изд-во АН СССР.

Дилакторский Н. Л. 1956. Физико-химические свойства тонких фракций некоторых глин Эстонской ССР. Изв. АН СССР, т. V. Сер. техн. и физ.-матем. наук, № 1.

Дилакторский Н. Л. 1963. Глины Эстонской ССР, их состав и свойства. Информ. бюлл. IV пленума Комиссии по изучению глин. М.

Зайцева Н. В. 1961. Ленточные глины месторождений Журжево и Лозовка Витебской области. Тр. Ин-та геол. наук АН БССР, вып. 3.

Зайцева А. В. 1963. Распространение, условия залегания и вещественный состав ленточных глин Белоруссии. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Минск.

Залманзон Э. С. 1957. Определение форм некоторых элементов и анализ коллоидной фракции глин. Методы изучения осадочных пород, т. II. М., Госгеолтехиздат.

Иванов П. М. 1958. Перекись водорода в снежной воде. Метеорология и гидрология, № 9.

Иванова В. П. 1949. Хлориты. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. Петрогр. серия, вып. 120, № 35.

Иванова В. П. 1961. Термограммы минералов. Зап. Всес. мин. о-ва, ч. 90, вып. 1.

Кагнер М. Н. 1959а. К вопросу о нарушениях в залегании ленточных глин и причинах их возникновения. Вестник МГУ. Сер. биол., почвовед., геол., геогр., № 1.

Кагнер М. Н. 1959б. Состав и свойства ленточных глин северо-запада России. Изв. высш. учебн. завед. Геология и разведка, № 10.

Казакова М. П. 1964. Барий. В кн.: «Металлы в осадочных толщах». М., «Наука».

Комаров В. С., Ермоленко Н. Ф. 1960а. Физико-химические и адсорбционно-структурные свойства природных сорбентов Белоруссии. Институт общей и неорганической химии АН БССР, Сборник научных работ, вып. 1.

Комаров В. С., Ермоленко Н. Ф. 1960б. Отбеливающие свойства глин Белоруссии. В том же сборнике.

Куршс В. М., Стинкуле А. В. 1966. О текстурных особенностях и условиях накопления ленточных глин Среднелатвийского бассейна. Изв. АН Латв. ССР, № 10 (231).

Лоог А. Р. 1962. К геохимии нижнего ордовика Эстонии. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, X. Таллин.

Лыокене Э. 1959. Геоморфология северной части Сакалаской возвышенности. Уч. зап. Тартуского гос. ун-та, вып. 75.

Марков К. К. 1927. Ленточные глины и связанные с ними проблемы по исследованиям последних лет. Изв. Гос. Русск. геогр. о-ва, т. IX, вып. 1.

Марков К. К. 1931а. Геохронологические исследования в Карельской АССР и Ленинградской области. Природа, № 4.

Марков К. К. 1931б. Развитие рельефа северо-западной части Ленинградской области. Тр. Главного геол.-разведоч. управ. ВСНХ СССР, вып. 117, М.—Л.

Марков К. К., Краснов И. И. 1929. Геохронологические исследования в северо-западной области. Природа, № 5.

Михеев В. И. 1957. Рентгенометрический определитель минералов. М., Госгеолтехиздат.

Олли В. Н., Мартин Л. А. 1961. Оползневые явления в ленточных глинах Западной Эстонии. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, VI. Таллин.

Орвику К. К. 1956. Стратиграфическая схема антропогеновых (четвертичных) отложений территории Эстонской ССР. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, I. Таллин.

Орвику К. К. 1958. Литологическое исследование морены последнего оледенения Эстонии количественными методами. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, III. Таллин.

Пальмре Х. Г. 1960. Глины Эстонской ССР. Геология СССР, т. XXVIII. М., Госгеолтехиздат.

Пальмре Х. Г., Вооолма Э. 1963. Глины Эстонской ССР и их народнохозяйственное значение. Информ. бюлл. IV пленума Комиссии по изучению глин. М.

Парфенова Е. И., Ярилова Е. А. 1962. Минералогические исследования в почвоведении. М., Изд-во АН СССР.

Пиррус Э. А. 1963. Возможности прогноза керамических свойств ленточных глин Эстонской ССР на основе гранулометрических данных. Тр. Ин-та геологии АН ЭССР, XII. Таллин.

Пиррус Э. А. 1964. Карбонаты ленточных глин Эстонии. В сб.: «Литология палеозойских отложений Эстонии». Институт геологии АН ЭССР. Таллин.

Пиррус Э. А. 1965а. Закономерности изменения оптических свойств ориентированных агрегатов ленточных глин Эстонии. В сб.: «Литология и стратиграфия четвертичных отложений Эстонии». Институт геологии АН ЭССР. Таллин.

Пиррус Э. А. 1965б. О внутрисезонной слоистости ленточных глин. Литология и стратиграфия четвертичных отложений Эстонии. Институт геологии АН ЭССР. Таллин.

Пиррус Э. А., Раукас А. В. 1963а. О минеральном составе мелких фракций ленточных глин и морен Эстонской ССР. Информ. бюлл. IV пленума Комиссии по изучению глин. М.

Пиррус Э. А., Раукас А. В. 1963б. Сравнительная литолого-минералогическая характеристика мелких фракций морен и ленточных глин Эстонской ССР. Тр. Ин-та геологии АН ЭССР. XII. Таллин.

Пустовалов Л. В. 1940. Петрография осадочных пород. М.—Л.

Пярна К. К. 1960. Геология Балтийского приледникового озера и больших местных приледниковых озер на территории Эстонии. Тр. Ин-та геологии АН ЭССР. V. Таллин.

Ратеев М. А. 1958. Пространственное размещение глинистых минералов в современных и древних водоемах и их генетические связи с физико-географическими факторами осадкообразования. В кн.: «Материалы по геологии, минералогии и использованию глин в СССР». М., Изд-во АН СССР.

Раукас А. В. 1961а. Литология и минералогия основных морен Эстонской ССР. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Таллин.

Раукас А. В. 1961б. Минералогия морен Эстонии. Изв. АН ЭССР, т. X, Серия физ.-мат. и техн. наук, № 3.

Ронов А. В., Хлебникова З. В. 1957. Химический состав важнейших генетических типов глин. Геохимия, № 6.

Ряхни Э. Э. 1963. Геохронология ленточных глин Северо-Восточной Эстонии. Тр. Ин-та геологии АН ЭССР, XII. Таллин.

Степанов И. Н. 1964. О процессах выветривания в ледовом типе литогенеза. Литология и полезные ископаемые, № 5.

Стинкуле А. В. 1966. О распределении карбонатов в лимногляциальных глинах Латвийской ССР. Изв. АН Латв. ССР, № 9 (230).

Стинкуле А. В. 1967. Состав и технологические свойства лимногляциальных глин Латвии. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Минск.

Тамме А. Э. 1962. О минералогии наровского горизонта. Тр. Ин-та геологии АН ЭССР, X. Таллин.

Шварцбах М. 1955. Климаты прошлого. Введение в палеоклиматологию. М., Изд-во иностр. лит.

Шурыгина Е. А. 1958. Термическое исследование адсорбированной воды в глинистых минералах и почвах. В кн.: «Исследование и использование глин». Львов.

Юргенсон Э. 1960. Размещение соединений железа в осадочных коренных породах Эстонской ССР. Ежегод. о-ва естествоисп. при АН ЭССР, т. 53. Тарту.

Яковлев С. Я. 1954. Методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений. М., Госгеолтехиздат.

Bekker, H. 1924. Viirsavide uurimisest. Loodus. nr. 1.

Daško, R., Vilo, A. 1964. Voolavate savipinnaste nihketugevusest. Ehitus ja Arhitektuur, nr. 5.

De Geer, G. 1912. Geochronologie der letzten 12 000 Jahre. Geol. Rundschau, Bd III, H. 7. Leipzig.

De Geer, G. 1940. Geochronologia suecica Principles. Text and Atlas. Kgl. Svenska Vetenskapsakad. Handl. III S., Band 18, Nr. 6.

Grim R. E., Bradley W. F. 1948. Rehydration and dehydration of the clay minerals. Am. Min., vol. 33, No. 1—2.

Hausen, H. 1913a. Über die Entwicklung der Oberflächenformen in Russischen Ostseeländern und angrenzenden Gouvernements in der Quartärzeit. Fennia, 34.

Hausen, H. 1913b. Materialien zur Kenntnis der Pleistozänen Bildungen in den Russischen Ostseeländern. Fennia, 34.

Holm, G. 1886. Bericht über geologische Reisen in Ehstland, Nordlivland und in St.-Petersburger Gouvernement in den Jahren 1883 und 1884. Verh. Russ Miner. Ges., Ser. 2, Bd. 22.

Inari, E. 1935. Märkmeid Setumaa viirsavidest. Eesti Loodus, nr. 3.

Järnafors, B., Fromm, E. 1960. Chronology of the ice recession through middle Sweden. 21st Intern. Geol. Congr., part 4. Copenhagen.

Kajak, K. 1961. Kvaternaarsete setete Prangli saare tugiprofiil. IV Eesti Loodusuurijate päeva ettekannete teesid. Tartu.

Kaljund, E., Vilo, A. 1967. Maalihkeoht Eestis. Ehitusgeoloogia kogumik, II. Tallinn.

Künnapuu, S., Treial, H. 1962. Maalihe Vääna jõe orus. Eesti Loodus, nr. 5.

Luha, A. 1931. Geoloogiline rännak Otepääl. Loodusevaatleja, nr. 5.

Luha, A. 1940. Aruanne Geoloogilise Komitee tegevusest. Tallinn.

Luha, A. 1946. Eesti NSV maavarad. Rakendusgeoloogiline kokkuvõtlik ülevaade. Tartu.

Nilsson, E. 1960. The recession of the land-ice in Sweden during the Alleröd and the Younger Dryas Ages. 21st Intern. Geol. Congr., part 4. Copenhagen.

Orviku, K. 1933. Maavarad. Tartu.

Orviku, K. 1961. Antropogeeni uurimise seisust ja suundadest Nõukogude Eestis. ENSV TA Geol. Inst. Uurimused, VII. Tallinn.

Orviku, K. 1963. Über die Eisrandbildungen und die Lithologie der Moränen der letzten Vereisung in Estland. Report of the VI Intern. Congr. on Quaternary. Warsaw, 1961. Łódź.

Pirrus, E. 1962. Lubjanukkudest viirsavides. Eesti Loodus, nr. 6.

Pirrus, E. 1966. Omapärane lubjanukk Pärnust. Eesti Loodus, nr. 3.

Rumma, I. 1923. Viljandi oru veelahe. Loodus, nr. 1.

Rumma, I. 1924. Hilis- ja pealejääaja geokronoloogia. Loodus, nr. 2.

Sauramo, M. 1918. Geologische Studien über die spätglaziale Zeit in Südfinnland. Bull. Comm. géol. Finl., Nr. 50.

Sauramo, M. 1923. Studies on the Quaternary varve sediments in Southern Finland. Bull. Comm. géol. Finl., Nr. 60.

Sauramo, M. 1925. Über die Bändertone in den ostbaltischen Ländern vom geochronologischen Standpunkt. Fennia, 45.

Sauramo, M. 1928. Über die Niveauverschiebungen in Nordkarelien, Finland. Bull. Comm. géol. Finl., Nr 80.

Sauramo, M. 1929. The Quaternary Geology of Finland. Bull. Comm. Geol. Finl., Nr. 86.

Schmidt, F. 1871. Über die Glacialformation in Estland. Neues Jahrb. Mineral., Geol. und Paläontol.

Schmidt, F. 1884. Einige Mitteilungen über die gegenwärtige Kenntnis der glacialen und postglacialen Bildungen im silurischen Gebiet von Ehstland, Oesel und Ingermanland. Z. Dtsch. Geol. Ges., Bd. 36.

Schwarzbach, M. 1940. Das diluviale Klima während des Höchstandes einiger Vereisung. Ermittelt aus den Tageswarwen der Bändertone. Z. Dtsch. Geol. Ges., Bd. 92.

Sederholm, J. 1925. The average composition of the Earth's crust in Finland. Fennia, 45.

Vilo, A. 1962. Pärnu viirsavide geotehnilistest omadustest. Ehitusgeoloogiline kogumik, I. Tallinn.

Vilo, A. 1964. Vigala savipinnastest. Eesti Loodus, nr. 5.

Vilo, A. 1965. Viirsavide kandevõime määramise probleemidest. Ehitus ja Arhitektuur, nr. 4.

Voolma, E. 1961. Antropogeeni maavaradest Eesti NSV-s. ENSV TA Geol. Inst. Uurimused, VII. Tallinn.

Öpik, A. 1929. Mäeosakonna ülesandel toimetatud savide uurimine suvel 1926. a. Rmt.: Tulekindlate savide otsimine ja uurimine. Tallinn.

Öpik, A., Laasi, A. 1937. Läänemaa geoloogia. Tartu Ülikooli Geoloogia Instituudi toimetused, 51.

# EESTI VIIRSAVID

E. PIRRUS

*Resümee*

Töös antakse ülevaade Eesti NSV-s kvaternaarsete setete hulgas laialdaselt esinevate jääjärveliste viirsavide leviku, lasumussuhete, struktuurilis-tekstuuriliste iseärasuste, ainelise koostise ja settimistingimuste kohta. Selgitatakse viirsavilasundite kujunemise peamised seaduspärasused Eesti territooriumil, rõhutatakse kohalike aluspõhjakivimite suurt osatähtsust viirsavide ainelise koostise formeerumise protsessis. Savilasundite koostise ja ehituse põhjal analüüsitakse mõningaid viirsavidega seotud rakendusliku iseloomuga küsimusi.

Töö aluseks on viirsavide kompleksse uurimise tulemused aastatest 1962—1966.

# ESTONIAN VARVED CLAYS

E. PIRRUS

*Summary*

Among the Quaternary deposits covering the territory of Estonia, an important place is occupied by varved clays which were formed in glacial lakes and are distributed over wide areas in West and Northeast Estonia, on the fore-glint plain on the south shore of the Gulf of Finland and to a lesser extent in South Estonia (fig. 1). The major part of the varved clays were formed in the course of the recession of the last (Valdai) glaciation, in ice-dam lakes that existed at different times during that period. The metachronical character of those varved clays is revealed by the considerable difference in the height of the deposits in different parts af the territory of Estonia, ranging from 0 to 174 m above sea level. The thickness of the clay deposits and their relation with other types of deposits are varying in different parts of the territory of Estonia. In South Estonia, where those deposits occur both in ancient valleys and on elevations as well as on the roofs of hill-domes, their thickness in inconsiderable (2—5 m), and the area of distribution limited. In the western part of Estonia, the horizontal dimensions of the clay deposits attain several tens of kilometres, and their thickness is in single cases up to 15—20 metres. In the northeastern regions and on the fore-glint plain the distribution area of clay deposits is much smaller than in the western part of the country. The prevalent part of those deposits are distributed immediately above the moraine of the last glaciation, and in the southern regions — also on glacifluvial deposits. In single cases, intermorainic varved clay deposits have also been stated, which were formed during the intervals between the stadial or oscillatory intrusions of the margin of the ice. Varved clays of an older origin than the Valdai glaciation, lying under several moraine horizons, have been discovered up to the present time on Prangli island only (in the western part of the Gulf of Finland) and in a number of borings in South Estonia (figs 33, 34).

The varved clays are of very different structures. Being formed in the conditions of the recession of the ice margin, the thickness of the varves decreases regularly towards the upper horizons (figs 2, 3). The varves formed in the proximal part of the basin are usually overlain by layers deposited in the central part of the lakes, and these layers, in turn, are covered by those of the distal zones. The distribution of the latter is, however, rather limited, and the succession of the varved clays usually ends with unlayered shallow-water clays, which mostly lie over the varves deposited in the central part of the basins. Within the limits of the groups of varved clays mentioned above one may distinguish several sub-types that reflect the different conditions of sedimentation in various parts of the basins (fig. 4).

In the interior structure of the varves one may often observe fine day-rhythms in the summer layers (pl. III) which, in Estonian clays, have been usually formed at a distance of 1—6 km from the ice margin (Пиррус, 1965б). In the summer layers one may also state well-sorted silt layers, the upper surface of which is covered with ripple marks (pl. IV) and unsorted layers of coarse-grained materials in the varves of the proximal part of the basin (pl. III). The regular occurrence of those unsorted layers in the upper part of the summer layers, immediately under the winter layers, points to the considerable intensification of the eolian action in the basins during the autumn periods.

Of the secondary faults in the lamination of the varved clays, different syngenetic deformations prevail, which have been called forth by swimming ice-floes, and to a smaller extent also by the pressure of the continental ice or by under-water slides (fig. 5; pl. V, VI). One may also observe an erosion and resedimentation of varved clays into unlayered clay, in the granulometric composition of which a regularity is revealed, analogous with that of the yearly varves: a decrease in the average grain size towards the upper part of the layer (fig. 6). The later deformations in the structure of the varved clays are connected with the uppermost layers only, and they have been caused by the drying up of the clays, freezing or soil-forming processes, or sliding phenomena on the slopes of the relief (pl. VII, VIII).

A characteristic feature of the granulometric composition of the varved clays is the small amount of coarse grains ($>$ 0.05 mm), which differentiates them from the unlayered clays of glacial lakes (fig. 7). The composition of varves varies within wide limits (tab. 1), mostly getting finer-grained in the direction of the upper layers of the profiles. A noticeable difference is also present in the granulometric composition of the clays deposited in different regions, it is revealed both in the summer and winter layers (fig. 8). The finest grain and the richest clay content dominate in the varved clays of the western regions of Estonia, whereas the coarsest grain is represented in the clays of the fore-glint areas and in the elevations of South Estonia.

The shape of the clastic particles of varved clays depends on their diameter and on their mineralogical composition. In the silt fraction, angular, isometric and subangular grains prevail (fig. 9), whereas the significance of tabloid and aggregate grains increases towards the finer fractions. According to electron-microscopic data, in the fraction $<$ 0,001 mm, isometric platelets of mostly clear outlines and with irregular or pseudo-hexagonal shapes predominate. In the thin sections of winter layers a fine-pelitic texture may be observed, whereas in the summer layers one may notice a coarse-pelitic or even an silt-pelitic texture (pl. IX, X). In the winter layers, the clay particles are of a uniform optic orientation (parallel to lamination), whereas in summer layers and poorly differentiated layers of clays the orientation is unclear or altogether missing.

In the mineralogical composition of the sand and silt fraction, quartz, feldspars, carbonates and micas (90—95%) prevail, the relations of their amounts considerably varying from fraction to fraction (fig. 10). Within the limits of one and the same section the mineralogical composition is rather stable, the greatest fluctuations being revealed in the calcite and dolomitic components of outcropping carbonaceous bedrocks (fig. 11). Considerable differences are, however to be observed in the composition of the light fractions of clays in different parts of Estonia (tab. 2, 3, 4). Thus the North-Estonian clays are richer in feldspars and often contain glauconite. In the clay deposits of West and South Estonia, calcite and

dolomite occur in an increasing degree, the latter gaining in significance towards the south.

Judging by the state of preservation and by the morphological peculiarities of the minerals, allothigenic minerals prevail in the sand and silt fractions. Authigenic particles in form of concretions of carbonates, iron oxides and iron sulphides or various other products of alteration occur but in the uppermost parts of the varved clay profiles that are affected by processes of soil formation. The carbonaceous minerals in varved clays are of an allothigenic character as well, which circumstance is clearly revealed in the traces of rounding on the rhombohedres of dolomite and in the irregular shape of calcite grains, which often show etch figures. A peculiar feature is the abundance of not resistant minerals and their unweathered appearance. Thus, next to pelitized feldpars there occur abundant, entirely transparent and unchanged grains. Amphiboles, pyroxenes, and other minerals also occur, generally untouched by secondary alteration. We do not meet, as a rule, any clear oxidation traces or signs of chemical decomposition in allothingenous pyrite and glauconite grains either, even in intensively reddish-brown varved clays of South Estonia. All this points to the fact that chemical processes played a very inconsiderable role in the formation of the sand-silt component of varved clays, the reasons of which were the low temperature of the environment of sedimentation, the rapidity of the accumulation and the lack of organic life in the basins.

According to optic, thermal, X-ray and chemical analyses the main components of the pelitic fractions of the varved clays are hydromicas, which form 60—75% of the fraction $<$ 0.001 (tab. 9). The hydromicas are rich in Fe (tab. 10), and belong mainly to the dioctahedral type. According to X-ray analysis one may identify in their composition some mixed-layered structures in which latticed elements of hydromicas interchange regularly with single swelling layers. There also occur hydromicas of trioctahedral type and chlorite, but to a smaller extent. Well-crystallized kaolinite (15—25 %) is a typical addition in all the deposits. Montmorillonite is to be found but on single occasions, in the amounts of 5—10%. Besides clay minerals, the fraction $<$ 0.001 mm also contains quartz, feldspars, calcite, iron hydroxide, amorphous silica, etc., but their total amount does not exceed 10% (tab. 7, 8, 9).

In the fraction 0.001—0.005 mm, the significance of clastic particles increases on account of hydromicas, whereas the amount of kaolinite remains almost unchanged (tab. 9). In the fraction 0.005—0.001 mm the prevailing clastic minerals are quartz, feldspar, carbonates etc. Hydromicas are represented by weakly hydrated specimens, and therefore they differ but slightly from the unchanged micas. According to thermal analysis (endoeffect 180—260° C), one may suppose the occurrence of vermiculite (fig. 19) in the last-mentioned fraction.

The composition of the fraction $<$ 0.001 mm is typified by a great stability all over Estonian territory (tab. 5; fig. 13—18), with the exception of optic properties (fig. 12) and interrelations of ferrous and ferric compounds (tab. 6), which show regular changes in the direction from N to S. In the coarse-pelitic fraction, the appearance of calcite southwards of the fore-glint zone is another peculiar feature (tab. 7, 9). As shown by corresponding researches (Пиррус, 1964, 1965a) the influence of the bedrocks distributed over Estonian territory is clearly revealed in those regional changes, which fact allows us to suppose that no considerable chemical-mineralogical alterations of the source material took place in the basin of deposition at the formation of the pelitic fractions of the varved clays.

According to their average chemical composition, the varved clays of Estonia resemble the clays formed in a cold climatic zone (fig. 20; tab. 11), but they differ from the latter by a higher content of calcium and magnesium, which is due to the effect of the local erosion area. The concentration of rare and dispersed elements in varved clays does not exceed their clark value in clayey rocks. The concentrations of those elements are somewhat higher in the northern parts of the republic, decreasing regularly in the direction of the Devonian outcrops. The varved clays contain but small amounts of water-soluble salts (tab. 12), which are mostly represented by carbonates and bicarbonates of alkaline-earth metals. Among the exchange--cations the bivalent-ions of Ca and Mg prevail as well, the total amount of the exchange complex remaining within the limits of 15—36 mg/Eq per 100 gr of the fraction $<$ 0.005 mm (tab. 13).

As the varved clays are predominantly composed of minerals of an allothigenic origin, their composition reflects clearly the character of the rocks occurring on the area of erosion. The regular changes in the composition of varved clays in different parts of Estonian territory are a result of the different position of parent rocks of varying types in the outcrop areas, in relation to the distribution areas of the clays. The zonal alternation of different types of parent rocks in the direction from N to S is best reflected in the composition of the gravel fraction contained in the varved clays (fig. 21). The relations between the proportions of single groups of minerals are also reflected in the regular changes from N to S of the composition of the silt fraction, as well (fig. 22—31). On the basis of the absolute amounts of the indicator minerals (feldspars, glauconite, carbonates, etc.), on may express in figures the effect of the source areas upon the formation of the silt component of the varved clays. It turns out to be approximately in proportion to the outcrop area of the different rock types. Thus, in the coarse-silt fraction, Fennoscandian material prevails, whose content decreases from N to S within the limits of 70—30 per cent. At the same time, the amount of the clastic products of Cambrian and Lower Ordovician rocks decreases from 30 to 0 per cent, whereas that of the Ordovician-Silurian carbonate rocks increases from 0 to 30 per cent, and the share of the Devonian terrigenous grows as much as from 0 to 40 per cent. The significance of the destruction products of Fennoscandian rocks in the fine silt fraction decreases to some extent, whereas the proportion of the products from other source areas stays on approximately the same level. In respect to the clay component, the influence of the source areas is hard to evaluate on account of the absence of indicator minerals — the clay component of all the parent rocks is represented by hydromicaceous clay minerals. Still, the regional changes in the optic properties and proportional relations of ferric and ferrous compounds are in accordance with the changes in the Paleozoic sedimentary rocks, which lets us assume that the influence of Fennoscandian materials upon the pelitic fraction is notably smaller than in the case of the silt fraction. Thus it is no longer the size of the corresponding areas that determines the share of the clay component in the erosion area, but first and foremost the amount of the clay minerals in the rocks outcropping within the limits of this area. From the above facts it may be presumed that the mineralogical formation of the varved clays in Estonia proceeded mainly on account of the exaration of various near-lying bedrocks, in the way of their mechanical resedimentation by the melting waters of the ice.

The hydrodynamical conditions in the glacial lakes situated within the boundaries of Estonia varied in different parts of the territory. Thus the varved clays lying on the roofs of South-Estonian elevations were main-

ly formed in shallow-water basins that were surrounded by ice on all sides. The small size of the glacial lakes, the shallow water and frequent streams in them brought about a weak differentiation between the varves and seasonal layers, a relatively coarse grain, a frequent occurrence of unlayered clay in the profiles and an incomplete orientation of the clay particles. In other areas, the varved clays were mostly deposited in deep-water conditions, but here, too, considerable differences may be noted between different regions. Thus the varved clays occurring in the South-Estonian valleys were mainly deposited in lakes of an oblong shape, which were sometimes forking, and in which streams often developed in one direction. Owing to the latter, the clays show ripple marks, traces of subaqueous erosion, lenses of unlayered clay, etc. Owing to the flow of source material in one direction, those clays also show well-developed day-rhythms. The varved clays distributed in the plains of Estonia, however, were mostly formed in basins of large horizontal dimensions, which accounts for the great dispersion of the transported material. The great depth of the basins prevented here a formation of ripple marks and syngenetic structure faults, whereas the alimentation over a wide area prevented a development of day-rhythms. The clay deposits of Northeast Estonia were formed in the intermediate conditions between the two types of basins mentioned above, and this is reflected in the peculiarities of the structure and texture of those deposits. The varved clays of the fore-glint zone were formed in a rather turbulent environment which was caused by frequent streams developing on the abrupt slopes of the relief (glint, slopes of valleys). This is reflected in the relative coarseness (fig. 8) of the clays, in the great variability of the structure, in frequent oblique lamination of the summer layers, ripple marks, horizons of unlayered clay, etc.

The hydrochemical conditions in the ice-dam lakes were comparatively uniform. The composition of the exchange-complex points clearly to a fresh-water regime, and the wide distribution of iron hydroxides to the high Eh, whereas the traces of dissolution on calcite grains reflect the considerable aggressiveness of the water upon carbonate grains. The high speed of accumulation did not allow the above-mentioned factors to exert any notable influence upon the source material, and therefore it became possible even for very unstable materials to get into the clays in an almost entirely unchanged form (pyrite, glauconite, calcite, etc.). On the basis of a count of the day-rhythms, it may be supposed that the intense transportation of the material into the sedimentary basin lasted, in the case of the majority of the varved clay deposits, for 2—3 months a year, only.

The post-sedimentational changes in the varved clays are inconsiderable owing to the geological youth of the deposits (less than 15.000 years). The mechanical compaction proceeded intensively on elevated areas only (in South Estonia), where the outflow of water from the pores in clay was furthered by natural drainage. In the varved clays in the lower areas of West Estonia, however, porosity attains 60—70 per cent, which points to a very low degree of consolidation in those clays. The mineralogical changes in the source material are connected with the uppermost layers of the clay profiles, where they have, as a rule, been caused by the abrupt changes of the environmental conditions as a result of soil-forming processes. Thus, we may state here a formation of carbonate concretions (tab. 14, pl. XI), a recession and migration of iron hydroxides (tab. 15, fig. 32, pl. XII), and, under very favourable conditions only, gleying and alteration of silicate minerals. The last-mentioned processes take place in a selective manner, involving the minerals that had been affected by secondary processes already before the sedimentation. The limitation of the

changes to the uppermost parts of the profiles only is explained by the complications of the penetration of the solutions and active gases in the direction perpendicular to the lamination of the varved clays.

There are no considerable differences between the varved clays of the Valdai glaciation and the much more ancient varved clays that were formed during the recession of the Oka and Dnieper glaciations, which may be found in single South-Estonian sections (fig. 33, 34). In their silt fractions a somewhat higher content of feldspars may be observed and a greater predomination of dolomite in relation to calcite (tab. 16, 17). In the clay fraction, the resemblance of the optic properties to those of the clays of the Valdai glaciation is greater in the northern areas (tab. 18; fig. 12); the earlier clays show a somewhat higher $Al_2O_3$ content in comparison with the Valdai ones (tab. 19,5). According to the data obtained by thermal analysis, the composition of the fraction $<$ 0.001 mm does not show any particular differences (fig. 35). The above-mentioned differences in the character of the earlier and later clays are not so much a result of a longer duration of the post-sedimentational processes, but rather a result of different degrees of exaration during the different glaciations. At earlier glaciations, the source materials of the varved clays were obviously the identical parent rocks, which fact becomes evident in the complete analogy of the qualitative composition of different-aged ice-dam lake clays.

The importance of varved clays as an industrial raw material is quite considerable. Though they are now used in a lesser degree for the production of building materials, their wide distribution and favourable mining conditions call for new possibilities of application. It seems that the production of ceramsite on the basis of varved clays might turn out a prospective enough branch of industry as well as the application of varved clays as a sorbent in the refinement of various industrial materials. The indices of ceramic properties of varved clays are rather low, depending on their granulometric composition and the carbonate content. Owing to the regularity of the latter, it is possible to define the quality of the varved clays with sufficient accuracy without any laboratory analysis (Пиррус, 1963). An improvement of the ceramic properties of the varved clays is practically impossible on account of their hydromicaceous composition and the dispersal of iron hydroxides.

The varved clays play an important role in construction geology: as a weak base for constructions, they cause a considerable sinking of buildings and call forth landslides on abrupt slopes (pl. XIII). The geotechnical properties of the varved clays have been rather thoroughly studied up to date (Dashko, Vilo, 1964; Олли, Мартин, 1961; Vilo, 1962, 1965; Вило, 1965).

The varved clays have not been much used for geochronological purposes (Sauramo, 1925; Ряхни, 1963) because of their poor outcropping and the high degree of natural moisture. It is, however, necessary to intensify the geochronological studies of the clays, and those of West Estonia in particular, where they are distributed over a wide area and may enable us to estimate with a greater precision the duration of the stillstands of the ice margin that have taken place in those localities and to elucidate some other questions connected with the late glacial paleogeography.

## ОГЛАВЛЕНИЕ


Введение . . . . . 3
Обзор предшествующих исследований . . . . . 5
Закономерности распространения и условия залегания ленточных глин . . . . 8
Текстуры глин . . . . . 13
1. Сезонная слоистость . . . . . —
2. Внутрисезонная слоистость . . . . . 25
3. Текстуры нарушения первичной слоистости . . . . . 26
Структуры глин . . . . . 33
1. Гранулометрический состав . . . . . —
2. Морфология породообразующих частиц . . . . . 40
3. Структуры глин на основе изучения шлифов . . . . . 42
Минералогия песчаных и алевритовых фракций . . . . . 44
Минералогия пелитовых фракций . . . . . 62
1. Результаты оптического изучения . . . . . —
2. Результаты термического анализа . . . . . 64
3. Результаты рентгеноструктурного анализа . . . . . 71
4. Результаты химического изучения . . . . . 74
5. Обобщение результатов, полученных различными методами анализа . . . 79
Химическая характеристика ленточных глин . . . . . 84
1. Химический состав . . . . . —
2. Содержание редких и рассеянных элементов . . . . . 87
3. Обменная способность и состав поглощенного комплекса глин . . . . . 88
Условия образования ленточных глин Эстонии . . . . . 92
1. Основные черты формирования вещественного состава ленточных глин . . —
2. Условия седиментации . . . . . 104
Постседиментационные изменения в ленточных глинах . . . . . 111
О ленточных глинах довалдайского возраста . . . . . 118
Практическое значение ленточных глин Эстонии . . . . . 125
1. Ленточные глины как сырье . . . . . —
2. Значение ленточных глин в земледелии и инженерной геологии . . . . 127
3. Возможности использования ленточных глин в геохронологических исследованиях . . . . . 129
Литература . . . . . 133
Eesti viirsavid. *Resümee* . . . . . 137
Estonian varved clays. *Summary* . . . . . 138



Энн Аугустович Пиррус. ЛЕНТОЧНЫЕ ГЛИНЫ ЭСТОНИИ. На русском языке. Издательство «Валгус». Таллин, Пярнуское шоссе, 10. Редактор А. Скворцова. Художественный редактор А. Сяде. Технический редактор Л. Крикманн. Корректор Н. Круглова. Сдано в набор 19 I 1968. Подписано к печати 12 VII 1968. Бумага 70 × 108/16. Типографская бумага № 1 — Бумажная ф-ка Стайцеле, Лат. ССР. Печатных листов 9 + вклейки. Условно-издательских листов 13,74. Учётно-издательских листов 12,48. МВ-06047. Тираж 600. Заказ № 619. Типография им. Ханса Хейдеманна, Тарту, Юликооли, 17/19. II.

Цена руб. 1.30.

Руб. 1.30

## Исправление

Таблицы XI и XII, помещенные между стр. 40 и 41, должны находиться между стр. 112 и 113.

Tell. nr. 619

Руб. 1.30

Э. ПИРРУС

Институт геологии Академии наук Эстонской ССР

# ЛЕНТОЧНЫЕ ГЛИНЫ ЭСТОНИИ