

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
Лаборатория осадочных полезных ископаемых
(ЛОПИ)

ФОСФАТОНОСНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ОРДОВИКА ПРИБАЛТИКИ



МОСКВА "НЕДРА" 1979

Фосфатоносные отложения ордовика Прибалтики. М., "Недра", 1979. 130 с. (М-во геологии СССР. Лаб. осадоч. полезн. ископаемых).

В работе освещены вопросы геологии, литологии и геохимии фосфатоносных отложений ордовика северо-западной части Русской платформы. Дана промышленная оценка фосфоритовых руд и указаны направления дальнейших поисково-разведочных работ, иллюстрируемые картой прогнозов.

Монография представляет интерес для специалистов, работающих в области осадочных полезных ископаемых, и студентов геологических учебных заведений.

Табл. 7, ил. 32, список лит. 49 назв.

Научные редакторы А. А. Арсеньев, Л. И. Горбунова

Введение

В работе изложены результаты исследований фосфатоносных отложений пакерортского горизонта нижнего ордовика, распространенных на территории Эстонии и Ленинградской области (рис. 1). Кроме собственных исследований авторов, произведено обобщение геологических материалов, по этому вопросу накопленных в литературе за последние годы.

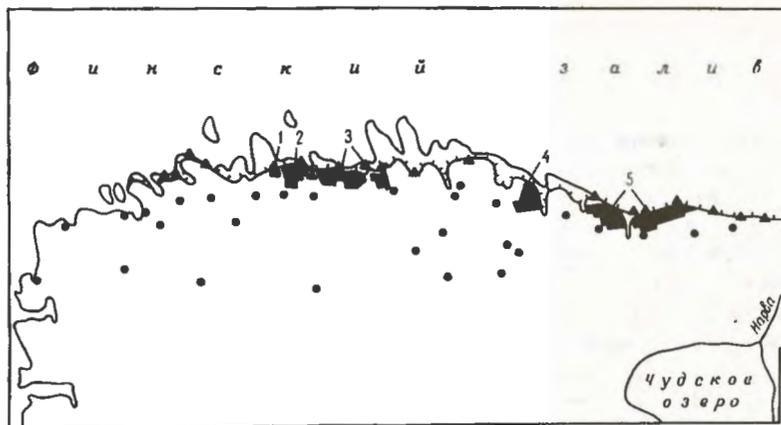
Тема была поставлена Лабораторией осадочных полезных ископаемых (ЛОПИ) и проводилась совместно с Управлением геологии СМ ЭССР и Северо-Западным территориальным геологическим управлением (СЗТУ) Министерства геологии СССР, а также в содружестве с Государственным научно-исследовательским институтом горно-химического сырья (ГИГХС) Министерства химической промышленности СССР. Научное руководство работой осуществлялось ЛОПИ (руководитель и ответственный исполнитель темы Л. И. Горбунова).

От Управления геологии Совета Министров Эстонской ССР (УГ СМ ЭССР) в работе участвовали Х. Н. Хейнсалу и Э. К. Кивимяги от Северо-Западного территориального геологического управления — В. С. Ванчутов и А. М. Шатровская. Некоторая часть работы выполнена сотрудниками: ВСЕГЕИ — Я. Я. Малдре и НИИГИПРОХИМ — Л. Н. Куляминим. Кроме того, результаты исследований Л. И. Горбуновой, В. С. Ванчугова и Х. Н. Хейсалу были использованы в большинстве разделов работы. Полевые и лабораторные исследования произведены по единой программе и единой методике.

Актуальность работы определяется тем, что фосфатоносные отложения Прибалтики являются одной из основных баз туковой промышленности Северо-Запада европейской части СССР. Здесь имеются крупные месторождения фосфоритовых руд ракушечникового типа: Маарду, Тоолсе и Кингисепшское. На сырье этих месторождений работают горнохимические предприятия — комбинаты "Маарду" и "Фосфорит". Последний производит около 16% всех минеральных удобрений северо-западной территории европейской части СССР.

На территории Эстонии до конца 60-х годов нашего столетия изучались лишь районы, где фосфатоносные отложения выходят на поверхность и залегают неглубоко (Мююрисепш, 1960; Лоог, 1962, 1964, 1968; Мянниль, 1963, 1966; Лоог, Кивимяги, 1970; Кальо, Кивимяги, 1970 и др.). В этот период исследовались месторождения Маарду, Азери, Сака, Тситре-Валкла и др. С 1969 г. Управлением геологии Эстонии проводится интенсивное изучение районов с глубоким залеганием отложений до 200 м и более. В результате предварительных геологоразведочных работ была прогнозная оценка фосфоритоносности нижнеордовикских отложений Эстонии (Мустыги, 1970; Кивимяги, Тээдумяэ, 1971), на основе которых проводились дальнейшие геологоразведочные работы.

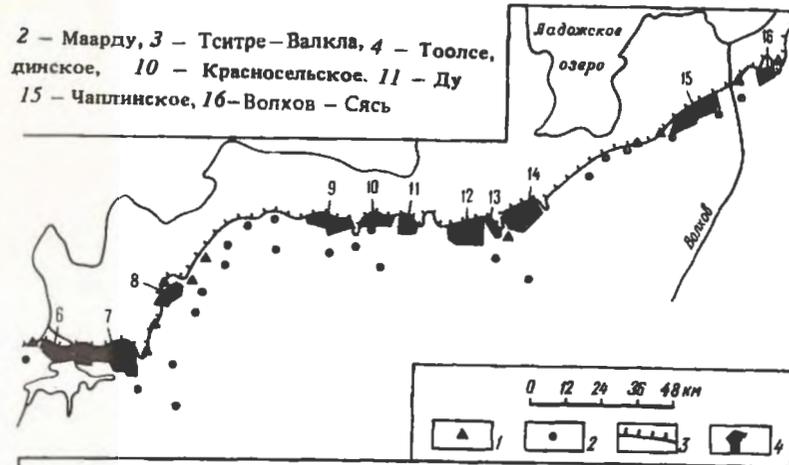
Рис. 1. Обзорная карта фосфатоносных отложений Прибалтики:
 1 – обнажения; 2 – скважины; 3 – глинт; 4 – месторождения: 1 – Иру,
 5 – Азери, 6 – Нарва, 7 – Кингисепское, 8 – Котловское, 9 – Глядергофс-
 кое, 12 – Федоровское, 13 – Поповка, 14 – Ульяновское



На территории Ленинградской области изучение фосфатоносных отложений в качестве сырья для производства минеральных удобрений было начато в конце 40-х годов текущего столетия Государственным научно-исследовательским институтом горно-химического сырья и продолжается в настоящее время (Курман, 1955; Гиммельфарб, 1965; Смирнов, 1972; Тушина, Наливкина, 1974; Геология. . ., 1974 и др.). ГИГХС изучает технологию обогащения на комбинате "Фосфорит" фосфоритовой руды Кингисепского месторождения и месторождения Тоолсе.

Начиная с 1955 г. по настоящее время поисково-разведочные работы на фосфоритовые руды проводит Северо-Западное территориальное геологическое управление. Позднее в результате разведочных работ на Кингисепском месторождении и поисковых работ к востоку от него был получен обширный материал, позволивший полнее осветить вопросы качества и распространения фосфатоносной толщи. Эту работу проводили А. М. Шатровская, В. С. Ванчугов и др. (1975 г.). Геология Кингисепского месторождения и его руды изучаются также геологами комбината "Фосфорит" (Загураев, Медведев, Яковлева, 1968; Загураев, Медведев, 1968). Геологические материалы по этой территории до первой половины 60-х годов нашего столетия обобщены в работе К. К. Хазановича (1969).

В результате всесторонних исследований авторами составлена карта прогнозов на фосфоритовые руды Прибалтики, где показано распределение фосфорного ангидрида и мощностей в фосфатоносных отложениях, даны рекомендации дальнейших научно-исследовательских и геологоразведочных работ.



Авторы считают своим приятным долгом поблагодарить за оказанную помощь в работе начальника УГ СМ ЭССР А. А. Кивита, начальника производственного отдела СЗТГУ И. С. Афанасьева, директора ЛОПИ В. К. Чайковского, главного геолога комбината "Фосфорит" В. Г. Загураева и геолога И. Д. Кривченко. За детальный просмотр монографии и сделанные в связи с этим замечания авторы благодарят старшего научного сотрудника Института геологии Академии наук ЭССР Э. А. Пирруса.

I. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

1. Стратиграфия

Геологический разрез рассматриваемого района сложен осадочными породами верхнего протерозоя, кембрия, ордовика, силура, девона и плейстоцена, залегающими на архейских кристаллических породах. Суммарная мощность осадочного чехла изменяется от 100 м на северо-западе до 250 м на юге территории, причем большая ее часть приходится на верхнепротерозойские и кембрийские отложения. Стратификация разреза проводится в соответствии со схемой, утвержденной Межведомственным стратиграфическим комитетом в 1963 г., с учетом изменений, предложенных геологами Эстонской ССР.

Верхний протерозой представлен гдовским и котловинским горизонтами, мощность которых изменяется соответственно от 30 до 100 м и от 80 до 160 м. В составе указанных горизонтов преобладают пески, песчаники и алевролиты.

Кембрийские отложения подразделяются на ломоносовскую, лонтоваскую, пиритаскую свиты и тискреский горизонт. Суммарная их мощность 100 – 150 м. Большая часть кембрийской толщи принадлежит нижнему отделу и сложена пестроокрашенными глинами, алевролитами и алевролитами с подчиненными прослоями песков и песчаников. Они развиты на всей рассматриваемой территории, причем севернее глинта нижнекембрийские отложения залегают непосредственно под четвертичными осадками. Среднекембрийские образования, выделяемые условно, относятся к тискрескому горизонту, который сложен кварцевыми мелкозернистыми песчаниками с прослоями алевролитов и глин. Эти породы залегают непосредственно под фосфатоносными алевроито-песчаными породами пакерортского горизонта нижнего ордовика.

Ордовикская система представлена всеми тремя отделами. Нижний отдел подразделяется на два яруса: тремадокский и ареннигский. Первый из них представлен пакерортским горизонтом; в составе второго выделяются лэттеский, волховский и кундаский горизонты. Вдоль Балтийско-Ладожского глинта указанные отложения выходят непосредственно под четвертичные осадки, часто образуя естественные обнажения.

Пакерортский горизонт в нижней своей части является фосфатоносным. Он сложен главным образом кварцевыми песками, содержащими первичнофосфатные створки беззамковых брахиопод семейства *Obolidae*. В настоящее время отсутствует единая стратиграфическая схема пакерортского горизонта. Отдельные вопросы стратиграфии, веществ-

венного состава и генезиса фосфатоносных отложений Эстонии и Ленинградской области освещены в работах А. Эпика (1929 г.), Л. Б. Рухина (1939), К. К. Мююрисеппа (1960), Т. Н. Алеховой (1960), А. Р. Лоога (1964), К. К. Хазановича (1971 г.) и других исследователей (табл. 1).

Таблица 1

Стратиграфо-литологическое расчленение пакерортского горизонта нижнего ордовика

Эстония		Ленинградская область	
Пачки по К. К. Мююрисеппу (1960)	Пачки по А. Р. Лоогу (1964)	Свиты по А. Б. Рухину (1939, 1947)	Подгоризонты по К. К. Хазановичу (1969)
Варангуская (Р. М. Мянниль, 1958 г.)			
Тюрисалуская	Тюрисалуская	• Диктонеомовые сланцы (А. Эпик, 1929 г.)	Тюрисалуский
	Орасояская		
	Суурыйеская	Тосненская	Тосненский
Маардуская	Маардуская		Ладожский
Кембрий	Кембрий	Ладожская Саблинская	Кембрий

В данной работе приводится описание литолого-стратиграфических пачек и подгоризонтов, наиболее часто выделяемых на рассматриваемой территории (рис. 2). Эти пачки отличаются по текстурным и литологическим признакам слагающих их пород, хотя в различных пунктах они по-видимому, не всегда синхронны.

Юльгезская пачка сложена алевролитами, желтовато-серыми, кварцевыми, песчанистыми, горизонтальнослоистыми, содержащими мелкий рассеянный детрит створок брахиопод. Стратотипом пачки является разрез обнажений вблизи рудника Юльгазе в Эстонии. Полная ее мощность здесь 6,5 м. На всей рассматриваемой территории нижняя граница пачки иногда четко устанавливается по появлению гальки песчаников; верхняя граница имеет следы размыва. Иногда верхняя часть разреза сложена песчаниками мелкозернистыми, алевролитистыми, косослоистой текстуры. Вблизи нижней границы пачки нередки прослои зеленовато-серой глины мощностью до 0,2 м.

Система	Отдел	Ярус	Горизонт	Пачка, или подгоризонт	Мощность, м	Геологический разрез	Литологическая характеристика
Нембрыйская	Ордовикская	Нижняя	Тремандонский	Таллинский	10 - 20		Известняк
				Таллинский	05 - 12,5		Известняк доломитизированный
				Таллинский	05 - 14,0		Известняк доломитизированный
				Таллинский	01 - 4,0		Кварц-эпидиоровый слабоцементированный песчаник и алевролит
				Таллинский	02-3,5		Глина алевролитовая, очень плотная
				Таллинский	01 - 7,0		Аргиллит темно-коричневый (динтионемовый сланец)
				Таллинский	03 - 8,0		Кварцевый косослоистый песчаник с детритом брахиопод
				Таллинский	05 - 21,5		Кварцевый песчаник и алевролит с детритом брахиопод и прослойками аргиллитов; на нижней границе брахиоподовый ракушечник
				Таллинский	35 - 6,5		Кварцевый алевролит с редкими створками и детритом брахиопод
				Таллинский			

Рис. 2. Сводная колонка ордовикских отложений Северной Прибалтики

Маардусская пачка развита почти повсеместно, средняя мощность ее обычно 2—5 м, изредка 15 м. Основным компонентом пачки являются пески, местами в разной степени цементированные песчаники. Породы обычно алевролитистые, преимущественно кварцевые. косо- и горизонтально-слоистые, иногда содержат тонкие прослои песчаных алевролитов

а также темно-серых сланцевидных аргиллитов и зеленовато-серых глин. Стратотипом пачки является разрез, вскрытый карьером вблизи пос. Маарду; здесь полная ее мощность 2,2 м. Нижняя граница пачки проводится по подошве мелкозернистых песчаников или нижнего брахиоподового "конгломерата", состоящего из скопления створок брахиопод. Иногда здесь присутствует базальный горизонт с галькой и валунами песчаника. Верхняя граница часто маркируется поверхностью размыва.

Суурыйеская пачка выделяется в основном на северо-западе территории, где она представлена кварцевыми среднезернистыми и разномзернистыми песками, имеющими косослоистую текстуру. В составе песков и песчаников содержится значительное количество фосфатных створок брахиопод. Мощность пачки достигает 8 м. Стратотип известен в обнажении на берегу р. Суурыйги у с. Вихула, где неполная ее мощность 6 м. Границы пачки почти всегда устанавливаются отчетливо.

Тюрисалуская пачка сложена преимущественно темно-серыми и темно-коричневыми аргиллитами. Стратотипом пачки является разрез обнажения вблизи с. Тюрисалу в Эстонии, где мощность пород 4,7 м. Нижняя граница пачки в большинстве случаев резкая благодаря изменению в составе пород; однако местами наблюдается постепенный переход от песков к аргиллиту в виде переслаивания их между собой. Верхняя граница повсеместно четкая, так как аргиллиты резко сменяются глауконитовыми отложениями. Тюрисалуская пачка развита на севере территории, местами она размывта. Мощность аргиллитов уменьшается в направлении с запада на восток и с севера на юг от 7 до 0,1 м. В составе пород часто встречаются конкреции сульфидов железа.

Для восточной части рассматриваемой территории характерно сокращение мощности пакерортского горизонта за счет отсутствия нижней пачки, частичного размыва верхней пачки, а возможно, и за счет менее интенсивного накопления осадков в этой части раннеордовикского бассейна. Площадь их распространения также сокращается.

Результаты поисковых работ на западе Ленинградской области, проведенных Северо-Западным геологическим управлением в 1970—1971 гг., свидетельствуют об отсутствии фосфатоносной толщи южнее линии г. Сланцы — пос. Сиверский — г. Кириши. Западнее г. Сланцы, в Эстонии, эти отложения также либо отсутствуют, либо залегают фрагментарно.

Как отмечалось выше, на территории Ленинградской области пакерортский горизонт подразделяется на ладожский, тосненский и тюрисалуский подгоризонты, которые соответствуют маардуской, суурыйеской и тюрисалуской пачкам, выделенным в Эстонии. Юльгазская пачка здесь, по-видимому, отсутствует.

Ладожский подгоризонт развит на востоке территории почти повсеместно. Мощность его обычно 1—2 м, в районе, г. Гатчины и в бассейне р. Волхова увеличивается до 4—5 м. Границы подгоризонта обычно четко фиксируются по следам размыва, однако в ряде случаев породы подгоризонта не имеют заметного отличия от ниже- и вышележащих пород. Иногда на границе с тискрескими песчаниками включаются прослои галечника, пред-

ставленного фосфатизированными песчаниками. Вблизи западной границы Ленинградской области ладожский подгоризонт сложен мелкозернистыми кварцевыми песками, имеющими пологослоистую текстуру. В направлении на юг и северо-восток пески сменяются песчанистыми алевритми, среди которых нередки маломощные прослои алевритистых глин. Детрит створок брахиопод обычно очень мелкий, содержание его не превышает 10–12%. Исключение составляют спорадически развитые прослои мелкозернистых песков и песчаников, в которых содержание фосфатного материала достигает 15–20%.

Тосненский подгоризонт имеет невыдержанное площадное распространение и весьма изменчивую мощность от 0,1 до 2 м. Он четко выделяется в разрезе благодаря преобладанию в составе косослоистых среднезернистых песков с обильным брахиоподовым детритом. Наиболее полный разрез подгоризонта зафиксирован в междуречье Луги и Нарвы, в разне г. Красное Село, в бассейне р. Тосны. Эта часть пакерортского горизонта иногда имеет двучленное строение. Нижняя часть сложена среднезернистыми песками, верхняя — мелкозернистыми песками с примесью крупнозернистого материала. Обычно верхняя часть его характеризуется наличием косой разнонаправленной слоистости, обилием створок брахиопод хорошей сохранности. Здесь нередки линзы и прослои брахиоподозго "конгломерата" мощностью до 0,1 м. Часть песков сцементирована силикатами железа и доломитом.

Тюрисалуский подгоризонт представлен темно-серыми сланцевидными аргиллитами (диктионемовые сланцы). Мощность его обычно 0,5 — м, в восточной части Ленинградской области достигает 5–7 м. На некоторых участках территории он отсутствует, например на большей части Кингисеппского месторождения и к востоку от него до с. Котлы. Нижняя граница сланцевидных аргиллитов неровная, так как они залегают на размытой поверхности оболочных песков.

Геологический разрез отложений, залегающих выше пакерортского горизонта, характеризуется преимущественным развитием карбонатных пород ордовика, которые в приглинтовой полосе залегают непосредственно под четвертичными осадками, а на юге и юго-западе рассматриваемого района частично перекрываются карбонатными породами силура и терригенными образованиями девона.

*Лээтсеский (Латорпский)** горизонт представляет собой исключение из общего характера ордовикских отложений. Он сложен зелеными глауконитовыми песками, песчаниками и глинами суммарной мощностью 0,1 — 0,7 м. Глауконитовые породы развиты на всей рассматриваемой территории и залегают либо на размытой поверхности сланцевидных аргиллитов, либо непосредственно на оболочных песках. В нижней части горизонта нередко наблюдаются прослои и гнезда подстилающих пород и конкреции фосфатно-карбонатных песчаников. В верхней части наблюдается постепенный переход глауконитовых песков в известняки.

* Латорпский горизонт выделяется эстонскими стратиграфами.

Волховский и Кундаский горизонты сложены серыми известняками доломитами, содержащими в нижней части разреза значительное количество глауконита. Среди карбонатных пород обычно присутствуют тонкие прослои пестроокрашенных карбонатных глин. Мощность горизонтов 5–17 м.

Средний отдел ордовикской системы включает два надгоризонта: пуртеский и иевский. В состав первого, нижнего надгоризонта, входят таллинский, кукерский горизонты, итферские и шундоровские слои; верхний надгоризонт объединяет хривицкий и кегельский горизонты. Суммарная мощность среднего ордовика составляет 100 — 150 м.

Таллинский горизонт, включающий на территории Эстонии азерискую, ласнамягискую и ухакусскую свиты, и кукерский (кукрузеский) горизонт представлены толщей серых глинистых известняков и доломитов с тонкими прослоями глин, мергелей и промышленными прослоями горючих сланцев. Мощность толщи достигает 60 м, причем в приглинтовой полосе верхняя ее часть размыта.

Итферские слои (в Эстонии идавереский горизонт) по литологическим особенностям сходны с подстилающими отложениями, но отличаются менее интенсивной доломитизацией пород и меньшим развитием горючих сланцев: их мощность 18–22 м.

Шундоровские слои, или йыхвиский горизонт в Эстонии сложены доломитизированными глинистыми известняками мощностью от 10 до 20 м.

Хривицкий, или кейлаский горизонт представлен также глинистыми доломитизированными известняками, содержащими прослои горючих сланцев. Мощность горизонта изменяется от 10 до 20 м.

Кегельский горизонт, называемый в Эстонии вазалеммаским, завершает разрез среднего ордовика. Он сложен преимущественно серыми глинистыми доломитами мощностью около 15 м.

Верхнеордовикские отложения развиты главным образом на юге рассматриваемой территории под силурийскими и девонскими породами. Суммарная мощность верхнего ордовика — от 20 до 50 м. В его составе выделяются два горизонта: везенбергский и набалаский.

Силурийские отложения развиты только на территории Эстонии, причем в центральной ее части они залегают под четвертичными осадками, а на юге перекрываются девонем.

Девонские отложения перекрывают породы ордовика и силура с четким стратиграфическим несогласием. В пределах развития фосфатоносных отложений девон представлен живетским ярусом среднего отдела, лишь южнее и восточнее рассматриваемого района в его разрезе появляются породы позднедевонского возраста. К среднему девону относятся наровский и старооскольский горизонты, суммарной мощностью до 40 м, которые сложены пестроокрашенными мергелями, глинами, песками, песчаниками и алевролитами.

Четвертичные отложения повсеместно перекрывают палеозойские образования. Мощность их обычно 5-15 м. Они относятся к верхнему и современному отделам плейстоцена. Верхнечетвертичные осадки представлены мореной валдайского оледенения, а также озерно-ледниковыми песками и глинами. Современные отложения развиты в долинах рек и в пределах болотных массивов. Среди них преобладают торфа, пески и глины мощностью до 7 м.

2. Тектоника

Рассматриваемый район находится на северо-западном крыле Московской синеклизы, в непосредственной близости от Балтийского щита. Основные черты его тектоники определяются структурой кристаллического фундамента, поверхность которого залегает на глубине от 100 до 500 м, погружаясь в направлении на юго-восток. Несомненно, что склон Балтийского щита осложнен дизъюнктивными нарушениями, основные из которых, по-видимому, нашли свое отражение в структуре осадочного чехла. Об этом свидетельствуют следующие признаки.

Во-первых, наличие региональных геоморфологических форм, проявившихся неоднократно на протяжении геологической истории. К ним прежде всего следует отнести Балтийско-Ладожский глинт, по-видимому обязанный своим существованием глубинному разлому в фундаменте, по которому происходили вертикальные смещения территории. Можно предполагать, что в раннем ордовике к этой зоне была приурочена береговая линия морского бассейна, что подтверждается наличием здесь прибрежных фаций пакерортских отложений. К более мелким, но также унаследованным геоморфологическим формам можно отнести долины рек Шлюссы, Луги, Нарвы, о чем свидетельствует совпадение форм современного и до четвертичного рельефа со структурным планом раннего ордовика.

Во-вторых, наличие пологих куполовидных и валообразных структур в осадочном чехле, фиксирующихся выпадением из разреза одного или резким увеличением другого горизонта.

Структурный план второго этажа платформы — осадочного чехла представляется довольно сложным. На фоне моноклиналиного залегания пород северо-западного крыла синеклизы, полого погружающегося на юго-юго-восток, выделяются многочисленные синклиналильные и антиклиналильные складки, свидетельствующие о различной тектонической активности отдельных участков рассматриваемой территории. Антиклиналильные структуры фиксируются отсутствием в разрезе пакерортского горизонта. Разделяющие их синклиналильные складки пространственно совпадают с участками наибольшей мощности фосфатноносных отложений. Наиболее значительными по площади являются куполовидные структуры в районе г. Гатчины, д. Пружицы, в верховьях р. Мги.

На рассматриваемой территории широко развиты мелкие дислокации. Судя по приуроченности их только к верхней части осадочной толщи, а также по преимущественному положению в приглинтовой полосе, эти нарушения имеют экзогенное происхождение и по мнению боль-

шинства исследователей, являются гляциодислокациями. Они проявляются в виде складок, разрывов, а также отторженцев палеозойских пород.

Весьма существенным результатом тектонических процессов является повышенная трещиноватость карбонатных пород, залегающих над фосфатноносными отложениями. Она способствует усиленной инфильтрации атмосферных вод, которые растворяют карбонаты кальция, магния и соединения железа, вынося их в подстилающие оболовые пески. Этот процесс приводит к усилению вторичной доломитизации полезной толщи и способствует ухудшению качества фосфоритов.

3. Условия образования фосфатноносных отложений

Фосфатноносные отложения Прибалтики залегают на неравномерно эродированной поверхности кембрия, чаще всего на песчаниках, реже на песчано-глинистых осадках или на глинах. Накопление их происходило в условиях морской трансгрессии за счет размыва подстилающих пород при незначительном привносе терригенного материала главным образом с севера, из района Балтийского щита. С юга терригенный материал поступал с горной суши, занимавшей территорию Украины.

В областях источников сноса и отложения (подводный размыв) разрушению подвергались, очевидно, преимущественно осадочные породы, претерпевшие несколько осадочных циклов. Об этом свидетельствуют хорошая окатанность и отсортированность песчаных зерен; однородный, преимущественно кварцевый состав обломочного материала, в котором практически отсутствуют неустойчивые минералы: слюды, полевые шпаты и относящиеся к неустойчивым минералам тяжелой фракции; наличие галек и валунов песчаников на контакте пакерортского горизонта с кембрием; размытая поверхность алеврито-песчаных отложений, подстилающих оболовую толщу аналогично минерального состава.

Неравномерный размыв субстрата, изменчивость мощности, гранулометрического состава и текстурно-структурных признаков нижнеордовикских фосфатно-песчаных отложений являются следствием дифференцированных движений отдельных участков территории как в пределах бассейна осадконакопления, так и в области сноса.

Размеры морского раннеордовикского бассейна можно предполагать исходя из площади развития фосфатноносных отложений, которые прослеживаются, как указано выше, за пределами изученной территории Эстонии и Ленинградской области. Условия аккумуляции в различных частях пакерортского моря были неодинаковы и зависели от рельефа дна, наличия донных течений, удаления от береговой линии. В связи с этим на обширной площади развития мелководно-морских осадков наблюдаются довольно существенные изменения литологических признаков оболовых песков, условий их залегания и степени насыщенности фосфатным материалом.

Анализ текстурно-структурных признаков пород позволяет отнести их к нескольким стадиям осадочного процесса, протекающего вблизи береговой линии в удалении от нее.

В западной части района, на территории Эстонии, история развития пакерортского моря делится на три стадии (Лоог, 1968; Лоог, Кивимяги, 1970).

Первая стадия — накопление горизонтальнослоистых алевритов с редким мелким брахиоподовым детритом. Эти отложения объединяются в юльгазескую пачку, имеющую ограниченное распространение, вследствие частичного размыва при поднятии дна бассейна.

Вторая стадия отражает дальнейшее развитие трансгрессии и характеризуется накоплением преимущественно мелкозернистых косослоистых песков, содержащих значительную примесь обломков фосфатных створок. Они образуют маардускую пачку пакерортского горизонта, являющуюся основной частью продуктивной толщи на территории Эстонии.

Третья стадия характеризуется частичным переотложением подстилающих осадков и накоплением более крупнозернистых косослоистых песков с обильным брахиоподовым детритом. Эта стадия отличается наибольшей изменчивостью гидродинамического режима бассейна аккумуляции и неравномерностью поступления в него терригенного материала. Конец этой стадии ознаменовался переходом к регрессии, отразившейся в чередовании брахиоподовых песков со сланцевидными аргиллитами.

На востоке рассматриваемого района в Ленинградской области основные черты осадконакопления были аналогичны указанным выше. Осадки, синхронные юльгазеской пачке, можно лишь предполагать в основании некоторых разрезов продуктивного горизонта. Вторая стадия здесь, как и на западе региона, была наиболее продолжительной, о чем свидетельствует повсеместное развитие и значительная мощность ладожской свиты, являющейся аналогом маардуской пачки.

Наиболее обогащенные брахиоподовым детритом осадки восточной части региона в отличие от западной аккумуляровались в течение третьей стадии развития бассейна, что, по-видимому, объясняется, во-первых, повышением в море концентрации фосфата и вследствие этого интенсивным развитием брахиопод с фосфатной раковинкой; во-вторых, интенсивным переотложением и сортировкой терригенного и детритового материала.

Характерной чертой пакерортского времени являлось периодическое изменение направления колебательных движений территории: от погружения к поднятию, следствием чего было чередование процессов аккумуляции и эрозии. Четкие следы внутрiformационного размыва фиксируются характером границ между выделенными литолого-стратиграфическими пачками или свитами — подгоризонтами. Вблизи указанных границ почти повсеместно залегают базальные слои. На значительной части территории нижние и верхние слои пакерортского горизонта полностью размывы.

В истории развития пакерортского бассейна выделяется еще одна, четвертая стадия, являющаяся регрессивным циклом осадконакопления. Этот период отмечен накоплением толщи сланцевидных аргиллитов, перекрывающих брахиоподовые пески в большинстве случаев с четким эрозионным контактом. Верхняя часть аргиллитовой толщи также размывы

та, а на отдельных участках территории, например в междуречье Луги и Нарвы, эти отложения уничтожены.

Следствием изменения палеогеографической обстановки пакерортского времени явилась фациально-литологическая зональность фосфатных отложений. В пределах изученной территории, особенно в восточной ее части, выделяются две зоны: прибрежно-морская и мелководно-морская.

Прибрежно-морская зона представляла собой узкую полосу, вытянутую в направлении, совпадающем с современной линией Балтийско-Ладожского глинта. В этой зоне аккумуляровались преимущественно разнозернистые пески с обильным брахиоподовым детритом. Эти отложения распространены в верхней части разреза в междуречье Луги и Нарвы, в районе г. Красное Село и в других пунктах. К ним приурочены наиболее крупные месторождения: Кингисеппское, Дудергофское и Красносельское.

В междуречье Луги и Нарвы выделяются разнозернистые пески с характерной разнонаправленной косой слоистостью, содержащие до 7 % крупнопесчаного материала и значительное количество брахиоподового детрита, образующего тонкие прослои и линзы ракушечника. Изучение текстурных особенностей пород позволяет сделать вывод о возможном образовании их в условиях подводной части дельты. На это указывают косая и мульдобразная слоистость; резкие горизонтальные границы между сериями слоев; наличие среди плохо отсортированных песков прослоев, однородных по гранулометрическому составу.

Мелководно-морская зона, в которой накапливались преимущественно мелкозернистые пески, располагалась в южной части рассматриваемой территории. Судя по величине гранулометрических коэффициентов, текстурным особенностям и вещественному составу пород, седиментация осадка происходила в условиях неоднородной гидродинамической среды. Здесь выделяются области донных течений и относительно глубоководные участки, где накапливались соответственно тонкослоистые и неслоистые глинистые пески, иногда переходящие в алевриты. Фосфатность отложений этой зоны незначительна, причем содержание в песках фосфатного детрита уменьшается в направлении с запада на восток и с севера на юг. Мелкозернистые пески на Кингисеппском месторождении содержат до 5-6 % фосфорного ангидрита, к востоку, в районе Дудергофского месторождения содержание в них фосфорного ангидрита редко достигает 4,5%, а в междуречье Волхов-Сясь — 3%. Глинистые пески и алевриты также не содержат повышенных концентраций фосфора.

Вопрос о поступлении фосфата в эпиконтинентальный бассейн в настоящее время однозначно не решен. Согласно гипотезе А. В. Казакова (1939) он мог поступать в прибрежную часть моря вместе с глубинными водами, но в условиях мелководного пакерортского моря трудно предполагать значительный приток океанических вод.

А. И. Смирнов (1972) указывает на возможность массового поступления иловых вод с повышенной концентрацией фосфата при донных размывах морских осадков. Высокие концентрации фосфорного ангидрида

возможны в иловых водах, отличающихся большим содержанием углекислого газа, при удалении которого происходит химическое осаждение фосфата.

Генезис биогенного фосфата створок беззамковых брахиопод в ордовикских отложениях необъясним хемогенными гипотезами. Первичнофосфатные створки строились организмами, способными ассимилировать фосфат морских и иловых вод не только из растворов, но, возможно, и из тонкодисперсной суспензии терригенного материала. Ясно, что брахиоподы могли в изобилии существовать в тех зонах моря, куда поступал фосфатный материал. Фосфатные створки могли сохраняться при минимальном количестве углекислого газа в иловых водах зоны шельфа, особенно вблизи дельт рек, выносивших обильный обломочный минеральный и органический материал. Источником фосфатного вещества служили, по всей вероятности, интрузивные содержащие фосфор породы Балтийского щита, а также породы кембрийских отложений, содержащие хемогенный и биогенный фосфат. Фосфатный материал мог переноситься речными водами как в растворенном, так и во взвешенном состоянии.

В пользу высказанного предположения свидетельствует приуроченность повышенных скоплений фосфатных створок брахиопод к косолоистым разнозернистым пескам, образовавшимся на ограниченных по площади участках в условиях подвижной гидродинамической среды. Смена разнозернистых песков средне- и мелкозернистыми способствует резким уменьшением количества брахиоподового детрита. Существенное значение для обогащения песков фосфатным материалом имели, по-видимому, внутриформационные перемычки, а также сортировка осадка при подводных размывах и переотложении.

Морской режим пакерортского времени сменяется континентальным режимом, сопровождавшимся неравномерным размывом отложений на всей площади их распространения. Участки наиболее интенсивного размыва фиксируются полным отсутствием фосфатных пород и совпадают по площади с пологими куполовидными складками в районе с. Гурлево, к югу от г. Гатчины, в верховьях рек Мги и Назии.

Новая морская трансгрессия, начавшаяся в лэзтеское время, нашла свое отражение в накоплении мощной толщи ордовикских пород, в основании которых залегают глауконитовые пески и глины, сменяющиеся выше по разрезу известняками и доломитами с прослоями мергелей.

В послеродовикское время большая часть рассматриваемого района развивалась в континентальных условиях и представляла собой сушу, поверхность которой большую часть времени подвергалась эрозии.

II. ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ, СТРУКТУРА И ТЕКСТУРА ФОСФАТОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

1. Вопросы методики

Изучение пород проводилось с применением комплекса разносторонних методов: гранулометрического, микроскопического, химического, рентгенооптического, термического, спектроскопического. Результаты исследований позволили определить структурные и текстурные особенности пород, содержание минеральных и химических компонентов и распределение их по разрезу и площади, выяснить интенсивность и характер вторичных изменений в породах, состав тонкопелитовой фракции, редких и рассеянных элементов.

Исследования велись с учетом рентабельности использования фосфатноносных отложений, эволюции их формирования и влияния изменений на качество фосфоритовой руды.

Фосфатноносные отложения пакерортского горизонта представлены разными типами пород, среди которых главную роль играют пески и алевриты, содержащие створки брахиопод. Участками пески и алевриты в той или иной степени сцементированы карбонатами, сульфидами, гидроокисными соединениями железа, фосфатом, кварцем и гипсом. Основным породообразующим минералом в породах является обломочный кварц. Второстепенное значение имеют фосфатные створки брахиопод и локально развитый карбонатный цемент. Остальные минералы лишь в редких случаях образуют сплошной цемент.

Таким образом, в изученных отложениях содержатся минералы разного происхождения: терригенные, биогенные и хемогенные, что учитывалось при исследованиях структурных и текстурных особенностей пород, которые изучались с целью выяснения гидродинамических условий терригенного сноса и седиментации. При этом имелась ввиду и возможная унаследованность осадками пакерортского горизонта структуры зерен более древних осадочных пород, служивших источником обломочного материала. Исключительно кварцевый состав песков и алевритов фосфатноносной толщи указывает на то, что они образовались за счет песчано-алевритовых пород, претерпевших неоднократный перемыч и переотложение.

Все гранулометрические анализы, на которых основана характеристика структуры пород, произведены по кварцу (Казаков, 1957). Содержание фракций (1-0,5; 0,5-0,25; 0,25-0,1; 0,1-0,05; 0,05-0,01; меньше 0,01 мм) рассчитывалось на нерастворимый остаток, лишенный биогенных и хемогенных компонентов породы. Гранулометрическая характе-

ридика отложений рассмотрена по литологическим пачкам и подгоризонтам снизу вверх по разрезу и сопоставлена с запада на восток. В этом плане произведено и сравнение типов разрезов, характеризующих определенные районы.

Изучались бороздовые пробы, взятые по мощности однородного слоя без перерывов. Только в единичных разрезах при невозможности проведения опробования непрерывными бороздами допускалось точечное опробование (преимущественно керн скважин).

По степени цементации пород выделяются уплотненные пески и алевролиты (держат стенку), слабо-, средне- и крепкоцементированные песчаники и алевролиты. Глинистые породы, известные в литературе как диктионемовые сланцы, названы в работе согласно их истинным литологическим свойствам сланцевидными аргиллитами.

Сплошные скопления створок в целом виде и в виде крупного детрита называют в литературе оболочевым конгломератом. Это определение основано лишь на внешнем сходстве породы с конгломератом и не соответствует ее структурной характеристике, поэтому вернее в таких случаях определять породу как ракушечник.

Пески, переполненные обломками створок брахиопод (до 30 — 50%), называются как и в предшествующих работах, детритовыми (детритовый слой).

Отложения, содержащие фосфатные створки брахиопод, авторы называют фосфатноносными, а не фосфоритноносными, потому что фосфориты в обычном понимании как хемогенные образования здесь практически отсутствуют, а содержащийся в отложениях фосфат имеет биогенное происхождение. Название фосфоритовая применяется лишь к руде, т. е. полезному ископаемому.

Термину оболочевые пески предпочитается название брахиоподовые, так как известно, что кроме оболочид присутствуют и другие представители беззамковых брахиопод.

Выделение в разрезах пачек и подгоризонтов производилось исключительно по литологическим признакам, поскольку стратиграфия фосфатноносной толщи недостаточно изучена и авторы ею не занимались. При расчленении разрезов на литологические пачки и подгоризонты учитывался опыт предшествующих исследователей, отмеченных в предыдущей главе. Прослеживание отдельных пачек слоев (литологических комплексов) и сопоставление разрезов с запада на восток основано только на данных литологии, полученных при изучении естественных обнажений по глинту. В том случае, когда в разрезах нельзя выделить пачек вследствие сходства структуры и текстуры отложений по всему разрезу, говорится о присутствии той пачки, с которой имеют наибольшее сходство данные отложения. При этом необходимо отметить, что здесь вкладывается только литологический смысл, а не стратиграфический, так как полной уверенности в синхронном развитии пачек у авторов нет. Весьма вероятно, что могут быть фациальные изменения одновозрастных литологических комплексов или пачек слоев, а не выпадение из разреза той или иной пачки. Несмотря на это, считаем

возможным давать сравнение разрезов по литологии и сопоставление их по этим критериям. Выделение пачек позволяет проследить изменения литологии и связанной с ней фосфатноносности. Кроме того, четкая литологическая стратиграфия разрезов облегчает проведение стратиграфических границ.

Кроме характеристики структуры отложений пакерортского горизонта, даны краткие сведения о подстилающих породах, поскольку они служат источником обломочного материала для терригенных осадков нижнего ордовика.

2. Литологическая характеристика типов разрезов

Фосфатноносные отложения изученной территории в общем виде представлены на профиле (рис. 3), где дано сопоставление разрезов с запада на восток параллельно глинту.

Разрезы пакерортского горизонта, расположенные на территории Эстонии, расчленены А. Р. Лоогом (1964) на следующие литологические пачки снизу вверх (см. табл. 1): юльгаская, маардуская, суурыйская, орасояская, тюрисалуская и ванангуская.

На территории Ленинградской области в пакерортском горизонте выделены подгоризонты: ладожский, тосненский и тюрисалуский. Это расчленение и принято в нашей работе.

Юльгаская пачка выделена под этим названием К. К. Мююрисеппом (1960) и соответствует нижней зоне оболочивого песчаника с *Lingula Obolus* и *Acrotreta* по А. Эпику (1929 г.).

Породы юльгаской пачки по сравнению с породами маардуской и суурыйской пачек нами изучены менее детально. В большинстве обнажений на глинте между г. Таллином и городищем Муукси (см. рис. 1, обн. 5-12), юльгаская пачка представлена серовато-желтоватыми кварцевыми песчаниками или песчанистыми алевролитами, местами слабоцементированными, с рассеянным очень мелким детритом, а иногда и с почти целыми створками брахиопод. Участками наблюдается слоистость, обусловленная чаще всего прослойками коричневого, реже серого сланцевидного аргиллита или глины. Слоистость горизонтальная и наклонная. В нижней части разреза обычно наблюдается 1-2 прослоя зеленовато-серой алевролитистой глины.

Полная мощность пачки в ее стратотипе (обн. Юльгасе), по данным А. Р. Лоога (1968₂), 6,5 м, в других обнажениях мощность 2-5 м. Нижняя граница пачки обычно находится под уровнем воды. Присутствие юльгаской пачки твердо установлено пока только в приглинтовой полосе Северной Эстонии.

Отложения *маардуской пачки*, т. е. нижней части разреза фосфатноносных пород пакерортского горизонта, распространены на большей части изученной территории Эстонии (см. рис. 28), за исключением крайнего запада и востока и небольшой территории западнее г. Тапа. Мощность маардуской пачки колеблется от 0,5 в Тоолсе до 12,5 м в скваж. F-27.

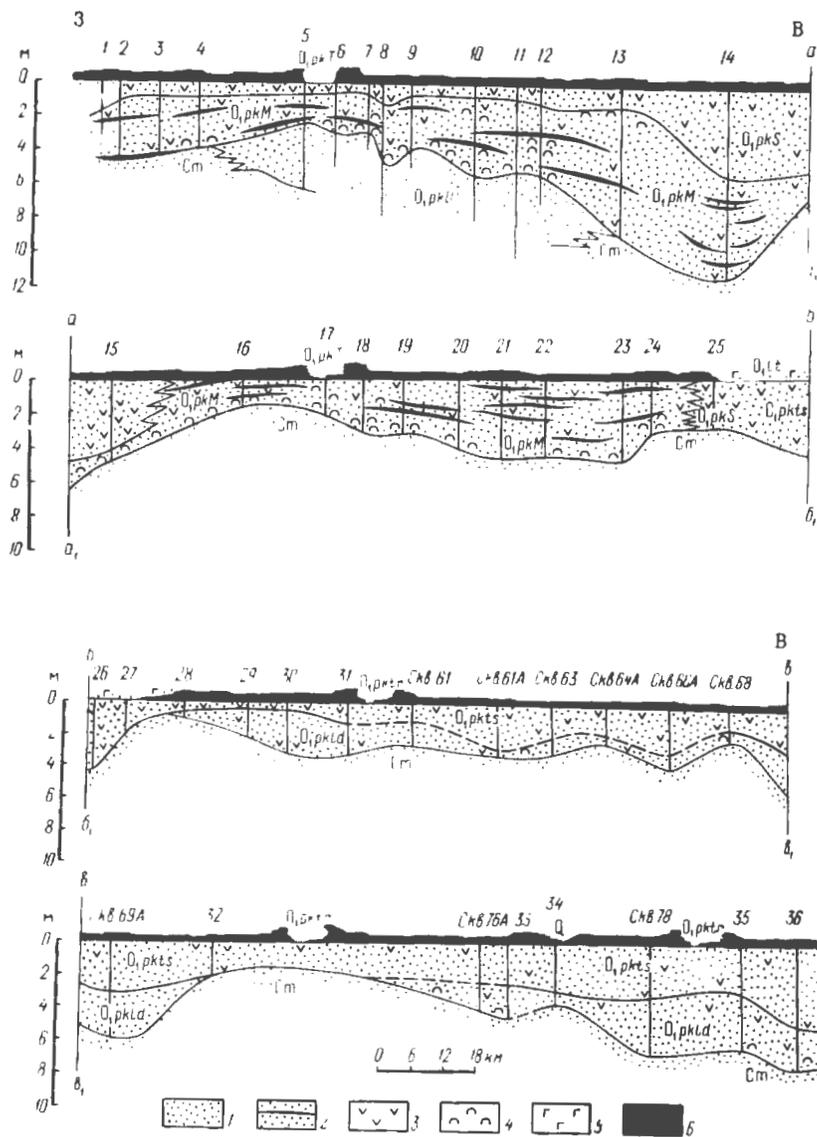


Рис. 3. Геолого-литологический профиль по линии глина фосфатонесных отложений Прибалтики. Составили Х. Н. Хейнсалу, Л. И. Горбунова, В. С. Ванчугов:

1 - песок или алевроит; 2 - тонкие прослойки сланцевидного аргиллита; 3 - детрит брахиопод; 4 - целые створки брахиопод; 5 - глауконит; 6 - сланцевидный аргиллит турисалусского подгоризонта (пачки)

По данным предыдущих исследований, максимальные мощности пачки, достигающие 20 м, встречены в Средней Эстонии в районе Арду, несколько южнее изученной нами территории. В районах, где мощность маардуской пачки сокращена, имеются богатые фосфоритовые руды, так как при меньшей мощности брахиоподового песка скопления створок, как правило, больше.

Отложения маардуской пачки представлены преимущественно слабоцементированными кварцевыми песчаниками и алевролитами, содержащими прослой и линзы темно-коричневых сланцевидных аргиллитов и брахиоподовых "конгломератов".

По литологическим признакам в маардуской пачке на территории Эстонии выделены пять типов разрезов. Ко второму типу (месторождение Маарду) и к четвертому типу (месторождения Тоолсе и Азери) приурочены залежи промышленных фосфоритов.

Разрезы первого типа характерны для Северо-Западной Эстонии (западнее г. Таллина) и выражены в Кейла-Йоа, Тюрисалу, Суурупи, Раннамыйза, Хундикуристик и в скважинах от F=2 до F=5 и от F=21 до F=26. Отложения этих разрезов представлены кварцевыми уплотненными мелкозернистыми песками и слабоцементированными песчаниками или крупнозернистыми алевролитами. Все они содержат небольшое количество мелкого детрита брахиопод, а также прослой сланцевидных аргиллитов. Для данного типа разрезов характерно большее, чем в других типах, количество аргиллитов, приуроченных к нижней половине маардуской пачки (рис. 4).

Мощность аргиллитов меняется от нескольких миллиметров до 5-15 см. Они залегают то горизонтально, то в виде косых или волнистых прослоек. Мощность пачки переслаивания обычно 1-2 м. В районе мыса Суурупи на 0,5 м выше нижней границы маардуской пачки наблюдается слабовыраженный прослой брахиоподового "конгломерата" мощностью около 0,1 м. Восточнее, в обнажении Раннамыйза, этот "конгломерат" или ракушечник с большим количеством целых створок брахиопод залегают в виде небольших линзочек непосредственно на нижней границе, заполняя неровности верхней поверхности кембрийских алевролитов. На линзочках "конгломерата", а местами непосредственно на кембрийских отложениях залегают прослой сланцевидного аргиллита мощностью 10 см. Мощность разрезов первого типа в приглиттовой полосе колеблется около 3 м (см. рис. 3), увеличиваясь к югу до 7 м.

Разрезы второго типа представлены в районе восточнее г. Таллина, в пределах месторождений фосфоритов Маарду и Тситре. — Валкла.

Обнажения: 1 - Кейла-Йоа; 2 - Тюрисалу; 3 - Суурупи; 4 - Раннамыйза; 5 - Хундикуристик; 6 - Иру; 7 - Маарду; 8 - Юльгазе; 9 - Ягала; 10 - Тситре - Валкла; 11 - Турьекельдри; 12 - Муукси; 13 - Ныммески; 14 - Вихула; 15 - Тоолсе; 16 - Азери; 17 - Хийемяз; 18 - Сака; 19 - Валасте; 20 - Тойла-Мартса; 21 - Вока; 22 - Пяйте; 23 - Утрия; 24 - Орасоя; 25 - Нарва; 26 - Кингисепскоос; 27 - Луга; 28 - Кихтолка; 29 - Котловское; 30 - Сума; 31 - Лумашка; 32 - Тосна; 33 - Лава; 34 - Сарья; 35 - Волхов; 36 - Сяь

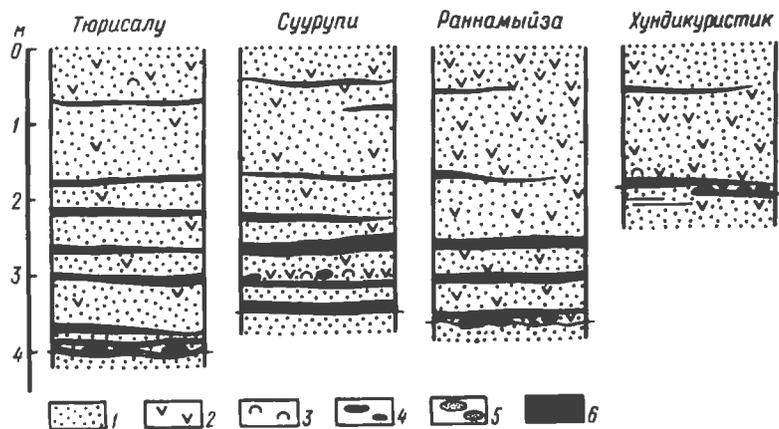


Рис. 4. Разрезы маардуской пачки, I тип:

1 – песчаник или алевролит; 2 – детрит брахиопод; 3 – целые створки брахиопод; 4 – валуны и гальки фосфатного песчаника; 5 – конкреции фосфорита; 6 – сланцевидный аргиллит

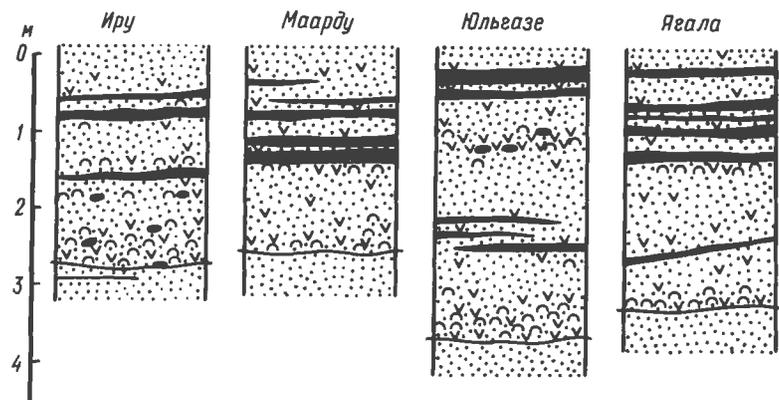


Рис. 5. Разрезы маардуской пачки, II тип. Условные обозначения см. на рис. 4

Изучены в обнажениях Иру, Маарду, Юльгазе, Ягала, Валкла, Турьекельдри, Муукси и скважинах $F=6$, $F=8$ и $F=9$. Отложения, отнесенные к этому типу разреза, по-видимому, распространены только в приглинтовой полосе, к югу они изменяются, что видно по разрезу скважины $F=27$. Второй тип разреза отличается тем, что песчаники и алевролиты с прослоями сланцевидных аргиллитов приурочены к верхней части отложений (рис. 5).

Переслаивание песчаников и алевролитов с аргиллитами наиболее четко проявляется в разрезах западной части данного района, где мощность пачек переслаивания составляет 0,5-1 м. В восточной части района прослой сланцевидных аргиллитов более тонки и количество их меньше. В обнажениях Валкла и Турьекельдри в маардуской пачке наряду с аргиллитами наблюдаются прослой плотной, вязкой глины, обычно шоколадного цвета. Мощность толщи переслаивания в восточных разрезах 1,5-2 м.

В нижней части разрезов второго типа пески содержат промышленные скопления брахиоподового детрита и целых створок брахиопод в нескольких линзовидных слоях – брахиоподовых "конгломератах", разделенных кварцевыми песчаниками с незначительным содержанием детрита. Линзы такого песка не выдержаны по мощности и простираению. Колебания мощности обычно происходят в пределах 1 м. Полная мощность разрезов второго типа колеблется от 2,2 до 4,7 м.

Разрезы третьего типа характерны для районов Валгейги Вихула – Вийтна в приглинтовой полосе, а дальше от глинта распространяются в юго-западном направлении. Изучены в обнажениях Ныммеветски и Вихула, в скважинах $F=10$, $F=11$, $\Phi=136$, $\Phi=139$ и $F=27$. В третьем типе разреза фосфоритовые руды промышленного значения отсутствуют. По сравнению с более западными разрезами первого и второго типов обломочные зерна здесь меньше – преобладает крупный алевролит. Весь разрез маардуской пачки состоит из серовато-желтых крупнозернистых кварцевых алевролитов с прослойками сланцевидных аргиллитов (рис. 6).

Мощность аргиллитов от долей миллиметра до 4-5 см, алевролитов от 5 до 40-50 см. На нижней границе маардуской пачки в этих разрезах прослеживается прослой брахиоподового "конгломерата" мощностью 1-2 см. Обычная мощность разреза данного типа 5,5-6,5 м. Она увеличивается в юго-западном направлении, например в скв. $F=27$ мощность уже 12,3 м.

Разрезы четвертого типа характерны для районов Кунда Раквере Кохтла-Ярве, в том числе месторождения Тоолсе и Азери. Детально изучены в обнажениях Тоолсе, Азери, Хийемяэ, Сака и скважинах от $F=12$ до $F=16$, $\Phi=157$ и $\Phi=162$. Для разрезов этого типа характерно наличие в нижней половине маардуской пачки очень богатых фосфоритовых руд, образующих два-три линзовидных слоя брахиоподового "конгломерата" (рис. 7).

На контакте маардуской пачки с отложениями кембрия повсеместно, за исключением обнажений Сака и Азери, наблюдается сплошное скопление брахиопод. В Сака на размытой поверхности кембрийских алевролитов залегает в виде линзы мощностью 7-8 см мелкозернистый песчаник с редким детритом, количество которого несколько больше на нижней поверхности линзы. На этой линзе залегает брахиоподовый "конгломерат" мощностью 1,25 м. Аналогичная картина наблюдается и в Азери, но здесь нижняя граница пакерортского горизонта маркируется скоплением обломков и редких целых створок брахиопод мощностью 0,5-1 см. Эти линзовидные образования мощностью 7-10 см залегают непосредственно

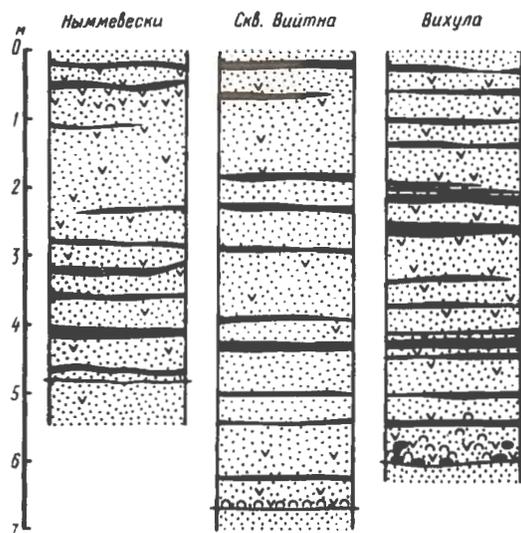
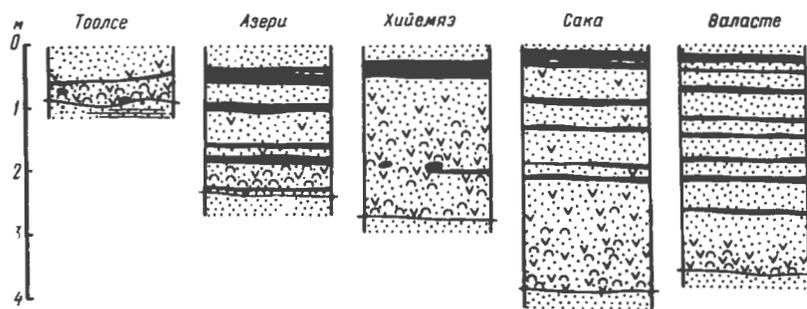


Рис. 6. Разрезы маардуской пачки, III тип. Условные обозначения см. на рис. 4

Рис. 7. Разрезы маардуской пачки, IV тип. Условные обозначения см. на рис. 4



на размытой поверхности кембрийских пород под брахиоподовым ракушняком. А. Эпик (1929 г.) отнес их к нижней зоне оболочного песчаника, т. е. к юльгазской пачке.

Верхняя половина маардуской пачки в разрезах четвертого типа состоит в большинстве случаев из мелкозернистого кварцевого песчаника или алевролита с разреженными прослойками сланцевидных аргиллитов. По своему строению разрезы маардуской пачки рассматриваемого типа сходны с разрезами второго типа; различаются они главным образом по гранулометрическому составу. В разрезах четвертого типа наблюдается очень резкая дифференциация нижней и верхней его частей по гранулометрическому составу. В разрезах второго типа такой дифференциации не наблюдается, здесь по всему разрезу преобладают мелкозернистые песчаники.

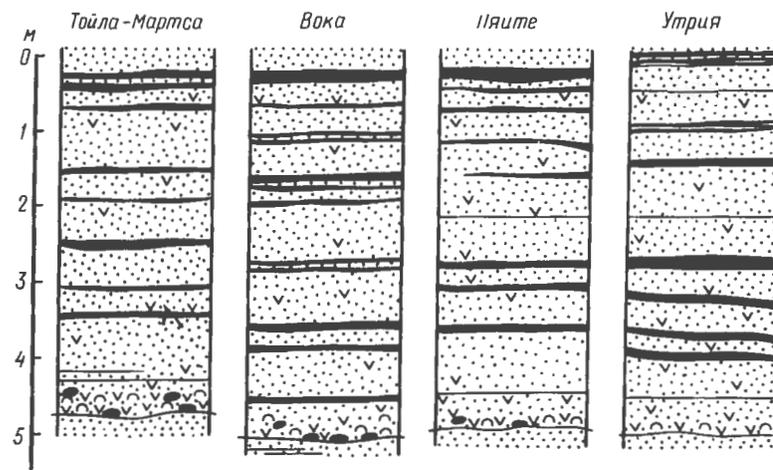


Рис. 8. Разрезы маардуской пачки V тип. Условные обозначения см. на рис. 4

Мощность маардуской пачки возрастает с запада от 0,5 м в Тоолсе на востоке до 3,5 м в Сака и с севера на юг до 4,5-6 м в районе южнее Раквере.

Разрезы пятого типа характерны для самой восточной части территории: обнажений Тойла-Мартса, Вока, Пяйте, Утрия и скважин F= 17 и F= 18. Разрезы Валасте и Орасоя, расположенные западнее и восточнее перечисленных, являются по своему строению переходными между соседними типами разрезов.

Отличительной особенностью разрезов маардуской пачки пятого типа является отсутствие значительных скоплений фосфатных створок брахиопод и очень тонкое переслаивание кварцевых алевролитов и сланцевидных аргиллитов в верхней части разреза пачки мощностью 2-3,5 м (рис. 8). В этих разрезах самая нижняя часть маардуской пачки представлена слабосцементированными мелкозернистыми кварцевыми песчаниками. На контакте ордовика и кембрия имеется прослой, обогащенный створками брахиопод, мощностью 15-20 см.

В верхней части маардуской пачки преобладают алевролиты, мощность прослоев которых меняется от первых сантиметров до нескольких десятков сантиметров. Сланцевидные аргиллиты представлены примазками или прослойками, толщиной от долей миллиметра до 1-3 см и очень редко имеют мощность 10-15 см. В тех случаях, когда мощность их достигает нескольких сантиметров, внутри них появляются очень тонкие прослойки светлых кварцевых алевролитов.

Наиболее восточным разрезом маардуской пачки Эстонии является разрез оврага Орасоя в 10 км западнее г. Нарвы. По своему характеру он несколько отличается от разрезов пятого типа и правильнее считать

его переходным. В Оросоя верхние 2 м маардуской пачки, выделенные А. Р. Лоогом (1968) в оросоянскую пачку, также представлены частым переслаиванием алевролитов и темно-коричневых аргиллитов с явным преобладанием алевролитов. Нижняя часть маардуской пачки здесь отличается от разрезов пятого типа большей мощностью (до 1,2 м) и более богатым содержанием (до промышленного) створок брахиопод. По всей линии глинта от Раннамыйза до Утрии включительно, за исключением района Сака и Азери, на границе маардуской пачки и кембрия повсеместно наблюдалось скопление створок брахиопод, отсутствующих в разрезе Оросоя. Значительное содержание обломков брахиопод в песчаных породах появляется здесь на 0,2 м выше этой границы. Сама граница здесь прослеживается очень четко благодаря изменению цвета и крупности обломочных зерен: кембрийские отложения почти белые и более мелкозернистые, маардуские – буровато-желтые, более крупнозернистые.

Фосфатоносные отложения нижней части разреза с характерными признаками пород маардуской пачки в пределах Эстонии восточнее Оросоя не встречены.

По берегам р. Нарвы и в скважине F- 20 непосредственно на кембрийских породах залегают отложения с характерными признаками суурыйеской пачки. Сходные отложения прослеживаются и далее к востоку в районе Нарва – Кингисепп. Северо-восточнее г. Кингисеппа в обнажении на р. Салке, правом притоке р. Луги, западнее д. Милли фосфатоносные отложения вообще отсутствуют. Непосредственно на кембрийских алевролитах залегают сланцевидные аргиллиты тюрисалуского подгоризонта (пачки). По данным буровых скважин, на довольно большой территории восточнее и северо-восточнее обнажения на р. Салке, в районе восточнее с. Гурлева до с. Бегуниц, фосфатоносные отложения также отсутствуют.

Севернее и восточнее этого района в западной части Ленинградской области фосфатоносные отложения пакерортского горизонта снова присутствуют в разрезе. В обнажениях Кихтоллка, Котловском, Сума и Ломашка (см. рис. 3, обн. 27-31) по литологическим признакам опять довольно четко наблюдается двучленное строение фосфатоносных отложений. Нижняя часть их на территории Ленинградской области К. К. Хазановичем (1969) отнесена к ладожскому подгоризонту который можно считать аналогом маардуской пачки на территории Эстонии. Верхняя часть фосфатоносных пород в Ленинградской области выделена под названием тосненского подгоризонта и является аналогом суурыйеской пачки в разрезах Эстонии.

Отложения ладожского подгоризонта детально изучены в западной части Ленинградской области в обнажении Кихтоллка, Котловском, Сума и Ломашка (рис. 9, см. рис. 26) и на глинте южнее Ладожского озера в восточной половине Ленинградской области в обнажениях на реках Лава, Сарья и Сясь (рис. 10).

По керну буровых скважин очень редко удается расчленить разрез фосфатоносных пород на подгоризонты. Поэтому на литологическом про-

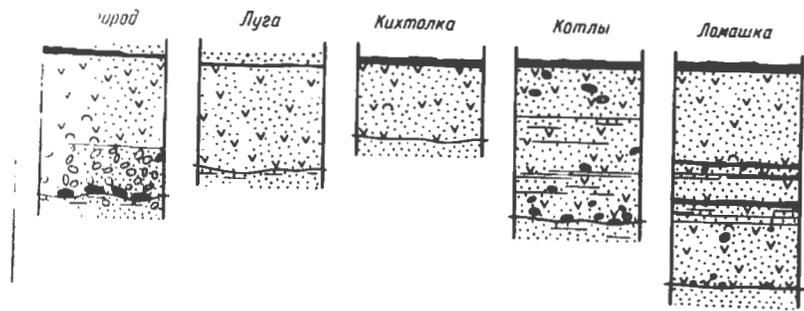


Рис. 9. Разрезы фосфатоносных отложений пакерортского горизонта западной части Ленинградской области. Условные обозначения см. на рис. 4

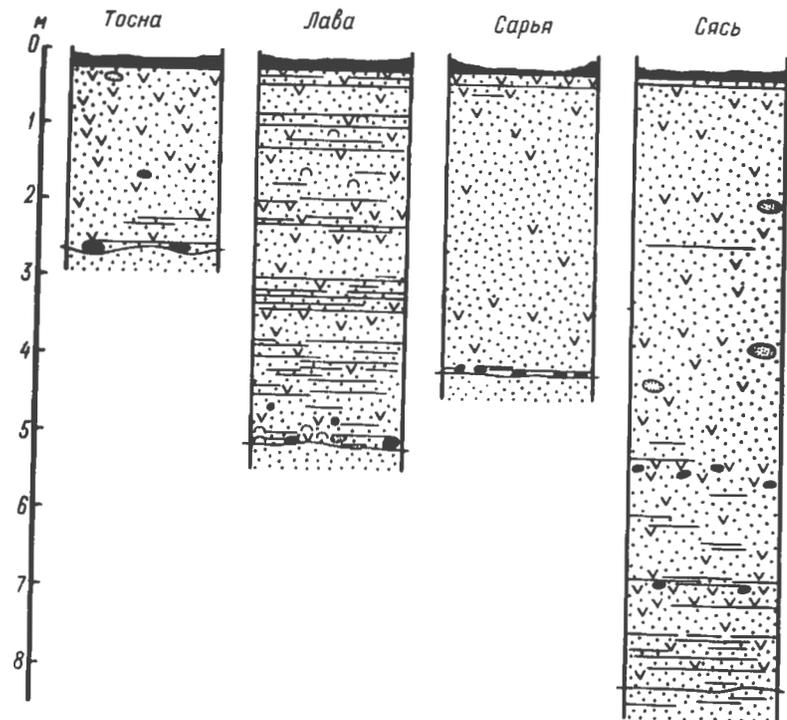


Рис. 10. Разрезы фосфатоносных отложений пакерортского горизонта восточной части Ленинградской области. Условные обозначения см. на рис. 4

фила (см. рис. 3) в большинстве скважин граница пород ладожского и тосненского подгоризонтов условная, проведенная по аналогии со смежными обнажениями.

Ладожский подгоризонт в западной части Ленинградской области представлен кварцевыми серовато-желтоватыми или бурыми (в зависимости от степени ожелезнения) мелко- и среднезернистыми преимущественно слабо- или среднесцементированными песчаниками с детритом, а иногда и целыми створками брахиопод. В песчаниках наблюдается горизонтальная или горизонтально-волнистая, реже пологая косая слоистость, обусловленная детритом более темного цвета или ожелезнением. Часто слоистость неясная. Редко в песчаниках встречаются прослойки фиолетово-коричневатой глины мощностью до 1-2 см. Прослойки сланцевидных аргиллитов, являющиеся характерной составной частью пород маардуской пачки в Эстонии, в породах ладожского подгоризонта западной части Ленинградской области очень редки и встречены только в обнажении Ломашка. Детрит брахиопод в основном мелкий, равномерно рассеянный по всей породе или концентрированный на поверхностях наслоения. В последнем случае детрит обычно крупнее. Скопление детрита брахиопод промышленного значения наблюдается в районе обнажения Кихтолки (см. рис. 3). Богатые скопления детрита наблюдаются и в обнажении Ломашка, но в разрозненных прослойках мощностью около 0,1 м.

В западной половине Ленинградской области кроме уже эксплуатируемого Кингисеппского месторождения поисковыми работами выявлено Котловское месторождение фосфоритов (см. рис. 3, п. 29). К продуктивной толще отнесен полный разрез фосфатоносных отложений с ладожским и тосненским подгоризонтами.

Мощность пород ладожского подгоризонта западной части Ленинградской области меняется от 0,3 до 2,5 м. Контакт с нижележащими кембрийскими породами очень резкий по горизонтальной или волнистой поверхности.

В разрезах ладожского подгоризонта восточной части Ленинградской области наблюдается некоторое уменьшение размера зерен терригенного материала по сравнению с западной частью. Породы этого подгоризонта представлены здесь светлыми, часто с розоватым оттенком, кварцевыми мелкозернистыми слабосцементированными горизонтально- и косослоистыми песчаниками или уплотненными песками и крупнозернистыми алевролитами, или алевролитами. Встречаются и крепкосцементированные прослойки или отдельные участки. Подчиненное место в разрезах имеют прослойки глины, чаще свежо зеленовато-серой, иногда пестроцветной или коричневой, мощностью несколько сантиметров. Прослойки сланцевидных аргиллитов в изученных разрезах не встречены. Детрит или створки брахиопод рассеяны по всей массе породы и расположены по слоистости. Иногда наблюдаются сплошные скопления их в виде небольших прослоев брахиоподового "конгломерата" – ракушечника.

В восточной части Ленинградской области выявлены два месторождения фосфоритовых руд: Чаплинское и Волхов – Сясь. Мощность подгори-

зонта в восточной части Ленинградской области колеблется от 0,1 м в обнажении Сарья до 2,5-3,5 м в районе Вохова Сяси.

Нижняя часть разреза фосфатоносных отложений, выделенная в маардускую пачку и ладожский подгоризонт, развита на изученной территории почти повсеместно, литологически и по мощности изменчива. Сравнение западных и восточных разрезов позволяет сделать заключение об увеличении крупности обломочных зерен к востоку и исчезновении прослоев сланцевидных аргиллитов среди песка в том же направлении. Несмотря на общее сходство отложений, в деталях строения разрезов наблюдается крайне пестрая картина.

Краткая характеристика верхней части разреза фосфатоносных отложений: суурыйеской и тосненского подгоризонта приведена, прослеживая литологию в том же направлении с запада на восток.

Суурыйеская пачка. На территории Эстонии верхняя часть фосфатоносных отложений пакерортского горизонта, выделяемая под названием суурыйеской пачки, распространена вдоль северного побережья с запада на восток до месторождения Тоолсе. От Тоолсе до г. Нарвы аналогии этих отложений отсутствуют и появляются вновь в районе городов Нарвы и Кингисеппа. В самом северо-западном углу территории в районе Пыызаспеа-Ныва и Вихтерпалу в скважинах F=1 и F=2 они также отсутствуют.

До настоящего времени с полной уверенностью удавалось выделить суурыйеской пачки только в обнажениях глинта. В буровых скважинах выделение в фосфатоносных отложениях двух литологических пачек: суурыйеской и маардуской практически было невозможно. Самый характерный признак пород суурыйеской пачки – значительное содержание детрита брахиопод, расположенного по ясно выраженной косой слоистости – "детритовый слой" (Орик, 1929; Мююрисепп, 1960). В буровых скважинах южнее глинта таких наблюдений сделать нельзя, так как количество детрита резко убывает, а текстура слабосцементированных песчаных пород при бурении полностью нарушается.

Южную границу распространения пород суурыйеской пачки можно проводить сейчас от залива Матсалу на северо-восток к району Тоолсе. Не исключена возможность, что суурыйеская пачка, особенно в западной части района ее развития, распространяется и дальше на юг, но пока данных недостаточно.

Основным критерием для выделения в фосфатоносных породах по керну буровых скважин двух литологических пачек является гранулометрический состав нерастворимого остатка пород, т. е. обломочных зерен кварца. Для территории Ленинградской области соответствующие гранулометрические анализы с предварительным растворением брахиоподового детрита проведены пока только для обнажений. Поэтому фосфатоносные отложения, распространенные южнее Балтийско-Ладожского глинта, изученные по керну скважин, пока очень трудно расплести на ладожский и тосненский подгоризонты.

Отложения суурыйеской пачки литологически резко отличаются от нижележащей маардуской пачки. Контакт между ними в средней части

территории распространения пород суурыйеской пачки, прослеженной по обнажениям глинта, от Хундикуристик до Турьекельдри (см. рис. 3. обн. 5-11) резкий, обычно волнистый, иногда с явными следами размыва. Часто в этом районе на контакте прослеживается прослой сланцевидного аргиллита. Западнее, в обнажениях Кейла-Йоа, Тюрисалу, Суурупи и Раннамыйза и восточнее, в обнажениях Муукси, Ныммевески, Вихула, Тоолсе переход отложений маардуской пачки в суурыйескую происходит постепенно. Даже в этом случае литологическое различие между ними сохраняется. Мощность переходной зоны 0,1-0,45 м.

От Кейла-Йоа до Муукси отложения суурыйеской пачки имеют относительно постоянный литологический характер и довольно выдержанную мощность около 0,8-1,2 м. Представлены они мелко- и среднезернистыми кварцевыми песками и песчаниками желтовато-серого или бурого цвета, всегда косослоистыми, с довольно мелким, обычно до 1-2 мм, детритом брахиопод. Косая слоистость подчеркивается неравномерным распределением детрита и изменением окраски. Прослойки сланцевидных аргиллитов толщиной менее 1 см в суурыйеской пачке встречаются гораздо реже, чем в маардуской. В суурыйеской пачке количество детрита брахиопод непостоянное, участками накопление их может достигать промышленной концентрации, например в районе Суурупи, Хундикуристик, Тоолсе и др. Содержание детрита в породах суурыйеской пачки резко убывает с севера на юг (от глинта). Но и в более южных районах отдельными участками встречены значительные концентрации детрита.

Восточнее обнажения Ныммевески характер слоистости пород меняется. Вместо характерных для всех обнажений, расположенных западнее Ныммевески, двух-трех серий косой слоистости, отделенных друг от друга более или менее горизонтальными поверхностями, здесь появляется линзовидная косая слоистость, являющаяся типичной для пород суурыйеской пачки всех более восточных обнажений: Ныммевески, Вихула, Тоолсе, Нарва. В районе Хальяла—Вихула—Тоолсе мощность отложений увеличивается до 4,5-5 м и больше, достигая максимальной видимой мощности 5,25 м в обнажении Вихула на р. Суурыйги. Но здесь мощность неполная благодаря размыву верхней части отложений.

В районе Тоолсе—Нарва породы суурыйеской пачки отличаются более крупным размером терригенных зерен и богатым содержанием брахиоподового детрита. От Нарвы они распространяются дальше на восток в Ленинградскую область, где аналоги их выделяются под названием тосненского подгоризонта.

В Западной Эстонии верхняя часть песков и песчаников суурыйеской пачки мощностью от 2-3 см до 15-20 см сильно пиритизирована, в результате чего образовался так называемый пиритовый слой — песчаник с пиритовым цементом, представленный хорошо выраженной "плитой", например в обнажении Тюрисалу.

К отложениям *тосненского подгоризонта* приурочены продуктивные слои брахиоподовых песков. В карьерах Кингисепского месторождения в продуктивной толще литологически выделяются следующие четыре

разновидности песков снизу вверх: 1) пески мелкозернистые с гравийными зернами и тонкими прослоями глины; иногда встречаются почти целые створки брахиопод; 2) пески преимущественно мелкозернистые; 3) пески преимущественно среднезернистые и 4) пески разноезернистые. Содержание брахиоподового детрита возрастает снизу вверх.

К востоку от Кингисепского месторождения во всех изученных обнажениях западной части Ленинградской области по р. Кихтолке, в Котлах, по рекам Сума и Ломашка до р. Тосны отложения тосненского подгоризонта представлены кварцевыми косослоистыми, преимущественно среднезернистыми песками и песчаниками ржаво-желтого или желтого цвета. Песчаники слабощементированные, с детритом брахиопод, распределение которого по разрезу неравномерно. Слоистость подчеркивается послойным распределением детрита, изменением размера зерен и изменением окраски. Мощность подгоризонта меняется в пределах 0,8-2,9 м.

В восточных разрезах по рекам Лава, Сарья, Волхов и Сясь наблюдается некоторое уменьшение размера зерен терригенного кварца. Здесь преобладают мелкозернистые пески, в которых содержится более мелкий детрит брахиопод. Мощность пород тосненского подгоризонта в восточной части Ленинградской области по сравнению с западной частью несколько больше и колеблется в пределах от 2,75 м на р. Лаве до 5,3 м на р. Сяси.

На большей части территории распространения этих отложений контакт их с нижележащими породами ладожского подгоризонта выражен четко, но в некоторых разрезах, например в обнажениях Котлы и Сума, между ними имеется переходная зона мощностью 0,15-0,2 м.

В заключение характеристики верхней половины разреза фосфатоносной толщи можно отметить следующее: литологический состав верхней части разреза, выделенной в суурыйескую пачку и тосненский подгоризонт, более выдержан на всей территории их распространения. В западных разрезах суурыйеская пачка распространения несовместно и на меньшей территории по сравнению с маардуской пачкой. В Ленинградской области тосненский подгоризонт развит на всей территории залегания фосфатоносных отложений.

Отложения верхней части разреза отличаются от нижней (маардуской пачки и ладожского подгоризонта) большей крупностью по простираанию и по мощности, наличием обломочных зерен и явно косослоистой текстурой, тогда как в нижней части разреза отложения имеют в основном горизонтальную слоистость и реже косую.

3. Структура обломочных зерен в породах

Гранулометрические анализы, послужившие для характеристики структуры пород, выполнены в лабораториях УГ СМ ЭССР и ЛОПИ. Общее число проанализированных проб и образцов 802, из них собрано на территории Эстонии - 666 и Ленинградской области - 136.

Результаты анализов рассчитаны на нерастворимый остаток, где

отсутствуют хемогенные и биогенные образования и практически содержатся только кварцевые зерна.

В качестве основного параметра для характеристики структуры изученных пород использован средневзвешенный гранулометрический состав пород, рассчитанный отдельно для пачки или подгоризонта в каждом из изученных 69 разрезов обнажений и скважин. По результатам всех проведенных 802 гранулометрических анализов построены кумулятивные кривые и по способу квартилей определены медианный размер зерен (Md), коэффициент сортировки (So) и коэффициент асимметрии Траска (Sk). Последние определены по формулам (Рухин, 1947):

$$So = \sqrt{\frac{Q_3}{Q_1}} \quad \text{и} \quad Sk = \frac{Q_1 \cdot Q_3}{Md_2},$$

где Q_1 – квартиль в области меньших размеров зерен, отвечающая 25%-ной ординате;

Q_3 – квартиль в области больших размеров зерен, отвечающая 75%-ной ординате;

Md – медиана, отвечающая 50%-ной ординате.

Все изученные породы по значению коэффициента сортировки относятся к хорошо отсортированным. Напомним, что при $So < 2,2$ породы относятся к хорошо отсортированным, $So 2,5-4,5$ – среднеотсортированным и $So > 4,5$ – плохоотсортированным. В преобладающем большинстве случаев коэффициент сортировки изученных нами пород меньше 2. Поэтому при дальнейшем изложении материала характеристика пород по этому параметру не приводится.

Характеристика гранулометрического состава фосфатонесных пород пакерортского горизонта дается по выделенным литологическим типам разрезов отдельно для пачек и подгоризонтов снизу вверх по разрезу и с запада на восток по площади. Результаты обработки анализов представлены в виде таблиц и треугольных диаграмм, для более подробной характеристики каждого типа разрезов приводится литологическая колонка с анализами послышного гранулометрического состава.

При характеристике структуры пород принята следующая классификация обломочных частиц по размеру (в мм): гравий 10-1; крупнозернистый песок 1-0,5; среднезернистый песок 0,5-0,25; мелкозернистый песок 0,25-0,1; крупнозернистый алеврит 0,1-0,05; мелкозернистый алеврит 0,05-0,01 и пелит менее 0,01.

Изучение породы имеют следующие гранулометрический состав.

Подстилающие породы. Подстилающими фосфатонесными отложения (брахиоподовые пески маардуской и суурьеской пачек) на территории Эстонии служат породы кембрийского возраста и в отдельных районах породы юльгаской пачки пакерортского горизонта. На территории Ленинградской области отложения пакерортского горизонта залегают непосредственно на отложениях кембрия.

Кембрийские отложения мощностью 0,5-1 м на всей изученной терри-

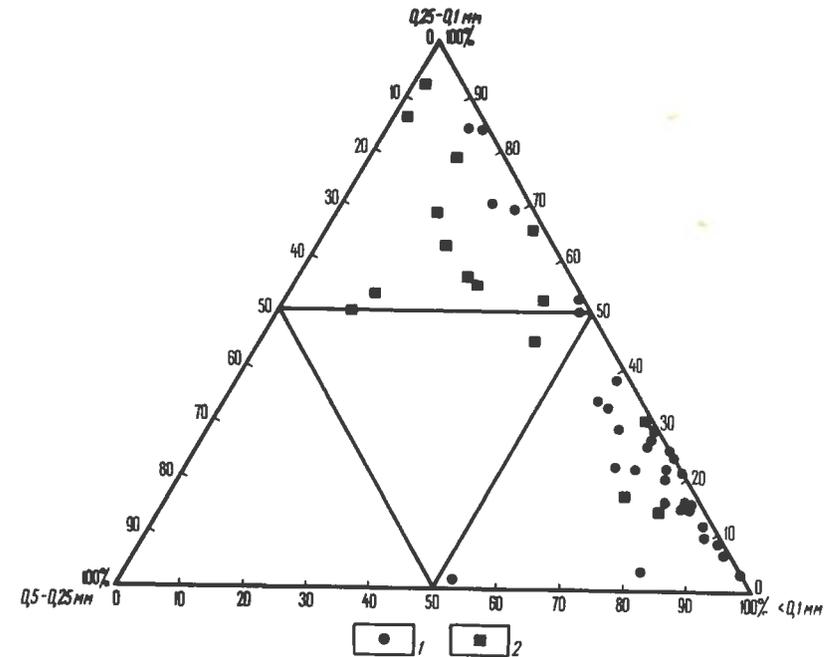


Рис 11. Соотношение гранулометрических фракций в кембрийских породах, подстилающих фосфатонесную толщу:

1 – территория Эстонской ССР; 2 – территория Ленинградской области

тории представлены довольно однообразными по гранулометрическому составу песчанистыми и реже песчаными алевритами или уплотненными алевритами. В большинстве случаев в них на территории Эстонии преобладает крупноалевритовая фракция (рис. 11), содержание которой чаще всего около 60-70%.

Мелкоалевритовых зерен при этом содержится около 10-20%. Лишь в нескольких изученных разрезах Эстонии, например Вихула, Тоолсе, южнее Раквере, Вока и Утрия, кембрийские отложения представлены мелкозернистыми песками. В этих разрезах содержание мелкопесчаной фракции в породе колеблется от 50 до 84%. Наиболее крупнозернистым составом кембрийских пород характеризуется разрез скважины Ф = 157 южнее Раквере, где содержание крупнопесчаных зерен доходит почти до 40%.

Среди кембрийских пород в Ленинградской области, наоборот, наиболее часто встречаются мелкозернистые пески (см. рис. 11), а крупнозернистые алевриты имеют подчиненное значение.

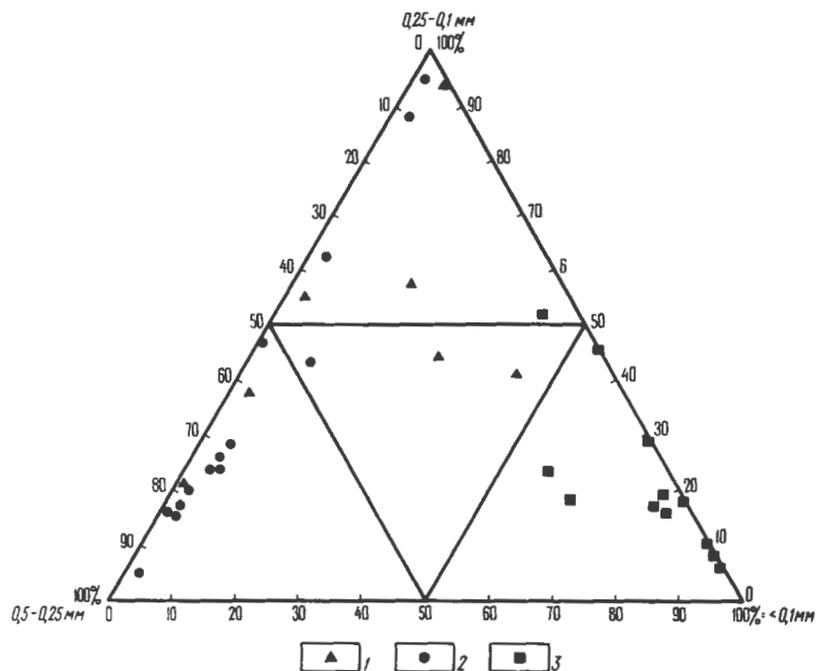


Рис. 12. Соотношение гранулометрических фракций в породах:

1 - ладожского и 2 - тосненского подгоризонтов, 3 - юльгзеской пачки паке-
рортского горизонта

Юльгзеская пачка, как и кембрийские отложения, на изученной территории Эстонии представлена довольно однообразными по гранулометрическому составу песчанистыми, реже песчаными алевритами и алевролитами (рис. 12).

Наиболее часто в породах этой пачки преобладает фракция крупного алеврита, содержание которой колеблется от 40 до 88%. Лишь в районе Валкля-Кийу в скважине F=9 преобладающей является мелкопесчаная или средне-мелкопесчаная фракция. Обычно содержание мелкопесчаной фракции в юльгзеских породах около 10–20%, т.е. аналогично кембрийским породам, а содержание зерен среднепесчаной размерности – от долей процента до 4–5%. Только в редких разрезах, например в скважинах F=157 и F=158 южнее Раквере и в скважине F=9 Кийу, среднепесчаной фракции более 10–15%. Более крупные фракции представлены в ничтожном количестве. Содержание мелкоалевритовых зерен колеблется от 0,5 до 50%, увеличиваясь от глинты к югу и менее четко – с запада на восток. В самых южных разрезах появляются и глинистые частицы в количестве 1–3%.

Гранулометрический состав фосфатоносных отложений паке-
рортского горизонта (маардуской и суурыйеской пачек на территории Эстонии и соответственно ладожского и тосненского подгоризонтов Ленинградской области) характеризуется по типам разрезов с запада на восток.

Разрезы первого типа, район западнее г. Таллина. Маардуская пачка состоит из пород, в которых основную роль играют две фракции: мелкопесчаная и крупноалевритовая. Средневзвешенное содержание этих фракций в изученных разрезах 80–99% (рис. 13).

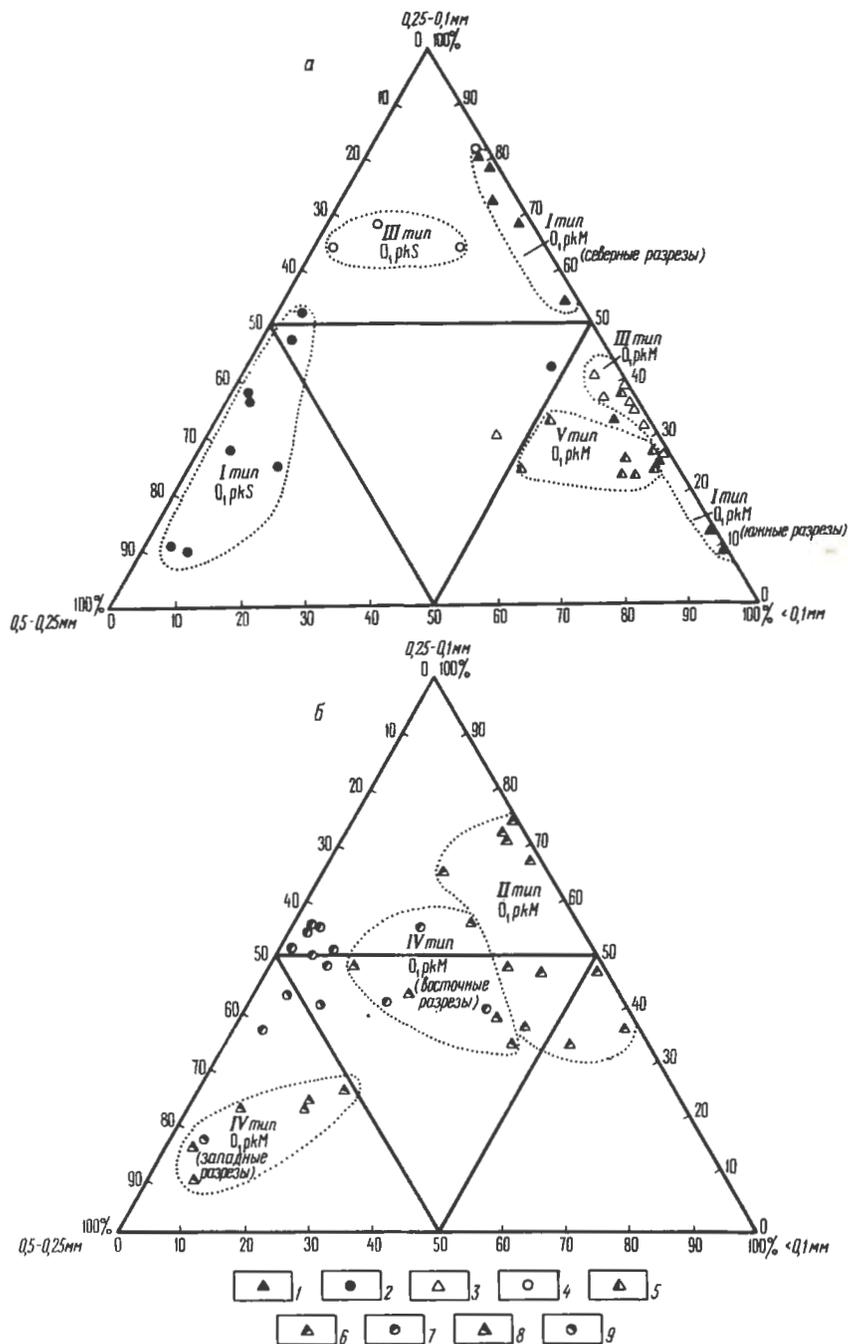
На севере территории в обнажениях глинты соотношение мелкопесчаной и крупноалевритовой фракций в породах маардуской пачки 2:1 или 3:1 и только в Раннамыйза оно 1:1. Содержание остальных гранулометрических фракций в породах этих разрезов следующее: мелкоалевритовой 0,1–0,5%; среднепесчаной 0,6–3,8% и крупнопесчаной 0,1%. Медианный размер зерен колеблется в основном в пределах 0,1–0,15 мм. Следовательно, породы маардуской пачки разрезов первого типа представлены алевритовыми мелкозернистыми песками. К югу от глинты в породах начинает преобладать алеврит, в большинстве случаев медианный размер зерен пород маардуской пачки в разрезах буровых скважин 0,05 мм, максимальные значения – 0,1 мм.

В породах южных разрезов содержание мелкого алеврита увеличивается до 10–20%, а крупного – до 50–67%. Увеличение содержания алеврита приводит к уменьшению мелкопесчаной фракции, средневзвешенное содержание которой снижается до 12–35% против 28–51% на глинте. Среднезернистого песка содержится всего 0,2–4,7%, но появляется глинистая фракция в количестве 1,1–4,1%. Таким образом, в породах маардуской пачки южнее глинты соотношение песчаной и алевритовой фракции по сравнению с разрезами на глинте обратное, т.е. 1:2 и 1:3, а в самой южной изученной точке, в скважине F=29 до 1:5.

В общих чертах в породах маардуской пачки разрезов первого типа некоторое укрупнение обломочных зерен происходит по разрезу снизу вверх.

Суурыйеская пачка представлена породами, состоящими из более крупных обломочных зерен. В них преобладают мелко- и среднезернистые пески, средневзвешенное содержание которых 85–95%. Уменьшенный размер зерен наблюдается, как и в нижней маардуской пачке, от глинты к югу. Так, преобладающей фракцией в породах разрезов глинты является фракция среднезернистого песка, средневзвешенное содержание которого обычно 47–65%, тогда как в более южных районах преобладает мелкозернистый песок со значительной примесью алеврита. Медианный размер обломочных зерен пород суурыйеской пачки в северных разрезах 0,25–0,3 мм, в южных – 0,15–0,2 мм. Исключением являются участки около скважин F=25 и F=26, сильнообогатенные детритом брахиопод, где преобладающими являются крупно- и среднезернистые пески.

Разрезы второго типа, район Иру–Муукси. Маардуская пачка западной половины района состоит из пород, сходных по гранулометрии



с породами маардуской пачки в разрезах первого типа. Здесь также преобладает мелкозернистый песок (67 – 74%); содержание крупного алевrolита меняется в пределах 25 – 32% (см. рис. 13). Медианный размер зерен колеблется в пределах 0,1 – 0,15 мм. Следует отметить, что разрезы описываемого района, примером которых служит месторождение Маарду, являются исключением в том отношении, что несмотря на очень большое содержание целых створок и детрита брахиопод, обычно приуроченных к более крупнозернистым пескам, в этих породах преобладает мелкозернистый песок. Правда, в прослоях, обогащенных остатками брахиопод, появляются зерна средне- и крупнозернистого песка, но содержание их незначительное, всего около 5%, изредка достигает 10% всего нерастворимого остатка пробы.

В восточной половине района в породах маардуской пачки преобладает мелкопесчаная фракция и близкая к ней по содержанию крупно-алевритовая фракция. Средневзвешенное содержание первой 34-65%, второй – 19–46%, чаще ближе к верхнему пределу. Отличительной особенностью пород разрезов второго типа восточной половины района от западной является появление в средневзвешенном гранулометрическом составе среднеспесчаной фракции в количестве 8 – 16%. Незначительное содержание гравийной и крупнопесчаной фракций (0,1 – 2,5%) и сравнительно повышенное содержание среднеспесчаной фракции (30 – 50%) наблюдается в прослоях брахиоподового "конгломерата". С севера на юг Эстонии в гранулометрическом составе пород особым изменений не выявлено. Медианный размер зерен в породах маардуской пачки восточной половины района колеблется большей частью в пределах 0,1 – 0,15 мм.

Суурыйеская пачка по гранулометрическому составу пород отличается от маардуской большим содержанием среднезернистого песка. Но во многих разрезах, кроме обнажения Валкла, преобладает мелкозернистый песок. Средневзвешенное содержание мелкозернистого песка в породе 50 – 55%, среднезернистого – 40 – 50%. Уменьшение размера зерен наблюдается к югу, на глинте медианный размер суурыйеских пород 0,25 мм, в южных разрезах – 0,2 мм.

В породах разрезов второго типа суурыйеской пачки мелкозернистого песка содержится больше по сравнению с разрезами первого типа, т.е. наблюдается некоторое уменьшение крутизны зерен.

Разрезы третьего типа, район Валгейе – Вийтна – Вихула. *Маардуская пачка*. По гранулометрическому составу породы этой пачки

Рис. 13. Соотношение гранулометрических фракций в породах разных типов разрезов:

а – I, III и V типы разрезов; б – II и IV типы разрезов.
 Пачки: 1 – маардуская, I тип; 2 – суурыйеская, I тип; 3 – маардуская, III тип; 4 – суурыйеская, III тип; 5 – маардуская, V тип; 6 – маардуская, II тип; 7 – суурыйеская, II тип; 8 – маардуская, IV тип; 9 – суурыйеская, IV тип

относятся к песчано-алевритовым разновидностям, в которых преобладает крупноалевритовая фракция (50–66%); мелкопесчаная фракция составляет в них 30–40% (см. рис. 13); мелкоалевритовая 1,2–8,3%; средне- и крупнопесчаная соответственно 0,2–4,5 и 0,1–0,5%. Гранулометрический состав пород маардуской пачки во всех изученных разрезах данного типа меняется слабо; лишь снизу вверх наблюдается увеличение количества мелкопесчаных зерен за счет уменьшения алевритовых. Медианный размер зерен в этих породах колеблется около 0,1 мм.

Суурййеская пачка по сравнению с маардуской характеризуется более крупным размером обломочных зерен. Но все же и здесь преобладает мелкопесчаная фракция, содержание которой в большинстве разрезов превышает 60%. Среднепесчаная фракция содержится в количестве 2–43%, а в сумме обе эти фракции составляют 77–96% средневзвешенного гранулометрического состава пород. Остальные 4–23% зерен алевритовой размерности. Их содержание несколько увеличивается к югу, в разрезах скважин Ф - 136 и F = 27 Медианный размер обломочных зерен колеблется преимущественно в пределах 0,15–0,2 мм.

Разрезы четвертого типа, район Тоолсе–Раквере–Кохтла–Ярве. *Маардуская пачка* в разрезах четвертичного типа характеризуется резким различием гранулометрического состава нижней и верхней ее половин.

В средневзвешенном гранулометрическом составе пород маардуской пачки преобладают средне- и мелкопесчаные фракции, составляющие в сумме 50–85%, существенное значение в этих разрезах приобретают крупнопесчаные зерна, содержащиеся в количестве 2–20%. В прослоях брахиоподового "конгломерата" содержание крупнопесчаной фракции доходит до 30–40%, например разрезы обнажения Тоолсе, скважин Ф - 157 и Ф - 158. Алевритовые зерна в нижней половине маардуской пачки составляют 5–10%, а в верхней ее половине содержание их возрастает до 50–70%. Медианный размер обломочных зерен в породах нижней половины пачки колеблется в пределах 0,2–0,35 мм, а в верхней – преимущественно около 0,10 мм. В районе разрезов четвертого типа к югу от глинта отмечается явное увеличение размеров обломочных зерен: уменьшение количества алеврита и возрастание доли средне- и крупнозернистого песка (скважины Ф - 157, Ф - 158 и Ф - 162), т. е. наблюдается тенденция, обратная по сравнению с более западными разрезами, где к югу происходит уменьшение зернистости терригенного материала.

Суурййеская пачка разрезов четвертого типа изучена в обнажении Тоолсе и в скважинах F-12 и F-13. К востоку она выклинивается. Породы суурййеской пачки этого района представлены мелко-среднезернистыми песками, в которых преобладает среднепесчаная фракция (45–70%); суммарное содержание средне- и мелкопесчаных зерен около 85%; на долю крупного песка приходится 3–8%, на долю алеврита – 7–12%. Медианный размер зерен колеблется от 0,25 до 0,35 мм. Так же как и для нижележащих пород маардуской пачки, наблюдается тенденция увеличения крупности зерен с севера на юг.

Разрезы пятого типа, район Тойла-Мартса–Утрия. *Маардуская пачка* представляет весь разрез пятого типа. Характерной особенностью пород этих разрезов является резкое преобладание крупноалевритовой фракции над всеми остальными фракциями. Количество песка в средневзвешенном гранулометрическом составе не превышает 30%, мелкого алеврита содержится всего около 12%. Средневзвешенное содержание крупноалевритовой фракции в большинстве разрезов не менее 65%, в отдельных пробах 80–90%. Изменение гранулометрического состава пород по площади незаметны и лишь в обнажении Утрия за счет уменьшения крупноалевритовой фракции увеличивается содержание мелкопесчаной. По разрезу наблюдаются существенные изменения: в основании фосфатоносных отложений, в прослое мощностью 0,1–0,5 м содержатся зерна лишь песчаной фракции с медианным размером 0,25–0,3 мм. Выше весь разрез мощностью около 4 м состоит из крупноалевритовых зерен с преобладающим медианным размером около 0,05 мм.

В обнажении Орасоя и скважине F - 19 в средневзвешенном гранулометрическом составе пород нет резко преобладающих по количеству фракций: средне- и мелкопесчаные, крупно- и мелкоалевритовые фракции присутствуют в количестве 20–30%. Содержание крупнопесчаных и гравийных зерен не превышает 1%. Но при более детальном рассмотрении видно, что нижняя половина разреза состоит только из средне- и мелкопесчаной фракций с медианным размером 0,2–0,25 мм, в то время как в верхней половине этого разреза, названной А. Р. Лоогом (1963) орасояской пачкой, преобладает алеврит с медианным размером зерен 0,05 мм.

В следующих к востоку изученных обнажениях на р. Нарве, в карьерах Кингисеппского месторождения и на р. Луге фосфатоносные отложения представлены, вероятно, только верхней частью, т. е. суурййеской пачкой по р. Нарве и тосненским подгоризонтом в Ленинградской области. На р. Кихтолке (см. рис. 3, обл. 28) появляется в разрезе и нижняя часть пакерортского горизонта – ладожский подгоризонт.

По гранулометрической характеристике обломочного терригенного компонента фосфатоносных отложений сходны между собой разрезы от р. Нарвы до р. Сумы, которые рассматриваются вместе. Наиболее восточный изученный нами разрез в западной части Ленинградской области на р. Ломашке более сходен по гранулометрии с разрезами восточной части Ленинградской области, в связи с чем рассматривается совместно с ними в пределах района от р. Ломашки до р. Сясь.

Район р. Нарва – р. Сума. *Ладожский подгоризонт* в обнажениях Кихтолка, Котлы и Сума представлен в основном среднезернистым песком, содержание которого в средневзвешенном гранулометрическом составе колеблется в пределах 58–75%. Мелкопесчаная фракция – 21–38%; на долю крупнопесчаной, алевритовой и глинистой фракций приходится 5%. Медианный размер обломочных зерен пород колеблется в интервале 0,25–0,35 мм.

Тосненский подгоризонт – суурййеская пачка в разрезах между-

речь Нарва—Сума. Отложения по гранулометрическому составу сходны с породами суурйеской пачки на месторождении Тоолсе (скважина F-13). В обоих случаях преобладают среднезернистые пески.

Средневзвешенное содержание фракции среднезернистого песка колеблется здесь в пределах 60 — 75%, т. е. приблизительно такое же, как в нижележащих породах ладожского подгоризонта, но крупнопесчаных зерен в породах тосненского подгоризонта больше, в среднем около 10%, в отдельных случаях до 15 — 17%, например в обнажении Нарва и скважине F-20. Содержание фракций мелкозернистого песка в среднем около 20% и колеблется от 5% в скважине F-20 до 28% на Кингисепском месторождении. Таким образом, фракции крупно-, средне- и мелкозернистого песка составляют 95 — 98% от всей породы. Зерна гравийного и алевритового размера не превышают 2 — 5%. Медианный размер пород тосненского подгоризонта описываемого района в большинстве случаев 0,35 мм, изредка 0,4 мм. Изменения гранулометрического состава как по разрезу, так и по площади незначительны.

Район р. Ломашка — р. Сясь. *Ладожский подгоризонт* этого района охарактеризован по шести разрезам. Породы представлены песками с содержанием мелкозернистой фракции 41 — 57%, в обнажении Волхов достигает 94%; содержание среднезернистого песка 14 — 41%, крупного алеврита 3 — 37%. В общих чертах средневзвешенное содержание гранулометрических фракций в ладожском подгоризонте района рек Ломашка—Сясь почти такое же, как в маардуской пачке разрезов четвертого типа в районе Тоолсе—Сака. В отличие от последних увеличение крупности обломочных зерен в районе Ломашка—Сясь не сопровождается увеличением количества брахиоподового детрита.

Тосненский подгоризонт в разрезах обнажений Ломашка, Тосна и Лава по гранулометрическому составу пород сходен с суурйеской пачкой Западной Эстонии в разрезах первого и второго типа. Исключением является разрез обнажения Сума, где главную роль играют более крупнозернистые фракции, средневзвешенное содержание которых близко к содержанию в породах разрезов Нарва—Сума. Отложения разреза Нарва—Сума отличаются наибольшей крупнозернистостью по отношению ко всем остальным разрезам района Ломашка—Сясь. Крайние восточные разрезы района Волхов — Сясь отличаются от всех более западных разрезов тем, что породы в них состоят почти только из одной мелкопесчаной фракции. Последняя в разрезе обнажения Волхов составляет 95%, Сясь — 88%.

В западной половине Эстонии до Тоолсе—Раквере, где ширина изученной территории от глинта к югу достигает 50 км, наблюдается четкая тенденция к уменьшению размеров обломочных зерен в породах к югу по всему разрезу фосфатоносных отложений.

Гранулометрический состав обломочных зерен нижней части фосфатоносных пород Ленинградской области, выделенный в ладожский подгоризонт, отличается большей крупностью по сравнению с однотип-

ными породами маардуской пачки Эстонии. Верхняя часть разреза фосфатоносных отложений — суурйеская пачка — на территории западной Эстонии и соответствующий ей тосненский подгоризонт на территории Ленинградской области по гранулометрическому составу весьма сходны между собой. Средняя часть изученной территории от р. Сумы выделяется большей крупностью зерен обломочного кварца в этой части разреза.

4. Текстура отложений

Характеристика текстуры отложений пакерортского горизонта основана на тысячах замеров элементов залегания косых слойков и гранулометрических анализах по всей приглинтовой полосе.

При изучении литолого-фациальных особенностей фосфатоносных песков Эстонии и Ленинградской области обращает на себя внимание отчетливо выраженная косая слоистость, распространенная во всей толще, за исключением пачки переслаивания аргиллитов и алевролитов. Проявляется косая слоистость благодаря различной окраске, различному гранулометрическому составу смежных слойков, послойному расположению скоплений брахиоподового детрита и отдельных створок и неравномерному распределению в слоях окисных соединений железа. Анализ морфологии пространственного расположения и приуроченности к определенным литологическим разновидностям пород позволил выделить два морфогенетических типа косой слоистости.

Первый тип слоистости — сублиторальный — развит на всей изученной территории. В западной части района этот тип косой слоистости характерен для оболочевой толщи по всей ее мощности. Косая слоистость этого типа выражена довольно четко, она мелкая, мощность отдельных серий колеблется от 5 до 25 см, в среднем составляя 10 — 15 см. Протяженность косых серий в продольных разрезах (параллельных максимальным наклонам слойков) 10 — 20 м; в поперечных сечениях (нормальных к продольным) длина серий колеблется от 3 до 10 м. Серийные швы в продольных разрезах обычно слегка вогнутые, на отдельных участках прямолинейные. В поперечных сечениях наиболее обычна мультислойчатая форма серийных швов как симметричная, так и несимметричная. Строение каждой серии примерно одинаково. В продольном сечении они сложены субпараллельными слабоогнутыми косыми слойками, иногда эта вогнутость в основании переходит в выполаживание слойка вплоть до горизонтального его положения. Угол наклона слойков к горизонту в разных сериях варьирует от 5 — 7 до 25 — 29° и в среднем составляет 17 — 19°. Отмечается некоторая зависимость угла наклона слойков от мощности косой серии: более мощные серии характеризуются более крутыми углами наклона. Однако четкой связи этих параметров установить не удалось. В поперечных разрезах в большинстве серий наблюдается мультислойчатая форма слойков, параллельных друг другу в нижней границе серии. Мощность слойков колеблется в пределах 1 — 7 мм. Иногда в строении косых серий наблю-

дается ритмичность: довольно правильное чередование темных и светлых полос, причем темные полосы сложены песком, как правило, обогащенным детритом и в большей степени ожелезненным.

Внутреннее строение слоев довольно однородно, иногда кверху отмечается незначительное уменьшение крупности зерен песка, содержания и размеров детрита.

В районе между р. Нарвой и р. Сумой сублиторальный тип слоистости приурочен лишь к нижнему детритовому и среднему песчаному слоям. Морфология косой слоистости в этом районе совершенно аналогична морфологии слоистости западных разрезов. Отличие ее здесь состоит в большей четкости слоистости, преимущественно за счет укрупнения кластического материала и увеличения количества детрита.

В обнажениях по рекам Нарве (в карьере комбината "Фосфорит"), Луге и Суме брахиоподовые пески также содержат довольно многочисленные целые тонкостенные створки брахиопод, которые, располагаясь по косым слоям, обуславливают четкое проявление слоистости. За счет большей крупности кластического материала здесь несколько увеличиваются и мощности слоев — до 2 — 10 мм. Мощности серий сохраняются в тех же пределах. В двух местах (в обнажениях по рекам Нарве и Луге) косая слоистость описываемого типа встречена в кровле верхнего детритового слоя, в прослое среднезернистых песков мощностью 20 — 30 см. Мощности серий составляют 5 — 8 см, слоев — 1 — 5 мм, форма проявления слоистости аналогична нижним горизонтам. Ее обуславливают послойное расположение брахиоподового детрита и различие гранулометрического состава. Основное отличие этих песков от песков нижних слоев — несколько большая крупность терригенного и детритового материала. Нижние слои содержат главным образом целые створки, и слоистость в них мельче.

Дальше на восток, в обнажениях на р. Ломашке, у пос. Гостилицы, на реках Саблинке и Тосне косая слоистость сублиторального типа вновь распространена по всему разрезу оболочевой толщи. Морфология слоистости остается такой же, в отдельных местах слоистость здесь менее четко выражена.

Ориентировка косой слоистости в большинстве обнажений, на первый взгляд, кажется беспорядочной, разнонаправленной, не имеющей резко выраженного общего направления наклонов. Слоистость имеет такой характер главным образом в поперечных сечениях. В продольных разрезах улавливается некоторая преобладающая ориентировка в восточных румбах. Это подтверждается и анализом многочисленных замеров азимута наклона косых слоев, которые в подавляющем большинстве обнажений группируются в восточных румбах. Наиболее частая ориентировка наклонов колеблется в интервале от СВ 30—40° до ЮВ 120—140°, иногда образуя довольно правильное веерное рассеивание, в других случаях особенно на западе, группируясь в два четких пучка: восточно-юго-восточный и северо-восточный. Лишь в районе рек Нарвы и Луги ориентировка отклоняется от восточной и имеет преимущественно северо-северо-восточное направление.

Анализ ориентировки косой слоистости в прослое песков в самой верхней части оболочевой толщи на реках Нарве и Луге показывает, что здесь имеются два максимума, незначительно отличающихся по значимости друг от друга, но противоположно направленных: на восток-юго-восток и запад-юго-запад. Число замеров в каждом примерно одинаково.

Второй тип косой слоистости — потоковый — на территории Прибалтики выделен Л. Н. Куляминим (1975) впервые и присутствует лишь в песках верхнего детритового слоя обнажений по р. Нарве, у г. Кингисеппа и с. Котлы. На остальной территории Эстонии и Ленинградской области этот тип слоистости в оболочевых песках не встречен.

Слоистость второго морфогенетического типа — крупная, мощности серий 0,3 — 1 м, в среднем 0,6 — 0,8 м. В обнажении часто этот слой бывает представлен одной косой серией. В продольных сечениях серии прослеживаются на многие десятки и даже сотни метров, иногда без признаков выклинивания. В поперечных сечениях размер серий меньше и достигает лишь первых десятков метров. Серийные швы в продольных разрезах обычно прямолинейные, слегка волнистые, изредка с небольшими выступами, слабо наклонены навстречу общему падению косой слоистости, реже — в ту же сторону. В поперечных разрезах серийные швы имеют субгоризонтальную, слабоволнистую, вогнутую, иногда неправильную форму. Слойки, образующие серию, имеют мощность 0,5 — 2 см; они субпараллельные, прямолинейные, заметно выполаживаются к подошве серий, в прямолинейной части серии угол падения колеблется в пределах 12 — 35°, в среднем 20 — 22°. В верхних частях серий слойки иногда имеют волнистую форму, обусловленную, видимо, в одних случаях гравитационным оползанием рыхлого материала по поверхности наслоения (микрооползни), в других — знаками ряби.

В сложении серий часто обнаруживается ритмичность. Нижние слойки в ритме представлены наиболее грубозернистым материалом, имеют более темную окраску и большее содержание брахиоподового детрита. Вверх материал слоев становится более светлым и мелкозернистым, с меньшим содержанием детрита. Мощности ритмов по нормали к слоям 5 — 15 см.

Азимуты наклонов косой слоистости описываемого типа как визуально в обнажениях (в продольных сечениях), так и по результатам замеров четко выражены. Круговые диаграммы обнаруживают концентрации точек главным образом в северо-западных румбах.

Трехмерный анализ косой слоистости в карьере комбината "Фосфорит" и в обнажениях по рекам Саблинке и Тосне показывает, что косая слоистость сублиторального типа образовалась в результате перемещения и наложения друг на друга песчаных гряд, имеющих в плане серповидную форму с "рогами", обращенными по течению.

В. П. Зенкович (1962) указывает, что дрейфовые и приливно-отливные течения могут формировать различного рода гряды. В большинстве случаев эти формы вытягиваются нормально к направлению течения. Подобные течения в условиях современного прибрежного мелководья

обязаны своим возникновением ветровому волнению и волновой рефракции и изучены довольно хорошо, это так называемые вдольбереговые течения (Зенкович, 1962; Леонтьев, 1961 и др.). Такой механизм формирования косой слоистости наиболее чувствителен к локальным колебаниям гидродинамического режима бассейна и в совокупности с последующим размывом отдельных гряд (полным или частичным), вероятно, и обуславливает весьма малые размеры ископаемых косослоистых серий. Следовательно, с генетической точки зрения сублиторальная косая слоистость может быть названа "серповидно-грядовая косая слоистость вдольбереговых течений".

Существенно отличается от описанной потоковая косая слоистость верхнего детритового слоя района Нарва – Котлы. Реконструкция этого типа косой слоистости в трех измерениях позволяет считать ее образование также результатом перемещения и наложения друг на друга поперечных к течению песчаных гряд, но эти гряды имели в плане сильновытянутую, почти прямолинейную форму со значительным превышением длины над шириной. Генетически этот тип косой слоистости может обозначаться как "прямолинейногрядовая косая слоистость потоков".

Различие в силе течений и потоков устанавливается по многим признакам: различию углов наклона, ширине веера разброса ориентировки наклонов косых слойков и типов ориентировки вытянутых кластических зерен. Некоторые из этих признаков могут служить не только для характеристики динамики среды отложения (например, наклон слойков, гранулометрические параметры), но также и для установления фациальной принадлежности отложений.

Серповидно-грядовая косая слоистость имеет пологие наклоны слойков ($17 - 19^\circ$) и высокое рассеивание, что может свидетельствовать о прибрежно-морском происхождении этого типа косой слоистости. Для прибрежно-морских отложений зоны подводных течений характерны углы наклона $10 - 25^\circ$ и веерообразная направленность азимутов наклонов слойков в смежных сериях (Ботвинкина, 1962).

Следует вкратце остановиться на третьем типе косой слоистости, имеющем ограниченное распространение, встреченном в маломощных песчаных прослоях в кровле верхнего детритового слоя в обнажениях по рекам Нарве и Луге. Отчетливая противоположная направленность двух максимумов на розе-диаграмме и определенная их симметричность могут свидетельствовать об образовании такого типа косой слоистости в зоне попеременных обратно-направленных движений воды, что характерно для самой прибрежной зоны бассейна – зоны волнения с набеганием и прибоем волн до кромки берега.

На рис. 14 показаны средние направления азимутов наклонов косой слоистости в нижнем песчаном и в верхнем детритовом слоях в каждом обнажении. Число систем косых серий в каждом обнажении колеблется от 4 до 7, в среднем 5, число замеров от 30 - 40 до 100 - 140 на обнаже-

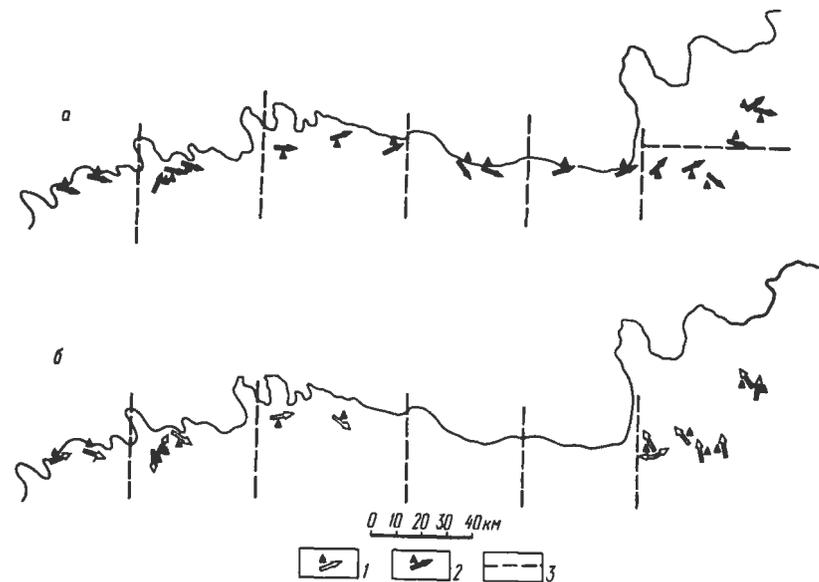


Рис. 14. Ориентировки векторов косой слоистости: а – нижний детритовый и песчаный слои, б – верхний детритовый слой. Отложения: 1 – прибрежно-морские; 2 – русловые; 3 – границы участков с одинаковой ориентировкой векторов

ние. Общее направление наклонов косой слоистости преимущественно с запада на восток, с небольшими отклонениями к северо-востоку и юго-востоку.

Кроме изменчивости направления движения среды на рассеивание векторов косой слоистости большое влияние оказывает локальный микрорельеф той поверхности, на которой происходило отложение осадков. В данном случае это поверхность кембрия.

Первой и главной причиной рассеивания векторов косой слоистости является изменчивость направлений и режимов вдольбереговых течений. Второй причиной, как уже было отмечено, является микрорельеф поверхности дна бассейна осадконакопления. Ориентировка всех последующих косых серий также контролировалась микрорельефом поверхности седиментации.

Третьим фактором рассеивания векторов косой слоистости является фактор сечений. Об истинной ориентировке течения мы сможем получить правильные данные только по одному главному сечению, проходящему через ось симметрии гряды, в случае несимметричных гряд главное сечение определить труднее – оно будет находиться в одном из "рогов" гряды.

5. Состав легкой и тяжелой фракций пород

Здесь приводится краткое обобщение первичного фактического материала минерально-петрографических лабораторий Ленинградской экспедиции СЗТГУ: 79 образцов керна скважин; УГ СМ ЭССР: 38 образцов керна скважин и 196 образцов из обнажений. В каждом образце выделялись легкая и тяжелая фракции. Образцы тяжелой фракции в лаборатории СЗТГУ были подвергнуты магнитной и электромагнитной сепарации.

Минеральный состав пород изучен по результатам подсчетов в иммерсионных препаратах гранулометрических фракций и по шлифам слабо- и среднесцементированных пород. При разделении образцов на гранулометрические фракции с целью минералогического анализа подготовка образцов производилась без растворения карбонатов и фосфатов для того, чтобы сохранить все компоненты исходного образца, как требовалось по заданию геологоразведочных работ.

Легкая фракция представляет собой основную часть (53 – 99,9%) пород, причем преобладают образцы с содержанием этой фракции более 95%. Фракция представлена главным образом кварцем и в небольших количествах содержит полевые шпаты, кварцево-полевошпатовые агрегаты, глауконит, обломки створок брахиопод, карбонаты, отдельные чешуйки мусковита и биотита, обломки сланцев, глинистых, эффузивных и кремнистых пород.

Кварц представлен бесцветными и молочно-белыми угловато-окатанными и хорошо окатанными зернами, иногда с карбонатами и сульфидами на поверхности. В кварце отмечаются включения пузырьков газа и иногда кристаллов ильменита, циркона, турмалина, некоторые здесь регенерированы. Содержание кварца в большей части образцов разрезов на территории Эстонии 70 – 90%, в образцах разрезов на территории Ленинградской области – более 90%.

Полевые шпаты в небольшом количестве содержатся почти во всех образцах: количество их в разрезах Эстонии достигает 5 – 15%, а в разрезах Ленинградской области – обычно менее 1%. Калиевые полевые шпаты и плагиоклазы часто регенерированы, с оболочками обрастания. Наряду с обломочными встречаются и аутигенные кристаллы полевых шпатов.

Глауконит присутствует в виде темно-зеленых, зеленовато-серых и буровато-зеленых округлых зерен. Содержание его обычно не более 1% и, как исключение, может достигать 10%. Карбонаты в основном представлены остатками кальцеитового цемента и изредка кристаллами доломита. Обычно это серые и сероватые мелкие агрегаты. Кроме перечисленных минералов, в легкой фракции встречаются частицы аргиллитов, зерна, представляющие собой кварцево-глауконитовые агрегаты, и в отдельных образцах гидрослюда.

Тяжелая фракция присутствует во всех образцах в количестве от долей процента до 10–15%. В некоторых образцах наблюдается более вы-

сокое содержание этой фракции за счет обломков пиритизированных створок, которые могут составлять от 73 до 100% фракции.

По сравнению с разрезами Ленинградской области западные разрезы Эстонии значительно богаче почти всеми минералами, характерными для тяжелой фракции. Так, в западных разрезах в значительно большем количестве встречаются повсеместно распространенный циркон, минералы группы окислов титана: рутил, брукит и анатаз, а также лейкоксен и ильменит. Четверть всех образцов Эстонии содержит титанит, встречающийся в восточных разрезах лишь в единичных образцах. Значительно шире распространены турмалин, присутствующий в разрезах Ленинградской области в электромагнитной и немагнитной подфракциях образцов. Чаще встречены гранаты, апатит, эпидот. Спорадически встречаются шпинель, везувиан, барит и флюорит.

Тяжелая немагнитная подфракция содержится во всех образцах западных разрезов, составляя от 0,1 до 32,2%. Основным ее компонентом являются обломки створок брахиопод в количестве не менее 70%. Довольно часто здесь встречаются циркон и сульфиды железа (менее 1%) и значительно реже в том же количестве – сфен, галенит, сфалерит.

Тяжелая электромагнитная подфракция присутствует в 40 образцах разрезов Ленинградской области в ничтожно малых количествах (следы) и в 39 образцах составляет от 0,1 до 0,8%. Главную роль здесь, так же как и в разрезах Эстонии, играют обломки створок брахиопод, встреченные во всех образцах. В единичных случаях отмечены сфен, рутил и мусковит (менее 1%). Гидроокислы железа определены совместно с гематитом в 19 образцах, а гематит с мартитом – в 36 образцах.

Тяжелая магнитная подфракция практически отсутствует, ибо ее содержание в 71 образце отмечено как следы, в 6 образцах присутствует магнетит и в одном мартит в количестве менее 1%.

Итак, изученные породы на 90% представлены минералами легкой фракции. Эта фракция состоит на 73–90% и нередко на 99,9% из кварца, что, по-видимому, зависит от состава и степени изменения размывавшихся пород кембрия, которые послужили источником обломочного материала отложений пакерортского горизонта. Кварцевый состав обломочного материала, отсутствие слюд и незначительное содержание полевых шпатов указывает на неоднократный переыв осадков, что привело к разрушению менее устойчивых минералов.

6. Минеральные образования седиментационной и диагенетической стадий формирования отложений

Детальное изучение в полевых и лабораторных условиях пород пакерортского горизонта позволило автору установить определенные соотношения минералов и выделить стадии минералообразующих процессов (табл. 2).

По генетическому признаку минералы в изученных породах разделены на седиментационные, раннедиагенетические – первичные и позднедиагенетические или эпигенетические – вторичные. К седиментационным

**Стадии минералообразования в фосфатных отложениях
ордовика Прибалтики**

Процессы	Главные компоненты отложений
I. Седиментационная стадия	
Перераспределение веществ в осадке: замещение фосфата створок брахиопод сульфидом железа и карбонатами, формирование микро- и макроконкреций, цементация осадка	Глауконит, пирит в створках брахиопод, в глинах и аргиллитах; фосфат, кальцит, доломит, анкерит в конкрециях
II. Постседиментационная стадия	
1. Диагенез ранний или сингенез	
Накопление обломочного терригенного материала, биогенных и хемогенных осадков в морском бассейне	Кварц, полевые шпаты, глинистый материал, минералы тяжелой фракции, створки беззамковых брахиопод фосфатного состава, органические вещества, фосфат хемогенный, гидроокислы железа, карбонаты, цементирующие пески
2. Эпигенез или поздний диагенез (вторичные процессы – осадочная порода)	
Разрастание (регенерация) обломочных зерен, заполнение пор новообразовавшимися минералами; коррозия (растворение и замещение) кварца, полевых шпатов, фосфата, глинистого вещества	Кварц и полевые шпаты регенерационных оболочек, цемента разрастания и заполнения пор; гидрослюда: чешуйки по дисперсному глинистому веществу, кварцу, полевым шпатам; пирит: конкреций, рассеянный коррозионный цемент, псевдоморфозы по органическим остаткам
Раскристаллизация фосфата, гидрослюд, карбонатов, сульфидов, кремнезема	Фосфат: кристификационные оболочки, сферолиты, колломорфные наетки, цемент
Привнос и вынос (цементация и децементация) карбонатов, сульфатов кремнезема, гидроокислов железа, фосфата	Карбонаты: цемент коррозионный, прорастания, пленочный, смешанный; рассеянные агрегаты и отдельные кристаллы. Халцедон в цементе

Процессы	Главные компоненты отложений
Окисление в зоне гипергенеза пирита, глауконита, железистого карбоната, органических веществ	Гипс: цемент прорастания и коррозионный, друзы по створкам брахиопод, заполнение отдельных пор в породе
Восстановление в условиях отрицательного окислительного потенциала () окисных форм железа и серы, рассеянных органических веществ	Минералы гидроокислов железа: по пириту, карбонатам, в цементе породы, по глаукониту. Каолинит по полевым шпатам и слюдам

относятся фосфат створок брахиопод, часть хемогенного фосфата, некоторая часть карбонатов и терригенные минералы. Последние в данном разделе на рассматриваются.

К раннедиагенетическим минералам относятся глауконит, фосфат хемогенный скрытокристаллической структуры, пирит, заключенный внутри створок брахиопод и в аргиллитах, и частично карбонат конкреционных песчаников.

К позднедиагенетическим минералам отнесены карбонаты; пирит; фосфат хемогенный кристаллической структуры; аутигенные: кварц, полевые шпаты, халцедон, гидрослюда, каолинит, минералы гидроокислов железа, минералы сульфатов кальция и железа.

Из перечисленных минералов породобразующее значение имеют лишь карбонаты и фосфат; гидрослюда – в отдельных прослоях глин и аргиллитов; пирит – в "пиритовой плите" и кварц – в виде регенерационного цемента плитчатых песчаников. В малых количествах содержатся глауконит, гипс, халцедон.

Минералы вторичного происхождения преобладают в породах фосфатной толщи. Они образовались в результате процессов избирательного растворения минералов, осаждения, перекристаллизации, окисления, восстановления, привноса веществ и замещения одних минералов другими.

Растворение и коррозия сопровождаются замещением и разрастанием кварца и полевых шпатов. Осаждение из растворов приводит к цементации карбонатами, гипсом, кварцем, фосфатом, гидроокислами железа. Окисление разрушает сульфиды, за счет которых образуются минералы устойчивые в зоне гипергенеза, – гидроокислы железа и сульфаты. Восстановительная среда благоприятствует возникновению и сохранению сульфидов и органических веществ. Мигрирующие по проницаемым породам растворы вступают во взаимодействие с минералами, растворяя

их или образуя новые соединения, которые выпадают из раствора в виде разнообразного цемента.

Вторичные минералы рассматриваемой толщи развиты в несцементированных породах преимущественно локально и рассеянно, в сцементированных же породах имеют сплошное развитие. Но последний случай не имеет регионального распространения.

Характер вторичных изменений пород в отложениях определяется прежде всего кварцевым составом песков, наличием в них фосфатных створок брахиопод, а также составом вмещающих пород: подстилающих и перекрывающих. Кроме того, интенсивность и распространенность процессов изменений пород находятся в зависимости от гидрогеологических и тектонических условий.

Изменения в стадии позднего диагенеза пород пакерортского горизонта по сравнению с изменениями аналогичных отложений платформенных и геосинклинальных областей находятся в начальной стадии своего развития. На это указывает слабая неравномерная литификация и резко подчиненное значение сцементированных пород, локальное, точечное развитие вторичного кварца и отсутствие зон сплошного развития вторичной гидрослюдь в глинистых прослоях. Несмотря на это, процессы вторичного минералообразования в фосфатносных отложениях Прибалтики оказывают большое влияние на качество фосфоритовых руд брахиоподовой толщи, изменяя состав, структуру и текстуру пород.

При изучении вторичных изменений в породах пакерортского горизонта Прибалтики учтен опыт работы ряда исследователей, изучавших эти явления на других объектах платформенных областей (Пустовалов, 1940, 1956 и др.; Шутов, 1962 и др.; Копелиович, 1965; Занин, 1967; Логвиненко^{1,2}, 1968 и др.).

Отдельные седиментационные и диагенетические минералы и процессы вторичных изменений описываются совместно с первичными процессами минералообразования для каждого минерала. Среди хемогенных минералов не всегда удается с достаточной точностью различить первичные и вторичные стадии их возникновения. Поэтому выделяются генерации относительно раннего и позднего происхождения.

Створки брахиопод находятся в оболочках песках главным образом в виде детрита разной крупности, реже в целом виде размером до 1—1,5x0,7—1 см при толщине 0,1—0,2 см. Наиболее крупные остатки створок скапливаются по плоскостям напластования, в средне- и мелкозернистых песках. Местами в этих песках встречаются линзы сплошного ракушечника, состоящие из крупного детрита и целых створок брахиоподового "конгломерата". Цвет створок меняется от бледно-желтоватого до светло-коричневого до черного в зависимости от степени их выветрелости и замещения фосфата пиритом, гидроокислами железа, карбонатами и гипсом.

Наблюдая под микроскопом поперечные и продольные сечения створок, можно видеть, что они состоят из тончайших оптически одинаково ориентированных бесцветных пластинок в той или иной степени кристал-

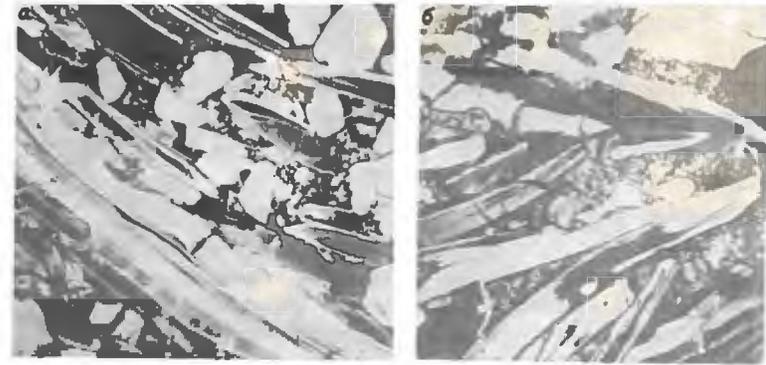


Рис. 15. Створки брахиопод в доломитовом цементе. Ув. 50. Без анализатора:
а — коррозии створок не наблюдается; б — створки корродированы пиритом и карбонатом

лического фосфата, чередующихся с тонкодисперсным непросвечивающим веществом. Фосфатные пластинки соединяются между собой перпендикулярно направленными к ним тончайшими капиллярами, состоящими также из фосфата (рис. 15).

Тонкодисперсное изотропное вещество состоит из фосфата, органического вещества, гидроокислов железа, пирита и карбонатов. Очевидно, непросвечивающие участки створок первоначально состояли из органического вещества, реликты которого обнаруживаются анализами на органический углерод в количестве десятых долей процентов. В процессе диагенеза происходило замещение вещества створки, прежде всего дисперсной ее части пиритом, а при окислении его — гидроокислами железа и гипсом, кроме того, доломитом и кальцитом. Хорошо раскристаллизованный фосфатный каркас створок по сравнению с более реакционно-активным дисперсным веществом сохраняется дольше. Поэтому в начальных стадиях изменений наблюдается неравномерное избирательное разрушение створок, в последующих стадиях процесс изменения развивается дальше, захватывая и раскристаллизованные пластинки (см. рис. 15). Фосфат створок оптически характеризуется высоким светопределением, сравнительно низким двуупределением, волнистым или равномерным погасанием.

Химический состав створок брахиопод изучен и определен как фторсодержащий фосфат кальция, минералогически — фторкарбонатапатит. А. И. Смирнов (1966 г., 1972) считает, что фосфатное вещество створок представляет собой изоморфную смесь фторкарбонатапатита ($\text{Ca}_{10}\text{P}_5\text{CO}_{23}\text{F}_2$), фторапатита ($\text{Ca}_{10}\text{P}_6\text{O}_{24}\text{F}_2$) и гидроксилпатита

($\text{Ca}_{10} \text{P}_6 \text{O}_{24} (\text{OH})_2$). В решетку апатита ракушечных фосфоритов входит по 0,4–0,7 атома углерода; до 0,4–0,5 атома фтора замещается на гидроксид.

Состав створок практически одинаков во всех анализах, приведенных в литературе (Бушинский, 1952, Курман, 1955; Смирнов, 1972; Лоог, 1962). В средних округленных цифрах состав створок (в %) следующий: $\text{P}_2 \text{O}_5$ – 36, CaO – 50 и F – 2,6–3,3.

Постоянство химического состава створок свидетельствует о первичном органическом происхождении фосфата, из которого они состоят. Все исследователи пришли по этому вопросу к единому мнению. Полные химические анализы створок показывают сложность их состава, обусловленную примесями вторичных минералов, замещающих фосфат, механическими примесями органических, глинистых веществ, зерен кварца, а также сорбцией элементов.

Фосфат хемогенный в брахиоподовых песках пакерортского горизонта играет незначительную роль по сравнению с фосфатом органического происхождения. Однако он широко распространен по всей фосфатонесущей толще в виде различных микроскопических фосфатопоявлений: заполняет пространства между зернами, образует оболочки, прожилки в трещинах створок и пород, натеки, сферолиты, конкреции, псевдоморфозы по органическим частицам

Хемогенный фосфат образует цемент различного типа: пленочный, поровый, базальный, смешанный. По степени раскристаллизации различается цемент скрытокристаллический (изотропный), тонкокристаллический и кристификационный, в том числе радиально-лучистый, часто находящиеся совместно. Новообразования фосфата, наблюдаемые в шлифах в виде сферолитов, инкрустаций (рис. 16) и колломорфных натеков, а также мелкие псевдоморфозы по неопределимому детриту, встречаются сравнительно редко.

Фосфатные оболочки толщиной 0,01–0,02 мм по створкам и обломочным зернам в большинстве случаев лишь частично покрывают поверхность, на которой развиваются, но распространены всюду, где есть брахиоподовый детрит. Наблюдается прямая количественная зависимость фосфатных оболочек от скопления брахиопод, что можно объяснить значительной концентрацией фосфата в морских водах бассейна, где вследствие этого более обильно развивались брахиоподы и в то же время избыток фосфата выпадал из раствора как химический осадок. Кроме того, створки при разрушении в процессе диагенеза сами являлись источником вещества для образования вторичного фосфата.

Нередко наблюдаются оболочки концентрического строения, в которых кроме фосфата содержится карбонат и гидроокисные соединения железа, составляющие отдельные концентраты.

Инкрустации фосфата главным образом характерны для фосфоритовых конкреций, в которых при недостатке фосфата для образования сплошного цемента он распределялся лишь по поверхности зерен и стен-

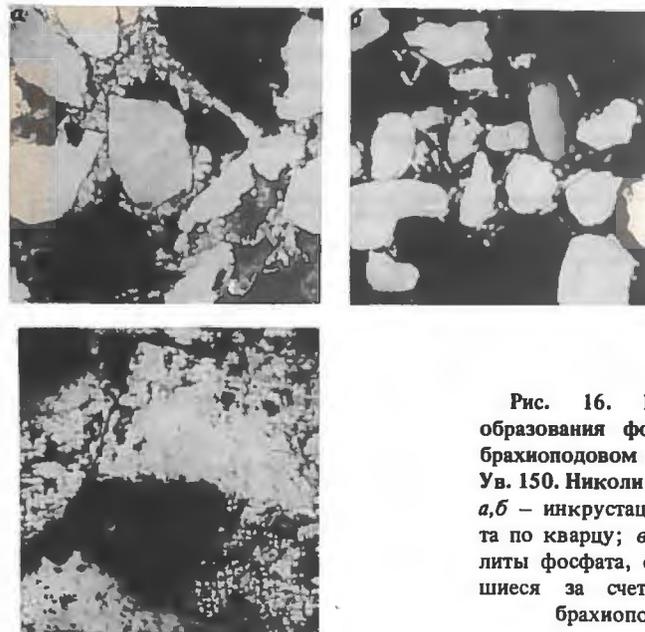


Рис. 16. Вторичные образования фосфатов в брахиоподовом песчанике. Ув. 150. Николи +:
а, б – инкрустация фосфата по кварцу; в – сферолиты фосфата, образовавшиеся за счет створки брахиоподы

кам пор. Нередко инкрустации фосфата развиваются за счет первичного изотропного фосфата, находящегося в порах среди зерен кварца. В этих случаях под микроскопом можно видеть все переходные стадии раскристаллизации фосфата.

Фосфоритовые конкреции представляют собой алевролиты и песчаники, различающиеся как по структуре, так и по соотношению цемента с обломочными зернами. В разных конкрециях преобладает свой тип в зависимости от количества фосфата и структуры цементируемых зерен. В валунах фосфоритового песчаника, встречающихся только на контакте пакерортского горизонта с кембрием, инкрустации фосфата по песчаным зернам и стенкам пор наиболее ярко выражены. Сравнительно более мелкие окатанные конкреции, редко отмечающиеся на том же уровне, что и крупные, отличаются от последних содержанием брахиоподового детрита и меньшими размерами обломочных зерен.

В конкрециях с детритом раскристаллизованность фосфатного цемента проявляется слабее. Эти разные по структуре окатанные конкреции несомненно произошли в разное время и первоначально содержались в разных слоях, размытых наступающим пакерортским морем. Фосфоритовые конкреции, рассеянные изредка в оболочках песках, по диаметру не превышают 2–3 см, они большей частью уплощенной формы с признаками окатанности. Встречаются конкреции и без признаков перемещения – неокатанные с шероховатой поверхностью. т. е. аутигенные, обра-

зовавшиеся позднее окатанных конкреций, очевидно, в стадию эпигене за. Соотношение фосфатного цемента и обломочного материала в конкрециях колеблется в широком диапазоне (табл. 3).

Таблица 3
Химический состав фосфоритовых конкреций

Разрезы	Содержание, %							Примечание
	P ₂ O ₅	CaO	MgO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	CO ₂	Нераств. остаток	
Иру, р. Пирита	19,53	27,32	0,01	1,82	Следы	1,57	44,98	Анализ ЛОПИ, 1970
Маарду, по 4 анализам	7,66–10,52	–	–	0,80–2,40	0,51–2,15	1,30–2,40	67,74	По А. Р. Лоогу (1964)

Химические анализы и микроскопическое изучение шлифов показали, что в состав фосфоритовых конкреций входят компоненты вмещающих песков: кварц, полевые шпаты, брахиоподовый детрит, пирит, гидроокислы железа, алюмосиликаты. Фосфатный цемент скрытокристаллический, тонкокристаллический и крустификационный, разного типа: базальный, поровый и смешанный.

Особо нужно рассматривать окатанные конкреции фосфатного и карбонатно-фосфатного песчаника – валуны и крупные гальки, находящиеся на контакте кембрия с ордовиком. Валуны и гальки песчаников, являясь реликтами эродированных пород кембрия, отличаются по составу и структуре от вмещающих пород. Фосфатные пески могли в первоначальном виде представлять собой конкреции, линзы и прослойки, которые при размывании разрушались и окатывались. В составе валунов детрит отсутствует, размер кварцевых зерен иной по сравнению с размером обломочных зерен вмещающей породы.

Цементом валунов песчаника служит фосфат в виде хорошо развитых крустификационных оболочек по зернам и стенкам пор. Кроме фосфата в цементе некоторых конкреций содержится кальцит, иногда резко преобладающий, а также минералы гидроокислов железа и пирит. Судя по шлифам и химическим анализам, состав валунов непостоянный (табл. 4).

Еще один вид конкреции, находящийся в отложениях лэйтсеского горизонта, представляет интерес с точки зрения нового этапа фосфатонакопления, следующего после пакерортского. На верхнем контакте оболочевой толщи, где ее перекрывают глауконитовые пески лэйтсеского горизонта,

постоянно присутствуют конкреции глауконитового песчаника с фосфатным и карбонатным цементом или с одним из них. Эти конкреции интересны с двух точек зрения: во-первых, как свидетельство новой фазы фосфатонакопления и, во-вторых, как возможный источник фосфата, проникающего в процессе вторичных изменений в нижележащие брахиоподовые пески при разрушении конкреций.

Таблица 4
Химический состав валунов фосфатного песчаника

Разрезы	Содержание, %							Примечание
	P ₂ O ₅	CaO	MgO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	CO ₂	Нераств. остаток	
р. Тосна, обр. 339	3,85	4,08	Не обн	0,39	Не обн	0,86	90,98	Анализ ЛОПИ, 1970
р. Нарва, обр. 677	8,66	13,18	Следы	1,89	0,11	1,52	73,00	
р. Славянка, обр. 520	10,49	15,12	”	1,51	Следы	1,36	69,80	По И. М. Курману (1955)
р. Саб-линка, обр. 71	9,84	13,52	”	0,79	0,10	1,14	73,44	

Фосфоритовые и фосфатно-карбонатные конкреции глауконитового песчаника характеризуются зеленым цветом, овальной и уплощенной линзовидной формой, размерами около 5x10 см, реже до 10x30 см. Залегают на поверхности оболочевой толщи, иногда вдавлены в нее. Распределены разреженно однородным слоем на расстоянии друг от друга около 10–20 см, но часто конкреции сближены.

По составу и по природе аналогами фосфатных конкреций в глауконитовых песчаниках являются линзовидные и плитчатые прослойки фосфатных песчаников толщиной 3–5 см. Они залегают подобно конкрециям на поверхности брахиоподовых песков в основании глауконитовых глинистых песков.

В минеральном составе овальных и плитчатых конкреций основную массу представляет глауконит. В небольшом количестве содержатся кварцевые зерна и мелкий брахиоподовый детрит. Фосфатный цемент – смешанного типа: базального и пленочного в виде оболочек, частично пок-

рывающих зерна. Иногда преобладает кальцитовый цемент, корродирующий глауконитовые и кварцевые зерна. Внутри самих конкреций встречаются еще микроконкреции — образования, состоящие из мелкоалевритовых зерен кварца, сцементированных изотропным фосфатом. Несоответствие крупности зерен микроконкреций зернам вмещающих их конкреций и песка может быть объяснено тем, что они, вероятно, образовались

Таблица 5

Химический состав глауконитовых фосфоритов лээтсеского горизонта

Разрезы	Содержание, %							Примечания
	P ₂ O ₅	CaO	MgO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	CO ₂	Нераств. остаток	
Кингисепское месторождение, обр. 516 р.	6,12	8,69	0,19	0,53	0,52	6,30	60,60	Анализы ЛОПИ, 1971
Саблинка, устье	19,04	30,48	0,56	2,45	1,07	3,75	36,40	По И. М. Курману (1955)

в прослоях с мелким алевритом, а при размыве их оказались в среде песчаных осадков. Несомненно, такие микроконкреции должны быть и в глауконитовом песке, вмещающем конкреции. Непостоянство количественных соотношений минералов в глауконитовых фосфоритах иллюстрируется химическими анализами (табл. 5).

Механизм процессов вторичного минералообразования фосфата и его разрушения представляется нам в следующем виде. В разные стадии диагенеза створки брахиопод разрушались под действием растворов, при этом фосфат замещался другими новообразованными минералами. Часть фосфата мигрировала в растворах по породам и осаждалась среди обломочных зерен на их поверхности в виде сферолитов или псевдоморфоз и прожилков в трещинах. В условиях свободной перегруппировки молекул происходила перекристаллизация фосфата, которая должна быть отнесена к вторичным процессам. Процессы растворения фосфата и замещение его другими минералами могут быть зафиксированы в породах коррозией фосфата.

Коррозия пиритом наиболее интенсивно развита и приводит к снижению содержания фосфора в руде. Пирит замещает фосфат прежде всего внутренней части створки, в то время как выпуклая гладкая поверхность створки остается не затронутой коррозией. Степень замещения пиритом фосфата самая разнообразная, вплоть до сохранения только реликтов и образования псевдоморфоз по створкам.

Коррозия гипсом фосфата интенсивная, но ввиду малого содержания гипса в оболочках песках встречается спорадически в отдельных небольших участках.

Коррозия карбонатами фосфата по сравнению с коррозией пиритом и гипсом слабее выражена, но по масштабам развития занимает первое место. Меньшая интенсивность коррозии карбонатами фосфата здесь может быть объяснена тем, что фосфат более устойчив при высокой кислотности, чем карбонаты.

Коррозия гидроокислами железа фосфата трудно определима благодаря тому, что ожелезненность породы может быть разного происхождения. Местным источником железа служит пирит, окисляющийся в зоне выветривания. Внешним источником являются выше- и нижележащие слои пород, откуда железистые соединения вместе с грунтовыми водами проникают в оболочковые пески и осаждаются здесь, окрашивая и пропитывая всю породу.

Таким образом, в процессе вторичных изменений фосфоритовая руда становится менее качественной из-за потери фосфора, обогащения железом и цементации песков карбонатами. Обратный процесс улучшения качества руды может происходить только при децементации песчаников и выщелачивания из них карбонатов. Насколько развит этот процесс, пока нам неизвестно. В процессе привноса и выноса веществ главную роль играют гидрогеологические и тектонические условия, в том числе и проницаемость пород.

Рассматривая отложения снизу вверх в хронологическом порядке, начиная от подстилающего кембрия и до перекрывающих пакерортский горизонт глауконитовых песков лээтсеского горизонта, можно отметить три основных этапа фосфатонакопления.

Начальный этап фосфатонакопления относится к кембрию. Он зафиксирован мелким, сравнительно малочисленным детритом беззамковых брахиопод, находящимся в алевритах и мелкозернистых песках верхней приконтактной зоны, и окатанными конкрециями — валунами фосфатных песчаников, располагающимися на самой границе кембрия и ордовика.

Второй этап фосфатонакопления происходил в пакерортское время нижнего ордовика. В этот период в песках накапливалось изобилие фосфатных створок беззамковых брахиопод. Хемогенное фосфатонакопление в это время проявлялось весьма слабо.

Конечный, третий этап фосфатонакопления приурочен к фазе максимального глауконитообразования в ордовике. Глауконитовые породы лээтсеского горизонта содержат хотя и не имеющие практического значения, но ощутимые количества фосфата как органогенного, так и хемогенного. Здесь, как отмечено выше, присутствуют и брахиоподовый детрит, и фосфоритовые конкреции. На контакте пакерортского и лээтсеского горизонтов в карьере Кингисепского месторождения местами наблюдается корка глауконитового песчаника с фосфатным цементом базального типа. В конечном этапе фосфатонакопления преобладало хемогенное минералообразование; ранняя его генерация характеризует

ся глауконитом, более поздняя — фосфатом, самая поздняя — карбонатами. Биогенный фосфат в это время играл подчиненную роль; развитие брахиопод, ассимилирующих фосфат, затухало.

Процессы диагенеза наложили глубокий отпечаток на фосфатоносные осадки в виде пиритизации, гидроокисного ожелезнения и карбонатизации, изменив физические и химические свойства фосфоритовых руд. Особенно в больших масштабах проявилась цементация песков доломитом, проникающим сверху из карбонатной кровли при выветривании. Рассмотрим подробнее карбонатные песчаники, образовавшиеся в разные стадии диагенеза (диагенетические образования).

Карбонаты в брахиоподовых песках пакерортского горизонта присутствуют постоянно, но развиты неравномерно и различаются по своему генезису. Несмотря на это, в структурной и текстурной характеристике их много общего. Карбонаты представлены кальцитом, доломитом и анкеритом, встречающимися обычно совместно. Соотношение указанных минералов между собой и с обломочными зёрнами различно, поэтому состав цемента песчаников изменчив. Цементации различаются базального, порового, пленочного и смешанного типов, причем все они в той или иной степени коррозионные. Структура карбонатов меняется от тонкокristаллической до крупнокristаллической. В последнем случае это будет цемент прорастания, где крупные монокристаллы прорастают значительные участки песка, захватывая все компоненты породы. В одном шлифе можно наблюдать несколько разновидностей цемента. Минеральный состав и структура цементируемого материала песчаников не отличается от материала окружающих песков.

В небольших количествах карбонаты рассеяны в породах повсеместно микроскопически малыми участками в виде кристаллических агрегатов, реже отдельных кристаллов. Местами они образуют сплошной цемент целого слоя в верхней или нижней части разреза или большие участки по всей мощности оболовой толщи. В настоящее время карбонатные песчаники считаются в качестве фосфоритовой руды непригодными.

В генетическом отношении карбонаты и сцементированные ими песчаники можно разделить на две главные группы: раннедиагенетические — первичные и позднедиагенетические — вторичные или эпигенетические.

Раннедиагенетический цемент песчаника образовался за счет седиментационного железистого доломита и сформировался в течение разных стадий диагенеза: от самых ранних до самых поздних, включая и современные. Он характеризуется конкреционным сложением, благодаря которому получил свое название — конкреционный песчаник. Залегает в подавляющем большинстве случаев слоями и линзами, ориентированными согласно общему простиранию толщи и выделяется на фоне серого песка вишнево-красным цветом.

Позднедиагенетический (эпигенетический), вторичный песчаник является продуктом выветривания вышележащих известняков и доломитов. Он аналогичен по составу конкреционному песчанику, но резко отличается от него по своей структуре и положению в разрезе.

Эпигенетический песчаник, во-первых, имеет сплошную, неконкреционную структуру и, во-вторых, не имеет определенной ориентировки своего залегания и определенного местоположения в разрезе. Кроме того, форма тел этого песчаника может быть самой разнообразной, не согласующейся с элементами залегания брахиоподовых песков.

Раннедиагенетический песчаник представлен конкреционным песчаником, формирование которого происходило во все стадии диагенеза до современных включительно. Изучение его произведено автором в естественных обнажениях по р. Нарве и в карьерах Кингисеппского месторождения фосфоритовой руды.

Вследствие малого размера (1–1,5 см в диаметре) конкреций, из которых состоит песчаник, и почти идеальной шарообразной их формы он часто называется еще гороховым, а благодаря приуроченности конкреций преимущественно к низам брахиоподовой толщи — нижним.

Цвет конкреций в первоначальном, неизменном песчанике светло-голубой, но в процессе выветривания, в окислительной обстановке он меняется, приобретает бурые оттенки. Ожелезнение, т. е. обогащение песчаника гидроокисными соединениями железа, происходит за счет окисления анкерита*. Скопления шарообразных конкреций песчаника по простиранию и вквост его неравномерны. Местами сростки конкреций образуют монолитный слой, где в отдельных участках песчаник приобрел слитный, неконкреционный характер. Такие монолитные линзы и прослои переходят в конкреционный песчаник с рассыпающимися конкрециями, расположенными между слоями по их поверхности. Конкреции располагаются плотно друг к другу по плоскостям напластования косоугольной слоистости и разреженно между прослоями.

Граница между песчаником и вмещающей породой бывает резко выраженной в виде сплошной корки песчаника, развитой по контакту, или наблюдается постепенный переход во вмещающую породу. В последнем случае конкреций становится меньше, они рассеиваются, степень цементации их слабеет до рыхлой. Конкреционные песчаники залегают линзами выклинивающимися прослоями протяженностью до нескольких десятков и сотен метров, местами — не более 10–15 м. Мощность их меняется от 0,2–0,3 до 1 м. Местоположение в разрезе конкреционных песчаников различно, но в большинстве случаев они развиты в основании пакерортского горизонта на контакте его с кембрийскими отложениями.

В оболовой толще конкреционные песчаники несравненно более развиты, чем в кембрийских отложениях. В последних отдельные конкреции большей частью рассеяны и степень цементации их слабее, часто они настолько рыхлые, что рассыпаются от прикосновения. В обнажениях можно наблюдать несколько разновидностей разрезов в зависимости

* Анкерит установлен методами окрашивания и термографии в разных соотношениях с доломитом.

ти от того, в какой части разреза развиты конкреционные песчаники: только ли в основании оболочной толщи непосредственно на контакте с кембрием или несколько выше этого контакта, а также присутствуют они или нет в подстилающих отложениях кембрия. В одном из обнажений правого берега р. Нарвы конкреционный песчаник, существующий только в основании ордовика, имеет следующее строение (снизу вверх): 1) конкреции, рассеянные в оболочном песке, из которого они легко высыплются, — 0,1–0,2 м; 2) песчаник монолитный — 0,2 м; 3) песчаник с плиткообразными монолитными слойками песчаника, по поверхности которых шарообразные конкреции прикреплены слабо и на обнажении рассыпаются, — 0,4 м.

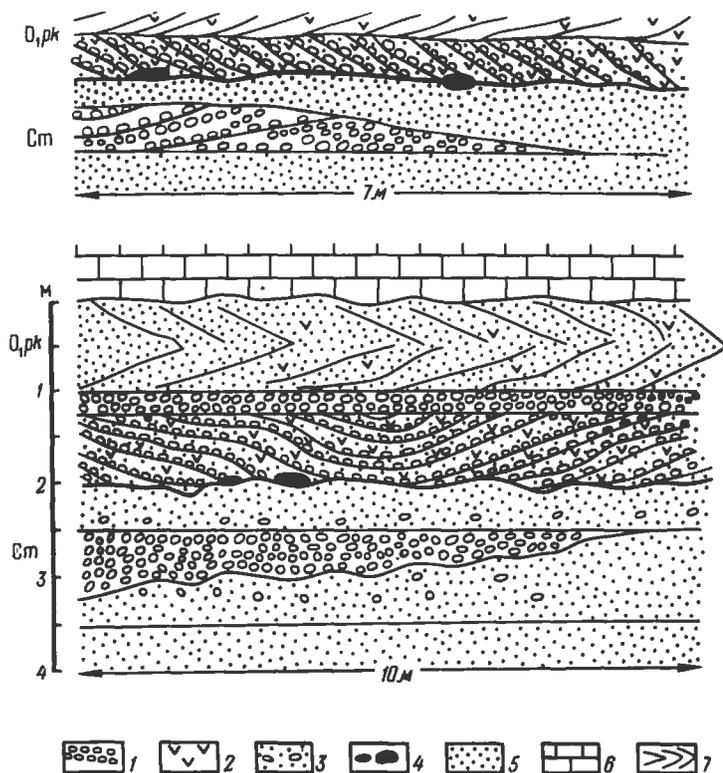


Рис. 17. Разрезы правого берега р. Нарвы в Иваногороде:
1 — конкреционный песчаник; 2 — детрит брахиопод; 3 — песок с рассеянными конкрециями доломитового песчаника; 4 — валуны и гальки фосфатного песчаника; 5 — песок; 6 — известняк, 7 — слоистость

В другом обнажении по этому же берегу р. Нарвы, приблизительно в 50 — 60 м от предыдущего обнажения, конкреционный песчаник развит не только в ордовике, но и в кембрии. Текстура этих песчаников хорошо видна на выветрелой поверхности пород (рис. 17). Конкреции расположены непрерывными рядами на плоскостях плиткообразных слойков, к которым они прикреплены своей плоской поверхностью, так как при сближенном расположении слойков конкреции, зажатые между ними, имеют сплюснутую форму.

По простиранию пород вдоль берега в обнажениях р. Нарвы в кембрийских отложениях наблюдается неоднократное появление линз конкреционных песчаников и выклинивание их до полного исчезновения конкреций. В основании пакерортского горизонта конкреционный песчаник прослеживается постоянно, меняясь лишь в мощности от 0,4 до 0,8 м. Текстура его не меняется. Нижняя часть слоя конкреционного песчаника, примыкающая к поверхности контакта кембрия с ордовиком, почти монолитная, без обособленных конкреций. Внутри слоя местами присутствуют такие же сливные, целиком сцементированные косые слойки, которые хорошо фиксируют косослоистую текстуру породы.

В обнажении у электростанции на р. Нарве прослежены (снизу вверх):

1. Кембрий: а) алевро-песчаник светло-желтоватого и буроватого цвета с голубовато-серыми глинистыми прослойками (0,01–0,1 м), залегающими горизонтально; б) песчаник желтый и бурый с многочисленными рассеянными конкрециями песчаника темно-красного цвета, постоянно исчезающими книзу. В верхней части слоя прослеживается алевро-глинистый прослой (0,01–0,05 м) голубого цвета, содержащий конкреции. На нижнем контакте слоя конкреционного песчаника имеется невыдержанный прослой (0,01 м) буровато-серой алевроитовой глины. Общая мощность песчаника меняется от 0,4 до 0,7 м.

2 а) песчаник светло-серый, плитчатый, горизонтально-слоистый, с редко рассеянными уплотненными конкрециями песчаника темно-красного цвета, ориентированными по плоскости; б) песчаник плитчатый, бурый (0,02–0,05 м), чередующийся с алевро-глинистыми прослойками голубого цвета (0,01 м). Общая мощность всего слоя 0,5 м.

3. Песок белый, уплотненный, горизонтально-слоистый. Общая мощность 0,4–0,5 м. Контакт с оболочными песками резкий.

4. Ордовик нижний, пакерортский горизонт. Песчаник конкреционный, темно-красный. Конкреции образуют сплошной слой. Мощность 0,4–0,5 м.

5. Оболочный песчаник, серовато-бурый, косослоистый, мощность около 2 м. Контакт с вышележащим глауконитом резкий.

6. Лэйтсеский горизонт. Глауконит зеленый с карбонатно-фосфатными конкрециями в основании слоя. Мощность 0,1–0,15 м.

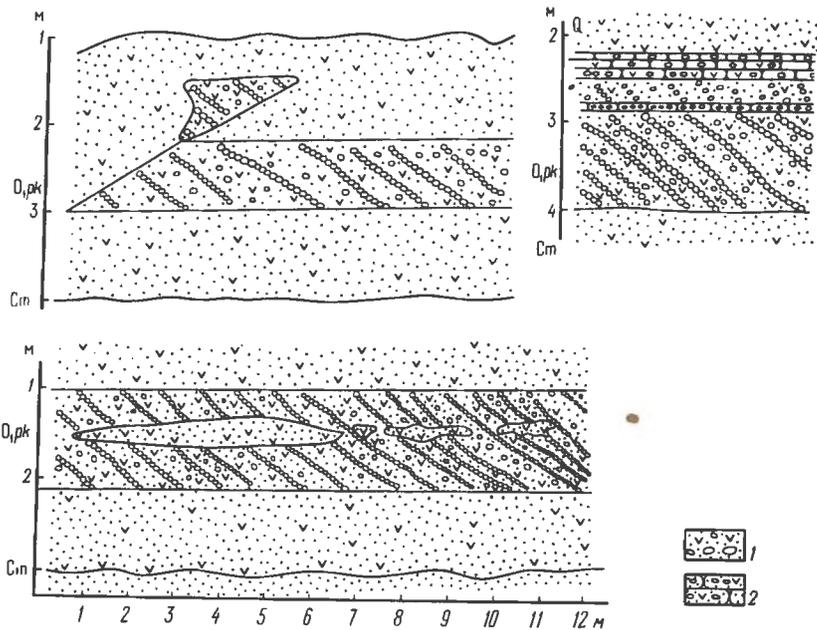


Рис. 18. Разрезы различных морфологических типов конкреционных доломитовых песчаников в продуктивной толще Кингисеппского месторождения.

Песчаники: 1 – россыпные; 2 – монолитные

7. Аргиллит темно-серый, ожелезненный, с признаками перемыва и переотложения. Мощность 0,1–0,15 м. Контакт с вышележащими известняками резкий.

Из описаний разрезов можно заключить, что формирование конкреционных песчаников в верхней части кембрийских отложений и в основании ордовикских брахиоподовых песков происходило независимо друг от друга и от ниже- и вышележащих отложений.

В карьерах Кингисеппского месторождения конкреционный песчаник присутствует на разных уровнях разреза в виде линз разнообразной конфигурации и различных размеров. По своему строению и составу этот песчаник ничем не отличается от наблюдаемого в обнажениях р. Нарвы. В карьерах внутри линз конкреционного песчаника имеются участки рыхлого песка, заключенного как бы в полостях, изолированных от песчаника крепкосцементированными стенками (рис. 18).

Вероятно, рыхлый песок остался с самого начала возникновения песчаника и является своеобразным реликтом первоначального осадка. Сrostки конкреций в песке разрознены и рассыпаются. Сrostки конкреций образуют гроздь – образования натечного облика и ряды по моно-

литным плитчатым слойкам. Пространство между последними оказывается тесным для роста конкреций, и они приобрели форму сплюсненно-го шарика. На контакте брахиоподовых песков с кембрийскими отложениями в самой нижней части конкреционного песчаника, вернее, под ним в песке встречаются сталактито- и сталагмитоподобные столбики песчаника, представляющие собой позднейшие образования перераспределения карбоната конкреционных песчаников. Эти своеобразные сталактиты и сталагмиты находятся в рыхлом песке в тех местах, где из слоя песчаника стекает вода. Здесь наблюдается такое же явление, какое бывает в пещерах при образовании сталактитов, сталагмитов и других натечных форм солей.

Микроскопическое строение всех конкреционных песчаников одинаково. Они состоят из кристаллов ромбоздрической и розетковидной формы, сцементированных плохопросвечивающим ожелезненным карбонатом. Кристаллы имеют концентрически-зональную текстуру, которая обусловлена чередованием концентров темно-бурой и светлой окраски, зависящей от степени окисленности железистого доломита. Цемент, заполняющий пространство среди кристаллов, узорчато раскрашен непросвечивающими тонкодисперсными гидроокислами железа. Обломочные зерна кварца и створки брахиопод в карбонатном цементе в той или иной степени им корродированы.

Приведенные наблюдения позволяют сделать определенное заключение о первичноосадочном происхождении карбонатов конкреционных песчаников и формировании их в разные стадии диагенеза до самых поздних и современных включительно. На это указывают следующие факты: распределение конкреций по слойкам, приспособление их формы к пространству между слойками, определенное стратиграфическое положение в разрезе, согласованность элементов залегания песчаников с вмещающими породами, отсутствие связи с карбонатными толщами, залегающими в кровле фосфатоносных отложений, различный состав карбонатов конкреций и карбонатов, рассеянных по всей толще оболочковых песков и глауконитового слоя.

Позднедиагенетические (эпигенетические) карбонаты в фосфатоносных отложениях присутствуют всюду, но развиты крайне неравномерно. Местами они цементируют значительные участки брахиоподовой толщи, достигающие нескольких километров в ширину и десятков километров в длину. В рассеянном виде карбонаты распространены микроскопически малыми кристаллами и агрегатами, образующими цемент. В одном шлифе можно наблюдать разные типы карбонатного цемента: пленочный, поровый, прорастания и в то же время коррозионный.

Доломитовые песчаники изучены автором в карьерах Кингисеппского месторождения, где огромные их глыбы (столбы) оставляются как непригодные в качестве руды. Степень цементации песчаника неодинакова в разных участках таких гигантских конкреций. В центральной их части доломит образует цемент базального типа и заполняет все трещины в породе причудливой сеткой прожилков голубого цвета с четки-

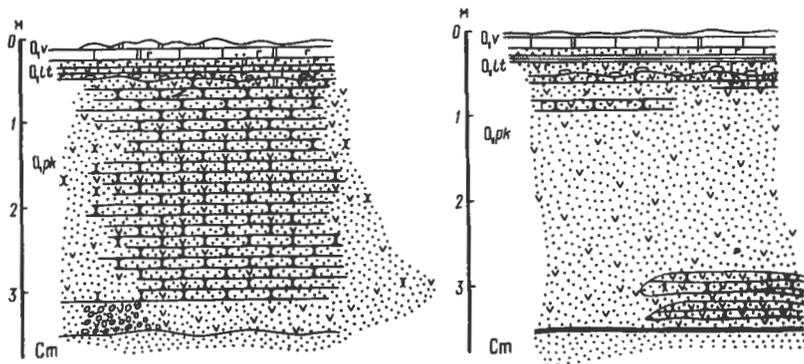


Рис. 19. Карбонатные песчаники в разрезах Кингисеппского месторождения. Условные обозначения см. на рис. 17, 18

ми границами. От центра к периферии гигантской конкреции количество цемента постепенно убывает, и песчаник незаметно переходит во вмещающий его песок. Косослоистая текстура брахиоподовой толщи остается в песчанике без изменения, потому что, возможно, карбонат цементировал породу: сформированные слойки песков.

Доломитизация захватывает полную мощность толщи или часть разреза брахиоподовых песков, а нередко развивается на нескольких уровнях разреза сразу (рис. 19).

Максимальное проявление доломитизации наблюдается в зонах тектонических нарушений, так как в таких участках происходит наиболее интенсивное выщелачивание карбонатов кровли и сравнительно усиленная миграция растворов в проницаемые нижележащие пески. Независимо от того, в какой части разреза образовался доломитовый песчаник, занятая им форма участка не согласуется с элементами залегания вмещающей толщи. Конфигурация границ песчаника может быть самая причудливая и нечеткая. Простираение песчаника, занимающего большие площади, подчинено только направлению зон тектонических нарушений, мощность его и форма участка не выдержаны. Все описанные признаки указывают на вторичное происхождение карбонатов песчаника.

При изучении шлифов песчаников выяснилось, что вторичные карбонаты корродируют минералы, с которыми контактируют, причем более интенсивно по сравнению с первичными карбонатами.

Коррозия карбонатами минералов развита неравномерно даже в соседних участках породы. Она зависит от размера и окатанности обломочных зерен, соотношения цемента и зерен, степени разрушенности компонентов породы. Окатанные зерна кварца крупной и средней песчаной размерности, находящиеся вместе с алевритовыми, не имеют признаков коррозии, в то же время алевритовые зерна корродированы

и тем сильнее, чем больше они рассечены трещинами. В цементе базального типа коррозия проявляется сильнее, чем в поровом или пленочном. Интенсивнее корродируются по сравнению с обломочными зернами новообразованные кварц и полевые шпаты. Коррозия карбонатом поверхности створок брахиопод в некоторых случаях выражена слабее, чем алевритовых обломочных зерен. В случаях коррозии карбонатами створок, можно предполагать, что разрушение створок произошло до коррозии. Относительная устойчивость створок в карбонатном цементе объясняется тем, что фосфат сохраняется при большей кислотности, чем карбонат. Кроме того, препятствием для коррозии служило, вероятно, и само строение створки, т. е. кристаллическая структура фосфатного вещества и наличие тонкого покрытия поверхности створки устойчивым к коррозии веществом (см. рис. 15, а).

Карбонаты не только замещают компоненты породы, но в процессах вторичного минералообразования сами разрушаются и замещаются другими минералами: гипсом, пиритом, гидроокислами железа или же растворяются и выносятся.

Химический состав карбонатных песчаников раннедиагенетического и эпигенетического происхождения практически одинаковый (табл. 6).

Таблица 6

Химический состав карбонатных песчаников брахиоподовой толщи из карьера Кингисеппского месторождения

Образцы	Содержание, %							Примечание
	P ₂ O ₅	CaO	MgO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	CO ₂	нераств. остаток	
Конкреционный песчаник, 299	2,20	14,42	7,06	0,41	Не обн.	15,32	59,32	Анализ ЛОПИ
Песчаник "столб" 301	2,72	13,50	6,00	0,49	Не обн.	13,80	62,57	
Песчаник "столб" 521	3,76	12,76	5,46	0,54	Не обн.	12,86	61,80	

Из-за неравномерной цементации тех и других количественный состав их может значительно меняться. Приведенные анализы песчаников не характеризуют всего многообразия соотношений доломитового цемента и цементируемых зерен кварца и детрита, встречаются песчаники и с более высоким содержанием фосфорного ангидрида.

Генезис вторичных доломитовых песчаников на основании наблюдений представляется следующим образом. Источником поступления кар-

бонатов служат доломиты и известняки, перекрывающие фосфатоносные отложения пакерортского горизонта. Воды, выщелачивающие карбонатные породы, проникают в оболочевые пески, где карбонаты выпадают из растворов, заполняя свободные пространства среди зерен песка и прежде всего трещины в породе. Наиболее благоприятными участками для проникновения растворов и осаждения из них карбонатов являются места тектонических нарушений.

Об этом свидетельствуют многочисленные прожилки доломита в центральной части огромных конкреций доломитовых песчаников, постепенное затухание доломитизации от центра к периферии конкреций и приуроченность доломитовых песчаников к зонам нарушений в толще пород. На Кингисеппском месторождении, где четвертичные породы сняты с известняков кровли, хорошо видны тектонические нарушения, проявляющиеся повышенной выветрелостью известняков, перекрывающих брахиоподовые пески. К этим нарушениям приурочена доломитизация.

Таким образом, доломитизация оболочевых песков является прежде всего результатом деятельности процессов выветривания карбонатных пород, перекрывающих фосфатоносные отложения. Так же образуются и карбонаты, рассеянные в оболочевых песках, они привнесены сверху из выщелачиваемой кровли. Этим можно объяснить ослабление рассеянной карбонатизации песков книзу. По-видимому, проникающие сверху карбонаты осаждаются главным образом в верхних частях толщи и на контакте с вышележащими породами и только часть их достигает нижних частей разреза.

Выпавшие из растворов карбонаты могут вновь растворяться и выноситься в другие слои, мигрируя в песчаных отложениях во всех направлениях. Интенсивность и направленность этих процессов в значительной степени зависит также от гидрогеологических условий. Водоупорные и слабопроницаемые слои пород в какой-то степени задерживают растворы, из которых карбонаты осаждаются в песках над этими плотными слоями. В зависимости от количества осадка он выпадает в рассеянном виде, цементирует прослой и линзы или же образует конкреции.

Изучение шлифов подтверждает выводы полевых наблюдений относительно происхождения вторичных карбонатов. Это подтверждение основывается на следующем. Карбонат заполняет трещины в стяжениях сульфидов железа и сульфидах, заместивших фосфат створок брахиопод. Бесспорно, в этом случае карбонат образовался позже сульфида, который сам мог возникнуть в поздние стадии диагенеза. Это подтверждается коррозией карбонатом регенерационных оболочек обломочных зерен кварца и полевых шпатов, и регенерационного кварцевого цемента.

Разрастание обломочных зерен происходит в стадии эпигенеза, а коррозия карбонатом вторичного кварца происходила, следовательно, позже образования этого кварца, т. е. также в эпигенезе. Коррозия карбонатом фосфатных оболочек и фосфатных зерен указывает на то, что фосфат является ранним образованием относительно карбоната. Фосфатные оболочки, по-видимому, возникают преимущественно в более поздние стадии диагенеза, так как они образуются и по глаукониту, и по вторич-

ному кварцу. Коррозионный цемент прорастания, наиболее характерный для вторичного карбоната, весьма распространен в песчаниках брахиоподовой толщи.

Выше было кратко рассмотрено рассеянное и локальное развитие вторичных карбонатов, не подчиненных стратификации разреза, но кроме них существуют и четко выраженные слои песчаников, сцементированных карбонатами. Например, в карьерах Кингисеппского месторождения на разных уровнях разреза встречаются прослой карбонатных песчаников разной мощности: от нескольких сантиметров до нескольких десятков сантиметров. Так, в одном разрезе прослойки песчаников мощностью около 2–3 см встретились в самой верхней части толщи брахиоподовых песков, ниже контакта их с глауконитовыми песками лээтсеского горизонта на 0,1 м и 0,3 м. В другом разрезе этого же карьера линзообразные четко обособленные с гладкой поверхностью прослой мелкозернистого песчаника серого цвета мощностью до 0,2 м образовались в нижней части брахиоподовых песков, почти на самом контакте их с кембрийскими отложениями, но выше них на 0,1–0,15 м.

В обнажении р. Волхова, вблизи с. Старая Ладога слой кальцитового песчаника мощностью около 1,7 м залегает на уровне разреза, около 2 м ниже верхнего контакта брахиоподового песка с аргиллитами тюрисалусского подгоризонта. Наиболее распространены доломитовые песчаники в верхней и нижней приконтактных зонах разреза оболочевой толщи. Сравнительно выдержанные на мощность слои карбонатных песчаников в некоторых случаях, возможно, обязаны своим существованием первичному карбонату раннедиагенетического происхождения.

В отличие от стратифицированных песчаников карбонатные образования исключительно эпигенетического происхождения не согласуются со слоистостью и крайне не выдержаны по мощности, простираению и местоположению в разрезе. Частое присутствие в основании фосфатоносной толщи вторичных карбонатных песчаников, вероятно, объясняется наличием на контакте пакерортского горизонта с кембрием некоторого водоупора в виде прослоев глин, отчего грунтовые воды, задерживаясь, могут высаждать на этом уровне карбонаты.

Несколько подробнее рассмотрим карбонатные песчаники самой верхней части брахиоподовой толщи. Здесь на контакте брахиоподовых песков с вышележащими глауконитами лээтсеского горизонта или ниже этого контакта на несколько сантиметров присутствуют прослой и плоские линзы песчаников мощностью от нескольких сантиметров до 0,15–0,2 м. Несмотря на некоторую выдержанность плитообразной формы залегания и почти постоянную приуроченность к определенному верхнему уровню разреза песчаники нужно отнести к образованиям эпигенетической стадии. Доказательством этого может служить прежде всего присутствие глауконита в составе этих песчаников, содержание которого сильно колеблется и в отдельных прослоях достигает 50%. Такое количество глауконита встречается в песчанике, находящемся ниже контакта с глауконитовым слоем на 0,3 м.

Самая верхняя часть фосфатонесной толщи обычно обогащена глауконитом, попавшим в нижележащие пески из глауконитового слоя, с которым она непосредственно контактирует. Вся же остальная часть толщи практически лишена глауконита, не считая редких единичных зерен. Нет сомнения в том, что глауконит проник в пески до того, как они сцементировались карбонатом. Следовательно, карбонат в цементе этих песчаников более поздний по отношению к глауконитовому слою. Глауконит мог попасть в брахиоподовые пески также и одновременно с карбонатными растворами. Во всяком случае цементация песков произошла после того, как образовался глауконит лэйтсеского горизонта.

Реже других вторичных образований карбонатов в брахиоподовой толще встречаются конкреции кальцитового и доломитового состава. Эти конкреции образованы крупными кристаллами и характеризуются радиально-лучистой текстурой. Кристаллы карбоната часто окрашены органическим веществом в темный цвет, благодаря чему конкреции получили свое название антраконитовых. Конкреции антраконита часто присутствуют в сланцевидных аргиллитах тюрисалусского подгоризонта. Особенно много их в аргиллитах, переслаивающихся с алевролитами.

В брахиоподовой толще наличие подобных карбонатных конкреций представляет исключение. Они встречены автором лишь в одном обнажении Тюрисалу, находящемся в 22 км к западу от г. Таллина. Здесь конкреции заключены в линзах черного аргиллита мощностью не более 5 см, развитого в нижней части разреза, около 1 м выше контакта брахиоподовых песков с отложениями кембрия. Конкреции расположены в аргиллите разреженно и распределены неравномерно. Вмещающие конкреции слои аргиллита изогнуты по поверхности конкреций и сжаты между собой. При выпадении конкреций из слоя остается углубление с плотными стенками.

Форма конкреций округлая и линзовидная, размер около 5–10 см в диаметре. С поверхности конкреции бывают покрыты острыми углами выступающих кристаллов карбоната и покрыты коркой из смеси мелкокристаллического кальцита с черным железным аргиллитом. Внутри конкреций имеются полости, на стенках которых образовались друзы крупных кристаллов, окрашенных в темный и бурый цвет, реже кристаллы бесцветные или белые. Полости между крупными кристаллами заполнены мелкокристаллическим карбонатом, смешанным с черным глинистым веществом и бурыми гидроокисными соединениями железа.

Возникновение жеод и конкреций доломита и кальцита в аргиллитах можно объяснить перераспределением рассеянных карбонатов, проникших из вышележащих известняков и доломитов вниз. При инфильтрации растворов в полости и к центру кристаллизации происходило стягивание — концентрация карбонатов с образованием конкреций. Полости в аргиллитах могли образоваться при окислении (до полного разрушения конкреций) сульфидов железа: пирита, марказита и при дегидратации глинистых осадков до превращения их в аргиллиты. Подтверждением этого предположения служит строение конкреций, рост которых во многих случаях происходил, бесспорно, от периферии к центру (секреция),

кристаллы карбоната развивались в свободном пространстве, в результате чего образовывались жеоды с небольшой полостью в центре.

Если пространство оказывалось тесным, примыкающие слои отодвигались растущей конкрецией, изгибаясь по ее форме. Стенки, окружающие конкрецию, часто представляют собой корку из гидроокислов железа и гипса. Эта корка могла образоваться и по поверхности сформировавшейся конкреции, так как между ней и вмещающей породой проницаемость лучше и железистые соединения, мигрирующие по породе, могли осаждаться на конкреции, тем более что щелочная среда карбонатов благоприятствовала осаждению гидроокислов железа и гипса. Последний образуется при реакции сульфатных растворов с кальцием карбоната конкреции, т. е. может являться более поздним образованием по отношению к конкреции.

Таким образом, независимо от того, как происходил рост конкреций, из центра к периферии или наоборот, в аргиллите, где они образуются, должны быть условия для инфильтрации карбонатных растворов.

В заключение отметим общие признаки карбонатных образований вторичного происхождения, независимо от того, рассеяны ли они в песках микроскопическими агрегатами, конкрециями или огромными участками: коррозия карбонатами регенерационных оболочек обломочных зерен и фосфатного цемента всех типов, заполнение трещин в породе, увеличение степени карбонатизации в районах тектонических нарушений и верхней части разреза.

Кварц и полевые шпаты вторичного происхождения распространены в породах пакерортского горизонта во всех изученных разрезах и по всей их мощности. Однако развиты они неравномерно и преимущественно в виде рассеянных микроскопических участков. Наблюдаются следующие основные формы новообразований кварца: оболочки разрастания

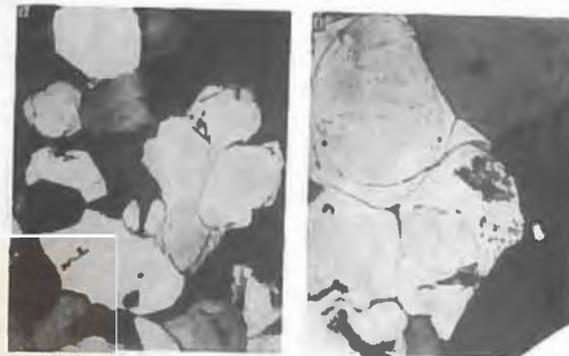


Рис. 20. Оболочки разрастания кварца. Ув. 150. Николи + :

а — в алевролите, б — в песчанике

по обломочным зернам кварца, заполнение новообразованным кварцем пространства между зернами, разрастание зерен до регенерационного цемента без образования оболочек. Наиболее развита последняя разновидность.

При разрастании обломочных зерен возникают новые структуры: регенерационно-мозаичные, контакты приспособления форм зерен, внедрения или вкрастания (инконформные или инкорпорационные) структуры. Формы разрастания зерен могут быть двух видов: с восстановлением и без восстановления кристаллографических форм. Новообразованный полевой шпат имеет разную или одинаковую оптическую ориентировку по отношению к первичному полевому шпату. Чаще встречается форма разрастания без восстановления кристаллографических граней. Но обе эти формы распространены во всех разрезах и по всей мощности отложений (рис. 20, 21, 22).

Первичные контуры разросшихся обломочных зерен бывают очерчены реликтами глинистого вещества, оставшимися на поверхности обломочного зерна в виде тончайшей, обычно прерывистой пленки. Кроме того, граница первоначального зерна определяется благодаря наличию мельчайших пузырьков воздуха или жидкости, осевших на поверхности обломочных зерен. Оболочки новообразованного кварца имеют разную толщину, достигающую преимущественно сотых долей миллиметра.

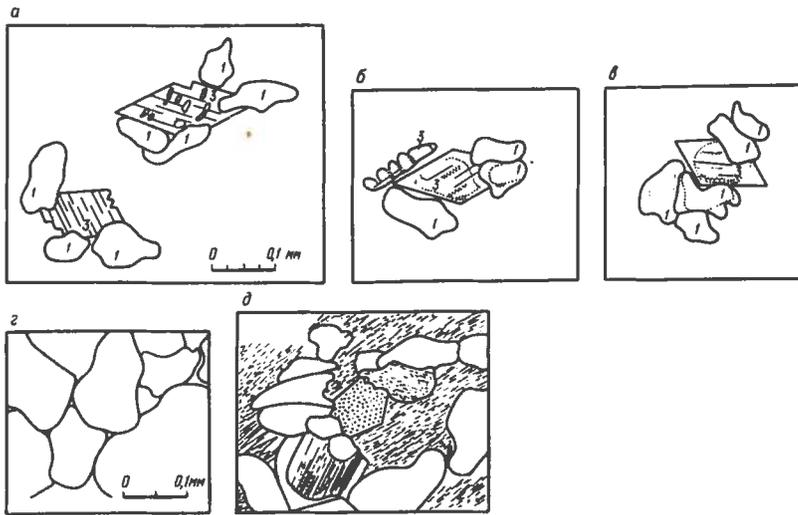


Рис. 21. Регенерационно-мозаичные структуры кварца (1) и полевого шпата (3) в брахноподовых песчаниках. Разрастание обломочных зерен с восстановлением и без восстановления кристаллографических граней:

а, б, в — с внедрением зерен (инкорпорация); г, д — контакты приспособления форм зерен

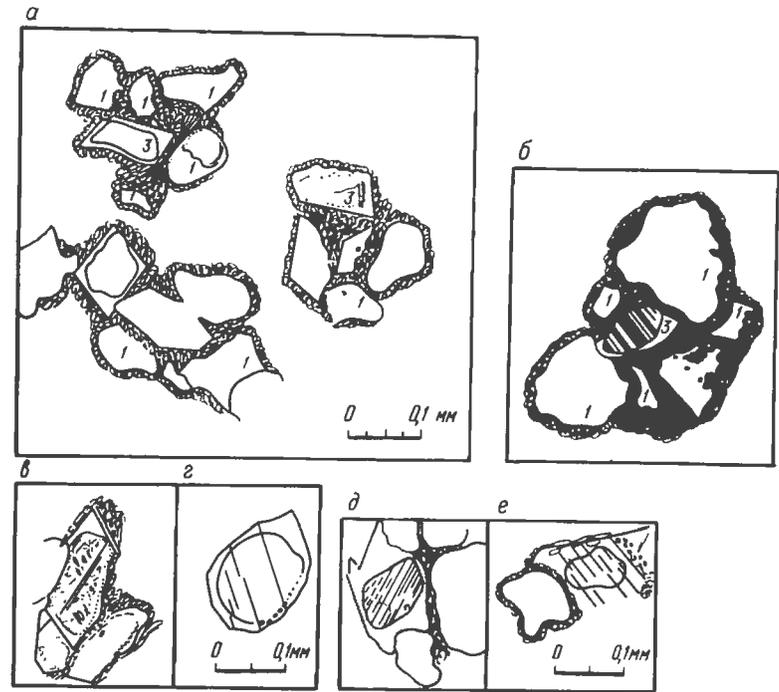


Рис. 22. а, б — коррозия карбонатом и пиритом регенерированных зерен кварца (1) и полевого шпата (3); новообразования полевого шпата:

в, д — с различной ориентировкой по отношению к первичному зерну; г, е — с одинаковой ориентировкой

В некоторых разрезах, например Котлы, Ломашка, р. Сясь, р. Саря у с. Войбокало, присутствуют целые прослои крепких песчаников с регенерационным кварцевым цементом, возникшим в результате сплошного разрастания обломочных зерен. Песчаники образуют выдержанные прослои мощностью от 0,1 до 0,6 м на разных уровнях разреза. Некоторые прослойки имеют плитчатую текстуру, состоят из плиток толщиной от 1 до 10 см, звенящих при ударе.

В шлифах песчаников с кварцевым регенерационным цементом наблюдается сплошное разрастание всех зерен кварца. Местами сохранилось незначительное количество глинистого вещества, оказавшегося или зажатом между разросшимися зернами, или расположенным на поверхности первичных зерен. Песчаники с регенерационным цементом состоят из зерен размером 0,1—0,8 мм.

В брахноподовых песках встречаются окатанные зерна кварца с реликтовой оболочкой разрастания, сохранившейся лишь на небольшом участке поверхности зерен. По всем признакам, обломочные зерна кварца

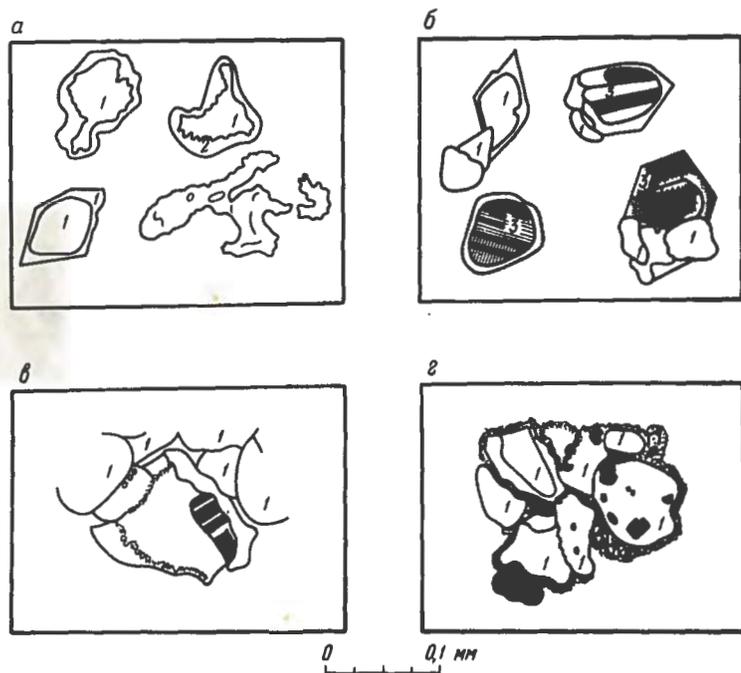


Рис. 23. Коррозионные и регенерационные структуры зерен кварца и плагиоклаза в песчаниках:

а – коррозия карбонатом (2) зерен кварца (1); б, в – различные формы разрастания зерен кварца (1) и плагиоклаза (3); с – коррозия пиритом зерен кварца (1) в карбонатно-глинистом алевролите

ца окатывались при переносе, имея уже эту регенерационную оболочку. Поэтому следует различать оболочки, образовавшиеся при вторичных процессах в породах, и оболочки, уже существовавшие на обломочных зернах еще до их транспортировки в бассейн.

При вторичных изменениях кварца и полевых шпатов в породах могут происходить два взаимно противоположных процесса: растворение – коррозия и осаждение – цементация и разрастание зерен. Оба эти процесса могут наблюдаться в соседних участках породы и, возможно, происходили одновременно. Направленность процесса зависит от количества и состава цемента: глинистого, карбонатного, пиритового, крупности зерен, состава перекрывающих пород и режима грунтовых вод.

Коррозия обломочных зерен кварца преобладает при избытке цемента (базальный тип), в этом случае возникают коррозионные структуры или структуры растворения (см. рис. 22, рис. 23). Особенно интенсивная коррозия кварца происходит в пиритовом цементе, в меньшей

степени – в карбонатном и еще меньше – в глинистом. Во всех случаях мелкие зерна корродируются сильнее крупных.

В глинах, аргиллитах, сланцах и карбонатных породах доминирует процесс растворения зерен кварца. В песчаных породах с малым содержанием глинистого вещества, карбонатов и пирита происходит главным образом новообразование кварца.

В связи с увеличением количества пирита кверху разреза коррозия пиритом развита в кровле больше, чем в нижней части отложений. Хотя в алевролитах нижней части разреза структуры регенерационного роста развиты сильнее, регенерационные оболочки здесь нехарактерны; разрастание кварцевых зерен в алевролитах происходит с полным исчезновением признаков первичных контуров зерен.

При растворении зерен кварца необходима высокая щелочность. Кремнезем мигрирует в породах и осаждается при низкой щелочности в виде кварцевого цемента регенерационного или порового типа, причем возникают новые, вторичные структуры.

Можно предполагать наличие двух способов образования вторичного кварца: во-первых, растворение обломочных зерен и осаждение кремнезема внутри этого же слоя или в соседних слоях в пределах брахиоподовой толщи, во-вторых, привнос кремнезема из вышележащих слоев, представленных карбонатами. Сплошное окварцевание песков и превращение их в крепкие песчаники встречается редко. Более распространено рассеянное, точечное окварцевание, при котором пески остаются сыпучими или же слабощементированными только в небольших участках. Поэтому вторичный кварц по сравнению с карбонатами и сульфидами является несравненно менее вредным компонентом фосфоритовой руды.

Халцедон в брахиоподовых песках пакерортского горизонта встречается редко и в ничтожных количествах. Он наблюдается в шлифах в виде мельчайших агрегатов с волнистым погасением, натеков со слоями нарастания и лучистой текстурой и ооидов, представляющих собой микроконкреции. Образования халцедона часто развиты по поверхности окисленного пирита, что указывает на вторичное более позднее возникновение халцедона по отношению к пириту. Халцедон, очевидно, во многих случаях генетически зависит от пирита, при окислении которого образуется кислота, способствующая осаждению кремнезема из раствора.

Халцедон присутствует в значительных количествах только в породах кровли фосфатоносной толщи: сланцах и глауконитовых песках. В этих породах он образует почковидные и линзовидные конкреции и сыпучие мучнистые скопления. В глауконитовых песках халцедон заполняет пространства между зернами глауконита и захватывает сами зерна.

Концентрация халцедона в породах кровли оболочковых песков может быть объяснена тем, что щелочные растворы, содержащие кремнезем, проникали из вышележащей карбонатной толщи в глауконитовый песок и сланцы, где благодаря разрушению пирита господствовала кислая реакция. Здесь главным образом и выпадал кремнезем. В нижележащие слои растворы проникали уже с малым количеством кремнезема.

Гидроокислы железа представлены гидрогетитом. Под микроскопом видно, что гидроокислы железа изотропны, в густых скоплениях не просвечиваются, имеют пелитовую структуру. Кроме дисперсных частиц, рассеянных в породе, гидрогетит образует оболочки по обломочным зернам и створкам брахиопод, корочки по трещинам, плоскостям наслоения пород и контактам слоев; гидрогетит может также образовывать цемент песчаников, псевдоморфоз по пириту и железистому карбонату.

Максимальные концентрации гидроокислов железа приурочены к стратиграфическим контактам пакерортского горизонта и литологических комплексов пород в пределах оболочевой толщи. Интенсивное ожелезнение, наблюдаемое на контакте оболочевых песков со сланцами, объясняется окислением пирита, сильно развитого в верхней части разреза, непосредственно под сланцами. Здесь нередко образуются железистые песчаники в виде крепкой плитчатой корки до 5–10 см толщиной. На контакте пакерортского горизонта с кембрием подобные железистые песчаники встречаются довольно часто. По всей толще оболочевых песков ожелезненность неравномерная, что объясняется литологической изменчивостью отложений: распределением глинистых прослоек, пирита, степенью выветренности пород, составом подстилающих и перекрывающих пород и разными гидрогеологическими режимами.

Изменения уровня грунтовых вод в некоторых разрезах, например на р. Нарве, зафиксированы горизонтально направленными бурами полосами, секущими косую слоистость оболочевых песков. Границы осаднения железистых гидроокислов соответствовали уровню воды. Пески окрашивались в бурый цвет на различной высоте. Возникает впечатление пересечения горизонтальной слоистостью косой слоистости.

Пески, характеризующиеся более крупнозернистой структурой по сравнению с мелкозернистыми алевритовыми песками, ожелезнены больше. Поскольку первые развиты в основном в верхней части разреза, то и увеличение ожелезненности наблюдается в верхней части отложений. В этом сыграла значительную роль не только проницаемость пород, но и сравнительно повышенная пиритизация оболочевых песков под сланцами.

В генетическом отношении гидрогетит может быть двух видов: во-первых, местный, образовавшийся в самой породе в процессе окисления пирита и железистых карбонатов, и, во-вторых, привнесенный в оболочевые пески из перекрывающих и подстилающих слоев растворами или перемещенный по слою в пределах горизонтов. Различить эти генетические виды гидроокислов железа в большинстве случаев невозможно, так как они смешиваются друг с другом. Уверенность в аутигенном происхождении гидрогетита может быть лишь в случаях псевдоморфоз по пириту и железистым карбонатам.

Корродирующее действие гидроокислов железа на компоненты породы можно определить только, когда они неполностью замещают

первичный минерал, за счет которого образовались пирит, карбонат, глауконит.

Железистые соединения в фосфатоносной толще пакерортского горизонта являются вредными компонентами, ухудшающими промышленные качества фосфоритовой руды. Поэтому они учитываются при классификации промышленных типов руд.

Гипс в фосфатоносных отложениях встречается спорадически и в малых количествах. Он рассеян в породах в виде мелких кристалликов и микроконкреций, образует тончайшие корочки по плоскостям напластования пород и трещинок, микроскопические участки цемента в песчаных породах, тончайшие оболочки по створкам и зернам, псевдоморфозы по кристаллам карбонатов. В перечисленных образованиях гипс представлен разнообразно: радиально-лучистыми агрегатами, сферолитами, ооидами, инкрустациями, волокнистыми агрегатами, друзами, монокристаллами, прорастающими среди обломочных зерен, тонкокристаллическими агрегатами.

Наиболее распространенным является коррозионный цемент прорастания в виде монокристаллов, включающих в себя обломочные зерна, местами тонкодисперсный гипс, отдельные кристаллы и агрегаты пирита. В створках брахиопод гипс находится в разных формах: заполняет трещины (секущие и продольные), замещает фосфат створки с ее поверхности при сохранившейся фосфатной внутренней части или только изнутри створки, или до реликтов и до полного замещения с образованием гипсовых псевдоморфоз по створкам.

Иногда наблюдается механическое заполнение гипсом свободного пространства, при котором может возникнуть впечатление обратных соотношений исходных минералов и продуктов их окисления. Например, при полном замещении гипсом фосфата створки в ней сохранился пирит, не затронутый коррозией. Совместное нахождение гипса и пирита может указывать на то, что окисление пирита произошло не до конца. Замещая пирит, гипс заполняет все пространства, ранее занятые пиритом: полости в створках и среди зерен, углубления на поверхности зерен. Поэтому коррозия обломочных зерен, произведенная пиритом, ошибочно может быть приписана гипсу.

Замещение гипсом карбонатов и фосфата, рассеянных в породе, местами интенсивное. В шлифах можно наблюдать реликты ромбоздров доломита, корродированных гипсом. Скрытокристаллический фосфат благодаря своей дисперсности корродируется сильнее, чем раскристаллизованный. Этим можно объяснить, почему крустификационные оболочки фосфата по стенкам пор, заполненных гипсом, остаются не затронутыми коррозией. В песчаниках с регенерационным кварцевым цементом поры бывают заполнены гипсом, что указывает на более позднее образование гипса по отношению к вторичному кварцу.

Из наблюдений, сделанных в полевых условиях и под микроскопом, можно с уверенностью сказать, что гипс образовался позже фосфата, карбонатов, пирита и регенерационного кварца. Являясь продуктом процессов выветривания пирита и карбонатов, гипс приурочен главным

образом к тем участкам пород, где присутствуют эти исходные минералы. Поэтому гипс максимально развит в прослоях песка и алевролита среди сланцев и на контакте оболочковых песков со сланцами.

Гипс может образоваться по пириту или карбонатам без перемещения, т. е. на месте возникновения продуктов выветривания, и далеко от исходных минералов. Во втором случае он выпадает из сульфатных растворов, мигрирующих по слою и между слоями. Благоприятные условия для осаждения солей создают контакты песков с глинами и аргиллитами, где задерживаются циркулирующие воды. Примером может служить контакт оболочковых песков пакерортского горизонта с кембрийскими алевроито-глинистыми породами.

Существенного влияния на качество фосфоритовой руды гипс не оказывает, но служит минералогическим критерием интенсивности и характера процессов выветривания, происходящих в фосфатоносных отложениях пакерортского горизонта.

Пирит — один из самых распространенных аутигенных минералов фосфатоносных отложений пакерортского горизонта. Он присутствует во всех типах пород как по разрезу, так и по площади.

В зависимости от условий образования пирита происходило в разные стадии диагенеза. В глинистых осадках, богатых органическим веществом, способствующим восстановительным процессам, пирит мог образоваться во время раннего диагенеза, но в песчаных осадках он появился позднее, после того как последние были перекрыты менее проницаемыми осадками, обогащенными органическим веществом. В оболочковых песках присутствует раннедиагенетический и эпигенетический пирит. Первый наблюдается внутри створок брахиопод, вторичный же пирит образовался в самом песке.

В изученных породах пирит образует тонкокристаллические агрегаты, рассеянные в виде мелких зерен, конкреции, плитообразные прерывистые прослойки, псевдоморфозы по органогенным остаткам, оболочки по зернам и створкам брахиопод, корки по плоскостям напластования, жилки в трещинах створок брахиопод и пород, отдельные кристаллы и сростки кристаллов. Из всех перечисленных образований наиболее распространенным является тонкокристаллический пирит, слагающий конкреции и микроскопические зерна. Наибольшее количество пирита содержится в сланцах и аргиллитах.

Сравнительно повышенная концентрация пирита приурочена также к контактам песков с аргиллитами и сланцами. Поэтому в верхней части разреза, где в кровле оболочковых песков залегают сланцы, содержание пирита больше, чем в нижней части разреза. Кроме того, общее содержание пирита в разрезах, перекрываемых сланцами, больше, чем в тех разрезах, где последние отсутствуют. Это свидетельствует о значительном влиянии органического вещества сланцев на процессы, происходившие в оболочковых песках. В разрезах, где сланцы отсутствуют, пирит распространен по всей толще, но в меньшем количестве, более равномерно и с той же избирательной способностью по отношению к органическому веществу.

Пирит корродирует все компоненты пород, с которыми он контактирует: кварц, полевые шпаты, створки брахиопод, глинистое и органическое вещество, фосфат, карбонаты, глауконит и др.

В створках пирит развивается прежде всего внутри них, замещая фосфат в некоторых случаях почти полностью, когда сохраняются только реликты створок или образуются псевдоморфозы пирита по створке. Максимальная степень замещения створок и обломочных зерен наблюдается в конкрециях пирита. Последние нередко образуются по самим створкам.

В большинстве случаев внешняя выпуклая поверхность створки не подвергается коррозии, оставаясь гладкой и ровной даже в том случае, когда на ней образуются друзы микроскопических кристаллов пирита. Корродированные же с внешней поверхности створки всегда потерты и раздроблены. Очевидно, они и корродируются в том случае, когда поверхностная оболочка, защищающая створку, повреждена или совсем стерта. Сохранившиеся створки замещаются пиритом только изнутри.

Обломочные зерна корродируются пиритом тем сильнее, чем они мельче, степень же коррозии во всех случаях интенсивнее в конкрециях пирита, где существует избыток цемента по отношению к цементируемым компонентам вмещающей породы. Иногда поверхностная часть песчаных конкреций не содержит обломочных зерен и состоит из одного пирита, образующего сплошную оболочку. Очевидно, последующее, более позднее развитие пирита в этом случае происходило значительно медленнее и без захвата окружающего материала породы. Базальный цемент пиритовых конкреций имеет микрокристаллическую структуру, а участки с идиоморфными сравнительно крупными кубиками пирита встречаются в нем очень редко.

Форма конкреций разнообразная, но в слоистых глинистых породах она почти всегда уплощенная, линзовидная, плитчатая, вытянутая по слоистости. Наиболее распространенными являются мелкие конкреции и рассеянные микрокристаллические агрегаты. Сравнительно редко наблюдаются стяжения размером до нескольких сантиметров и даже метров. Последние находятся на контакте оболочковых песков со сланцами тюрисалусского подгоризонта в виде плитообразных прослоев. Отдельные монокристаллы пирита встречаются редко, в единичных случаях в них заключены зерна кварца.

Вторичное, эпигенетическое происхождение пирита брахиоподовых песков доказывается следующими признаками: коррозия пиритом регенерационных оболочек кварца, чешуек гидрослюд, карбонатов явно эпигенетического происхождения, инкрустаций фосфата, образование пор, стенки которых покрыты инкрустациями фосфата, заполнение трещин в породе.

В зоне окисления сульфиды железа разрушаются, замещаясь гидроокислами железа и сульфатами. Окисление пирита происходит одновременно в разных участках и типах пород, в песках этот процесс происхо-

дит раньше, чем в глинах и внутри створок брахиопод.

В заключение отметим, что пирит является вредным компонентом в составе фосфоритовых руд. Поэтому при существенном его содержании промышленная ценность руд снижается. Обогащенные сульфидами фосфоритовые руды распространены главным образом в западных районах Эстонии, где руды перекрываются сланцевидными аргиллитами.

Глауконит в брахиоподовой толще является наиболее ранним аутигенным минералом, образовавшимся в начальные стадии диагенеза. Сохранение его незначительное, в отдельных тонких прослойках достигает 2–5%, в большинстве случаев он представлен единичными зернами. Кроме зерен, глауконит образует также и мелкие участки цемента, заполняет пространство внутри створок, в некоторых глинистых прослойках присутствует в виде линзовидных агрегатов пелитовых частиц, составляющих значительную часть глины. Зерна глауконита характеризуются зеленым и густо-зеленым цветом, почковидной формой и тонкоагрегатной структурой. Иногда глауконит встречается в виде тонких (до 0,02 мм) оболочек по обломочным зернам, заметных в фосфатных породах только при одном никеле, так как при двух николях оболочки сливаются с микрокристаллическим фосфатным цементом, частично замещающим глауконит.

Ниже приводятся примеры прослоек пород со значительным содержанием глауконита.

На контакте пакерортского горизонта с кембрием непосредственно под оболочным песчаником во многих местах в алевролите имеется глинистая или алевролитовая корка, сцементированная железисто-карбонатным материалом толщиной до 3–5 см, с содержанием глауконита до 3–5%. Зерна глауконита здесь имеют размер 0,08 мм; они в несколько раз крупнее обломочных зерен. В обнажении Тоолсе на контакте с кембрием в глинистом алевролите глауконит представлен зернами и цементом слабожелтого и бледно-зеленого цвета, поляризующими в серых и бледно-желтых тонах. Вместе с глауконитовым цементом в этой алевролите существует и тонкодисперсный глинистый цемент с рассеянными в нем чешуйками аутигенной гидрослюды. И глауконитовый, и пелитовый цемент — порового и пленочного типа.

На месторождении Маарду глауконит, сходный с вышеописанным из Тоолсе, содержится в прослое серовато-зеленоватой алевритистой глины мощностью 3–4 см, находящемся на полметра выше подошвы пакерортского горизонта. Глауконит в этой глине бледно-зеленовато-желтого и серовато-зеленого цвета, тонкоагрегатной структуры. Он образует микроскопические прослойки расплывчатых линзовидных зерен, сливающихся между собой, и местами смешан с пелитовым веществом. Благодаря чередованию микрослоек преимущественно глауконитового и пелитового состава глина имеет микрослоистую текстуру. В тонкодисперсном глинистом веществе рассеяны чешуйки аутигенной гидрослюды, ориентированные по слоистости.

Таким образом, в нижней части фосфатноносной толщи существуют тонкие прослойки глинистых пород, в составе которых глауконит имеет

породообразующее значение. Глауконит этих глинистых прослоек отличается своей слабой окраской от глауконита, рассеянного в виде редких зерен в песках.

Брахиоподовые пески бывают обогащены глауконитом в самой верхней части разреза, но только в тех районах, где они перекрыты непосредственно глауконитовыми песками. Это районы Нарвы и Кингисеппского месторождения. Глауконит в этом случае попал в нижележащий песок из перекрывающего его глауконитового песка. Глубже в пески глауконит проникает по трещинам в породе (до 2 мм в поперечнике), заполняя их целиком.

Глауконит, как известно, образуется в морских осадках в слабо-окислительных условиях, при которых уровень положения окислительно-восстановительной границы колебался, то поднимаясь над осадком, то опускаясь ниже поверхности осадка, или же проходил по его поверхности. В условиях накопления оболочных песков при обильном развитии фауны брахиопод на дне морского мелководного бассейна господствовали окислительные условия и окислительно-восстановительная граница могла быть только ниже поверхности осадка и, возможно, на сравнительно значительной глубине. Однако в отдельные моменты, в которые накапливались глинистые менее проницаемые осадки, создавались условия, благоприятные для развития глауконита. В связи с преобладанием в глинистом осадке алюминийсодержащих коллоидов над железистыми образуется слабоокрашенный глауконит желтовато-зеленоватого цвета.

Коррозия глауконита карбонатами, пиритом, фосфатом, гидрослюдой, гидроокислами железа происходит с разной интенсивностью в зависимости от соотношений цемента и зерен. Замещение глауконита корродирующими минералами происходит не только с поверхности и по трещинам зерен, но и с внутренней части зерен. Изменение глауконита изредка наблюдается в виде обесцвечивания внешней части зерен без замещения другими минералами. Чаще он имеет железистую непросвечивающую оболочку, которая могла возникнуть как при окислении самого глауконита, так и при ожелезнении вмещающей его породы. Различить эти процессы не всегда удается.

В фосфатном цементе происходит коррозия глауконита фосфатом. Особенно это заметно в тех участках, где цемент базального типа. Примером в этом отношении может служить карбонатно-фосфатная корка глауконитового песчаника, присутствующая на границе пакерортского горизонта с лэзтсеским горизонтом. В карбонатно-фосфатных конкрециях, содержащихся в глауконите, замещения фосфатом и карбонатом глауконита выражено весьма заметно.

Ввиду незначительного содержания глауконита в фосфатноносной толще он не имеет существенного влияния на качество фосфоритовой руды, но служит до некоторой степени минералогическим индикатором морской среды, в которой формировались осадки фосфатноносной толщи пакерортского горизонта.

Глинистые минералы содержатся в фосфатоносных отложениях в незначительном количестве. Пелитовая фракция (частицы меньше 0,01 мм) в песках обычно не превышает 1%. Редкие и тонкие (1–2 см) глинистые прослойки в песках не выдержаны по простиранию, примазки глинистого вещества на плоскостях напластования косой слоистости незначительны.

Несмотря на малую глинистость отложений, пелитовая фракция представляет интерес, так как благодаря своей дисперсности является одним из самых реакционноактивных компонентов породы. Диагенетические изменения самих глинистых минералов и влияние их на другие минералы позволяют судить об условиях среды формирования пород.

Состав глинистых минералов, по данным рентгеновского анализа, во всех изученных образцах и пробах представлен гидрослюдой мусковитового ряда. В некоторых образцах кроме гидрослюды обнаружено до 10 – 15% каолинита или хлорита.

Гидрослюда по своему происхождению и структуре различна: тонкодисперсная серовато-буроватая первичная является продуктом терригенного сноса; крупнопелитовая чешуйчатая зеленоватого цвета вторичная – диагенетическая, образовавшаяся главным образом за счет тонкодисперсной гидрослюды, кварца и полевых шпатов. Вторичная гидрослюда характеризуется плеохроизмом, высоким двупреломлением, удлиненной, часто игольчатой формой чешуек. В песчаниках и алевролитах чешуйки-гидрослюд ориентированы беспорядочно или же одинаково в небольших участках, а по зернам образуют подобие оболочек. В аргиллитах и глинах чешуйки все ориентированы по слоистости. В трещинах породы чешуйки гидрослюды ориентированы по поверхности трещин. В последнем случае гидрослюда, вероятно, осаждалась из воды, принесшей глинистые частицы в породу.

Кроме чешуек гидрослюда образует тонкие (0,02 мм) пленки по обломочным зернам. Эти пленки зеленоватого цвета слабо плеохроируют, отличаются более низким двупреломлением.

Развитие аутигенной гидрослюды мусковитового ряда могло происходить при наличии в воде катионов калия, что характерно для морского бассейна. Дисперсные глинистые осадки сорбировали калий, способствующий перестройке кристаллической решетки глинистых минералов и росту чешуек гидрослюды.

Каолинит в изученных глинистых фракциях в большинстве случаев не обнаружен или установлены лишь его следы. В заметных количествах (до 15 – 20%) каолинит определен в разрезах Кадриорг – Таллин в подошве маардуской пачки (из юльгазеской пачки) и р. Волхов – с. Старая Ладога – в нижней части ладожского горизонта, т. е. так же как в первом разрезе – в нижней части пакерортского горизонта. Каолинит распространен в виде пластинок изометрической формы с разнообразными очертаниями: зазубренными или прямолинейными. Нередко пластинки каолинита сохраняют признаки реликтовой структуры слюды – спайности слюды или вермикулитоподобное строение.

В шлифах можно наблюдать все переходные стадии превращения слюд

в каолинит. Чешуйки каолинита развиты по сильно измененным серозеленым и буровато-зеленым гидратированным слюдам. Замещение каолинитом слюд могло происходить как в источниках сноса, так и по пути переноса терригенного материала в бассейн седиментации. В осадке морского бассейна происходили обратные процессы – превращения каолинита в гидрослюду, продолжавшиеся и в позднем диагенезе. Катiónы калия и благоприятная концентрация водородных ионов способствовали регенерации и развитию гидрослюды за счет других минералов.

Чаще этот процесс развития гидрослюды наблюдается по трещинам спайности и раздробления, но иногда чешуйки гидрослюд пересекают трещинки спайности. Таким образом, наблюдаемые в шлифах новообразования каолинита и гидрослюд за счет первичных обломочных минералов обязаны своим происхождением процессам разных стадий диагенеза осадка. Каолинит – в основном продукт выветривания размывавшихся пород, транспортируемых слюд и глинистых частиц. Аутигенный каолинит в породах может образоваться за счет выветривания полевых шпатов. Аутигенная гидрослюда развивалась за счет терригенного материала на стадии диагенеза и эпигенеза.

Хлорит обнаружен в образцах пелитовых фракций лишь в четырех разрезах из четырнадцати, причем на разных уровнях. Содержание хлорита в отдельных образцах достигает 5–10%. В разрезе Кадриорг эти образцы взяты с контакта маардуской пачки с юльгазеской, т. е. из нижней части разреза пакерортского горизонта. В маардуской пачке обнаружены лишь следы хлорита. В разрезе месторождения Маарду хлорит установлен в аргиллите тюрисалусского подгоризонта, в разрезе Азери – в глинах варангуской пачки, залегающей на сланцах тюрисалусского подгоризонта, в разрезе Ныммевески – в юльгазеской пачке. Хлорит, очевидно, преимущественно терригенного происхождения, явно аутигенный хлорит не обнаружен.

Некоторые пелитовые фракции оказались фосфатными потому, что фосфат присутствует в песках в виде цемента пленочного и порового типа. Кроме того, фосфат створок также мог попасть в глинистую фракцию. В этих образцах при малом количестве глинистого вещества фосфат затухал глинистые минералы, которые по этой причине не были обнаружены.

Присутствие в составе пелита хлорита и каолинита можно объяснить неодинаковым составом терригенного материала, в разное время поступившего в некоторые участки бассейна. Малое содержание глинистого материала в фосфоритовой руде не оказывает существенного влияния на ее качество.

7. Химический состав фосфатоносных пород.

Фосфатоносность пород рассматриваемых отложений обусловлена главным образом наличием в них первичнофосфатных створок брахиоид. В значительно меньшей степени она зависит от присутствия хемоген-

ного фосфата, находящегося в песке в рассеянном состоянии или в виде конкреций.

Главными компонентами фосфоритовой руды, определяющими ее промышленную ценность, являются P_2O_5 , MgO и Fe_2O_3 . Эти компоненты и послужили объектом нашего изучения в анализах проб пород продуктивной толщи. Изменения в их содержании рассматриваются снизу вверх по разрезу и с запада на восток по площади развития брахиоподовой толщи.

Породы, подстилающие продуктивную толщу, представлены в изученных разрезах слабофосфатными алевритами и алевритовыми мелкозернистыми песками, местами сцементированными карбонатами. Возраст их кембрийский, но в некоторых западных разрезах в пакерортском горизонте нижнего ордовика выделяется юльгазская пачка, представленная теми же типами пород, что и подстилающие кембрийские отложения, но постоянно содержащими детрит брахиопод. В кембрийских же отложениях они не всегда обнаруживаются.

Для характеристики подстилающих продуктивную толщу пород в нашем распоряжении имелось 50 анализов проб из юльгазской пачки и около 20 анализов проб из приконтактной зоны кембрия. Содержание фосфорного ангидрида в подстилающих породах колеблется от десятых долей процента до нескольких процентов. В указанных пределах в большинстве проб из юльгазской пачки содержание P_2O_5 выше, чем в пробах кембрийских пород. Кроме того, в верхней части юльгазской пачки для большинства разрезов наблюдается сравнительно повышенное содержание P_2O_5 — до 2–4%, тогда как в нижней части оно не бывает выше 1–2%. Однако такое распределение фосфатного материала в юльгазской пачке наблюдается не везде. Например, в скважине Ф-132 по семи пробам анализы показали содержание P_2O_5 от 0,45 до 0,62% по всей мощности; в скважине Ф-142 в шести пробах количество P_2O_5 также выдерживается практически на одном уровне по всей пачке: от 1,3 до 1,5%.

Окись магния содержится в пробах подстилающих песков от сотых долей процента до одного процента и в большинстве случаев не превышает 0,1%. В слабосцементированных карбонатом песчаниках количество MgO увеличивается до 1, реже 2%.

Окись кальция содержится в фосфате и карбонатах, поэтому количество его определяется степенью обогащенности пород указанными минералами. При отсутствии фосфата содержание CaO обычно не превышает 0,5%.

Окись железа (общая) составляет в пробах подстилающих пород 1–2%, но во многих случаях не более десятых долей процента. Количество Fe_2O_3 зависит от степени ожелезнения пород, присутствия сульфидов железа и железистого доломита.

Глинозем обнаруживается лишь в глинистых алевритах, и, как правило, содержание его в пробах песков не превышает десятых долей процента.

Продуктивная толща изучалась большим количеством (не менее тысячи) химических анализов проб, что дало возможность определить типовую характеристику химического состава фосфоритовой руды ракушечнико-

вого типа и выяснить изменения ее состава по разрезу и по площади на изученной территории Прибалтики.

Распределение P_2O_5 по разрезу показано на примерах литологических колонок, где в условном масштабе нанесено процентное содержание P_2O_5 и гранулометрических фракций (рис. 24, 25, 26).

Распределение P_2O_5 по площади показано на картах изолиниями, оконтуривающими участки с одинаковым средневзвешенным содержанием P_2O_5 . Максимально обогащенные фосфатом районы выделены на карте прогнозов в перспективе площади.

На колонках видно, что содержание P_2O_5 выше в более крупнозернистых песках. При изучении шлифов и при полевых исследованиях

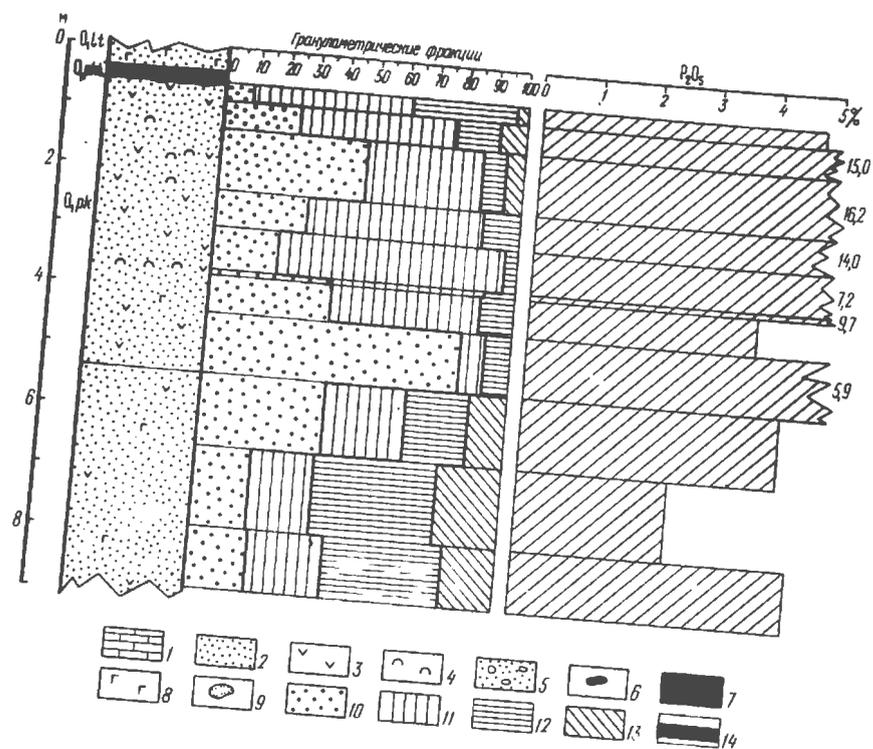


Рис. 24. Соотношение гранулометрических фракций и содержания P_2O_5 в разрезе скважины Ф-158 южного профиля Эстонии.

Для разреза: 1 — известняк; 2 — песок и песчаник; 3 — детрит брахиопод; 4 — пьезостворки брахиопод; 5 — конкреционный песчаник; 6 — валуны и гальки фосфатного песчаника; 7 — аргиллит, глина; 8 — глауконит; 9 — конкреции фосфатного песчаника. Гранулометрические фракции: 10 — больше 0,5 мм; 11 — 0,5 — 0,25 мм; 12 — 0,25 — 0,1 мм; 13 — меньше 0,1 мм; 14 — меньше 0,01 мм

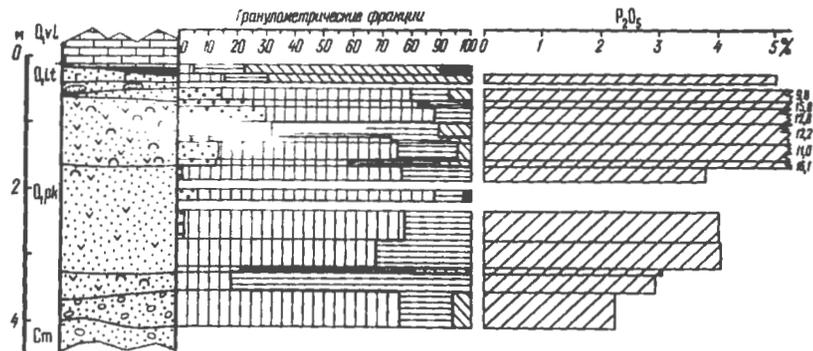


Рис. 25. Соотношение гранулометрических фракций и содержания P_2O_5 в разрезе карьера Кингисеппского месторождения. Условные обозначения см. на рис. 24

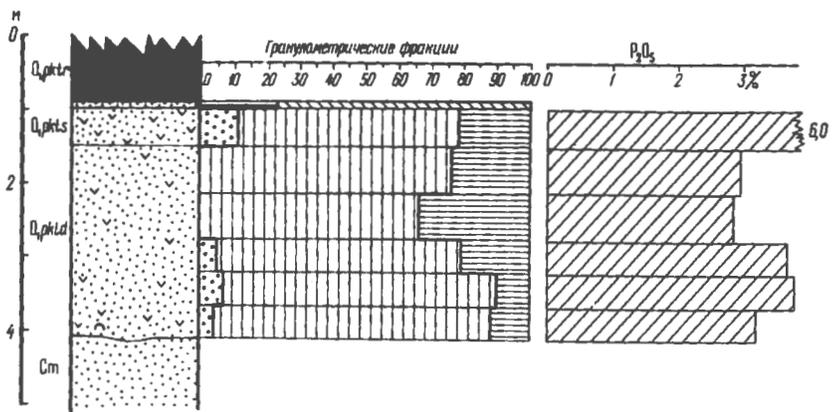


Рис. 26. Соотношение гранулометрических фракций и содержания P_2O_5 в разрезе Сума Ленинградской области. Условные обозначения см. на рис. 24

наблюдается четкая зависимость гранулометрического состава пород от количества и размера брахиоподового детрита. В более крупнозернистых песках концентрируются более крупные обломки и целые створки брахиопод, притом в большом количестве. В алевроитах относительно повышенных скоплений детрита брахиопод не встречается. Однако не везде с укрупнением зерен песка отмечается обогащенность его брахиоподами.

В общем виде соотношение P_2O_5 и размера зерен песка представлено на диаграмме (рис. 27), из которой видно, что с увеличением медианного размера зерен до 0,25 мм содержание P_2O_5 в пробах повышается. Точки, расположенные в левой половине диаграммы, характеризующей сравни-

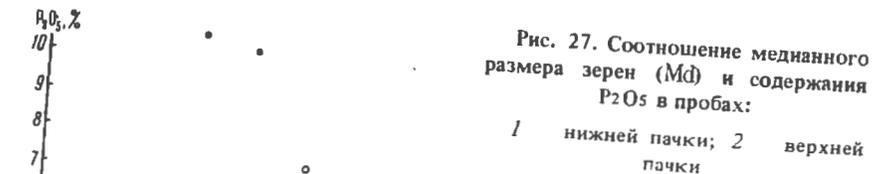


Рис. 27. Соотношение медианного размера зерен (Md) и содержания P_2O_5 в пробах:

1 — нижней пачки; 2 — верхней пачки

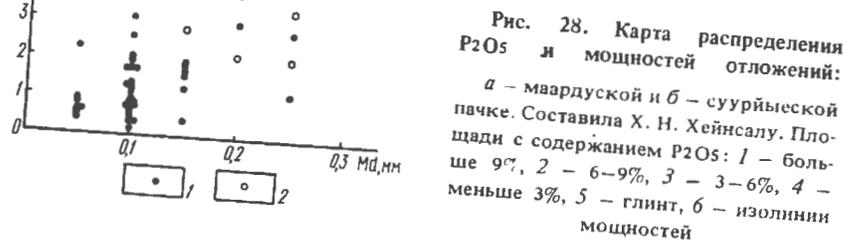
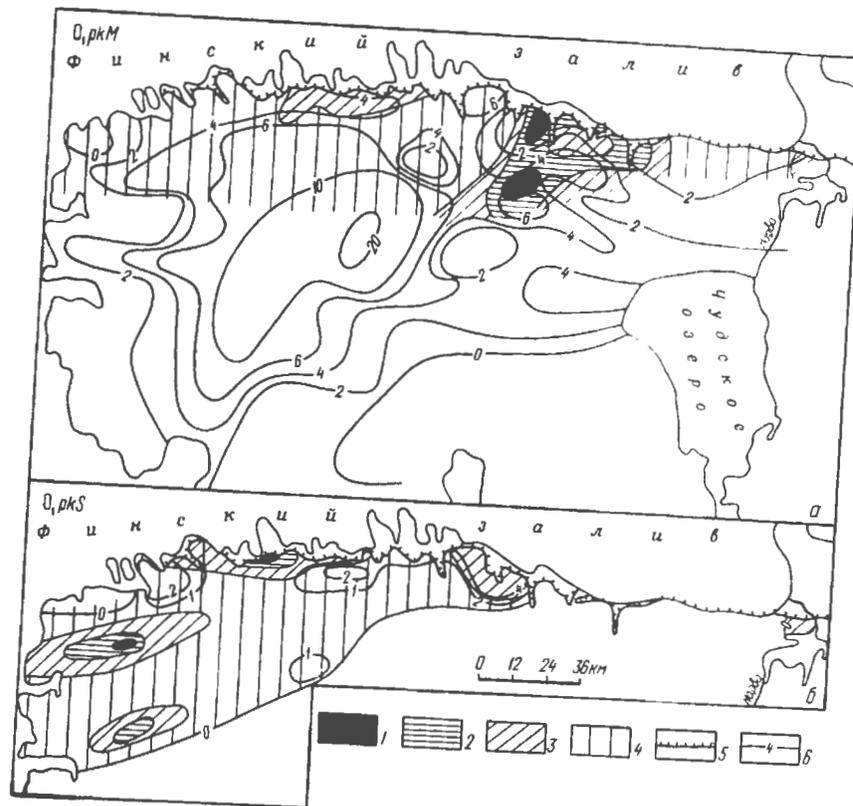


Рис. 28. Карта распределения P_2O_5 и мощностей отложений:

а — мвардуской и б — суурейской пачки. Составила Х. Н. Хейнсалю. Площади с содержанием P_2O_5 : 1 — больше 9%, 2 — 6-9%, 3 — 3-6%, 4 — меньше 3%, 5 — глинт, 6 — изолинии мощностей



тельно мелкозернистые пески с медианным размером не более 0,15 мм, не поднимаются выше уровня 2% P_2O_5 . Точки, расположенные правее медианы 0,15 до 0,25 мм, находятся выше, на уровне, соответствующем содержанию P_2O_5 от 2 до 4%.

Распределение химических компонентов по площади описывается для территории Эстонии по пачкам нижней и верхней частей разреза.

На севере изученной части Эстонии исследования проводились по обнажениям, на юге — по скважинам, пробуренным УГ СМ ЭССР в 1972—1973 гг. вдоль глинта до г. Нарвы.

В разрезе пакерортского горизонта на территории Эстонии максимальные скопления фосфатных створок в большинстве случаев приурочены к основанию брахиоподовой толщи и отдельным линзам, располагающимся на разных уровнях разреза. В этих линзах сосредоточен наиболее крупный детрит (детритовые слои) и целые створки брахиопод — брахиоподовый "конгломерат". В дальнейшем изложении "конгломерат" называется ракушечником

Ракушечник, встречающийся в самой нижней части разреза на контакте с подстилающими отложениями кембрия, местами в разной степени сцементирован доломитом. Мощность его колеблется чаще всего в пределах 0,1—0,4 м. Вследствие того, что в составе ракушечника преобладают створки брахиопод, содержание P_2O_5 в нем выше, чем в остальных слоях разреза, и достигает 28—30%, но в основном колеблется в пределах 17—20%.

Содержание MgO в ракушечнике меняется главным образом в пределах десятых долей процента, значительно реже достигая 1—2%. Только в редких сцементированных доломитом участках ракушечника MgO содержится до нескольких процентов, но не более 8%.

В разрезах западнее г. Таллина линзы, обогащенные целыми створками брахиопод, присутствуют главным образом в основании разреза. Восточнее же г. Таллина, кроме этого, в нижней половине разреза присутствует несколько (до трех, реже до четырех) линз с повышенными концентрациями целых створок и крупного детрита. В совокупности эти линзы имеют промышленное значение в качестве фосфоритовой руды. Мощность рудоносных линз варьирует от нескольких сантиметров до двух метров, чаще же — в пределах одного метра. По простиранию размер линз меняется от первых метров до нескольких километров. Залегают они то сближенно, то разобщены друг от друга пустым песком мощностью не более одного — двух метров.

Вдоль глинта известен ряд месторождений: Маарду, Тситре — Валкла, Тоолсе, Азери, Нарва. Из них месторождения Маарду и Тоолсе имеют промышленное значение. По простиранию с запада на восток содержание створок брахиопод в песках увеличивается. По падению с севера на юг количество их уменьшается.

Изменение количества и крупности створок всецело зависит от палеофациальных условий и в связи с этим от структурно-текстурных особенностей отложений.

Фосфатный компонент P_2O_5 . На территории Эстонии наиболее часто встречаемое средневзвешенное содержание P_2O_5 в брахиоподовых песках колеблется в пределах 1—2%, максимум 3%. На этом фоне выделяются отдельные площади с более высокой концентрацией P_2O_5 .

Нижняя часть разреза, изученная по обнажениям, в большинстве случаев отличается более высоким содержанием P_2O_5 по сравнению с верхней. В ней 83% всех проанализированных проб содержат P_2O_5 более 3%, в том числе 32% проб содержат P_2O_5 больше 6%, а остальные — от 3 до 6%.

Распределение P_2O_5 по площади развития маардуской пачки показано на карте (рис. 28), где видно, что повышенные концентрации P_2O_5 приурочены к приглинтовой полосе, вдоль которой расположен ряд месторождений, указанных выше. Максимальное содержание в пробах P_2O_5 — до 15% наблюдается в месторождении Тоолсе.

Верхняя часть разреза на территории Эстонии отличается от нижней более низким содержанием P_2O_5 , но не везде. В ней только 27% проб содержат P_2O_5 выше 3%, тогда как в маардуской пачке число проб с таким содержанием больше в три с лишним раза. В пробах из скважин, расположенных к югу от глинта, содержание P_2O_5 значительно меньше и почти одинаковое по всей мощности. Для большинства изученных проб маардуской и суурйбеской пачки содержание P_2O_5 меньше 3% и только около 18% всех проб содержат P_2O_5 от 3 до 6%. Таким образом, к югу концентрация фосфата убывает. Для верхней части разреза повышенное содержание P_2O_5 отмечается в разрезах Хундикуристик г. Таллина — 12%; Тоолсе — Вихула — 5% (здесь относительно пониженное содержание фосфата компенсируется увеличением в несколько раз мощности) и г. Нарвы — 8%.

Магнезиальный компонент MgO. На изученной территории Эстонии содержание MgO в брахиоподовых песках в 87% проб колеблется в пределах 0,2% по обнажениям и в этих же пределах — в 55% проб из скважин. Из общей суммы анализов образцов содержание MgO в количестве меньше 0,4% насчитывается в 97% проб из обнажений и в 80% проб из скважин. Число анализов с содержанием MgO выше 0,4 составляет для обнажений всего 3—4%, а для скважин около 20%.

Максимальное содержание MgO (до 3,7%) в маардуской пачке отмечено в четырех пунктах: скважине F-6 южнее г. Таллина, скважинах F-13, F-14 и на месторождении Тоолсе. Причиной повышенной вторичной доломитизации песков фосфатонесной толщи в отдельных пунктах служит разная проницаемость перекрывающих пород и самой фосфатонесной толщи, интенсивность выветривания доломитов кровли, гидрогеологические и тектонические условия.

Железистый компонент Fe_2O_3 (общее). Железо в брахиоподовых песках пакерортского горизонта присутствует главным образом в двух видах: в окисном — свободные гидроокислы и закисном — сульфиды. Карбонатное закисное железо существенной роли в руде не играет, так как песчаники с карбонатным цементом в качестве руды не используются.

Распределение железистых соединений в рассматриваемых отложениях неравномерное, содержание Fe_2O_3 колеблется в значительных пределах. Подсчеты частот встречаемости анализов по интервалам содержания Fe_2O_3 показали, что для обнажений наибольшее число проб (61% для нижней и 65% для верхней пачки) содержит Fe_2O_3 меньше 1,5%; соответственно в 39 и 35% проб количество Fe_2O_3 больше 1,5%.

Маврдуская и сууринская пачки естественных разрезов по содержанию железа мало отличаются между собой, хотя визуальные наблюдения в обнажениях создают впечатление о большей ожелезненности верхней — сууринской пачки. Очевидно, это происходит от того, что верхняя часть разреза содержит больше гидроокисного железа, а в нижней еще сохраняется сульфидное.

Степень ожелезненности пород зависит преимущественно от литологического состава брахиоподовых песков, подстилающих и перекрывающих пород; от проницаемости пород — возможных источников железистых соединений, их выветрелости в кровле и подошве и от гидрогеологических условий.

В восточной части изученной территории Ленинградской области наибольшие скопления детрита в отложениях брахиоподовых песков приурочены к верхней части разреза вдоль глинта от р. Нарвы до р. Сяси. Максимальное содержание P_2O_5 , а следовательно, и створок наблюдается также в более крупнозернистых песках. Но с запада на восток, по простиранию фосфатоносной толщи происходит поднятие вверх по разрезу слоев, наиболее обогащенных створками. Возможно, что мы имеем случай, когда литология "сечет" стратиграфию. Вероятнее предположить фациальные переходы синхронными.

Наиболее изучена территория Кингисеппского месторождения фосфоритов. Здесь по структуре песков в брахиоподовой толще выделяются четыре слоя * снизу вверх: I — нижний, пески разнозернистые; II — пески мелкозернистые; III — пески среднезернистые и IV — верхний, пески крупно-среднезернистые или разнозернистые. Полный комплекс слоев в разрезе бывает редко, обычно из него выпадают нижний и верхний слои, два средних слоя, как правило, сохраняются и имеют наибольшее значение.

I слой (нижний) встречается на контакте пакерортского горизонта с кембрием. Состоит он из тонкого переслаивания детритовых песков разной крупности вплоть до гравийных, местами содержащих сплошные скопления целых створок брахиопод. Мощность и протяженность этих слоев очень изменчивы, средняя мощность колеблется в пределах 0,03—0,16 м. Хотя на большей части территории месторождения слой отсутствует, в центральных частях месторождения он вскрыт многими скважинами. Характерной особенностью слоя I является присутствие в нем доломитовых песчаников: монолитных и конкреционных. Среднее

содержание P_2O_5 в слое I Кингисеппского месторождения колеблется на разных участках от 5,4 до 8,1%.

II слой состоит из мелкозернистого песка с обильным мелким детритом брахиопод. Мощность его колеблется на разных участках Кингисеппского месторождения в среднем от 0,6 до 0,9 м. По простиранию он более выдержан, присутствует почти везде, являясь основным продуктивным слоем. Среднее содержание P_2O_5 меняется от 3,2 до 6,9%.

III слой состоит из среднезернистых песков, содержащих значительное количество крупного детрита. Мощность его колеблется на разных участках месторождения в среднем от 0,8 до 1,7 м. Слой характеризуется широким площадным распространением. Среднее содержание P_2O_5 колеблется от 6 до 8,3%.

IV слой (верхний) состоит из крупно-среднезернистых и разнозернистых песков, содержащих крупный детрит и целые створки брахиопод, составляющие до 30—50% породы, обычно же около 20—40%. По степени цементации в верхней части оболовой толщи встречаются всевозможные разновидности: от рыхлых песков до монолитных песчаников. Мощность слоя IV колеблется в разных участках Кингисеппского месторождения в пределах 0,2—0,3 м. Среднее содержание P_2O_5 меняется от 7,5 до 11,5%.

За пределами Кингисеппского месторождения четырех слоев песков уже не наблюдается, но повсюду верхняя часть разреза — тосненский подгоризонт богаче брахиоподовым детритом, чем нижняя часть — ладожский подгоризонт. Четко выделяется зависимость гранулометрического состава песков и размера детрита. Максимальная концентрация и наиболее крупный детрит сосредоточены в средне- и разнозернистых песках. В алевритах и мелкозернистых песках брахиоподовый детрит мелкий — до микроскопического размера. Несомненно, эта сортировка материала является отражением гидродинамики бассейна.

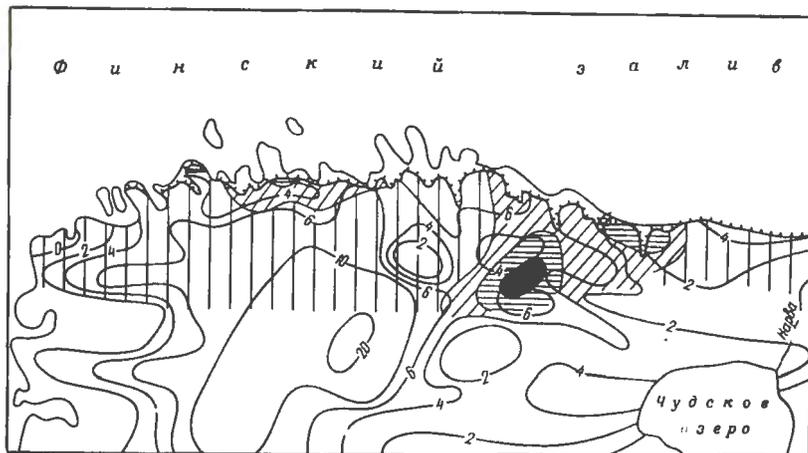
Рассмотрим характерные особенности распределения P_2O_5 , MgO и Fe_2O_3 в брахиоподовой толще от р. Нарвы до р. Сяси.

Фосфатный компонент P_2O_5 . Восточная часть изученной территории в пределах Ленинградской области характеризуется весьма неравномерным распределением фосфатного детрита брахиопод и, как следствие этого, изменчивым содержанием P_2O_5 по разрезу и по площади развития пакерортских отложений. Пески с обильным детритом сосредоточены в междуречье Нарва — Луга и в районе г. Красное Село. На остальной более обширной территории пески содержат брахиоподового детрита значительно меньше.

В качестве примера подсчитана частота встречаемости химических компонентов в пробах брахиоподового песка из двух смежных участков Копорьевской поисковой территории: Восточно-Кингисеппского и Копорьевского. Эти соседние участки резко отличаются друг от друга по содержанию P_2O_5 . На первом участке содержание P_2O_5 в 72% анализов проб выше 3%, в 41% анализов колеблется в пределах 3—5%. Содержание P_2O_5 ниже 3% определено в 28% случаев.

* В производственной практике эти слои называются пачками.

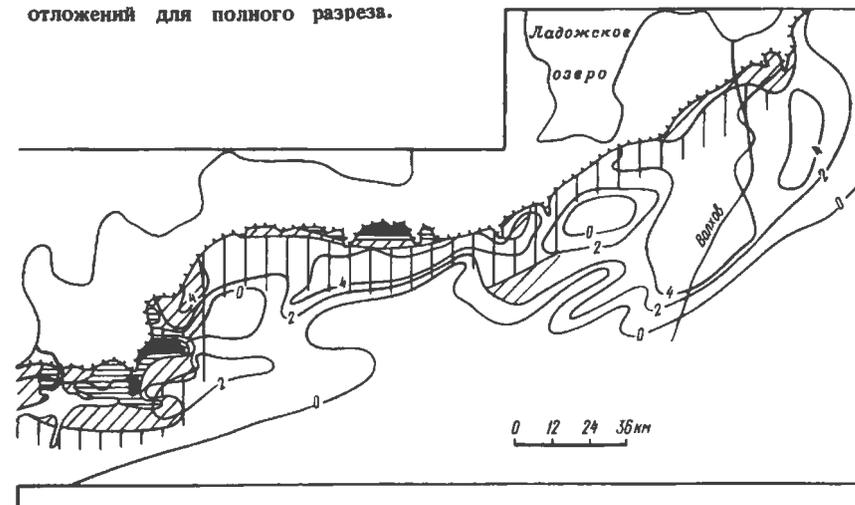
Рис. 29. Карта распределения P_2O_5 и мощностей фосфатоносных отложений для полного разреза.
Условные обозначения см. на рис. 28



На втором участке, наоборот, главная масса анализов (75% от общего их числа) показала содержание P_2O_5 ниже 3%. Только в 9% анализов количество P_2O_5 было 3–5% и в 16 случаях – выше 5%. Таким образом, на Восточно-Кингисеппском участке содержание фосфата в брахиоподовых песках значительно выше по сравнению с Копорьевским участком. Средневзвешенные содержания P_2O_5 , рассчитанные на всю мощность песчаных отложений пакерортского горизонта, обнаруживают, так же как и на территории Эстонии, отчетливую тенденцию к уменьшению с севера на юг, и, кроме того, с запада на восток, т. е. в обратном направлении по сравнению с разрезами Эстонии (см. рис. 28, рис. 29).

Это связано со сменой прибрежно-морских, преимущественно среднезернистых отложений мелкозернистыми песками открытого мелководного моря. При этом максимальные концентрации P_2O_5 характерны для двух участков, вытянутых вдоль линии Балтийско-Ладожского глинта: в районе г. Кингисеппа и вблизи г. Красное Село. Из них наибольший интерес представляет Кингисеппская площадь, к которой приурочено самое крупное месторождение фосфоритовой руды ракушечного типа. Содержание P_2O_5 в его пределах обычно составляет 6–9%, увеличиваясь на отдельных участках до 10–12%, последние располагаются в непосредственной близости от р. Луги. К югу и востоку от этих участков средневзвешенные содержания P_2O_5 довольно резко снижаются до 4% и ниже.

отложений для полного разреза.



Аналогичные отложения наблюдаются в районе г. Красное Село, где известны Красносельское и Дудергофское месторождения. Здесь площадь распространения богатых фосфоритовых руд тяготеет к узкой пригилтовой полосе, по мере удаления от которой к югу фосфатоносность продуктивной толщи снижается до 4%, а затем до 1–2% P_2O_5 .

К востоку от рассмотренных участков фосфориты с содержанием P_2O_5 выше 4,8% встречаются на небольших площадях в бассейне р. Поповки, вблизи д. Чаплино, в междуречье Волхов – Сясь. Вся остальная территория, изученная с точки зрения фосфатоносности, характеризуется содержанием P_2O_5 в пределах от 1 до 3%.

Магнезиальный компонент MgO. Содержание MgO в брахиоподовых песках на территории Ленинградской области подвержено резким колебаниям. Это объясняется неравномерной вторичной доломитизацией некоторых участков толщи и тем, что доломит находится в этой толще в рассеянном виде, микроскопически малыми агрегатами.

Содержание MgO в доломитовых песчаниках достигает 5–7%, в песках – не превышает 0,4%. Отдельные районы отличаются повышенной доломитизацией. Так, в районе Кингисепп – Котлы содержание MgO нередко достигает 2–3%, к западу от г. Красное Село – до 2%, а в районе д. Чаплино – до 3%. Содержание MgO в пробах брахиоподовых песков на Копорьевской поисковой территории колеблется в значительных пределах.

В результате подсчета частот встречаемости пород с определенным содержанием компонента четко выявилась разница в степени доломитизации продуктивной толщи Восточно-Кингисеппского участка и Копорьевского. В первом содержание MgO в 55% анализов проб меньше

0,4%, в 22% проб — колеблется в пределах 0,4–0,8% и в остальных 23% проб — выше 0,8%. Во втором участке 72% проб содержали MgO меньше 0,4%, 18% проб — 0,4–0,8% и только 10% проб содержали MgO выше 0,8%. Таким образом, на Восточно-Кингисеппском участке доломитизация развита больше, чем на Копорьевском.

Зоны доломитизации в брахиоподовых песках Ленинградской области шириной 0,5–3 км и длиной до 20 км имеют северо-восточное, реже северо-западное простирание, совпадающее с направлением линий тектонических нарушений. В. С. Ванчуговым (1976 г.) выделены три зоны: первая протягивается от д. Гурлево до с. Копорье; вторая — северо-восточнее г. Кингисеппа; третья — к югу от д. Гостилицы. Все три зоны по морфоструктурным построениям совпадают с предполагаемыми тектоническими нарушениями.

Соотношения доломитовых песчаников с вмещающими породами различны. На Кингисеппском месторождении, по данным В. С. Ванчугова (1976 г.), отношение суммарной мощности песчаников к общей мощности брахиоподовой толщи для верхних трех пачек (II, III и IV), описанных выше, колеблется от 2,6 до 21,6%, причем максимальные цифры относятся к верхней пачке. Для нижней (I) пачки это отношение меняется от 25 до 69%. Таким образом, к подошве оболовой толщи приурочена максимальная доломитизация. На втором месте по этому признаку стоит самая верхняя (IV) пачка.

Рассмотренный фактический материал по распределению MgO в фосфатоносных отложениях объективно показывает, что степень доломитизации на территории Эстонии ниже, чем на территории Ленинградской области. Объяснить это можно двумя основными причинами: защитным влиянием аргиллитов и глин, развитых в кровле продуктивной толщи на месторождениях Эстонии, и неодинаковым развитием тектонических нарушений в вышеуказанных карбонатных породах.

Железистый компонент Fe_2O_3 . Железистые соединения в фосфатоносной толще Ленинградской области, так же как и в западных районах территории Эстонии, существуют в виде свободных гидроокислов и сульфидов. Распределение их по разрезу неравномерное, о чем можно судить по содержанию Fe_2O_3 в пробах, которое колеблется в значительных пределах. По двум рассматриваемым участкам: Верхнему Кингисеппскому и Копорьевскому наибольшее число анализов — соответственно 73 и 52 от их общей суммы — содержит Fe_2O_3 0,5–1,5%; в два–три раза меньше анализов имеют содержание Fe_2O_3 1,5–2,5% и лишь незначительное число проб содержит Fe_2O_3 ниже 0,5 и выше 2,5%. На Копорьевском участке в шесть раз чаще встречаются пробы с более высоким, чем на первом участке, содержанием Fe_2O_3 , равным 2,5%.

Из других компонентов песков продуктивной толщи всей изученной территории отметим CaO, нерастворимый остаток и Al_2O_3 .

CaO в фосфатоносных песках находится в составе фосфата и карбонатов. Поэтому его содержание зависит от количества створок брахиопод и степени цементации пород. Содержание CaO в большинстве анализов песков колеблется около 0,5%. В фосфоритовой руде, где количество

фосфата повышенное, содержание CaO достигает нескольких первых процентов и лишь в ракушечниках, имеющих P_2O_5 до 27%, количество CaO достигает 39%.

Нерастворимый остаток состоит преимущественно из кварцевых зерен, а растворимая часть — в основном из фосфата и карбонатов. Поэтому в песках, обогащенных створками брахиопод и карбонатами, нерастворимый остаток значительно меньше, чем в песках, где указанные компоненты содержатся в сравнительно меньшем количестве. Песчаники, сцементированные карбонатами, здесь не рассматриваются.

В песках брахиоподовой толщи нерастворимый остаток в большей части анализов составляет около 85–95%, в месторождениях фосфоритов содержание его в продуктивной толще снижается до 65–70%.

Al_2O_3 примерно в половине анализов проб не обнаруживается, а в тех пробах, где отмечается наличие Al_2O_3 , его содержание не превышает 0,5%. Al_2O_3 обычно тяготеет к глинистым фракциям, которые в песках брахиоподовой толщи практически отсутствуют. Исключение составляют миллиметровые прослойки аргиллитов и глин, характерные только для западных разрезов изученной территории.

Перекрывающие породы продуктивной толщи — тюрисалуского подгоризонта и глауконитовый слой лээтсеского горизонта — содержат створки брахиопод в незначительном количестве. Во-первых, створки содержатся лишь в прослоях алевролитов и песков; во-вторых, они рассеяны в кварцево-глауконитовом песке, но кроме фосфата створок здесь присутствует фосфат хемогенный, являющийся цементом конкреций.

Содержание P_2O_5 в породах кровли обычно не поднимается выше десятых долей процента и редко достигает нескольких первых процентов.

Глауконитовые пески лээтсеского горизонта сверху постепенно переходят в карбонатные породы волховского горизонта. Последние в нижней своей части изредка содержат вместе с глауконитом единичные створки брахиопод. Таким образом, фосфатизация пород вверх по разрезу постепенно затухает.

Корреляция CaO, CO_2 , F : F_2O_5 практически выдерживается на одном уровне для анализов продуктивной толщи всех изученных нами месторождений Прибалтики.

На диаграммах (рис. 30) цифры анализов CaO, CO_2 и нерастворимого остатка в пробах по всему интервалу содержания P_2O_5 располагаются по прямой линии. Некоторый разброс точек объясняется присутствием рассеянных карбонатов, вследствие чего получается избыток CaO и CO_2 в песке, по сравнению с анализами створок, выделенных из породы (рис. 31).

Средние коэффициенты корреляции для анализов руды колеблются в узких пределах: CaO : P_2O_5 = 1,4–1,6; CO_2 : P_2O_5 = 0,07–0,1. Средние коэффициенты для створок по данным предыдущих исследований следующие: CaO : P_2O_5 = 1,38–1,41; CO_2 : P_2O_5 = 0,06; F : P_2O_5 = 0,09. Средние коэффициенты корреляции по 27 анализам створок брахиопод, взя-

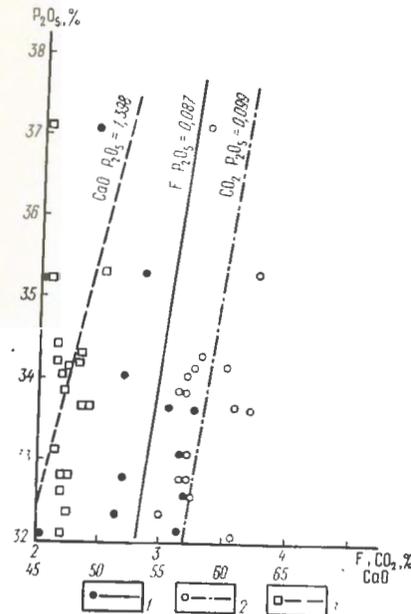
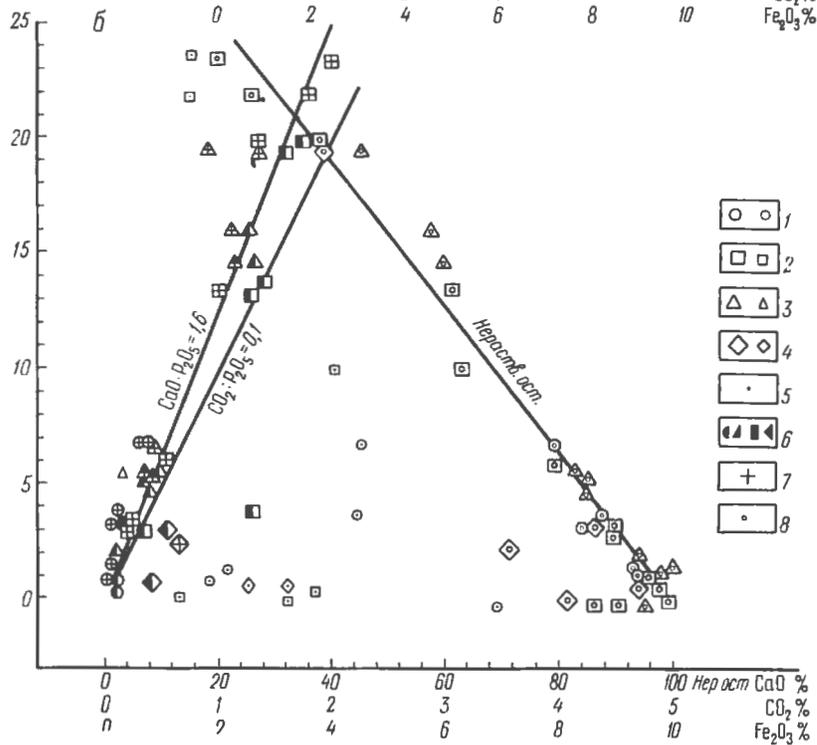
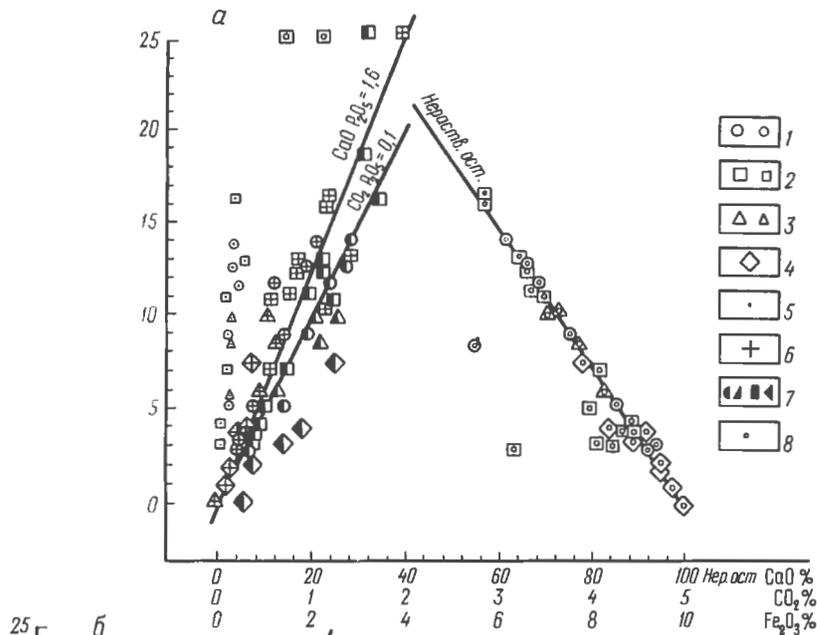


Рис. 31. Корреляционная диаграмма химического состава створок брахиопод:

1 - F : P₂O₅; 2 - CO₂ : P₂O₅; 3 - CaO : P₂O₅

тых из песков 16 разрезов, весьма близки к вышеуказанным: CaO:P₂O₅; 1,398; CO₂:P₂O₅ = 0,099; F:P₂O₅ = 0,087.

Коррелятивы проб руды и створок также сходны между собой. Содержания основных компонентов чистых створок (по 17 обр.) колеблются в следующих интервалах (в %): P₂O₅ 34,17–36,50; CaO 46,16–50,89; MgO 0,4–0,69; CO₂ 3,27–3,75; F 2,02–4,23; SiO₂ 0,80–4,46. Коррелятивы для руд конкреционных фосфоритов центральных районов Русской платформы (Горбунова, 1973) и для руд ракушечного типа Прибалтики мало отличаются друг от друга, что может указывать на одинаковую минералогическую природу разного по происхождению фосфата.

Значение средних коэффициентов состоит в том, что по ним можно рассчитать средний химический состав фосфоритовой руды на определенных участках месторождений. На приведенных диаграммах для руд наблюдается разброс точек Fe₂O₃ и отсутствие корреляции с P₂O₅. Объясняется это тем, что железистые соединения распределены в фосфатонос-

Рис. 30. Корреляционная диаграмма химического состава проб пород продуктивной толщи:

а Кингисеппское месторождение: 1 участок 3; 2 участок 1; 3 обн. Луга; 4 обн. Тосна; компоненты: 5 - Fe₂O₃; 6 - CaO; 7 CO₂; 8 - нерастворимый остаток; б 1 обн. Тюрисалу; 2 обн. Хундикурстик; 3 обн. Иру, р. Пирита; 4 месторождение Маарду; компоненты: 5 - Fe₂O₃; 6 CO₂; 7 - CaO; 8 - нерастворимый остаток

ных отложениях неравномерно и независимо от содержания створок брахиопод.

8. Геохимия микроэлементов

Количественные спектральные анализы около 700 проб выполнены в лаборатории Управления геологии Совета Министров Эстонской ССР тремя партиями. Первая включает пробы из обнажений, вторая — из скважин северного и третья — из скважин южного профиля.

Титан. Содержание титана в фосфатоносных отложениях на Балтийско-Ладожском глинтке колеблется от 30 до 6000 г/т, но в большинстве случаев находится в пределах 1000—4000 г/т. Самыми богатыми титаном являются песчаники и алевролиты юльгазеской пачки. Среднее содержание титана в них составляет 3070 г/т. Породы западной и восточной частей маардуской пачки по содержанию титана уступают им соответственно в 1,3 и 1,6 раза. В 1,6 раза беднее титаном также песчаники и алевролиты суурйёеской пачки. В Ленинградской области фосфатоносные отложения ладожского подгоризонта по сравнению с тосненскими обогащены титаном в 1,5 раза больше.

Содержание титана в породах маардуской пачки уменьшается с запада на восток. Среднее содержание титана в них западнее с. Тоолсе составляет 2310 г/т, между с. Тоолсе и с. Орасоя — 1980 г/т и в Ленинградской области в породах ладожского подгоризонта — 1500 г/т. Породы суурйёеской пачки по сравнению с породами тосненского подгоризонта более обогащены титаном. Среднее содержание его в них составляет соответственно 1920 и 1060 г/т.

Южнее глинта распределение титана в фосфатоносных отложениях подчиняется аналогичным закономерностям. В районе обоих профилей скважин породы маардуской пачки заметно богаче титаном, чем породы суурйёеской пачки. Наблюдается также закономерное уменьшение его содержания с запада на восток. Наиболее резко это явление выражено в районе южного профиля скважин.

Таким образом, содержание титана в фосфатоносных отложениях Северной Эстонии и Ленинградской области уменьшается с запада на восток, а по разрезу снизу вверх. В отличие от других микроэлементов титану присуще сравнительно небольшое рассеивание содержаний по сравнению со средним, и поэтому коэффициенты вариации колеблются лишь в пределах от 38 до 82.

Основная масса титана входит в состав титановых минералов. Из них наиболее широко распространены ильменит и лейкоксен. Подавляющее большинство зерен ильменита, рутила, сфена, брукита и анатаза имеет мелкоалевритовый размер.

В фосфатных створках брахиопод титан обнаружен в количествах от 200 до 800 г/т. Часть его находится в них в виде посторонних примесей.

При увеличении роли створок в составе породы содержание титана существенно уменьшается за счет уменьшения количества терригенного

материала — основного носителя титана. Например, на глинтке западнее с. Тоолсе в породах маардуской пачки в целом среднее содержание титана в 3 раза выше, чем в богатых фосфоритовых рудах.

Весьма незначительную роль в общем балансе титана играют силикатные минералы, в которых он присутствует в виде изоморфной примеси.

Ванадий. Содержание ванадия в брахиоподовых песках колеблется от 3 до 400 г/т. На глинтке западнее с. Тоолсе его содержание в породах юльгазеской и маардуской пачек, за редкими исключениями, находится в пределах от 3 до 10 г/т. В таких же количествах он присутствует в породах суурйёеской пачки от Кейла-Йоа до Маарду, а восточнее преобладают содержания от 10 до 30 г/т. В среднем породы Суурйёеской пачки по сравнению с породами юльгазеской и маардуской пачек обогащены ванадием в 2 раза сильнее.

Между пос. Азери и с. Орасоя фосфатоносные отложения маардуской пачки содержат обычно ванадия 10—80 г/т, среднее содержание — 54,6 г/т. Оно в 7 раз выше, чем в аналогичных породах западнее с. Тоолсе. Особенно богаты ванадием песчаники и алевролиты верхней части маардуской пачки в обнажениях Пяйте, Утрия и Орасоя. Повышенные содержания, обычно от 60 до 400 г/т, теснейшим образом связаны с наличием в разрезе многочисленных тонких прослоев и мелких линз сланцевидного аргиллита. Содержание ванадия в аргиллитах нередко достигает 800—1000 г/т, поэтому даже небольшая примесь глинистого материала существенно влияет на содержание ванадия в песчаниках и алевролитах. Восстановительная среда в процессе осадконакопления, возникшая в результате присутствия органического вещества в диэтионемовых илах, способствовала накоплению ванадия в повышенных концентрациях и в самих песчаных и алевритовых осадках.

В породах ладожского подгоризонта содержание ванадия в 1,5 раза ниже, чем в породах маардуской пачки восточной части Северной Эстонии, но по сравнению с остальными фосфатоносными отложениями изучаемого района оно остается очень высоким. Породы тосненского подгоризонта уступают песчаникам и алевролитам ладожского подгоризонта по содержанию ванадия в 3,9 раза.

Южнее глинта в Северной Эстонии распространение ванадия подчиняется аналогичным закономерностям, но они менее выражены, особенно в районе южного профиля скважин. В пределах последнего различия содержаний ванадия в породах разных пачек незначительны.

В отличие от титана, локальное распределение ванадия весьма изменчиво как по разрезу, так и по площади. Коэффициенты вариации его содержания находятся в пределах от 51 до 249. На глинтке в результате более изменчивого литологического характера брахиоподовой толщи, а также интенсивного развития гипергенных процессов они заметно повышены и колеблются от 147 до 249. Исключением являются породы суурйёеской пачки, для которых он равен 69. В районе скважин содержание ванадия в брахиоподовой толще более постоянное, и поэтому коэффициенты вариации относительно низкие: от 51 до 144.

Основными носителями ванадия в изученных породах, особенно в пач-

ках тонкого переслаивания песчаников и алевролитов сланцевидными аргиллитами, являются органическое вещество и глинистые минералы. В первом он находится главным образом в виде металлоорганических соединений, а остальная часть сорбирована органическими коллоидами. Содержание органического вещества в сланцевидных аргиллитах составляет обычно 15 – 20%, но в песчаниках и алевролитах лишь изредка превышает 0,1 – 0,2%. В небольших количествах оно присутствует также в створках брахиопод.

В глинистом материале ванадий находится в сорбированном виде, в гидрослюдах – в виде изоморфной примеси. В пирите содержание ванадия обычно не превышает 15 – 20 г/т. Основные компоненты песчаников и алевролитов – кварц и фосфаты очень бедны ванадием. В первом он не обнаружен, а в створках брахиопод концентрация его не превышает 4 г/т, поэтому крайне бедны ванадием песчаники, алевролиты и фосфоритовые руды, лишенные примеси органического вещества и глинистых минералов. Собственно ванадием минералы в брахиоподовой толще не обнаружены.

Хром. Содержание хрома в фосфатоносных отложениях колеблется от 2 до 100 г/т, но обычно оно не превышает 10–15 г/т. На глинте наблюдается незначительное обогащение пород хромом по разрезу снизу вверх. Среднее содержание его составляет в породах суурйёвской, маардуской и юльгазеской пачек соответственно 2,8, 4,3 и 4,5 г/т. Более существенна разница между средним содержанием хрома в породах ладожского и тосненского подгоризонтов. В первых оно составляет 7 г/т, во вторых – 4,5 г/т. Незначительное обогащение пород хромом происходит с запада на восток. Среднее содержание его в маардуской пачке на глинте западнее с. Тоолсе составляет 4,3 г/т, между пос. Азери и с. Орася – 4,8 г/т и в породах ладожского подгоризонта – 7 г/т, а в породах суурйёвской пачки и тосненского подгоризонта – соответственно 2,8 и 4,5 г/т.

Южнее глинта также наблюдается обогащение пород маардуской пачки хромом с запада на восток. Наиболее резко это явление выражено в районе южного профиля скважин. В окрестностях городов Раквере и Тапа породы в 2,2 раза богаче хромом, чем в районе западнее пос. Коце. Ярче выражено также обогащение хромом пород юльгазеской пачки по сравнению с породами маардуской и суурйёвской пачек. На глинте разница между средними содержаниями хрома в породах юльгазеской и маардуской пачек ничтожна, а в районе южного профиля скважин значительна. По сравнению с породами суурйёвской пачки они обогащены хромом соответственно в 1,6 и 2,9 раза сильнее. В отличие от глинта породы маардуской пачки в районе обоих профилей скважин уступают по содержанию хрома породам суурйёвской пачки.

Кoeffициенты вариации содержания хрома обычно невысокие и колеблются от 43 до 90. Исключением являются породы маардуской пачки на глинте западнее с. Тоолсе и ладожского подгоризонта в Ленинградской области. В них коoeffициенты вариации содержания хрома соответственно 151 и 200.

Присутствует хром в виде изоморфной примеси в ильмените, лейкоксене, рутиле, гранатах и других терригенных минералах. В Ленинградской области в породах ладожского подгоризонта Л. Б. Рухиным (1939) найдены единичные неправильной формы зерна, напоминающие по цвету и блеску хромит.

В фосфатных створках хром найден в единичных пробах в количестве до 3 г/т, а в мономинеральных фракциях кварца он не найден. Поэтому очень бедны хромом богатые фосфоритовые руды маардуской пачки. Среднее содержание его в них не достигает 2 г/т.

Марганец. Содержание марганца в фосфатоносных отложениях колеблется от 30 до 3000 г/т, но чаще находится в пределах от 100 до 300 г/т. В отличие от описанных химических элементов распространение его по разрезу и простиранию не подчиняется определенным закономерностям. Наблюдается лишь тесная зависимость между содержанием марганца и количеством фосфатных створок, примесей карбонатов и гидроокислов железа, являющихся основными его носителями в данных отложениях. Концентрация марганца в створках оболид находится в пределах от 200 до 1000 г/т. Среднее содержание его в них в 1,4–1,7 раза выше, чем в породах маардуской пачки. Резко обогащены марганцем также богатые фосфоритовые руды. На глинте западнее с. Тоолсе в породах маардуской пачки в целом среднее содержание его составляет 369 г/т, а в фосфоритах, содержащих более 10% P_2O_5 , из той же выборки – 740 г/т.

В кварцевых песчаниках и алевролитах, лишенных створок брахиопод, карбонатного цемента и налетов гидроокислов железа, содержание марганца снижается до 30 г/т.

В процессе выветривания фосфатоносных отложений марганец весьма подвижен и подвергается интенсивному перераспределению, поэтому коoeffициенты вариации содержания его в глинте заметно выше, чем в районе скважин: соответственно от 84 до 164 и от 34 до 73.

На подвижность марганца двойное влияние оказывает пирит, присутствующий в фосфатоносных отложениях. При окислении его в поверхностных условиях образуются сульфатные растворы, разрушающие фосфатные створки, марганец, находящийся в их составе, освобождается и переходит в раствор. В разрушении фосфатного материала участвует также пирит, находящийся в самих створках. Наиболее ярко этот процесс выражен на северном участке Кингисеппского месторождения. В толстостенных фосфатных створках, содержащих большое количество пирита, последний окаймлен рыхлой смесью сульфата и фосфата. Образовавшихся в результате разрушения створок и самого пирита.

Никель. Содержание никеля в изучаемых породах колеблется от 3 до 400 г/т. В Северной Эстонии самой богатой никелем является верхняя часть брахиоподовой толщи, т. е. верхи суурйёвской пачки, а при отсутствии ее – маардуской пачки. Верхняя толща по сравнению с нижележащими породами характеризуется повышенным содержанием пирита и нередко наличием многочисленных прослоев и линзочек сланцевидного аргиллита, являющихся носителями никеля. Накопление

никеля происходило в резко восстановительных условиях, вызванных обилием органического вещества в диэтионемовых сланцах. Об этом свидетельствует тесная зависимость содержания никеля от наличия пирита, глины и органического вещества в породах.

С распределением пирита и сланцевидных аргиллитов в фосфатной толще тесно связаны и другие общие закономерности распространения никеля. Содержание его в фосфатных створках находится в пределах от 3 до 30 г/т. Оно весьма близко к концентрации никеля во вмещающих породах, и поэтому количество фосфатного материала не оказывает существенного влияния на никеленосность пород в целом. Например, на глинтке между селами Кейла-Йоа и Тоолсе среднее содержание никеля в породах маардуской пачки 6,8 г/т, а в богатых фосфоритовых рудах, состоящих на 50–80% из створок брахиопод; из той же выборки— 5,6 г/т.

Породы маардуской пачки в обнажениях и скважинах западнее с. Тоолсе и пос. Коце в 1,4–2,1 раза беднее никелем, чем их более восточные аналоги. Породы суурйеской пачки на глинтке и в районе северного профиля скважин по содержанию никеля занимают между ними промежуточное положение, а песчаники и алевролиты юльгазеской пачки являются самыми бедными. В районе южного профиля скважин эта закономерность нарушена: наиболее богаты никелем породы суурйеской пачки, а породы маардуской пачки западнее пос. Коце уступают песчаникам и алевролитам юльгазеской пачки.

В Ленинградской области, в отличие от Северной Эстонии, верхняя часть фосфатносых отложений весьма незначительно беднее никелем, чем нижняя. Среднее содержание его в породах тосненского и ладожского подгоризонтов составляет соответственно 7,3 и 7,6 г/т.

В процессе выветривания фосфатносых отложений происходило разрушение пирита, органического вещества, сланцевидных аргиллитов и других носителей никеля. В результате этого подвижность никеля резко увеличивалась и он подвергался существенному перераспределению. В породах, богатых гидроокислами железа, содержание никеля нередко достигает 50–100 г/т и более.

Никель, присутствующий в фосфатных створках, находится главным образом в виде изоморфной примеси в тонкорассеянном пирите.

В более выветрелых породах обнажений глинтка наблюдаются повышенные коэффициенты вариации содержания никеля по сравнению со скважинами. На глинтке они колеблются от 100 до 325, а южнее его — лишь от 62 до 75. Единственным исключением являются лишь породы маардуской пачки в районе городов Тапа и Раквере, в которых коэффициент вариации достигает 129.

Собственные минералы никеля в брахиоподовой толще не обнаружены. В прослоях сланцевидных аргиллитов могут присутствовать металлоорганические соединения никеля, часть его находится в сорбированном виде.

Кобальт. Содержание кобальта в фосфатносых отложениях Северной Эстонии колеблется в пределах от 3 до 60 г/т, но в подавляющем

большинстве проб он обнаружен в количествах от 3 до 6 г/т. На глинтке самыми богатыми являются породы маардуской пачки. Содержание кобальта в них увеличивается с запада на восток. Среднее содержание его между селами Кейла-Йоа и Тоолсе составляет 2,1 г/т, а между пос. Азери и с. Орасоя — 1,8 г/т. Такая же закономерность распространения кобальта установлена в районе обеих профилей скважин.

В фосфатных створках брахиопод из пород маардуской пачки концентрация кобальта также увеличивается с запада на восток. Западнее с. Вихула он в большинстве проб створок не обнаружен, максимальное содержание кобальта 4 г/т. Между селами Вихула и Вока створки содержат кобальта от 6 до 30 г/т. В створках из обнажений Орасоя он присутствует в виде следов. На западе концентрация кобальта в створках и вмещающих их породах одинаковая или незначительно сильнее обогащены им породы, на востоке она одинаковая или фосфатный материал обогащен в 1,5–3 раза сильнее.

В Ленинградской области фосфатносые отложения очень бедны кобальтом и в большинстве проб содержание его не достигает предела чувствительности спектрального анализа, т. е. 3 г/т.

Коэффициенты вариации содержания кобальта колеблются в широких пределах. Наименьшие они для пород юльгазеской пачки — 31 и 42, наибольшие — для пород маардуской пачки западнее с. Тоолсе на глинтке и в районе северного профиля скважин, а также в окрестностях городов Тапа и Раквере: соответственно 129, 149 и 105. Во всех остальных изученных выборках они находятся в пределах от 58 до 80.

Присутствует кобальт в фосфатносых отложениях главным образом в минералах железа. Основным носителем (в том числе и в створках брахиопод) его является пирит. В самом пирите из брахиоподовой толщи содержание кобальта достигает 300 г/т. В обнажениях в результате окисления и разрушения пирита возрастает роль сорбированного кобальта, особенно в породах, богатых гидроокислами железа.

Медь. Содержание меди в пробах брахиоподовых песков колеблется от 1 до 800 г/т, но чаще она присутствует в количествах от 30 до 100 г/т. В Северной Эстонии на глинтке содержание ее увеличивается по разрезу снизу вверх. Породы маардуской и суурйеской пачек по сравнению с породами юльгазеской пачки обогащены медью соответственно в 1,6 и 2,8 раза. Такой же закономерности подчиняется распространение меди в районе скважин, за исключением окрестностей городов Тапа и Раквере, где песчаники и алевролиты маардуской пачки беднее медью, чем породы юльгазеской пачки.

В суурйеской пачке повышенные содержания меди приурочены обычно к самым верхам, богатым пиритом. Накоплению меди и других халькофильных элементов в этой части разреза способствовала резко восстановительная среда, обусловленная органическим веществом сланцевидных аргиллитов. Тесная связь между содержанием меди и интенсивностью пиритизации пород наблюдается и в остальной части брахиоподовой толщи.

В Лейнинградской области в отличие от Северной Эстонии породы тосненского подгоризонта в 1,4 раза содержат меди меньше, чем породы ладожского подгоризонта.

В процессе выветривания медь очень подвижна и подвергается значительному перераспределению. Сульфаты меди, образовавшиеся при окислении пирита — основного ее носителя, легко растворимы. Низкое содержание карбонатов во вмещающих породах не способствует осаждению ее из раствора в виде карбонатов.

В результате постепенной нейтрализации кислых растворов при pH 5,4—5,5 выпадают гидроокислы меди и двухвалентного железа, поэтому в породах, богатых гидроокислами железа, медь присутствует в повышенных концентрациях.

Перераспределение меди в процессе выветривания фосфатоносных отложений и более изменчивый состав последних на глинтте по сравнению с районом скважин обуславливает повышенные коэффициенты вариации ее содержания. На глинтте они колеблются от 65 до 129, а южнее его — от 33 до 87. Исключением являются лишь породы маардуской пачки западнее с. Тоолсе в районе северного профиля скважин, в которых он достигает 130.

Присутствует медь главным образом в виде изоморфной примеси в пирите, в том числе и в фосфатных створках брахиопод. Из сульфидов меди найден лишь халькопирит. В ничтожных количествах он присутствует в Маарду в пиритовом прослое.

Содержание меди в створках находится в пределах от 6 до 30 г/т. Оно близко к концентрации меди во вмещающих породах. Поэтому количество фосфатного материала не оказывает существенного влияния на содержание меди в породах в целом.

В обнажениях в результате окисления пирита роль сульфидной меди в ее общем балансе постепенно уменьшается и увеличивается доля сорбированной меди. В песчаниках и алевролитах с кальцитовым, доломитовым или анкеритовым цементом, по-видимому, присутствуют небольшие количества тонкорассеянных карбонатов меди. Благоприятные условия для их образования существуют также на участках проникновения в брахиоподовую толщу подземных вод из вышележающих карбонатных пород.

Свинец. Содержание свинца в фосфатоносных отложениях колеблется от 2 до 300 г/т. В Северной Эстонии оно увеличивается по разрезу снизу вверх. На глинтте западнее с. Тоолсе породы маардуской и суурйёеской пачек по сравнению с породами юльгазеской пачки обогащены свинцом соответственно в 2,2 и 3,2 раза сильнее, а в районе южного профиля скважин западнее пос. Коце даже в 5,3 и 9,6 раза сильнее. В породах маардуской пачки на глинтте и в районе северного профиля скважин содержание свинца увеличивается с запада на восток. Восточнее с. Тоолсе они богаче свинцом, чем породы суурйёеской пачки.

В Ленинградской области очень бедны свинцом породы тосненского подгоризонта. Содержание свинца в них в среднем почти в 6 раз ниже, чем в породах суурйёеской пачки. Песчаники и алевролиты ладожского

подгоризонта и маардуской пачки по содержанию свинца близки.

Свинец имеет высокие коэффициенты вариации содержания как в обнажениях, так и в скважинах. В первых они находятся в пределах от 83 до 311, во вторых — от 80 до 130. Исключением являются породы юльгазеской пачки. На глинтте коэффициент вариации содержания свинца в них составляет 60, в скважинах — 56.

Присутствует свинец в брахиоподовой толще главным образом в сульфидной форме. Об этом свидетельствует связь между его содержанием и интенсивностью пиритизации пород, приуроченность к породам, богатым органическим веществом, и аналогичные с другими халькофильными элементами закономерности распространения. Из сульфидов свинца обнаружен лишь галенит. В виде единичных мелких кристаллов и тонких прожилков он встречается в пиритовом прослое в районе Маарду — Ягала. Однако свинец, по-видимому, находится в песках и пиритовых конкрециях главным образом в тонкорассеянном виде. Изоморфное замещение железа свинцом в структуре пирита полностью исключено, так как разница в размерах ионного радиуса в 4 раза превышает допустимую. В виде изоморфной примеси свинец присутствует в полевых шпатах, глауконите и других калиевых минералах, но содержание в фосфатоносных отложениях очень низкое, и поэтому названная форма нахождения свинца имеет в его общем балансе второстепенное значение. В обнажениях свинец присутствует главным образом в сорбированном виде. Особенно интенсивно сорбируются его крупные ионы гидроокислами железа.

Молибден. В пробах брахиоподовых песков молибден обнаружен в количествах от 1 до 300 г/т. Закономерности распространения его аналогичны свинцу. В западных разрезах глинтта содержание молибдена увеличивается по разрезу снизу вверх. Породы маардуской и суурйёеской пачек по сравнению с породами юльгазеской пачки сильнее обогащены молибденом соответственно в 1,8 и 7,3 раза. В районе южного профиля скважин западнее пос. Коце степень относительного обогащения пород маардуской и суурйёеской пачек еще выше: соответственно в 9 и 28 раз.

В породах маардуской пачки на глинтте и в районе северного профиля скважин содержание молибдена увеличивается с запада на восток. Среднее содержание его между пос. Азери и с. Орасоя в 3—4 раза выше, чем в более западных обнажениях и скважинах.

В песчаниках и алевролитах ладожского и тосненского подгоризонтов содержания молибдена близкие и очень низкие.

Коэффициенты вариации содержания молибдена в фосфатоносных отложениях как в обнажениях, так и в скважинах за редкими исключениями высокие: от 59 до 273.

Тесная связь содержания молибдена с пиритизацией пород позволяет предполагать, что основная масса его находится в сульфидной форме (Maldre, 1963). В самом пирите содержание молибдена нередко ниже,

чем во вмещающих породах, следовательно, значительная его часть может присутствовать в виде тонкорассеянного молибденита. Связь молибдена с пиритизацией обусловлена двумя факторами. Во-первых, в восстановительной среде подвижность молибдена резко уменьшается, и он отлагается вместе с коллоидами дисульфида железа. Во-вторых, коллоиды дисульфида железа интенсивно сорбируют молибден. При кристаллизации они очищаются от молибдена, и поэтому в пирите содержание его низкое.

В зоне окисления молибден накапливается в породах, богатых гидроокислами железа. Возможно, что последние содержат примесь ильземанита ($\text{Mo}_3\text{O}_8 \cdot \text{H}_2\text{O}$).

Барий. Содержание бария в пробах колеблется от 100 до 4000 г/т. Распространение его по разрезу и простиранию не подчиняется определенным закономерностям, за исключением повышенных содержаний, приуроченных к богатым фосфоритовым рудам. Среднее содержание бария в пробах руды по глинтю западнее с. Тоолсе 290 г/т, а в маардуской пачке в целом лишь 126 г/т. Обогащение фосфоритовых руд обусловлено высоким содержанием бария (760 г/т) в створках брахиопод. Концентрация его в фосфатных створках в 6 раз выше, чем в породах в целом.

Коэффициенты вариации содержания бария очень высокие для пород ладожского и тосненского подгоризонтов: соответственно 226 и 240. Обусловлены они неравномерным распределением богатых барием створок и в меньшей степени барита. Осаждению последнего благоприятствовали сернокислые растворы, образовавшиеся в результате окисления пирита и разрушения богатых барием створок в процессе выветривания.

В Северной Эстонии содержание бария в брахиоподовой толще менее изменчиво и коэффициенты вариации находятся в пределах от 66 до 141.

Присутствует барий в фосфатноносных отложениях главным образом в составе фосфатных створок, где он находится, по-видимому, в виде тонкорассеянного виверита. Нахождение бария в фосфате кальция в виде изоморфной примеси маловероятно, так как разница в ионных радиусах существенная: у бария $1,34 \text{ \AA}$, у кальция $0,99 \text{ \AA}$. Не способствует вхождению бария в кристаллическую решетку также одинаковый заряд ионов. В виде изоморфной примеси барий присутствует в полевых шпатах, глауконите, слюдах и других калиевых минералах. Замещение калия барием энергетически выгодно, так как заряд последнего выше. Ионные радиусы их практически одинаковы, и поэтому замещение не вызывает заметной деформации кристаллической решетки калиевых минералов. В брахиоподовой толще роль последних как носителей бария незначительна.

Единственный собственный минерал — барит встречается редко и в ничтожных количествах главным образом в обнажениях, что вызвано гипергенными процессами. Доля сорбированного бария в песчаных отложениях, за исключением глинистых прослоев и пород, богатых гидроокислами железа, также незначительна.

Стронций. В фосфатноносных отложениях стронций обнаружен в количестве от 30 до 10000 г/т, но в большинстве случаев содержание его колеблется в пределах от 200 до 800 г/т.

Распространение стронция изменчиво как по разрезу, так и по простиранию. Оно теснейшим образом связано с количеством фосфатных створок в породе. В богатых фосфоритовых рудах маардуской тачки на глинте между селами Кейла-Йоа и Тоолсе среднее содержание его 1190 г/т, а в породах данной пачки в целом в этом же районе лишь 357 г/т. В самих створках, являющихся основными носителями стронция в брахиоподовой толще, содержание его колеблется от 1000 до 3000 г/т. По сравнению с вмещающей породой в целом створки обогащены стронцием в 10 раз сильнее. Находится он в фосфатном материале створок, по-видимому, в виде изоморфной примеси, замещающая кальций. Небольшая часть стронция присутствует также в кристаллических решетках кальцита, полевых шпатов и других кальциевых и калиевых минералов. В небольшом количестве сорбированный стронций содержится в глинистом материале.

Коэффициенты вариации содержания стронция в брахиоподовой толще в связи с неравномерным распределением основного носителя его — фосфатного материала высокие как в обнажениях, так и в скважинах и находятся в пределах от 68 до 294.

Редкоземельные элементы. Для исследования закономерностей распространения редкоземельных элементов в брахиоподовой толще количественный метод спектрального анализа оказался недостаточно чувствительным. Присутствие иттрия, иттербия и церия установлено в небольшом количестве проб, а лантана — лишь в единичных. Максимальное содержание их достигает соответственно 800, 10, 250 и 60 г/т. Распространение их в фосфатноносной толще теснейшим образом связано с количеством фосфатных створок в породе. Богатыми редкоземельными элементами являются поэтому высококачественные фосфоритовые руды. Изредка встречаются также единичные терригенные зерна монацита и ксенотима.

В 20 пробах брахиоподового детрита определено содержание всех элементов данной группы. При количественном спектральном анализе, выполненном во ВСЕГЕИ А. Н. Тарновской, из 14 редкоземельных элементов обнаружено 11. Среднее содержание каждого из них в створках от 5 до 22 раз выше, чем по данным А. П. Виноградова (1962) в земной коре, а суммарное среднее содержание (2100 г/т), в 3 раза выше, чем по Е. И. Семенову, В. Н. Холодову и Р. Л. Баринскому (1962) в фосфоритах СССР и Германии. В 19 пробах из 20 преобладает церий, в одной — иттрий. Из общего количества редкоземельных элементов на долю церия падает в среднем около 40%, лантана — 20%, иттрия — 15%, а на остальные 11 элементов, включая необнаруженные европий, тербий и тулий — лишь 25%.

Содержание редкоземельных элементов в створках относительно постоянное и поэтому коэффициенты вариации содержаний очень

низкие: от 9 до 36. Исключением являются диспрозий и особенно неодим, для которых он соответственно 51 и 89. В фосфатном материале створок редкоземельные элементы замещают изоморфно кальций и накапливаются при жизнедеятельности брахиопод. Иначе их содержание не было бы постоянным.

Цинк. Присутствие цинка в большинстве проб, отобранных из брахиоподовой толщи Северной Эстонии, при чувствительности анализа 10 г/т не установлено. В отдельных пробах максимальное содержание его достигает 100 г/т. В этих пределах повышенные концентрации цинка встречаются обычно в верхней части разреза. В суурйеской пачке наблюдается заметное уменьшение содержания цинка с запада на восток. В маардуской пачке, наоборот, происходит увеличение содержания цинка в восточном направлении. Уменьшение количества цинка сверху вниз по разрезу зависит от степени сульфидной минерализации. Об этом свидетельствует тесная связь между содержанием цинка и наличием пирита. В последнем встречаются тончайшие прожилки сфалерита, но чаще он находится в тонкорассеянном виде.

Серебро. Самыми богатыми серебром являются породы суурйеской пачки, беднее — маардуской пачки. Содержание серебра, так же как и цинка, зависит от наличия сульфидов железа в породах. В суурйеской пачке содержание серебра уменьшается с запада на восток, в маардуской пачке оно в этом направлении увеличивается. Анализы устанавливают только следы серебра, т. е. меньше 1 г/т, и лишь в единичных пробах — в количестве 1 г/т.

Серебро рассеяно в виде примеси в сульфидах железа и в меньшей степени в сульфидах свинца, цинка и меди.

Олово. В большинстве проб олово не обнаружено, изредка оно определяется в пробах юльгазеской пачки, где присутствует в виде следов, т. е. меньше 3 г/т. Основным носителем его является терригенный касситерит.

Галлий. В подавляющем большинстве проб галлий встречается в виде следов, изредка в количествах 3—5 г/т. Он находится в виде изоморфной примеси в глинистых минералах, полевых шпатах и других алюмосиликатах

Цирконий. Содержание циркония в брахиоподовой толще обычно ниже чувствительности анализа, т. е. меньше 10 г/т. Максимальное его содержание в пробах из обнажений достигает 30 г/т. Однако распространение обломочных зерен циркония в тяжелой фракции позволяет предполагать, что содержание циркония, найденного методом спектрального анализа, существенно занижено.

Вольфрам. Южнее глинта в брахиоподовой толще вольфрам обнаружен в количествах до 80 г/т, изредка до 400 г/т.

Бериллий. Обнаружен в единичных пробах в количествах до 2 г/т.

Мышьак. Определен в отдельных пробах до 60 г/т.

Индий, кадмий, висмут, германий, сурьма, золото, гафний, ниобий, теллур и элементы платиновой группы в пробах не обнаружены.

III. ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ ВСКРЫШНЫХ ПОРОД ФОСФОРИТОВОЙ РУДЫ

Месторождения фосфоритовой руды в Прибалтике являются комплексными месторождениями полезных ископаемых. Это обусловлено залеганием во вскрышных породах следующих полезных ископаемых: сланцевидных аргиллитов, глауконита, глин, доломитов и известняков.

В пригилнтовой полосе шириной примерно до 15 км оболочные фосфоритовые руды залегают в благоприятных горнотехнических условиях для открытой добычи. Мощность вскрыши фосфоритов в этой полосе не превышает 25—30 м, вся фосфатоносная толща залегает выше уровня моря. Кроме того, все известные месторождения фосфоритовой руды Прибалтики расположены в экономически освоенных районах, недалеко от железных и шоссейных дорог. Все это делает возможным и перспективным комплексную добычу всех перечисленных выше полезных ископаемых, залегающих выше фосфоритовой руды.

Промышленное использование любого полезного ископаемого из вскрышных пород целесообразно, если добыча ведется совместно с фосфоритовыми рудами.

Специальные геологические и геолого-экономические исследования на новом перспективном месторождении фосфоритовой руды Тоолсе показали, что в настоящее время экономически оправдана добыча, кроме фосфоритовой руды, вскрышных сланцевидных аргиллитов и карбонатных пород. При этом за себестоимость добычи каждого конкретного полезного ископаемого вскрыши взяты расходы, связанные только с его разработкой самостоятельным карьерным уступом. Себестоимость фосфоритовой руды рассматривалась как константная величина, поскольку эта руда как главное полезное ископаемое будет добываться вне зависимости от использования вскрышных пород. Расчеты показали, что себестоимость вскрышных полезных ископаемых при комплексной разработке месторождения значительно ниже, чем себестоимость этих же полезных ископаемых в специализированных карьерах. Например, себестоимость добычи карбонатных пород из карьера Вяо (около г. Таллина) составляет 0,54 руб/м³, а средняя себестоимость на месторождении Тоолсе — лишь 0,15 руб/м³.

Но большие объемы работ автотранспорта на месторождении Тоолсе повышают себестоимости 1 м³ известняка франко-завод до 1,16 руб/м³ при средней дальности перевозки 7,5 км. Эта же цифра для карьера 0,86 руб/м³ при средней дальности перевозки около 1 км. Следовательно, дальность перевозки карбонатных пород автотранспортом на месторождении Тоолсе при его комплексной разработке не должна

превышать 4,5 км или нужно использовать более дешевые виды транспорта. Стоимость сланцевидных аргиллитов франко-промплощадка составляет в среднем по месторождению 0,8 руб/м³. Удельный вес транспортных расходов в себестоимости составляет 60%. Себестоимость фосфорита франко-промплощадка вне зависимости от использования вскрышных пород составляет от 1,69 до 2,56 руб/т и зависит от общей мощности вскрышных пород на месторождении Тоолсе.

Учитывая аналогию всех фосфоритовых месторождений Прибалтики и основываясь на результатах геолого-экономических исследований на месторождении Тоолсе, можно утверждать, что при наличии потребностей народного хозяйства в продуктах вскрышных полезных ископаемых комплексная разработка месторождений фосфоритов экономически обоснована.

Полезные ископаемые вскрышных пород могут быть использованы в различных отраслях народного хозяйства, например в строительстве, химической промышленности, энергетике, сельском хозяйстве и др.

В промышленности строительных материалов применяются известняки, доломиты, глаукониты, сланцевидные аргиллиты, глины.

Известняки и доломиты идут главным образом для изготовления щебня и строительного камня, а также цемента*.

Глауконитовые песчаники являются ценным сырьем для изготовления разноцветных декоративных изделий из силикатобетона. Для получения силикатного бетона марки 250 вместе с глауконитом идет кварцевый песок (50–70%), являющийся отходом флотации при обогащении фосфоритовых руд.

Глауконитовые пигменты характеризуются следующими свойствами: они не вступают в реакции с другими пигментами, устойчивы по отношению к свету и атмосферным влияниям, т. е. не выцветают, устойчивы к действию кислот и щелочей, красящая сила глауконитовых пигментов в 5 раз меньше дорогостоящей окиси хрома, но глауконитовые пигменты дают более чистые тона окраски (Глауконит. . . , 1953).

Зола сланцевидных аргиллитов может быть применена в этой отрасли народного хозяйства для некоторых силикатобетонных изделий.

Глины, местами залегающие между сланцевидными аргиллитами и глауконитовыми песками, пригодны для изготовления керамзита.

В химической промышленности могут быть использованы глаукониты и аргиллиты для выделения из них некоторых ценных элементов, силикагелей и других соединений.

* Известняки волховского горизонта Ленинградской области широко применялись при закладке фундаментов, цокольных этажей, оснований оград, колонн и других построек два века тому назад при строительстве Петербурга. Эти сооружения и до настоящего времени прочны и красивы, выдержав сезонные колебания климата и другие испытания. Плиты волховского известняка можно видеть и в стенах древнего Вышгорода в г. Таллине (Л. И. Горбунова).

При обработке одной тонны глауконитового песка серной кислотой можно получить 120 кг сульфата калия, 80 кг сульфата кальция, 191 кг сульфата магния, 73 кг окиси алюминия, 157 кг окиси железа и 569 кг кварцевого песка и кремнезема (Anso, 1947); при этом расход кислоты равен 201,4 кг. Глаукозиль, получаемый при обработке глауконитового песка серной кислотой, после очистки применим как хороший адсорбент паров и при очистке масел. При разрушении глауконита хлоридом кальция получается очень чистый хлорид калия. Остаток применим как цементное сырье.

При сжигании аргиллита в дымовых газах содержатся сернистые соединения, которые могут быть использованы для производства серной кислоты, а из золы можно получить алюмокалиевые квасцы и некоторые микроэлементы.

В энергетике сланцевидные аргиллиты могут являться источником тепловой и электрической энергии. В качестве смягчителя жестких вод (пермутитовые фильтры) в котельной установке могут применяться глауконитовые пески.

Содержание органического вещества по всей толще сланцевидных аргиллитов колеблется от 4–5 до 18–20% в зависимости от литологического характера: от количества прослоев алевролита и наличия пиритовых и карбонатных конкреций. Содержание органического вещества больше на западе Эстонии, в среднем оно равно 12–14% при максимальных мощностях аргиллитов до 6–7 м, средней – 3–5 м. Теплотворная способность аргиллитов здесь 1200–1300 ккал/кг, иногда достигает 1600 ккал/кг. Зольность аргиллитов в среднем 80%, выход смолы 2,5–3%. Для территории Восточной Эстонии все эти показатели несколько ниже: среднее содержание органического вещества 10–12%, теплотворная способность 900–1100 ккал/кг, зольность 8,5%, выход смолы 1,5–2%. Среднее содержание основных химических компонентов (в %): SiO₂ 48–50, Al₂O₃ 10–12, K₂O 6–7, Fe общее 4–5, S общая – 3–5.

Глауконитовые пески характеризуются следующим химическим составом (в %): SiO₂ 61,7, TiO₂ 0,4, Al₂O₃ 7,6, Fe₂O₃ 8,7, FeO 2,1, CaO 2,6, MgO 2,0, K₂O 4,6, Na₂O 0,4, P₂O₅ 0,4, S общая 0,2, CO₂ 1,8, п.п.п. 5,2 и H₂O 2,2.

Технологическими испытаниями (Vilbok, 1949) установлено, что пермутитовые фильтры из глауконита могут уменьшать жесткость вод до нуля немецких градусов. Водосмягчительная способность глауконита 240–250 т/градус.

В сельском хозяйстве – в связи с повышенным содержанием элементов, необходимых для питания растений, сланцевидные аргиллиты и глауконитовые пески неоднократно рекомендованы в качестве местных калийных (Anso, 1946, 1947 и др.) или комплексных (Maldre 1968, 1969 г., 1971) удобрений.

Аргиллиты в районе фосфоритовых месторождений содержат обычно 6–8% окиси калия. Концентрация калия уменьшается до 2% в аргил-

литах в тех случаях, когда наблюдается переслаивание аргиллитов с алевроито-песчаными породами с сильной пиритизацией, окремнением и карбонатизацией. В районе месторождения Маарду среднее содержание K_2O составляет 7,47 % (Kirret, Koch, Ründal, 1959). Одна тонна таких аргиллитов может заменить 180–190 кг калийной соли. В Тоолсе аргиллиты заметно беднее калием, чем в Маарду. Среднее содержание K_2O в них составляет лишь 5,7%. Калий содержится в составе гидрослюд, являющихся главными составляющими аргиллитов.

Содержание азота в аргиллитах месторождения Маарду колеблется от 0,3 до 0,8% (О составе. . ., 1957 и др.). Практически единственным носителем азота является органическое вещество, где азот составляет обычно 2,5–3,5%, но изредка достигает 5,1. В органическом веществе обнаружены 11 аминокислот (Наппа, Фомина, 1960 г.). Из них аланин и глутаминовая кислота активно участвуют в важных физиологических процессах растений. По количеству азота одна тонна аргиллита заменит 20–50 кг селитры.

Содержание фосфорного ангидрида в аргиллитах составляет обычно 0,2–0,7%, изредка оно достигает 3–3,5%. Однако обогащение породы фосфором связано с появлением прослоев кварцевого песчаника, содержащего фосфатный детрит.

Серя входит главным образом в состав пирита, а органическая и сульфатная формы нахождения ее имеют в общем балансе второстепенное значение. Роль сульфатной серы в обнажениях в результате интенсивного окисления пирита резко возрастает. Общее содержание серы в аргиллитах обычно составляет 2–5%.

В связи с высоким содержанием пирита в аргиллитах последние применимы в качестве удобрения лишь на карбонатных почвах. Применение аргиллитов на кислых почвах южных районов Эстонии и Ленинградской области может привести к заметному повышению их кислотности.

Наличие в аргиллитах железа, кальция и магния особого интереса не представляет, так как карбонатные почвы содержат эти элементы питания растений в достаточных количествах.

Из микроэлементов самым ценным является молибден. Среднее содержание его в аргиллитах Северной Эстонии по данным приближенного количественного спектрального анализа составляет 62 г/т. Заметно обогащены аргиллиты месторождения Азери, в пределах которого можно выделить участки с содержанием 250–300 г/т и более, а максимальное содержание, по данным химического анализа, достигает 1800 г/т. Среднее содержание молибдена на месторождении Тоолсе 386 г/т.

Количество меди составляет обычно 30–150 г/т, цинка 10–100 изредка до 2000 г/т. Присутствуют молибден, медь и цинк главным образом в виде сульфидов.

Содержание окиси бора в аргиллитах колеблется от 96 до 440 г/т. В несколько повышенных концентрациях он встречается на месторожде-

нии Азери. Бор сорбирован глинистыми минералами и частично входит в состав органического вещества.

Содержание марганца составляет за редкими исключениями 150–200 г/т. Марганец представлен окислами и гидроокислами.

Таким образом, в аргиллитах присутствуют в существенных количествах все необходимые элементы питания растений, за исключением кобальта. Потери их в результате выщелачивания из почв очень ограничены, так как переход элементов в подвижное состояние происходит постепенно в течение всего вегетационного периода. В отличие от ряда применяемых удобрений аргиллиты лишены хлора, весьма вредного для растений.

Применению аргиллитов пока препятствует высокое содержание балластного материала, представленного главным образом кварцем и глинистыми минералами. При озолении концентрация элементов питания увеличивается на 15–20%, но в этом случае большая часть бора и весь азот улетучиваются.

При комплексной добыче фосфоритовой руды, аргиллитов, глауконитовых пород, известняков и доломитов применение аргиллитов в качестве местного удобрения, по-видимому, экономически выгодно, тем более что калийные удобрения, широко применяемые в Эстонской ССР и Ленинградской области, полностью привозные.

В глауконитовых песках и песчаниках содержание K_2O в большинстве случаев составляет 5,5–7,5%, а максимальное достигает 8,1%. Увеличение доли кварца в породе сопровождается уменьшением концентрации калия и других элементов питания растений. В самом глауконите содержание K_2O достигает 8,5–9%. Одна тонна глауконитового песчаника может заменить 400–530 кг сильвинита I сорта, 500–670 кг кианита или 140–190 кг калийной соли, а концентрат глауконита соответствует сильвиниту и кианиту II сорта.

Содержание фосфорного ангидрида в глауконитовых песках составляет обычно 0,7–1,2%. Максимальное содержание P_2O_5 в глауконитовых песках достигает 4–5%. Это наблюдается там, где присутствуют фосфоритовые конкреции и обнаружены значительные скопления створок брахиопод.

Концентрация серы в глауконитовых породах редко поднимается выше 0,1–0,5%. Однако местами встречаются мелкие богатые скопления кристаллов пирита. Содержание серы в этих образованиях может достигать 8–10% и более. В связи с низким содержанием пирита глауконитовые песчаники, в отличие от аргиллитов, применимы на кислых почвах. Поэтому практический интерес представляет наличие карбонатов кальция и магния, которые нейтрализуют кислотность. Содержание CaO и MgO в глауконитовых песчаниках соответственно 2–5 и 1,5–4,5%. Магний находится главным образом в составе глауконита. В последнем присутствует и основная масса железа. Содержание окиси железа составляет 6–18%.

Из микроэлементов практический интерес представляют бор, марганец и фтор. Содержание окиси бора колеблется в пределах 1100–2000 г/т.

В повышенных концентрациях он встречается на месторождениях Азери и Нарва. Основная масса бора сорбирована глауконитом. Содержание марганца обычно 30–200 г/т.

Фтор входит в состав глауконита и фосфата. Среднее содержание его в породах 1800 г/т. В таких количествах он не опасен для растений. Увеличение содержания его в сельскохозяйственных культурах позволяет в некоторой степени покрыть недостаток фтора в питьевой воде.

Остальные микроэлементы присутствуют в глауконитовых песчанниках в небольших количествах и поэтому существенного интереса не представляют.

Глауконитовые пески и песчаники могут применяться в качестве местного боро-калийного удобрения на полях картофеля, табака и других культур, для которых особенно важно применение удобрений, не содержащих хлористых соединений. Потери элементов питания растений в результате выщелачивания из почв очень ограничены. Хранить удобрение удобно, так как не происходит его окомкования при повышенной влажности. Кварц от глауконита легко отделим при магнитной сепарации, что позволяет заметно повысить качество этого природного удобрения, но в подавляющем большинстве случаев такое обогащение не требуется.

При засыпке отработанных карьеров глауконитовый песок может быть использован в качестве почвы.

Таким образом, попутно с фосфоритовой рудой можно добывать и ряд других полезных ископаемых. Комплексное использование полезных ископаемых, как известно, повышает рентабельность месторождений.

IX. ХАРАКТЕРИСТИКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ ФОСФОРИТОВОЙ РУДЫ

Все разведанные месторождения фосфоритовой руды Эстонии и Ленинградской области расположены в приглинтовой полосе.

Фосфатоносная толща относится к пакерортскому горизонту, залегающему в основании нижнего ордовика непосредственно на кембрийских отложениях. Перекрывается она на большей части указанной территории сланцевидными аргиллитами тюрисалусского подгоризонта. Исключением является район р. Нарвы и Кингисепского месторождения, где на брахиоподовых песках пакерортского горизонта залегают глауконитовые пески и песчаники лээтсеского горизонта, которые в других районах находятся выше аргиллитов, постепенно переходя вверх в карбонатные породы волховского горизонта.

В приглинтовой полосе Эстонии и Ленинградской области имеется 16 месторождений фосфоритовых руд, из них 6 в Эстонии и 10 в Ленинградской области (см. рис. 1). Из них все эстонские и Кингисепское месторождения детально разведаны, остальные месторождения Ленинградской области изучены только на стадии поисковых работ. Маардуское и Кингисепское месторождения эксплуатируются. На месторождении Тоолсе намечается добыча фосфоритовой руды в следующей пятилетке.

1. Месторождения Эстонии

Месторождение Иру находится в Харьюском районе, в 8–10 км восточнее г. Таллина. Фосфоритовая руда находится на разных уровнях разреза пакерортского горизонта. В нижней части толщи она представлена брахиоподовым "конгломератом" мощностью 0,7 м, выше залегает брахиоподовый песчаник с гонкими прослойками сланцевидного аргиллита (до 1,5 м). Местами скопления створок образуют вторую линзу брахиоподового "конгломерата" мощностью 0,15–0,2 м. Выше песчаников с прослоями аргиллитов залегает детритовый песчаник мощностью 0,6 м.

Глубина залегания фосфатоносных отложений на месторождении не превышает 20–30 м. Промышленная часть толщи не выдержана по простиранию, средняя ее мощность 1,09 м. Содержание P_2O_5 11–17%, но во многих скважинах не превышает 8%. В подсчет запасов были включены только те фосфоритовые руды, в которых содержание P_2O_5 по подсчетному блоку не менее 9,35%. Ввиду застроенности территории месторождение практически не используется.

Месторождение Маарду находится в Харьюском районе, в 12 км к востоку от г. Таллина. Месторождение занимает площадь 35,5 км². Эксплуатируется.

Сводный геологический разрез месторождения следующий.

Четвертичные отложения: торф, пески кварцевые, суглинки и супеси; мощность 2,40 м.

Ордовик средний: известняки мергелистые с прослойками кукуерскита, известняки доломитизированные, в нижних слоях известняки с железистыми и известковыми оолитами; мощность 23,3 м.

Ордовик нижний, кундаский горизонт: известняки доломитизированные с железистыми оолитами, мощность 1,55 м; волховский горизонт: известняки с глауконитом сильнодоломитизированные, мощность 3,75 м; лээтсеский горизонт (латорпский): песчаники глауконитовые, в верхней части известковые, мощность 1,75 м; пакерортский горизонт: сланцевидные аргиллиты, мощность 3,80 м; песчаники кварцевые брахиоподовые, мощность 3–6 м; песчаники кварцевые, мощность 7 м.

Кембрий: песчаники кварцевые и алевриты, мощность 10 м.

Промышленный слой выделен по следующим кондициям. Бортовое содержание P₂O₅ в пробе для оконтуривания балансовых запасов не должно быть менее 4%, минимальное содержание P₂O₅ по выработке 5%, минимальная мощность промышленного слоя 0,3 м. Мощность промышленной толщи в контуре подсчета запасов колеблется от 0,7 до 1,56 м (средняя 1,1 м) при содержании P₂O₅ от 8,9 до 12,7%; MgO 1,4–5,3%, Fe₂O₃ 0,79–2,89%.

Горнотехнические условия месторождения вполне благоприятны для разработки месторождения открытым способом.

Месторождение Тситре-Валкла находится в Харьюском районе, в 35 км восточнее г. Таллина. Состоит из шести отдельных участков, разделенных древними погребенными долинами.

Сводный геологический разрез месторождения следующий.

Ордовик верхний: известняки, мощность более 26 м; ордовик средний: мергели, известняки, в нижней части оолитовые, мощность 53–74 м; ордовик нижний, кундаский горизонт: известняки с железистыми оолитами, мощность 1,5–7 м; волховский горизонт: доломиты и известняки с глауконитом, мощность 1,5–3,5 м; лээтсеский (латорпский) горизонт: песчаники глауконитовые известковые, мощность 0,5–2 м; пакерортский горизонт: аргиллиты сланцевидные, редко глины, песчаники кварцевые брахиоподовые, алевриты, мощность 10–15 м.

Кембрий. Песчаники кварцевые и алевриты, мощность 4–7 м.

Фосфатоносная толща представлена брахиоподовыми песчаниками, мощность которых колеблется от 2,9 до 7,75 м, средняя – 5,12 м. Глубина залегания руды 10–30 м. Содержание P₂O₅ в продуктивных слоях от 4 до 24,8%.

Из-за малого количества запасов фосфоритовой руды месторожде-

ние самостоятельной промышленной ценности не имеет и считается резервом.

Месторождение Тоолсе находится в Раквереском районе, юго-западнее г. Кунда. Сводный геологический разрез месторождения следующий.

Ордовик верхний: известняки, мощность 20 м; ордовик средний: известняки доломитизированные, мергели, прослой кукуерскита, мощность 51–81 м; ордовик нижний, кундаский горизонт: известняки с прослойками мергеля, мощность 5,2–8,4 м; волховский горизонт: известняки и доломиты с глауконитом, мощность 1,8–3,3 м; лээтсеский горизонт (латорпский): песчаники глауконитовые известковые, мощность 0,5 – 1,8 м; пакерортский горизонт: глины, аргиллиты, сланцевидные, песчаники брахиоподовые, мощность до 16,3 м.

Кембрий: песчаники кварцевые и алевриты, мощность 8,3–16,8 м.

Мощность всей фосфатоносной толщи 1,5–7,9 м, средняя мощность по месторождению 4,94 м. Мощность промышленного слоя колеблется от 1 до 5,1, составляя в среднем 2,9 м. Мощность вскрыши от 5 до 40 м, средняя 24,2 м. Среднее содержание P₂O₅ 10,6%; MgO 0,44%; Fe₂O₃ 1,53%.

Горнотехнические условия месторождения позволяют вести разработку месторождения открытым способом. Месторождение рассматривается как сырьевая база проектируемого горнодобывающего предприятия. Перспективы увеличения запасов месторождения Тоолсе наблюдаются в южном направлении, где в ряде скважин была обнаружена фосфоритовая руда с высоким содержанием P₂O₅.

Месторождение Азери находится в Кохтла-Ярвеском районе, состоит из двух разведанных участков: Азери и Сака. Общая протяженность месторождения вдоль побережья Финского залива составляет более 20 км при ширине 3–6 км. Сводный геологический разрез месторождения следующий.

Четвертичные отложения: торф, пески, суглинки, мощность 0,25 м. Ордовик средний: известняки с железистыми оолитами, мощность 2,5–16 м; ордовик нижний, кундаский горизонт: известняки, мощность 5–7,5 м; волховский горизонт: известняки доломитизированные глауконитовые, мощность 2,25–5 м; лээтсеский (латорпский) горизонт: песчаники глауконитовые глинистые, мощность 0,85–2,9 м; пакерортский горизонт: глина, мощность 0,05–2,3 м; аргиллиты сланцевидные, мощность 0,5–5 м; песчаники кварцевые брахиоподовые, мощность 0,25–7 м.

Кембрий. Песчаники кварцевые с прослойками глины, мощность 10–26 м.

Фосфоритовая руда представлена брахиоподовыми песчаниками. Мощность руды 1–3,8 м на участке Азери и 1,15–5,7 м на участке Сака. Глубина залегания фосфатоносных отложений от 10–15 м на севере и до 30 м на юге. Среднее содержание P₂O₅ 8,9%; MgO 1,03%; Fe₂O₃ 1,10%.

Горнотехнические условия месторождения благоприятны для разработки его открытым способом.

Месторождение Нарва находится в Кохтла-Ярвском районе, в окрестностях г. Нарвы. Сводный геологический разрез месторождения следующий.

Четвертичные отложения: торф, пески, суглинки, мощность 0,1–34 м. Ордовик средний: доломиты и доломитизированные известняки, в нижней части с железистыми оолитами, мощность 0,35–13,95 м; ордовик нижний, кундаский горизонт: известняки с железистыми оолитами, участками доломитизированные, глинистые, мощность 1,95–8,4 м; волховский горизонт: известняки и доломиты с глауконитом, мощность 0,55–3,25 м; лээтсеский (латорпский) горизонт: песчаники глауконитовые известковые, глинистые, мощность 0,25–2,55 м; пакерортский горизонт: аргиллиты сланцевидные, мощность 0,25–2,55 м; песчаники брахиоподовые, мощность 0,6–2,8 м.

Кембрий: песчаники кварцевые с прослоями алевролитов и глин, мощность 8–10,7 м.

Фосфоритовая руда развита по всей мощности брахиоподовых песчаников. Глубина их залегания около 10–20 м. Средняя мощность промышленного слоя 1,31 м. Среднее содержание P_2O_5 5,38–8,60%; MgO 1,02%; Fe_2O_3 1–2%.

Горнотехнические условия месторождения благоприятны для разработки его открытым способом. Воды, поступающие в карьер, могут быть отведены с площади карьера самотеком.

Западнее месторождения в нескольких скважинах были встречены фосфоритовые руды, которые можно считать перспективными.

2. Месторождения Ленинградской области

Кингисептское месторождение находится в 8–12 км к западу от г. Кингисеппа, на водоразделе рек Луга и Нарва. Эксплуатируется комбинатом "Фосфорит". Сводный геологический разрез месторождения следующий.

Четвертичные отложения: глины, суглинки, мощность 3–25 м. Девон средний: переслаивание глин, мергелей, песков, аргиллитов, мощность до 11 м. Ордовик средний и нижний: известняки глинистые доломитизированные, мощность 3–15 м; ордовик нижний, волховский горизонт: известняки доломитизированные, доломиты, мощность 4–5 м; лээтсеский (латорпский) горизонт: песчаники глауконитовые известняковые, мощность 0,1–0,3 м; пакерортский горизонт: пески брахиоподовые, местами доломитизированные, мощность 1–4 м.

Кембрий. Алеврит кварцевый с прослоями глин.

Содержание P_2O_5 в фосфоритовой руде меняется по площади и в разрезе в пределах 3,2–12%, в среднем 4–6%. Доломитовые песчаники содержат MgO до 5–8%, пески – десятые доли процента.

Геологические условия Кингисептского месторождения сложные. Слагающие его породы полностью обводнены. В результате проводимых в настоящее время геологоразведочных работ на площадях к югу от разведанной части месторождения ожидается прирост запасов.

Котловское месторождение находится в Ломоносовском районе, к югу от с. Котлы. Сводный геологический разрез месторождения следующий.

Четвертичные отложения: торф, валунный суглинок, мощность 0,1–4 м. Ордовик средний: известняки доломитизированные, местами мергели, мощность до 13,5 м; ордовик нижний, волховский горизонт: известняки доломитизированные и доломиты с глауконитом, мощность 4–5,6 м; лээтсеский (латорпский) горизонт: песчаники глауконитовые глинистые, местами глина, мощность 0,1–1,9 м; пакерортский горизонт: аргиллиты сланцевидные, мощность 3,2–5,9 м; пески брахиоподовые, мощность 1,9–4,5 м. Кембрий: пески и алевролиты, мощность 10–12 м; глины аргиллитоподобные, мощность 75–140 м.

В продуктивном слое содержание P_2O_5 0,9–10,5%, в контуре подсчета запасов 2–7,5%. Содержание MgO 0,3–1,4%; Fe_2O_3 1,2–1,9%. Глубина залегания продуктивного слоя 4–28 м. Мощность промышленной части слоя в среднем 1,8–2,9 м.

Все породы геологического разреза обводнены, водообильность пород высокая. Из-за сложных горнотехнических условий и низкого качества фосфоритов Котловское месторождение на данный момент не имеет промышленного значения.

Глядинское месторождение протягивается полосой в 2–3 км от с. Новая Буря до с. Ропша. Сводный геологический разрез месторождения следующий.

Четвертичные отложения: валунные суглинки и пески, мощность 1,5–7 м. Ордовик нижний и средний: известняки глинистые доломитизированные, мощность 12–28 м. Ордовик нижний, волховский горизонт: известняки и доломиты с глауконитом, местами глинистые, мощность 5–8,4 м; лээтсеский (латорпский) горизонт: песчаники глауконитовые глинистые, мощность 0,5–2,8 м; пакерортский горизонт: аргиллиты сланцевидные, мощность 2,3–4,4 м; пески брахиоподовые, мощность 0,3–2,7 м. Кембрий: алеврит, глины, мощность 3–6 м.

Продуктивная толща со средним содержанием P_2O_5 5,5%. Мощность продуктивной толщи в среднем 1,7 м. Мощность покрывающих пород в среднем 28,6 м при колебаниях от 4,4 до 44,4 м. В целом месторождение характеризуется глубоким залеганием полезного слоя, его небольшой мощностью и невысоким качеством фосфоритовой руды. Поэтому Глядинское месторождение в настоящее время не может расцениваться как промышленное.

Красносельское месторождение находится в 26 км к юго-западу от г. Ленинграда, в Ломоносовском районе, к западу от северо-западной окраины г. Красное Село. Контуры месторождения близки к прямоугольной форме со сторонами 8,5х3,5 км. Сводный геологический разрез месторождения следующий.

Четвертичные отложения: торф, валунный суглинок, глины, песчаники, мощность 0,2–22 м. Ордовик нижний, кундаский горизонт: известняки глинистые доломитизированные с прослойками глин, мощность 9–11 м; волховский горизонт: известняки доломитизированные, доломиты с глау-

конитом, мощность 5–7 м; лээтсеский (латорпский) горизонт: песчаники глауконитовые глинистые, местами глина, мощность 0,3–1,5 м; пакерортский горизонт: аргиллиты сланцевидные, мощность 0,3–7,8 м; переслаивание аргиллитов с песками брахиоподовыми, мощность 0,3–0,7 м. Кембрий: глины сине-зеленые.

В продуктивной толще среднее содержание P_2O_5 7,3%; MgO 0,95%; Fe_2O_3 1,2%. Мощность вскрыши колеблется от 5 до 35 м (в среднем 24,3 м). Промышленное освоение считается невозможным, так как месторождение расположено в застроенной зоне.

Дудергофское месторождение находится в Гатчинском районе, в 30 км к юго-западу от г. Ленинграда. Сводный геологический разрез месторождения следующий.

Четвертичные отложения: валунные суглинки, мощность 3–36 м. Девон средний: мергели, глины известковистые, мощность 1–42,3 м. Ордовик средний: известняки глинистые, мощность 5,2–13,6 м; ордовик нижний, кундаский горизонт: известняки глинистые доломитизированные, мощность 2,7–15 м; волховский горизонт: доломиты известняки с глауконитом, мощность 2,5–7,8 м; лээтсеский (латорпский) горизонт: песчаники глауконитовые, известковые, мощность 0,1–3,8 м; пакерортский горизонт: аргиллиты сланцевидные, мощность 0,2–5,4 м, песчаники и алевриты брахиоподовые, мощность 0,3–8,1 м. Кембрий: глины алевритовые зеленовато-синие.

Продуктивная толща мощностью 0,5–8 м залегает на глубине 23–95 м, достигая в центральной части месторождения глубины 105 м; средняя глубина 51 м. Среднее содержание в фосфоритовой руде P_2O_5 7,7%; MgO 0,4–0,8%; Fe_2O_3 1,0–3,6%.

Гидрогеологические условия месторождения сложные в связи с интенсивной раздробленностью карбонатных пород и, следовательно, высокой водообильностью основного ордовикского водоносного горизонта. Несмотря на ряд положительных показателей (высокое качество руды, хорошую обогатимость и большие запасы), Дудергофское месторождение в настоящее время считается неперспективным.

Федоровское месторождение находится в 35 км к юго-востоку от г. Ленинграда, в Тосненском районе. Сводный геологический разрез месторождения следующий.

Четвертичные отложения: валунные суглинки, пески, торф, мощность 1,8–29,7 м. Девон средний: мергели доломитизированные, известняки, мощность до 13,4 м. Ордовик нижний, кундаский горизонт: известняки доломитизированные, местами глинистые, мощность 5,1–9 м; волховский горизонт: известняки и доломиты с глауконитом, мощность 4,8–8,6 м; лээтсеский (латорпский) горизонт: песчаники глауконитовые, местами глинистые, мощность 0,1–1,2 м; пакерортский горизонт: аргиллиты сланцевидные, мощность 0,03–2,9 м, пески и песчаники брахиоподовые, мощность 2,8–8,7 м. Кембрий: пески и песчаники с прослойками глин, мощность 4–11 м, глины зеленовато-синие.

Продуктивная толща месторождения образует две разрозненные

залежи: первую – между г. Павловском и с. Федоровским, вторую – на правом берегу, р. Ижоры. Залежи характеризуются следующими средними параметрами, соответственно: мощность вскрыши 11,6 и 10,8 м; мощность продуктивной толщи 2,6 и 3,1 м; площадь 5,16 и 14,15 км²; среднее содержание P_2O_5 4,05%; MgO 0,1–1,0%; Fe_2O_3 1,1–5%. Продуктивная толща, вышележащие породы вскрыши и подстилающие отложения полностью обводнены.

Значительная часть месторождения находится в зеленых зонах, населенных пунктах, на территории транспортных магистралей, линий электропередач и сельскохозяйственных угодий. Из-за малых запасов сырья и низкого содержания P_2O_5 в полезной толще Федоровское месторождение в настоящее время не имеет промышленного значения.

Месторождение Поповка находится в Тосненском районе, вблизи ст. Поповка. Сводный геологический разрез месторождений следующий.

Четвертичные отложения: торф, пески, валунные суглинки, глина, мощность 0,1–21,2 м. Ордовик нижний, кундаский горизонт: известняки доломитизированные глинистые, мощность до 3,4 м; волховский горизонт: известняки глауконитовые доломитизированные, мощность до 7,2 м; лээтсеский (латорпский) горизонт: песчаники глауконитовые глинисто-карбонатные, мощность до 0,7 м; пакерортский горизонт: аргиллиты, пески брахиоподовые, местами доломитизированные, мощность 2,1–6,8 м. Кембрий: глины голубоватые.

Залежь фосфоритовой руды имеет площадь около 7 км². В толще выделяется промышленная верхняя часть и непромышленная нижняя. В последней содержание P_2O_5 меньше 3%. Общая мощность продуктивной толщи 2–6,8 м, промышленной ее части – 1–5,4 м, в среднем – 2,7 м. Продуктивная часть разреза представлена слабосцементированными или плавунными песками, в ней среднее содержание P_2O_5 4,71%; MgO 0,36%; Fe_2O_3 1,28%.

Гидрогеологические условия месторождения характеризуются наличием трех гидравлически связанных между собой водоносных горизонтов, содержащих слабонапорные воды. Разработка месторождения Поповка в настоящее время считается нерентабельной.

Ульяновское месторождение находится в Тосненском районе, в 6 км от с. Мга. Сводный геологический разрез месторождения следующий.

Четвертичные отложения: валунные суглинки, пески, торф, мощность 0,38 м. Ордовик средний: известняки глинистые, мощность до 13,1 м. Ордовик нижний, кундаский горизонт: известняки доломитизированные глинистые, мощность до 8,2 м; волховский горизонт: известняки доломитизированные и доломиты с глауконитом, мощность 1,5–10,1 м; лээтсеский (латорпский) горизонт: песчаник глауконитовый, мощность 0,1–1,1 м; пакерортский горизонт: аргиллиты сланцевидные, мощность 0,05–0,40 м, пески и песчаники брахиоподовые, мощность 2–7,1 м. Кембрий: пески с прослойками глины, мощность до 9,1 м, глины сине-зеленые.

В продуктивной толще среднее содержание по участкам: P_2O_5 3,8–5%; MgO 0,08–0,6%; Fe_2O_3 1,33–3,7%. Подземные воды приурочены ко всем стратиграфическим горизонтам месторождения. Месторождение непромышленное.

Чаплинское месторождение находится в Волховском районе на территории совхоза "Чаплинский". Протягивается узкой полосой шириной 3–4 км вдоль автошоссе Ленинград – Петрозаводск. Расстояние от г. Ленинграда 130–150 км. Залежь фосфоритовой руды занимает площадь около 35 км². Сводный геологический разрез месторождения следующий.

Четвертичные отложения: валунный суглинок, песок, мощность 0,5–17,5 м. Ордовик средний: известняки глинистые доломитизированные, мощность до 6,6 м. Ордовик нижний, кундаский горизонт: известняки глинистые доломитизированные, мощность до 20,8 м; волховский горизонт: известняки и доломиты с глауконитом, мощность до 8,9 м; лээтесский (латорпский) горизонт: пески и песчаники глауконитовые, мощность 0,3–1,8 м; пакерортский горизонт: аргиллиты сланцевидные, мощность 0,05–0,70 м, пески брахиоподовые, мощность 2,7–8,7 м. Кембрий: пески глинистые, мощность 9–15 м; глины голубые.

Фосфатоносная толща имеет мощность около 6,5 м, залегает на глубине 5,1–36 м. Мощность полезной толщи, содержащей P_2O_5 не менее 3%, в среднем 3 м. Содержание P_2O_5 во всей полезной толще в большинстве случаев 3–5%; MgO 0,2–0,5%; Fe_2O_3 1–1,5%.

В пределах разведанной площади оконтурена залежь бедных фосфоритовых руд со средним содержанием P_2O_5 4,06%. Вся фосфатоносная толща месторождений обводнена. Из-за низкого содержания P_2O_5 в рудах и сложных горнотехнических условий Чаплинское месторождение в настоящее время нерентабельно.

У. ПРОГНОЗНАЯ ОЦЕНКА ФОСФАТОНОСНОСТИ ОРДОВИКА ПРИБАЛТИКИ И РЕКОМЕНДАЦИИ ДАЛЬНЕЙШИХ ПОИСКОВО-РАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ НА ФОСФОРИТОВЫЕ РУДЫ

1. Фосфатоносные площади и оценка их перспективности

Результаты проводимых геологоразведочных работ позволили авторам дать оценку перспективности всей изученной территории шириной 40–50 км к югу от глинта при глубине залегания фосфатоносных отложений порядка 100–150 м (рис. 32).

В основу определений перспектив взят анализ палеогеографических условий и фашиально-литологических особенностей пакерортских отложений. Для характеристики перспектив фосфатоносности пакерортских отложений выделены площади перспективные, малоперспективные, неперспективные и малоизученные (табл. 7).

Глубина залегания показана изолиниями на карте (см. рис. 32).

Минимальной мощностью при оценке фосфатоносности является 0,5 м. В тех случаях, когда в мощной толще фосфатоносных отложений с небольшим содержанием P_2O_5 залегает прослой мощностью менее 0,5 м с высоким содержанием P_2O_5 , средневзвешенное содержание P_2O_5 считается для 0,5 м, добавляя к мощности богатого прослоя недостающую часть из выше- или нижележащего слоя. По результатам такого пересчета изученные разрезы отнесены к той или другой категории перспективности. Например, по таким пересчетам к перспективным отнесены разрезы скв. F-18 и F-19 западнее г. Нарвы и скв. F-26 в Западной Эстонии, хотя мощность собственно фосфоритовой руды в них несколько меньше.

В Эстонии запасы всех месторождений, за исключением месторождений Иру и Нарва, учтены государственным балансом уже по промышленным категориям. Поэтому выделенные нами перспективные площади не затрагивают территории месторождений. В Ленинградской области месторождения фосфоритовой руды, за исключением Кингисеппского, изучены только на стадии поисковых работ или предварительной разведки. Поэтому перспективность по Ленинградской области определялась с учетом контуров месторождений. Ниже приводится характеристика перспектив фосфатоносности пакерортского горизонта для всей изученной территории Прибалтики.

На территории Северной Эстонии можно выделить два крупных фосфатоносных района: северный и северо-восточный.

Северный фосфатоносный район Эстонии расположен между г. Пальдиски и пос. Локса. В его пределах расположены три разведанных место-

Общие критерии оценки перспективности фосфатоносных отложений

Степень перспективности площадей	Средневзвешенное содержание P_2O_5 , %	Мощность фосфатоносной толщи, м
Перспективные	6 и более	0,5 и более
Малоперспективные	3–6	0,5 и более
Неперспективные	Менее 3	Любая
Малоизученные	Нет данных	Любая

рождения фосфоритов: Иру, Маарду и Тситре-Валкла. В западной части этого района от мыса Суурупи до месторождения Иру перспективные фосфоритовые руды приурочены к верхней пачке пакерортского горизонта мощностью 0,6–0,9 м, содержание P_2O_5 7–12%. В центральной части района, в пределах месторождений Иру и Маарду фосфатоносность приурочена к породам нижней пачки, в основании которой находится ракушечник, но некоторая часть руды имеется и в верхних слоях. В месторожде-

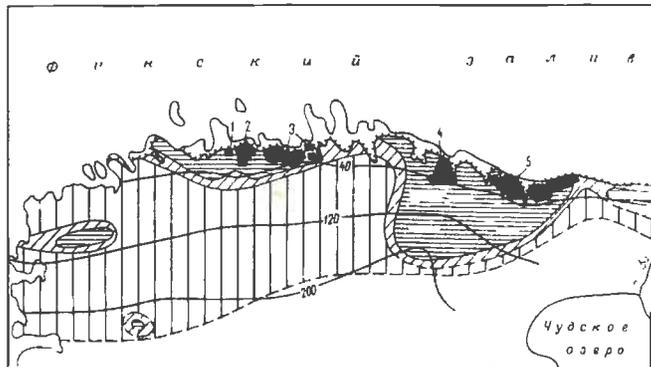
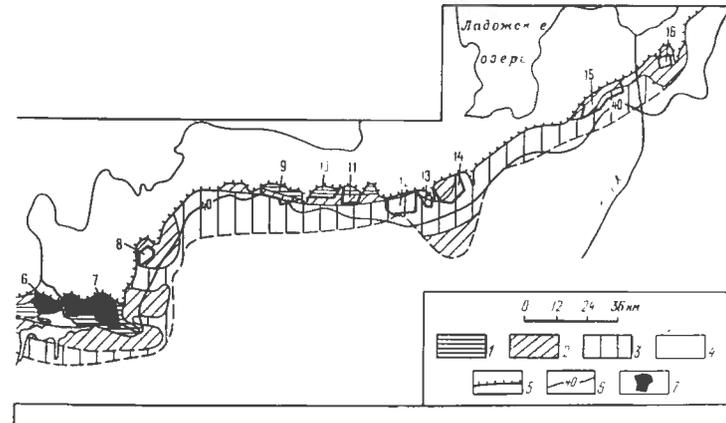


Рис. 32. Прогнозная карта разме-
в Прибалтике. Составили Х. Н. Хейнсалю,

1 – перспективная тер-
ритория, содержание P_2O_5 6% и более, мощность 0,5 м и более; 2 – малоперспективная тер-
ритория, содержание P_2O_5 менее 3%, мощность не ограничена; 4 – малоизу-
7 месторождения (а – промышленные, б – непромышленные) фосфоритов (циф-
Нарва, 7 – Кингисепское, 8 – Котловское, 9 – Глядинское, 10 – Красносельское,
Чаплинское, 16 –

нии Маарду фосфоритовая руда берется только из нижних слоев. Дальше на восток в этом районе на месторождении Тситре-Валкла фосфоритовая руда содержится во всей нижней пачке. Таким образом, в пределах северного фосфатоносного района в направлении с востока на запад происходит переход наиболее богатых фосфоритовых руд из нижней пачки в верхнюю. Такая закономерность наблюдается и в северо-восточном фосфатоносном районе. Перспективы расширения месторождения Маарду имеются к юго-востоку в направлении к Раазику (скв. F-8).

Северо-восточный фосфатоносный район Эстонии расположен на территории района Вихула – Раквере – Туду – Кохтла-Ярве. В северной части его расположены месторождения Тоолсе и Азери. Этот район Эстонии является по своим перспективам самым крупным в Прибалтике. Непосредственно южнее разведанных месторождений Эстонии в скважинах F-14 и F-16 отмечен слой фосфоритовых руд мощностью 1,3–2,5 м при средневзвешенном содержании P_2O_5 7–8%. В более южных частях этого района, южнее г. Раквере в скв. Ф-157, Ф-158 и Ф-162 обнаружен слой фосфоритовых руд мощностью 1,5–4,8 м с содержанием P_2O_5 8,5–20,2%. В скв. Ф-162 на глубине 160 м обнаружена фосфоритовая руда мощностью 6 м с содержанием P_2O_5 18,7–21,5%. В юго-восточной



щения фосфоритовых руд

В. С. Ванчугов, Л. И. Горбунова, Э. К. Кивимяги:

ритория, содержание P_2O_5 3–6%, мощность 0,5 м и более; 3 – неперспективная территория; 5 – глинт; 6 – изолинии мощностей перекрывающихся пород; ры на карте): 1 – Иру, 2 – Маарду, 3 – Тситре-Валкла, 4 – Тоолсе, 5 – Азери, 6 – Дудергофское, 12 – Федоровское, 13 – Поповка; 14 – Ульяновское, 15 – Волхов – Сясь

части района близ с. Туду также обнаружены фосфоритовые руды. Территория Восточной Эстонии, прилегающая к месторождению Нарва, перспективна, но недостаточно изучена.

В Ленинградской области перспективные по фосфатности участки почти полностью входят в границы разведанных месторождений (Кингисеппского, Красносельского, Дудергофского), где продуктивная толща содержит P_2O_5 свыше 6%. Лишь к северо-востоку и юго-востоку от г. Кингисеппа имеются предпосылки для выявления фосфоритовой руды, аналогичной по качеству кингисеппской, но залегающей на большей глубине. Фосфоритовые руды с содержанием P_2O_5 3–6% распространены значительно шире. Они связаны с теми же фациями и располагаются либо на некотором удалении от глинта, либо вблизи него. Такие площади примыкают к южной и восточной границам Кингисеппского месторождения в виде узкой полосы вдоль южных границ Глядинского, Красносельского и Дудергофского месторождений. Они занимают большую часть территории Ульяновского, Чаплинского и Волхов-Сясьского месторождений. Продуктивная толща залегает на глубинах от 10 до 40 м, реже до 60 м.

К югу от указанных площадей располагается зона, в пределах которой развиты фосфатные отложения, содержащие обычно P_2O_5 менее 3%, что (несмотря на их значительную мощность: свыше 5–6 м) вынуждает пока относить их к бесперспективным. Глубина залегания фосфатных отложений обычно превышает 40 м, достигая в центре площади 80–100 м. Остальная часть рассматриваемой территории не изучена с точки зрения фосфатности. Редкие скважины фиксируют здесь пакеротские отложения мощностью 2–6 м на глубине от 40–200 м. В междуречья Волхова и Сяси, а также в районе г. Тосно пески с содержанием P_2O_5 свыше 3% с юга не оконтурены. Глубина их залегания в первом случае от 20 до 40 м, во втором – от 60 до 80 м.

2. Общие критерии прогнозов на фосфоритовые руды

Исходя из представлений о фациально-литологической зональности палеобассейна, наиболее перспективными с точки зрения фосфатности являются зоны, соответствующие верхней части шельфа мелководного морского бассейна. Эти отложения характеризуются наибольшей концентрацией фосфатных створок брахиопод и более крупным гранулометрическим составом вмещающего их песка. Такие отложения развиты главным образом в приглинтовой полосе. При удалении от глинта появляются увеличенной мощности отложения открытого моря, представленные мелкозернистыми песками и алевроитами с относительно редким мелким детритом брахиопод. Больших скоплений брахиоподового ракушечника в этих отложениях на наблюдается.

Разнозернистые и среднезернистые пески фосфатной толщи отличаются четко выраженной кривой слоистостью, подчеркнутой сплошными

скоплениями створок по плоскостям наложения. Такая текстура отложений и отсортированность по крупности терригенных и биогенных компонентов пород свидетельствуют о перемыве осадков в гидродинамически активных условиях мелководной среды. К участкам, на которых отмечено изменение векторов кривой слоистости сублиторального типа, приурочены наиболее крупные месторождения фосфоритовых руд (районы городов Таллина, Маарду, Тоолсе, Кингисеппа), расположенные вдоль глинта. Перспективный участок, простирающийся от глинта к югу (районы городов Тапа и Раквере), является до некоторой степени исключением. Объяснить это можно лишь спецификой тектонических условий, определивших характер осадконакопления данной территории.

Мощность фосфатных отложений, содержащих скопления створок брахиопод до промышленных концентраций, обычно не превышает 5 м. В южных районах изученной территории в большинстве случаев отложения имеют большую мощность, отличаются меньшей крупностью обломочных зерен и сравнительно слабой фосфатностью. Поэтому обнаружение новых крупных залежей фосфоритовой руды за пределами рассматриваемой территории маловероятно. Залежи фосфоритовых руд могут быть, очевидно, обнаружены только вблизи известных месторождений. На территории Эстонской ССР наиболее перспективными для постановки поисково-разведочных работ являются участки, непосредственно прилегающие к разведанным месторождениям: юго-восточнее Маарду, южнее Тоолсе – Раквере и Азери. В Ленинградской области перспективными являются площади к югу и востоку от Кингисеппского месторождения, к востоку от Котловского месторождения, к югу от Красносельского месторождения и в междуречья Волхов – Сясь.

Выбор густоты разведочной сети при изучении месторождений строго регламентируется данными литологии и тектоники (зоны доломитизации, пиритизации, выветрелости, окремнения, глишиотектоники).

Доломитизация фосфатных песков, развитая в зонах разломов, распространена преимущественно в восточной половине изученного региона – на территории Ленинградской области. Максимальное обогащение пиритом отмечается в тех районах, где брахиоподовые пески перекрыты сланцевидными аргиллитами и, кроме того, содержат их прослойки. В результате выветривания происходит разрушение пирита и замещение его гидроокислами железа. В этих районах фосфатные отложения содержат наибольшее количество железа.

Наличие в фосфате микроэлементов представляет практический интерес. Повышение рентабельности месторождений может быть значительно увеличено благодаря комплексному использованию всех полезных ископаемых, присутствующих в перекрывающих породах: сланцев, глауконита, глины, известняков и доломитов. Перечисленные породы могут быть применены в различных отраслях народного хозяйства.

В заключение отметим, что необходимы поисково-разведочные работы не только на территориях, прилегающих к известным месторождениям,

но и на вновь выделенных перспективных участках. Для большей эффективности геолого-литологических исследований при буровых работах надо применять методику, обеспечивающую полное извлечение керна.

Необходимо продолжать изучение закономерностей аутигенного минералообразования в связи с вещественным составом фосфоритоносных отложений. Изучить фосфатоносные отложения нижнего ордовика по всей территории их развития с целью выяснения литолого-геологических и фациально-палеогеографических условий их формирования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алихова Т. Н.* Стратиграфия ордовикских отложений Русской платформы. М., Госгеолтехиздат, 1960. 76 с.
- Ботвинкина Л. Н.* Слоистость осадочных пород. – "Труды Геол. ин-та АН СССР", 1962, вып. 59. 542 с.
- Бушинский Г. И.* Апатит, фосфорит, вивинанит. М., Изд-во АН СССР, 1952. 88 с.
- Виноградов А. П.* Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. – "Геохимия", 1962, № 7, с. 555–571.
- Геология месторождений фосфоритов.* – "Труды Гос. науч.-исслед. ин-та горно-химич. сырья", 1974, вып. 26, с. 52–67. Авт.: А. И. Смирнов, Т. Я. Бурбина, Э. К. Журавлева, Н. М. Карпова, М. Н. Платова.
- Гиммельфарб Б. М.* Закономерности размещения месторождений фосфоритов СССР и их генетическая классификация. М., "Недра", 1965, 307 с.
- Глауконит* – зеленый пигмент, заменитель окиси хрома. – "Химическая промышленность", 1953, № 3, с. 19–21. Авт.: Э. К. Ландра, О. Ю. Пардане, Н. К. Поликарпов, А. Э. Ритсо.
- Горбунова Л. И.* Химический состав мезозойских фосфоритов Русской платформы. – В кн.: Рудоносность осадочных пород. М. "Наука", 1973, с. 118–134.
- Загураев В. Г., Медведев П. А.* К геологии Кингисеппского месторождения фосфоритов. – "Информ. бюлл. Промышленность горно-химического сырья и природных солей", 1968, вып. 2, с. 14–17 (Науч.-исслед. ин-т тех.-экон. исслед.).
- Загураев В. Г., Медведев П. А., Яковлева Г. Ф.* Новые данные о доломитизации оболовой толщи Кингисеппского месторождения. – "Информ. бюлл. Промышленность горно-химического сырья и природных солей", 1968, вып. 1, с. 18–20 (Науч.-исслед. ин-т тех.-экон. исслед.).
- Занин Ю. Н.* Зоны эпигенеза в ордовикских, силурийских и девонских отложениях Иркутского амфитеатра. Новосибирск, "Наука", 1967, с. 149–154 (Ин-т геологии и геофизики СО АН СССР).
- Зенкович В. П.* Основы учения о развитии морских берегов. М., Изд-во АН СССР, 1962. 710 с. (Океанографическая комиссия).
- Казakov А. В.* Фосфатные фации. Происхождение фосфоритов и геологические факторы формирования месторождений. – "Труды Науч. ин-та по удобрениям и инсектофунгицидам", 1939, вып. 145, 106 с.
- Казakov А. В.* Гранулометрический анализ осадочных пород "по кварцу". – "Труды ин-та геол. наук АН СССР, серия геол. (№ 64)", 1957, вып. 152, с. 143–162.
- Кальо Д., Кивимяки Э. К.* О распределении граптолитов в диктионемовом сланце Эстонии и разновозрастности его фаций. – "Изв. АН ЭССР. Химия, геология", 1970, т. 19, № 4, с. 334–340.
- Кивимяки Э. К., Тээдумяэ А.* Результаты комплексной оценки вскрышных пород месторождения фосфоритов Тоолсе. – "Изв. АН ЭССР. Химия, геология", 1971, т. 20, № 3, с. 243–250.
- Копелиович А. В.* Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. – "Труды Геол. ин-та АН СССР", 1965, вып. 121, с. 150–188.
- Кулямин Л. Н.* Косая слоистость и фации оболовых слоев Прибалтики. – "Советская геология". 1975. № 2, с. 131–138.

Курман И. М. Об условиях образования фосфоритовых оболочек песчаников Ленинградской области. – "Труды Гос. науч.- исслед. ин-та горно химич. сырья", 1955, вып. 2, с. 69–87.

Леонтьев О. К. Основы геоморфологии морских берегов. М., Изд-во МГУ, 1961. 418 с.

Логвиненко Н. В. Постдиагенетические изменения осадочных пород. Л., "Наука", 1968. 91 с.

Лоог А. Р. О фосфатном материале оболочек фосфоритов. – "Изв. АН ЭССР. Физ.- матем. и технич. науки", 1962, т. 11, №3, с. 229–235.

Лоог А. Р. О гранулометрическом и минералогическом составе пород тискреской свиты и юльгазеской и маардуской пачек. – "Изв. АН ЭССР. Физ.- матем. и технич. науки", 1963, т. 12, № 3, с. 334–337.

Лоог А. Р. Фосфоритовые гальки в маардуской пачке. – "Ежегодник об-ва естествоиспытателей при АН ЭССР", 1964, т. 56, с. 7–13.

Лоог А. Р. О литологии песчано-алевритовой толщи пакерортского горизонта на полосе выхода. – "Уч. зап. Тартуского гос. ун-та", 1968, вып. 221, т. 5, с. 49–73.

Лоог А. Р., Кивимяги Э. К. О распространении оболочек фосфоритов Эстонии. – "Изв. АН ЭССР. Химия, геология", 1970, т. 19, № 1, с. 92–94.

Мустыги Э. А. Месторождение фосфоритов Тоолсе (Геолого-экономический обзор). – "Изв. АН ЭССР. Химия, геология", 1970, т. 19, № 1, с. 57–60.

Мююрисепп К. К. Литостратиграфия пакерортского горизонта в Эстонской ССР по данным обнажений. – "Труды Ин-та геологии АН СССР", 1960, т. 5, с. 37–44.

Мянниль Р. М. Вопросы сопоставления ордовикских отложений Эстонии и Ленинградской области. – "Труды Ин-та АН ЭССР", 1963, т. 13, с. 3–40.

Мянниль Р. М. История развития Прибалтийского бассейна в ордовике. Таллин, "Валгус", 1966. 200 с.

О составе и свойствах диактиномемового сланца месторождения Маарду ЭССР. – "Изв. АН ЭССР. Физ.- матем. и технич. науки", 1957, т. 6, № 4, с. 176–183. Авт.: О. Г. Киррет, Н. К. Поликарпов, Н. А. Луцковская и др.

Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород. Ч. 1. М. – Л., ГОНТИ, 1940. 476 с.

Пустовалов Л. В. Вторичные изменения осадочных пород и их геологическое значение. – "Труды Геол. ин-та АН ЭССР", 1956, вып. 5, с. 3–52.

Пустовалов Л. В. О вторичных полевых шпатах в осадочных породах. – "Труды Геол. ин-та АН СССР", 1956, вып. 5, с. 207–221.

Рухин Л. Б. Кембро-силурийская песчаная толща Ленинградской области. – "Уч. зап. Ленингр. ун-та. Сер. геол.- почв. наук", 1939, вып. 4, с. 4–170.

Рухин Л. Б. Гранулометрический метод изучения песков. Л., Изд-во ЛГУ, 1947. 213 с.

Семенов Е. И., Холодов В. Н., Баринский Р. Л. Редкие земли в фосфоритах. – "Геохимия", 1962, № 5, с. 434–439.

Смирнов А. И. Вещественный состав и условия формирования основных типов фосфоритов. – "Труды Гос. науч.- исслед. ин-та горно-химич. сырья", 1972, вып. 14, с. 185–186.

Тушина А. М., Наливкина А. П. Геологическое строение и типы руд Кингисепского месторождения. – "Труды Гос. науч.- исслед. ин-та горно-химич. сырья", 1974, вып. 26, с. 32–51.

Хазанович К. К. Стратиграфия и история формирования пограничных отложений кембрия и ордовика Ленинградской области и прилегающих районов. Автореф. канд. дис. Таллин, Ин-т геологии АН ЭССР, 1969. 120 с.

Шутов В. Д. Эпигенетическая зональность палеозойских и рифейских отложений Пачелмского прогиба. – "Бюлл. МОИП. Отд. геол.", 1962, т. 35, вып. 6, с. 48–67

Anso J. Glaukoniiitliv ja diktuoneemakiltkivi tuhk kaalivaetisena. Tartu, "Teaduslik Kirjandus", 1946. 34 lk.

Anso J. Glaukoniiit kaalisoola allikana. Tartu, "Teaduslik Kirjandus", 1947. 76 lk.

Kirret O., Koch R., Rundal L. Maardu leiukoha diktuoneemakilda ja temas sisalduva kerogeeni keemilisest koostisest. – "ENSV TA toimetised. Tehn. ja fuus.-matem. teaduste seeria", 1959, kolde 8, Nr. 4, lk. 243–255.

Maldre J. Molubdeen diktuoneemakiltkivis ja selle vaetisena kasutamise võimalusi. "Sotsialistlik Pollumajandus", 1963, Nr. 23, lk. 1067–1068.

Maldre J. Diktuoneemakilt kohaliku vaetisena. – "Eesti Geograafia Seltsi Aastaraamat 1967/1968". Tallinn, "Valgus", 1969, lk. 82–89.

Maldre J. Glaukoniiitliiva keemilisest koostisest ja tema kasutamise võimalustest Eesti NSV-S. – "Eesti Geograafia Seltsi Aastaraamat 1969". Tallinn, "Valgus", 1971, lk. 68–73.

Opik A. Der estlandische Obolenphosphorit. Tallinn, 1929. 49 S.

Vilbok H. Eesti NSV glaukoniiit veepehmendajana. – "ENSV Toostusprobleemide Instituudi väljaanne. Nr. 4". Tartu, "Teaduslik Kirjandus". 1949 lk. 11–17.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
I. Геологическое строение северо-западной части Русской платформы	6
1. Стратиграфия. <i>В. С. Ванчугов, Э. К. Кивимяги</i>	6
2. Тектоника. <i>В. С. Ванчугов</i>	12
3. Условия образования фосфатоносных отложений. <i>В. С. Ванчугов, Л. И. Горбунова</i>	13
II. Вещественный состав, структура и текстура фосфатоносных отложений	17
1. Вопросы методики. <i>Л. И. Горбунова</i>	17
2. Литологическая характеристика типов разрезов. <i>Х. Н. Хейнсалу</i>	19
3. Структура обломочных зерен в породах. <i>Х. Н. Хейнсалу</i>	31
4. Текстура отложений. <i>Л. Н. Кулямин</i>	41
5. Состав легкой и тяжелой фракций пород. <i>Л. И. Горбунова</i>	46
6. Минеральные образования седиментационной и диагнетической стадий формирования отложений. <i>Л. И. Горбунова</i>	47
7. Химический состав фосфатоносных пород. <i>Л. И. Горбунова, Х. Н. Хейнсалу, В. С. Ванчугов</i>	81
8. Геохимия микроэлементов. <i>Я. Я. Малдре</i>	96
III. Полезные ископаемые вскрышных пород фосфоритовой руды	107
<i>Я. Я. Малдре, Э. К. Кивимяги, Х. Н. Хейнсалу, В. С. Ванчугов</i>	107
IV. Характеристика месторождений фосфоритовой руды	113
1. Месторождения Эстонии. <i>В. П. Мустыйги</i>	113
2. Месторождения Ленинградской области. <i>А. М. Шатровская</i>	116
V. Прогнозная оценка фосфатоносности ордовика Прибалтики и рекомендации дальнейших поисково-разведочных работ на фосфоритовые руды	121
1. Фосфатоносные площади и оценка их перспективности. <i>Э. А. Мустыйги, В. С. Ванчугов, Х. Н. Хейнсалу, Л. И. Горбунова, Э. К. Кивимяги, А. М. Шатровская</i>	121
2. Общие критерии прогнозов на фосфоритовые руды. <i>Л. И. Горбунова, В. С. Ванчугов, Х. Н. Хейнсалу, Э. А. Мустыйги</i>	124
Список литературы	127

ФОСФАТОНОСНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ОРДОВИКА ПРИБАЛТИКИ

Редактор изд-ва В. А. Бурмистров

Обложка художника Н. А. Ульяновской

Технический редактор О. А. Болтунова

Корректор Э. Г. Агеева

Сдано в набор 27.10.78. Подписано в печать 23.05.79. Т-09453. Формат 60x90¹/16.
 Бумага офсетная. Печать роталит. Печ. л. 8,25. Уч.-изд.л. 8,92. Тираж 700 экз.
 Заказ 536. /12072-4. Цена 1р.30к.

Издательство "Недра", 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19.

Тульская типография Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. г. Тула, проспект Ленина, 109.

УВАЖАЕМЫЙ ТОВАРИЩ!

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НЕДРА" ГОТОВЯТСЯ К ПЕЧАТИ НОВЫЕ КНИГИ

ИЦИКСОН М. И. **Металлогеническая зональность Тихоокеанского сегмента Земли.** 20 л. 3р. 10к.

На основе анализа истории развития и строения Тихоокеанского сегмента рассмотрены закономерности размещения и главные черты планетарных металлогенических систем этой уникальной структуры Земли. Охарактеризованы планетарные кольцевые металлогенические системы (Великое Тихоокеанское медное кольцо, Великое золотоносное кольцо), линейные системы (на примере Австралийско-Азиатского оловоносного пояса и периплатформенных полиметаллических систем – Сибирской и Северо-Американской). Рассмотрены основные элементы зонального размещения отдельных планетарных металлогенических систем и формационных рудных комплексов в пределах этих систем в соответствии с зональностью глубинного строения и магматизма Тихоокеанского сегмента.

Для широкого круга геологов, занимающихся изучением и прогнозированием месторождений полезных ископаемых.

РЕЙНЕК Г. Е., СИНХ И. Б. **Обстановка терригенного осадконакопления:** Пер. с англ. 53 л. Пер. изд.: ФРГ, США, 1975. 4 р. 30 к.

В книге рассматриваются современные обстановки накопления терригенных осадков (обломочных и глинистых), описаны и проанализированы признаки, с помощью которых можно распознать эти обстановки в древних породах. При составлении книги использованы очень интересные материалы, большая часть которых мало известна геологам широкого профиля.

Для широкого круга геологов, занимающихся изучением осадочных месторождений, студентов геологических вузов.

Интересующие Вас книги Вы можете приобрести в местных книжных магазинах, распространяющих научно-техническую литературу или заказать через отдел "Книга-почтой" магазинов:

№ 17 – 199178, Ленинград, В. О., Средний проспект, 61;

№ 59 – 127412, Москва, Коровинское шоссе, 20

ИЗДАТЕЛЬСТВО "НЕДРА"