

**АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ  
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ**

**ЛИТОЛОГИЯ КАЙНОЗОЙСКИХ  
ШЕЛЬФОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ**

**МОСКВА 1989**

## Введение.

Вопросы строения и осадконакопления шельфовых образований приобрели в последнее время большую актуальность. Это связано с народохозяйственным освоением этих структур, что повлекло за собой необходимость детализации существующих представлений о процессах седиментогенеза, закономерностей строения и образования шельфов.

В Геологическом институте АН СССР уже несколько лет изучаются позднекайнозойские шельфовые образования. При этом объектами исследования являются как современные, так и позднекайнозойские отложения разного типа шельфов, включая даже современные осадки верхней части континентального склона. Такая разнородность объектов заведомо предполагает определенную пестроту получаемого материала, хотя он и объединяется единой целью - раскрытия основных закономерностей эволюции осадконакопления на шельфах в позднем кайнозое в связи с глобальными изменениями природной обстановки. Подобная постановка проблемы предполагает в первую очередь реконструировать типы и модели осадочных процессов. В настоящем сборнике этим вопросам, посвящен ряд статей, в которых рассматриваются процессы и модели осадконакопления в разных климатических и геодинамических обстановках. При этом, внимание в некоторых из публикаций уделяется вопросам, связанным с процессами автокинетического осадконакопления, широко распространенными не только в областях активного вулканизма, но и на пассивных континентальных окраинах, где часть из них связана с глобальными изменениями климата. Подобный подход к этому типу осадконакопления, который в нашей литературе получил название лавинного, является принципиально новым. Более того, его проявления не ограничены шельфами и континентальными склонами. Как представляется, автокинетическое осадконакопление широко развито также в разных областях суши, где оно имеет как геодинамическую, так и климатическую обусловленность. Поэтому встает задача создания единой классификации генетических типов отложений, формирование которых связано с автокинетическим осадконакоплением. Материалы настоящего сборника отражают лишь начальную стадию этой работы, в которых излагаются некоторые критерии распознавания конкретных типов отложений, связанных с автокинетическим осадконакоплением.

Второй момент, отраженный в сборнике - это диагенетические и катагенетические преобразования шельфовых образований. Наконец, последний вопрос - эволюция осадконакопления, который решается на конкретных примерах миоценовых и четвертичных отложений, как в зоне

перехода от континента к океану, так и в пределах четвертичного палеошельфа Баренцева моря.

Исследования по литологии шельфовых отложений кайнозоя, изложенные в настоящем сборнике, показывают различные подходы к решению некоторых конкретных вопросов, но все они направлены на дальнейшую разработку проблем теоретической литологии.

**Д. А. Лаврушин**

В.А.Лаврушин, И.А.Чистякова, А.С.Гайдаманчук,  
В.К.Голубев, В.П.Васильев

## СТРОЕНИЕ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ОТЛОЖЕНИЙ ГЛЯЦИАЛЬНОГО ПАЛЕОШЕЛЬФА БОЛЬШЕЗЕМЕЛЬСКОЙ ТУНДРЫ

Вопросы строения чехла четвертичных отложений и их возраст на обширной территории северо-востока Европейской части СССР представляют собой чрезвычайно дискуссионную проблему. В этой связи достаточно напомнить лишь наиболее общие моменты, связанные с этой проблемой. Прежде всего в очень широком диапазоне датируется нижняя часть чехла отложений, лежащего поверх мезозойских пород. По представлениям некоторых исследователей возраст их может быть отнесен к миоцену, других - плиоцену - нижне-четвертичному времени. Не менее важным оказался вопрос о генезисе этих толщ, а в особенности о происхождении горизонтов валунных суглинков. В ряде публикаций валунные суглинки рассматриваются как морены (Варсанофьева, 1939; Краснов, 1947; Яковлев, 1947; Кузнецова, 1971; Лавров, 1965, 1973, 1974; Астахов, 1972 и др.). Противники ледникового генезиса рассматривают валунные суглинки как ледово- и ледниково-морские образования (Данилов, 1962, 1963, 1978; Белкин, Зархидзе, Семенов, 1966; Зархидзе, 1965, 1970; Крапивнер, 1973 и др.). Отсюда совершенно по-разному оценивается участие морских отложений в строении позднекайнозойского палеошельфа Большеземельской тундры.

Исследования, проведенные нами, в связи с созданием модели строения гляциального шельфа, позволили получить новые материалы о строении покрова позднекайнозойских отложений на востоке Большеземельской тундры. Главнейшими результатами этих исследований являются следующие: по-существу, все толщи осадков, слагающие покров являются четвертичными, и основу строения покрова составляет переслаивание морских и континентальных отложений, среди которых значительную роль играют толщи основных и конечных морен. Еще одним результатом является установление в районе значительных гляциотектонических деформаций, существенно усложняющих строение и корреляцию толщ четвертичных отложений.

Настоящая статья посвящена изложению новых данных, касающихся, главным образом, общих закономерностей строения и литологии толщ

четвертичных отложений, выявленных на основе изучения керн скважин Тиманской ПСЭ, что позволило существенным образом уточнить, а в ряде моментов принципиально по-новому представить общую картину истории развития палеошельфа Баренцова моря.

#### Доледниковые морские отложения

Наиболее древние доледниковые морские четвертичные отложения были вскрыты на территории Большеземельской тундры в скв. 70I и 708. В скв. 70I эта толща была обнаружена в интервале абсолютных отметок минус 132-152 м и подстилается песками и песчанками нижнемелового возраста. Перекрывает морские отложения мореной первой ледниковой толщи. Толща морских отложений четко разделяется на две пачки: нижнюю песчаную и верхнюю глинистую.

Мощность нижней пачки морской подморенной толщи составляет 10,4 м. В ней вскрываются пески с подчиненными прослоями песчано-алевроитовых глин. Пески зеленовато-серые, разнозернистые, с редкими гравием и галькой, преимущественно грубослойные. Слоистость горизонтальная параллельная, реже линзовидная, обычно обусловлена чередованием светлого песка с более темным глинистым. При этом преобладают песчаные прослой. Мощность их колеблется от 1 до 5 см. Галька и гравий в песках представлены зеленовато-серыми тонкозернистыми глауконитовыми песчанками (из подстилающих пород нижнего мела) и светло-серыми тонкослойными алевролитами. Первые обломки неокатаны и плохоокатаны, вторые хорошо окатаны. Несколько реже встречаются обломки метаморфических пород и угля.

Минералогический состав песков представлен преимущественно кварцем и полевыми шпатами, много встречается глауконита, эпидота, попадаются отдельные обломки карбонатных пород. В небольшом количестве присутствуют амфиболы (в основном роговая обманка), гранат, слюды. Наиболее крупные зерна рудных минералов (до 0,5-1 мм) представлены пиритом. По данным гранулометрического анализа медианный размер песков составляет 0,3, коэффициент ориентировки - около 1,7.

Прослой песчано-алевроитовых глин сосредоточены в верхней части песков и имеют мощность первые сантиметры. В некоторых прослоях наблюдаются четко обособленные удлиненные и изометричные глиняные окатыши размером от 0,5 до 1,5 мм в диаметре. Состав песчаной фракции песчано-алевроитовых глин в основном такой

же как и песков. Сортировка плохая. Часто попадаются отдельные раковины и обломки раковин двустворчатых моллюсков.

Верхняя глинистая пачка достаточно резко сменяет нижележащую песчаную. Сложена она главным образом алевритами с подчиненными прослоями и линзами песков. Общая мощность этой части разреза составляет 9,6 м. Снизу вверх зафиксирован следующий разрез:

1. Алевриты и глины в нижней части с линзами грубого песка . . . . . 3,5 м
2. Алевриты. . . . . 0,1 м
3. Алевриты с тонкими прослоями глин и мелкозернистого песка . . . . . 2,0 м
4. Пески с тонкими прослоями алевритов . . . . . 1,0 м
5. Крупные алевриты с тонкими прослоями песков и глин. . . . . 3,0 м

В этой части разреза преобладают темные породы: глины и алевриты темные, зеленовато-серые, реже коричневатые и черные, пески зеленовато-серые.

Алевриты и глины слоя I - неслоистые, плохо сортированные, содержат значительную примесь песчаного материала и редкий гравий. В шлифах видна неоднородность в распределении обломочных частиц, связанная, вероятно, со взмучиванием осадка.

Породы вышележащих слоев сортированы лучше, часто обладают горизонтальной слоистостью. В глинах и алевритах слоистость тонкая параллельная, часто наблюдается ориентировка глинистых частиц, параллельная слоистость, в песках и алевритах более грубая, параллельная и линзовидная. Мощность отдельных прослоев в глинах обычно составляет несколько миллиметров, в песках - до 3-5 см. Границы слоев нечеткие. Обусловлена слоистость различным гранулометрическим составом отдельных слоев. Встречающийся гравий, галька, дресва и щебень представлены обломками глауконитовых песчаников, алевритов и углей.

Состав песчаной фракции для всей рассматриваемой пачки приблизительно одинаков. Основная масса песчаных частиц состоит из кварца и полевых шпатов, достаточно часто встречаются обломки угля, глауконит, эпидот.

Из органических остатков в отложениях пачки присутствуют диатомовые, радиолярии, обломки спикул губок, отдельные раковины

и обломки раковин морских моллюсков. Среди раковин моллюсков В.С.Зархидзе были определены *Proreussium groenlandicum*, *Nucula tenuis*, *Musca calcarata*.

В целом для верхней пачки морских отложений оказалось характерной рассланцованность прослоев песчано-алевритовых глин. Встречающиеся в них створки двустворчатых моллюсков обычно раздавлены и растащены. Причем в верхней части пачки число таких прослоев увеличивается, в них попадает большое количество щебня и дресвы. Учитывая, что описываемые отложения перекрываются моренными суглинками, подобные деформации в отложениях верхней пачки можно объяснить динамическим воздействием ледника, переработавшим частично верхи пачки морских отложений.

Изучение глинистой фракции было произведено для двух описанных пачек морских отложений.

Анализ дифрактограмм, полученный из глинистой фракции прибрежно-морских отложений показал, что глинистые минералы представлены биотитом, гидрослюда, тонкодисперсным смектитовым минералом, хлоритом и небольшим количеством каолинита.

Биотит - триоктаэдрический слоистый минерал, на дифрактограммах характеризуется интенсивным отражением с  $d = 10 \text{ \AA}$  и слабыми рефлексами с  $d = 4,98$  и  $d = 3,33 \text{ \AA}$ . Насыщение глицерином и прокаливание при  $550^\circ\text{C}$  не изменяет дифракционной картины. Гидрослюда представляет собой смешанослойный минерал - слюда - монтмориллонит с небольшим содержанием монтмориллонитовых межслоев. На дифрактограмме насыщенного глицерином образца регистрируется первое базальное отражение этого минерала со значением  $d = 9,91 \text{ \AA}$  меньше, чем для истинных слюд. На дифрактограммах прокаленного и природного образцов значение этого же рефлекса равно  $10 \text{ \AA}$ . Все это указывает на то, что минерал является смешанослойным, в котором преобладает слюдяная компонента (90%), а другим компонентом является смектитовый компонент. Значение  $d = 10 \text{ \AA}$  указывает на его высокую дисперсность. Смектитовый тонкодисперсный минерал на дифрактограмме насыщенного глицерином образца регистрируется по размытому отражению с  $d = 18,3 \text{ \AA}$ , что позволяет думать о наличии в его структуре небольшого количества слоистых межслоев.

Хлорит (на дифрактограммах насыщенного и природного имеет значение  $d = 14,3 \text{ \AA}$ ,  $d = 7,08$ ,  $d = 4,70$ ,  $d = 3,54$ ; после прокаливания рефлекс  $13,8 \text{ \AA}$ ). Каолинит (рефлексы  $7,10$ ;  $3,56$ ) проявляется после обработки  $10\% \text{ HCl}$ .

Характерной особенностью дифракционной картины природного образца является наличие непрерывного фонового рассеяния в области  $d$  от 10 до 14 Å. Это свидетельствует о том, что в отдельных кристаллах смектитового минерала присутствуют в разных количествах различные обменные катионы типа K, Na, Mg<sup>I</sup>). Такая дифракционная картина типична для новообразованного смектита в результате аутигенного преобразования биотита. Этот процесс можно представить следующим образом. Из межслоев биотита выщелачиваются крупные катионы K и замещаются более мелкими катионами Mg и Na (вместе с молекулами воды), часть катионов K при этом становится обменными. Одновременно с этим происходит окисление двухвалентного железа в октаэдрах и переход его в Fe<sup>3+</sup>. Кроме того, большая часть катионов Mg в октаэдрах замещается на трехвалентные катионы алюминия. В результате формируются диоктаэдрический железистый смектитовый минерал, у которого межслой заполнены различными обменными катионами (K, Mg, Na). Если в отдельных кристаллах новообразованного смектита межслой содержат неодинаковое количество различных катионов, то такая структура минерала является смешанослойной (с чередующимися в полном беспорядке смектитовыми слоями разной высоты) и характеризуется непрерывным фоновым рассеянием в области  $d$  от 10 до 14 Å.

Не исключено, что присутствующая в небольшом количестве диоктаэдрическая гидрослюда также является аутигенной, возникшей в результате окисления биотита. Этот процесс был описан в свое время А.Г.Коссовской и В.А.Дрицем (1963).

Таким образом, в процессе преобразования биотита формируются два новых минерала: железистый диоктаэдрический смектит и диоктаэдрическая гидрослюда.

Состав глинистых компонентов более глубоководной глинистой пачки оказался тем же, что и в прибрежно-морских отложениях. Однако имеются и существенные различия. Так смектит уже является мономинеральным с обменными катионами Na и Mg и не тонкодисперсным ( $d = 17,7$  Å на дифрактограмме насыщенного образца). Сравнение дифрактограмм позволяет предположить, что формирование смектита находится еще в начальной фазе, поскольку последний еще плохо окристаллизован и является тонкодисперсным ( $d = 18,3$ Å). В

---

I) Известно, что смектиты с обменными катионами K характеризуются значением  $d_{001} = 11$  Å, с Na = 12,4Å, Mg = 14,2Å.

этом отношении на дифрактограмме образца вышележащей пачки намечаются явно более четкие преобразования смектитового минерала, который становится уже мономинеральным.

Кроме того, из сопоставления дифрактограмм в природной и насыщенном глицеринном состоянии следует, что содержание хлорита в обоих образцах примерно одно и то же (интенсивность рефлекса с  $d = 4,7 \text{ \AA}$ ). В то же время после прокаливании интенсивность рефлекса с  $d = 13,8 \text{ \AA}$  существенно ниже в образце из нижней пачки, чем в образце из верхней пачки. Это свидетельствует о неустойчивости хлорита из нижней пачки к термической обработке. По-видимому, это связано, с разной фациальной обстановкой отложений и более благоприятными условиями в прибрежно-морских осадках для процесса окисления железа в октаэдрах хлорита.

Исходя из выявленных закономерностей состава и строения отложений нижней морской толщи можно заключить, что формирование ее происходило в условиях постепенно углубляющегося приливно-отливного морского бассейна. Нижняя пачка отлагалась в прибрежных мелководных условиях, верхняя - в более спокойных и глубоководных. Самая верхняя часть морских отложений была переработана ледником и судить о конечных стадиях развития морского бассейна не представляется возможным.

Общая мощность нижней толщи морских отложений, вскрытая скв. 70I, составляет 20 м.

В скв. 70B нижняя толща морских отложений представлена 30-метровой пачкой тонкозернистых пылеватых, хорошо сортированных песков темно-серого цвета. Пески этой пачки подстилаются нижнемеловыми темно-серыми алевролитами с большим количеством чешуек слюды. Перекрываются морские пески мореной первой ледниковой толщи. В отличие от скв. 70I, верхняя (преимущественно глинистая) пачка нижней (морской) толщи отложений в скв. 70B отсутствует. Учитывая, что четвертичные морские трансгрессии в районе Большеземельской тундры наступали с севера, можно предположить, что верхняя пачка глинистых отложений была уничтожена наступившим впоследствии ледником. Об этом, в частности, свидетельствует строение перекрывающей морскую толщу морены, в которой широко распространены прослой и отторженцы нижнемеловых алевролитов, песков и глин пачки морских отложений со следами ледниковых деформаций.

В западной части Большеземельской тундры (разрез II-II, рис.

1 ) морские отложения, аналогичные нижней толще восточных районов (скв. 70I и 70B) не были зафиксированы ни в одной из изученных скважин, даже тех, которые расположены на современном побережье Баренцова моря (например скв. 502). Очевидно, морская трансгрессия, обусловившая накопление нижней толщи морских отложений в восточной части Большеземельской тундры, имела ограниченные масштабы и не распространялась на западные районы.

### Первая морена

Наиболее древняя толща ледниковых отложений, как видно на профилях, была вскрыта в ряде скважин. Представлена она мореными опесчаненными зеленовато-серыми суглинками и супесями с гравием, галькой и валунами. В скв. 70I в морене были встречены мелкие отторженцы глауконитовых нижнемеловых песчаников и морских четвертичных отложений содержащих фрагменты раковин *Yoldiel-la* sp. (определение В.С.Зархидзе).

Мощная толща древних ледниковых отложений вскрыта скважинами 70B и 502. Здесь наряду с суглинками и супесями широко распространены темно-серые плотные алевроиты с большим количеством гальки и гравия, с линзами и прослоями темно-серых и зеленовато-серых глин и темно-серых песков, сравнительно мощными отторженцами песков и песчаников нижней морской толщи и нижнего мела. В многочисленных прослоях глин нижней ледниковой толщи скв. 502 постоянно наблюдаются зеркала скольжения. В скв. 70B зафиксирована максимальная мощность отложений древней ледниковой толщи - 90 м.

В скв. 702 вскрытая мощность морены достигает 42 м. Представлена она здесь не только зеленовато-серыми, но также темно-серыми суглинками. Текстура основной массы морены массивная, лишь в прослоях, мощностью 0,5-2 м, редко до 5 м, наблюдается горизонтальная плитчатая отдельность с толщиной плиток до 5-7 мм. Очень часто по трещинам отдельности в этих случаях есть присыпки белого и желтоватого тонкозернистого пылеватого песка. Иногда песок образует небольшие карманы и слойки. Толщина слойков не превышает 1-2 мм, размер карманов 2-3 см, очень редко до 30 см. Встречаются прослой и линзы алевроитов мощностью около 1 см. Распределение грубообломочного материала в породе неравномерное. Наблюдаются горизонты, обогащенные и обедненные гравием и галькой.

В скв. 703 нижняя морена имеет мощность более 81 м. Снизу вверх наблюдается следующий разрез:

1. Суглинки плотные, серые, с гравием и галькой, гнездами глауконитовых песков и фораминиферами . . . . . 24,0 м
2. Глины серовато-черные сланцеватые с примесью песка . . . . . 1,0 м
3. Суглинки плотные, серые, с гравием и галькой, гнездами глауконитовых песков. . . . . 16,0 м
4. Глины черные жирные . . . . . 0,5 м
5. Суглинки плотные, серые, с гравием и галькой, гнездами глауконитовых песков и фораминиферами . . . 39,5 м

Вскрытые здесь суглинки нижней ледниковой толщи и в других скважинах в целом одинаковые. Они преимущественно от светло-серого до темно-серого цвета, плотные, с неясносланцеватой и массивной текстурой. Сланцеватость проявлена в большей степени в верхних частях пачки. Следует, при этом, подчеркнуть очень важный момент, что значительной части керна при его раскалывании выявляется крутоставленная отдельность. Одновременно у галек в этих случаях бывает четко видна вертикальная ориентировка длинной оси. Подобная направленность текстуры и ориентировка галек позволяют думать, что скв. 703 вскрыла мощную гляциотектоническую структуру нагнетания, чем обусловлена, может быть, отмеченная повышенная мощность морены.

Глины пачек 2 и 4 представляют собой отторженцы ниже лежащих мезозойских отложений. Глины пачки 2 несут явные следы гляциодинамического воздействия. Они сильно рассланцованы, местами брекчированы, содержат мелкие глинистые окатыши. В шлифах наблюдается, что примесь песка образует вытянутые линзочки и гнезда, имеющие характер растащенных слойков, возникающих часто при пластических деформациях.

В линзочках и гнездах песков наблюдается много глауконита. Песчаные зерна представлены преимущественно кварцем окатанным много лучше песчаных зерен из основной массы суглинков. Часто встречается мусковит и мелкокристаллические почковидные агрегаты пирита. Агрегаты пирита имеют размер не превышающий 1 мм. Они иногда частично окислены и имеют с поверхности бурую пленку гидроокислов железа. Есть и полностью окисленные зерна. В большом количестве встречаются частично перекристаллизованные скелеты радиолярий. Глины пачки 4 в целом аналогичны глинам из пачки 2.

Вещественный состав суглинков, слагающих нижнюю толщу ледниковых отложений, во всех скважинах остается приблизительно по-

стоянным. Валунны, галька, гравий, щебень и дресва представлены преимущественно осадочными и метаморфическими породами: серыми и светло-серыми кристаллическими и метаморфическими известняками, кварцевыми песчаниками с базальным опаловым цементом, битуминозными полевошпат-кварцевыми песчаниками, глинистыми, углистыми и кристаллическими сланцами, кварцитами. Окатанность грубых обломков различная. На некоторых из них наблюдаются следы ледниковой обработки в виде параллельной штриховки на гранях.

Песчаная фракция суглинков состоит преимущественно из зерен кварца. Значительная его часть имеет метаморфическое происхождение. Несколько меньше содержится полевых шпатов, преимущественно калиевых. Зерна полевых шпатов в основной своей массе свежие, лишь незначительная часть их слабо затронута вторичными изменениями. В единичных зернах наблюдаются округлые агрегаты глауконита, листочки мусковита, различно окатанные обломки эпидота, роговой обманки, гранатов, циркона, сфена, турмалина. В заметном количестве присутствуют обломки карбонатов, угля, различных пород. Нередко в толще суглинков встречаются пятна и землистые агрегаты гидроокислов железа. Размер пятен и агрегатов достигает 1,5-2 мм, кроме того, тонкая пленка гидроокислов железа наблюдается на некоторых зернах кварца и полевых шпатов. Пирит встречается в виде хорошо ограненных кристаллов со штриховкой на гранях и в виде сростков, обломков кристаллов, реже в виде мелкозернистых почковидных агрегатов. Встречаются кристаллы пирита так же в обломках черных сланцев и песчаников. Размеры кристаллов и агрегатов пирита не превышают 1-1,5 мм. Зерна в основном свежие, практически без следов окисления. Исключения составляют редкие зерна пирита в обломках песчаников, где на поверхности кристаллов наблюдается буроватая окисленная пленка. Важно также подчеркнуть неравномерное распределение пирита в толще морены. В тех случаях, когда в образец попадали фрагменты мелких включений нижнемеловых пород содержание пирита во фракции 0,1-0,01 мм достигало 30%.

Зерна песчаной фракции имеют самую разнообразную окатанность, встречаются как угловатые, так и хорошо окатанные частицы. Соотношение их в различных частях толщи различное. Нередко встречаются раздробленные и трещиноватые зерна, что может говорить об определенном динамическом воздействии. В шлифах наблюдается неоднородность в распределении обломочного материала. Песчаники

образуют часто различного рода скопления, гнезда, вытянутые цепочки и дуги из нескольких зерен, иногда ориентированные, иногда хаотичные. Мелкие удлиненные зерна нередко ориентируются параллельно поверхности крупных. Подобные структуры являются довольно частым явлением в моренных суглинках.

Анализ гранулометрических данных по нижней морене скв. 70I показал, что медианный диаметр суглинков равен 0,0037, коэффициент сортировки 8,4. На гистограммах содержания фракции видно, что наблюдается два типа распределения частиц по размеру. В нижней части толщи ледниковых отложений наблюдается два максимума - в области меньше 0,001 и 0,25-0,1 мм.

Содержание глинистой составляющей в суглинках колеблется в пределах 50-80%. Глинистое вещество имеет полиминеральный состав, но более подробно охарактеризовать его нам удобнее ниже. В некоторых случаях наблюдается ориентировка глинистых частиц в виде плавного обтекания крупных зерен. В основной массе суглинков содержится распыленный карбонат, а также встречаются небольшие скопления карбонатного вещества.

В западной части Большеземельской тундры наиболее изучена нижняя морена, вскрытая скв. 710. Здесь наиболее древние ледниковые отложения залегают на абсолютных отметках -94 - -103,5 м, где они перекрывают горизонтальнослоистые светло-серые алевроиты мелового возраста. Мощность морены составляет 9,5 м. Она состоит из двух пачек (снизу вверх):

1. Контаминированные алевро-песчано-глинистые отложения...  
..... 1,7 м
2. Суглинки, плотные, темно-серые, с галькой, гравием и валунами; с гнездами глауконитовых песков . . . 7,8 м

Нижняя пачка ледниковых отложений сильно дислоцирована и представляет собой переработанные ледником подстилающие меловые породы. Отложения имеют пятнистую окраску темно-зелено-серых оттенков. В них встречаются обильные включения, примазки и невыдержанные прослои глауконитовых песков. Широко распространены включения темно-серых алевроитов размером от 0,1 до 2 см. Встречаются органические остатки и редкие мелкие обломки раковин моллюсков. В отдельных интервалах наблюдается линзовидная и волнистая слоистость, обусловленная чередованием прослоев глауконитового песка и темно-серых алевроитов.

В шлифах отложения нижней пачки представляют собой незакономерную смесь глинистого материала, алевроитов и рыхлых глауконитовых песчаников. Участки, сложенные практически чистыми глинами (с небольшим количеством обломочного материала), закономерно чередуются с песчаниками и алевроитами. Границы контактов размыты, вблизи обломков песчаников наблюдается внедрение песчаных зерен в глинистую основную массу. Часто в преимущественно песчаных зонах наблюдаются мелкие линзы глинистого материала и, наоборот, на глинистых участках встречаются включения песчаных зерен и отдельных примазок песка или алевроита. Глинистый материал существенно ожелезнен, но встречаются и практически нежелезненные участки. Контакты между этими разностями резкие.

Обломочная часть состоит преимущественно из кварца, полевых шпатов и глауконита. В качестве аксессуарных встречаются роговая обманка (обыкновенная и базальтическая), черные рудные минералы, растительные остатки. Размер обломков - 0,05-0,2 мм, форма - угловатые, реже - полукатаные (это, как правило, зерна глауконита).

Гистограмма гранулометрического состава отложений нижней пачки двувершинная. Максимумы приходятся на фракции 0,1-0,05 и < 0,005 мм,  $M_d$  - 0,0086,  $S_o$  - 4,75.

Суглинки верхней пачки ледниковых отложений - типичные моренные образования, характерные для описываемого района. Их строение и состав во многом схожи с моренными суглинками нижней ледниковой толщи рассмотренных выше скважин восточной части Большеземельской тундры (например скв. 702 и 703). Небольшие различия в гранулометрическом составе состоят в том, что второй (мелкопесчаный) максимум сдвинут в сторону алевроитовых фракций, суглинки имеют несколько более крупный медианный диаметр - 0,0089 и меньший коэффициент сортировки - 4,23. В целом характерной особенностью отложений нижней морены всего района является наличие значительного количества гнезд нижнемеловых глауконитовых песков.

#### Первая межморенная толща

Поверх первой ледниковой толщи залегает вторая морская толща, которая обнаружена примерно на одном и том же уровне (-90 - -120 м) в скв. 701 и 702, 707, 708, 710, 113, 1,3, 501, 502, 1-я. Необходимо сразу отметить, что эта толща морских отложений

оказалась достаточно интенсивно переработана гляциотектоническими процессами. В результате она оказалась расслоенной тонкими прослоями моренных суглинков. Подобный тип гляциотектонической переработки морских отложений наблюдался нами в естественных разрезах северного побережья полуострова Канина.

В скв. 701 толща морских отложений имеет мощность около 19 м. Собственно морские осадки представлены зеленовато-серыми алевроитами с редким гравием и достаточно значительным количеством обломков раковин морских моллюсков, среди которых В.С.Зархидзе определил: *Astarte montagus*, *Macoma calcarea*, *Yoldiella* sp.

В скв. 702 мощность морских отложений составила 6,5 м. В этой толще снизу вверх выделяются следующие пачки:

1. Алевроит серый, тонкослоистый, с обломками раковин моллюсков . . . . . 1,0 м
2. Алевроит светло-серый, слоистый, с обломками раковин моллюсков и следами ходов илоедов . . . . . 2,0 м
3. Алевроит серый, с примесью песка, гравия, одиночной гальки, обломков раковин моллюсков . . . . . 3,5 м

Характерным оказалось отличие двух первых слоев от третьего. Отличие заключается в отсутствии тонкой слоистости у третьего слоя, его относительной обогащенностью песчаным материалом, гравием, галькой. Слоистость первых двух слоев параллельная и линзовидная. Толщина слоев составляет от 0,5 до 2 мм и закономерно увеличивается от подошвы первого слоя к кровле второго. Подчеркивается слоистость трещинами плитчатой отдельности и ориентировкой обломков раковин моллюсков. По поверхностям слоев в слое два наблюдаются многочисленные следы ходов илоедов, расположенные параллельно общей слоистости. Алевроит первого слоя более песчаный, чем алевроит второго слоя. В последнем песчаность постепенно увеличивается от подошвы к кровле. Аналогичная закономерность в увеличении песчаности наблюдается и в алевроитах третьего слоя. Окатанность встречающегося в верхнем слое гравия разнообразная.

Определенной закономерности в распределении гравия и гальки в алевроитах не обнаружено.

Обломочная часть алевроитов описываемой морской пачки представлена в основном окатанными в различной степени обломками

калиевых полевых шпатов. Из них большую часть составляет микроклин. Кроме полевых шпатов в несколько меньшем количестве содержится кварц, в том числе и метаморфического происхождения. Встречаются единичные листочки мусковита. В заметном количестве есть овальные и шарообразные образования черного цвета, иногда покрытые с поверхности пленкой гидроокислов железа, представляющие собой железо-марганцевые конкреции. Размер их не превышает 1 мм.

Глинистое вещество алевроитов полиминерально, иногда наблюдается ориентировка глинистых частиц параллельно общей слоистости. Из органических остатков в пачке в значительном количестве содержатся обломки раковин морских моллюсков, реже встречаются обломки кремниевых спикул губок, раковинки фораминифер, скелеты радиолярий.

По результатам гранулометрического анализа на гистограммах выделяются 3 пика: в области меньше 0,002-0,001 мм, а также в областях 0,025-0,1 и 0,05-0,01 мм. Изучение минералов тяжелой фракции 0,1-0,01 мм из морских отложений выявило, что состав их достаточно значительно отличается от нижележащих ледниковых отложений. В первую очередь это относится к появлению в морских отложениях в значительном количестве пирита (29,8-57,3%) и лимонита (до 20,2%). Пирит представлен исключительно в виде мелких почковидных агрегатов и мелких глобул. Форма выделения пирита оказывается полностью аналогична формам аутигенного пирита в голоценовых осадках Белого и Баренцова морей. Повышенное содержание аутигенного пирита в данной морской толще позволяет говорить о наличии значительного количества органики в осадках, за счет разложения которой в процессе диагенеза происходило образование пирита.

В северном направлении, ближе к побережью Баренцова моря происходит смена фаций отложений рассматриваемой морской толщи. Если в скв. 708 данные морские отложения представлены, также как и на юге, алевроитами, то всего 5 км южнее, в скв. 707 вся толща сложена мелкозернистыми серыми песками полимиктового состава. Мощность песков - 19,2 м.

На западе Большеземельской тундры (см. разрез II-II) отложения второй морской толщи представлены преимущественно песками с незначительной примесью гравия, обломков угля и раковин моллюсков. В скв. 502 морские отложения описываемой толщи предста-

влены галькой и гравием. Причем галька, как правило, хорошо окатана и имеет уплощенную форму. Это позволяет предположить, что скв. 502 заложена на древней береговой линии моря. Таким образом, отложения второй морской толщи на западе Большеземельской тундры формировались в более мелководных условиях прибрежной зоны трансгрессирующего моря.

Сравнительно глубоководные фации морских осадков вскрыты только на самом юге изученного участка скважиной 710. Здесь морские отложения представлены глинистыми алевритами, плотными, светло-серого цвета. Текстура алевритов плитчатая, толщина плиток 1-3 мм, реже - до 5 мм. В большом количестве встречаются обломки и целые створки раковин моллюсков и ожелезненные растительные остатки. В шлифах глинистые алевриты на 70-80% состоят из алевро-глинистого материала, 20-30% составляют включения песчаных крупноалевритовых зерен. Преобладающий размер включений 0,05-0,3 мм, реже - до 0,5 мм. Зерна преимущественно угловатые, иногда - полуокатанные. По составу среди обломочных включений преобладают кварц и полевые шпаты, единичные обломки представлены глаукоцитом, роговой обманкой, эпидотом, черными рудными минералами, гидроокислами железа, углистыми и растительными остатками, тонкозернистыми песчаниками. Структура алевро-пелитовая, беспорядочная. В отдельных шлифах наблюдается отчетливая слоистость, выраженная чередованием слоев (0,2-0,3 мм) песчаных зерен и слоев алеврита с различной интенсивностью оттенков бурых тонов (от темно-бурых до светло-бурых).

На гистограммах гранулометрического состава глинистых алевритов выделяется два максимума: в области  $< 0,005$  мм (до 42%) и 0,01-0,05 мм (до 26%).  $m_d = 0,0092$  мм,  $v_0 = 4,00$ .

Исследование глинистых минералов показало, что их состав близок к составу глинистых минералов нижней морской толщи. Можно лишь отметить большую степень преобразования омектитового минерала, что следует из анализа дифрактограммы природного образца. На ней проявляются почти раздельно рефлексы  $d = 10 \text{ \AA}$  и  $d = 13,8 \text{ \AA}$ , характеризующие соответственно биотит и новообразованный хорошо окристаллизованный омектит с обменными катионами Na и Mg в межслоях. Появление четко выраженного рефлекса  $d = 13,8 \text{ \AA}$  как раз и свидетельствует о завершающей стадии формирования омектита.

### Вторая морена

На описанных морских отложениях лежит вторая морена, особенно четко выраженная в скв. 701, 702, 709 и 710.

По сути дела, она представлена практически полностью аналогичными первой морене суглинками зеленовато-серого цвета, плотными, обогащенными гравием, галькой и валунами. В них нередко содержатся мелкие отторженцы морских отложений. Мощность морены в скв. 701 - 24,5 м. В скв. 702 мощность ее оказалась - 17,5 м, максимальная мощность наблюдается в скв. 1-я - около 90 м.

Коэффициент сортировки в морене оказался равным 3,3, а средний медианный диаметр - 0,0017. На гистограмме гранулометрического состава выделяются 3 пика: < 0,0001 мм, 0,25-0,1 мм и 0,05-0,01 мм. В целом тип гистограммы оказался близким к ниже лежащим морским отложениям, что позволяет думать о значительной ассимиляции последних движущимся ледниковым покровом. В западной части Большеземельской тундры морена сравнительно более грубозерниста ( $M_d - 0,0477$ ) и лучше сортирована ( $\sigma_0 - 2,55$ ).

### Вторая межморенная толща

Выше морены залегает вторая межморенная толща, которая была вскрыта всеми скважинами. В северной части исследуемого района (скв. 701, 702 и 708) межморенная толща разделяется на две генетически различающиеся части: нижнюю - морскую и верхнюю - озерную. В южном направлении морские отложения выклиниваются и замещаются озерными и в скв. 703 межморенная толща складывается исключительно озерными песками.

Морские отложения были вскрыты в скв. 701 и представлены в основном алевроитами и глинами. Снизу вверх здесь вскрываются следующие слои:

1. Алевроитовые глины зеленовато-серые с прослоями темно-серых глин . . . . . 4,2 м
2. Алевроитовые глины темно-серые, плотные . . . . . 2,3 м
3. Алевроитовые глины светло-серые оскольчатые с прослоями алевроитов . . . . . 10,0 м

По всей пачке наблюдается незначительная примесь песка. Наиболее тонкие породы приурочены к ее нижней части. К этой же части разреза приурочено наибольшее количество встречаемой фауны. Отложения часто имеют неясную тонкую слоистость и содержат еди-

ничный гравий и гальку. Выше по разрезу в осадках содержание примеси песчанистого материала увеличивается. Слоистость становится более крупной и четкой, обусловлена она различным содержанием тонких песчаных прослоев. Мощность прослоев достигает 0,1-0,3 м. В этой части разреза раковин морских моллюсков содержится значительно меньше. Редко встречаются мелкие (до 0,5 мм) включения вивианита. Минеральный состав приблизительно постоянен во всех разностях пород. В песчаной фракции преобладают кварц и полевые шпаты, содержится довольно много слюды (в основном мусковита), глауконита, эпидота, есть редкие зерна плагиоклаза и роговой обманки, обломки глинистых и карбонатных пород. Глинистое вещество составляет от 85% породы в нижней части пачки, до 70% в верхней части. Расположение глинистых частей беспорядочное. Встречается довольно много включений гидрокислов железа (размером 0,05-0,2 мм), в пелитовой фракции содержится много распыленных рудных минералов. Во всех образцах присутствуют остатки диатомовых водорослей и радиолярий. В верхней части разреза в небольшом количестве содержатся растительные остатки, часто ожелезненные. В шлифах из морских отложений обнаружен тонко рассеянный, явно аутигенный, пирит, который оказался по своим размерам значительно меньше фракции 0,01 мм, состав которой будет рассмотрен ниже.

В скв. 702 морские отложения представлены преимущественно тонкослоистыми, горизонтально-слоистыми алевроитами, местами опесчаненными, и прослоем глины. Снизу вверх по разрезу скважины наблюдается следующая последовательность слоев:

1. Алевроит светло-серый, тонкослоистый . . . . . 7,2 м
2. Алевроит серый, горизонтально-слоистый, с прослоями белого тонкозернистого песка . . . . . II,0 м
3. Алевроит серый мелкооскольчатый, в верхней части тонкослоистый . . . . . 8,8 м
4. Глина серая, горизонтально-слоистая . . . . . 7,0 м
5. Алевроит светло-серый, тонко-горизонтально-слоистый . . . . . 10,5 м

Алевроиты первого слоя описываемой пачки горизонтально-слоистые. Слоистость подчеркивается наличием отдельности по поверхностям напластования. Толщина слойков колеблется в пределах 2-3 мм. В средней части слоя наблюдается прослой неслоистого

алеурита мощностью около 1 м, обладающего оскольчатой отдельностью. По поверхностям отдельности наблюдаются примазки гидрокислов железа. По всему слою наблюдается аутигенный пирит и обломки раковин моллюсков. При этом следует отметить, что в морских отложениях скв. 702 пирита существенно больше, чем в аналогичных образованиях скв. 701. Это скорее всего связано с первоначальным различным содержанием органического вещества в осадках.

В морских отложениях скв. 702 встречен также минерал, определенный предположительно как моносульфид железа - грейгит, представляющий собой переходную фазу от гидротроилита к пириту.

Алеуриты второго слоя выделяются по наличию прослоев тонкозернистого пылеватого песка белого цвета. При этом толщина прослоев уменьшается от слоев 2 см в подошве слоя до простой присыпки по поверхностям напластования в кровле. Внутри прослоев песка наблюдается тонкая слоистость, обусловленная переслаиванием тончайших прослоев алеурита с песком. В алеуритах данного слоя в незначительном количестве присутствует растительный детрит. Содержание его вверх по разрезу увеличивается. Состав песка преимущественно кварцевый. Содержание обломков моллюсков вверх по разрезу уменьшается и в верхней части слоя их нет совсем.

Отличительной особенностью алеуритов третьего слоя является отсутствие слоистости. Они гомогенны, с мелкощебенчатой отдельностью. В алеуритах в значительном количестве встречаются кристаллы пирита. Часть кристаллов пирита слегка окислена. В нижней части алеуритов встречены два прослоя белого тонкозернистого, преимущественно кварцевого песка мощностью до 5 мм.

Глина четвертого слоя темно-серая с голубоватым оттенком. В ней наблюдается горизонтальная слоистость подчеркнутая трещинками отдельности проявленными по поверхности напластования. Толщина слоев не превышает 5 мм. Остатков фауны не обнаружено. Только в средней части слоя глины наблюдаются редкие ходы илоедов.

Алеуриты пятого слоя обладают горизонтальной слоистостью проявленной в переслаивании алеуритов различных оттенков серого цвета. В верхней части слоя наблюдается переслаивание светло-серого алеурита с темно-серым. Толщина прослоев темно-серого

алеурита составляет 6-7 мм, светло-серого - 2-3 см. Близ по разрезу толщина прослоев светло-серого алеурита увеличивается до 10-15 см. Внутри прослоев светло-серого алеурита кроме того наблюдается более тонкая горизонтальная ритмичная слоистость. В средней части слоя наблюдается чередование темно-серого, почти черного алеурита (толщина прослоев 1-2 см), алеурита серого со слабым зеленоватым оттенком (толщина прослоев 2-4 см, редко до 10-20 см) и белого пылеватого песка (толщина прослоев до 5 мм). В нижней части слоя резко увеличивается до 30 см мощность прослоев темно-серого алеурита. Обломки раковин моллюсков в данном слое не обнаружены. В верхних его частях появляется неразложившийся растительный детрит.

Общая мощность морской толщи в скв. 702 составляет 44,5 м. Формирование отложений пачки происходило в условиях мелководного морского бассейна. Не исключено, что крупная слоистость обусловлена, по-видимому, сезонными изменениями факторов осадконакопления, более мелкая - приливно-отливными течениями и колебаниями уровня моря.

Одновременно следует отметить, неполноту разреза морских отложений, связанную с отсутствием в их основании прибрежно-морских отложений. Поэтому, не исключено, что описываемые осадки может быть испытали воздействие более позднего ледникового покрова и оказались несколько сдвинутыми или выдавленными.

Озерные отложения в скв. 701 были вскрыты на абсолютных отметках 27,3-43 м. Представлены они переслаиванием песков, глин, песчано-глинистых алеуритов и песчано-алеуритовых глин. Снизу вверх по разрезу выделяются следующие слои:

1. Пески с прослоями песчано-алеуритовых глин . . . 2,2 м
2. Пески. В нижней части чередование светло-серых неслоистых и слоистых песков, выше - пески с прослоями глин . . . . . 2,2 м .
3. Переслаивание песков и песчано-глинистых алеуритов . . . . . 3,6 м
4. Пески зеленовато-серые, с линзами бурого песка, содержащего растительные остатки . . . . . 7,7 м

Таким образом, во всем разрезе преобладают слоистые породы, реже встречаются массивные. В слоях 1 и 2 наиболее тонкая слоистость встречается в прослоях песчано-алеуритовых глин и глин. Наблюдается чередование глинистых слоев, содержащих большое

количество растительных остатков и удлиненных обломочных частиц, часто осложняется наличием отдельных прослоев и линз более грубого песчаного материала. Встречаются следы взмучивания осадка, выраженные в хаотической ориентировке растительных остатков.

В основании песков слоистость более грубая, обычно параллельная, реже линзовидная. Мощность отдельных слоев 0,6-5 см. Чередуются пески разного цвета (серые, зеленовато-серые, бурные) различной зернистости и с различным содержанием глинистого материала.

В пачке наблюдается переслаивание песков и песчано-глинистых алевритов. Мощность прослоев 0,5-1 м. В отдельных прослоях наблюдается более мелкая слоистость. Слоистость в песчано-глинистых алевритах тонкая, субгоризонтальная, такая же как в глинах нижней части пачки. Кроме того, здесь есть тонкие прослой и линзы чистого песка. Вещественный состав песков постоянен. Это кварц, полевые шпаты, слюда, глауконит, обломки углей, глинистых сланцев и известняков. Много зерен пирита, размером до 0,5 мм: часто полностью окисленного. В большом количестве встречаются неразложившиеся растительные остатки. Особенно их много в верхней части разреза, где встречаются прослой и линзы песка, насыщенного растительными остатками. Растительные остатки хорошей сохранности, размер отдельных волокон достигает 0,5 см. Встречаются также остатки диатомовых водорослей.

Характер слоистости и большое количество растительных остатков позволяет говорить об озерном генезисе данной пачки. В процессе формирования озерных отложений происходило постепенное обмеление бассейна, на что указывает поглубление осадков вверх по разрезу и увеличение содержания в них растительных остатков. Общая мощность нижней пачки озерных отложений в скв. 701 составляет 15,7 м.

В скв. 702 озерная толща вскрыта в интервале глубин 57,5-16,4 м. Представлена она песками с подчиненными прослоями алевритовых глин. Снизу вверх в пачке выделяются следующие слои:

1. Песок . . . . . 8,5 м
2. Песчано-алевритовые глины горизонтальнослоистые . . . . . 1,6 м
3. Песок серый тонкозернистый . . . . . 7,0 м
4. Песчано-алевритовые глины темно-серые горизонтальнослоистые . . . . . 1,2 м

5. Песок серый, горизонтальнослоистый, плотный, глинистый . . . . . 3,4 м
6. Песок серый, мелкозернистый . . . . . 4,8 м
7. Песок серый, тонкозернистый, глинистый . . . . 12,5 м

Пески, слагающие данную пачку, в основной своей массе серые и светло-серые. Примесь глины придает пескам более темные оттенки. Глинистые пески имеют горизонтальную слоистость. Толщина слоев при этом достигает 3-5 мм. Заметна ориентировка длинных осей песчаных зерен и растительного детрита параллельно общей слоистости. В простых глинах слоистость проявлена менее четко. Слоистость обусловлена переслаиванием с вмещающими песками. Толщина слоев при этом достигает 1 см. Минералогический состав обломочной части суглинков аналогичен составу песков. Преобладают зерна кварца. В меньшем количестве встречаются калевые полевые шпаты и плагиоклазы, обломки пород и углей. Есть единичные зерна глауконита, эпидота, роговой обманки, гранатов, рудных минералов. По всей пачке встречаются агрегаты и примазки гидроокислов железа. Много растительного детрита.

Общая мощность озерной толщи в скв. 702 достигает 39 м.

В скв. 703 озерная толща представлена исключительно песками. Пески средне- мелкозернистые, светло-серые и желтовато-серые. По цвету, глинистости и величине песчаных зерен толща песков разбивается снизу вверх на две пачки приблизительно равной мощности:

1. Пески желтовато-серые среднезернистые . . . . . 24,0 м
2. Пески светло-серые мелкозернистые, прослоями, существенно глинистые . . . . . 22,5 м

В песке наблюдается горизонтальная слоистость. Для обоих выделенных слоев характерно увеличение глинистости и размерности зерен по разрезу к подошвам каждого из слоев.

Для верхнего слоя характерно также наличие двух существенно глинистых прослоев мощностью 0,5 и 4 м.

Минералогический состав песков преимущественно кварцевый. В незначительном количестве присутствует растительный детрит, обломки различных пород (песчаники, сланцы, известняки), углистый детрит. Некоторые песчинки покрыты часто тонкими пленками окисления. Встречаются агрегаты зерен скрепленные глинисто-железистым цементом. Есть вивианит, преимущественно в виде мелких

землистых агрегатов, размером до 1 мм. Наблюдаются также мелкие кристаллы и примазки вивианита на песчинках, но последние встречаются редко. В распределении вивианита заметна определенная закономерность: в слое желтовато-серых среднезернистых песков это очень редкие мелкие кристаллики и примазки, в слое светло-серых мелкозернистых песков - это землистые агрегаты, основное количество которых приурочено к участкам, обогащенным глинистым веществом. Встречаемость вивианита в верхнем слое песков несколько выше, чем в нижнем. Состав глинистого вещества полиминеральный. Вне глинистых прослоев оно встречается часто в виде редких мелких (до 1,5 мм) комочков.

На дифрактограмме имеется хорошо выраженный рефлекс мономинерального смектита ( $d = 17,7 \text{ \AA}$ ). Гидрослюда содержит лишь до 5% разбухающих слоев, тонкодисперсна ( $d = 10 \text{ \AA}$  в насыщенном и  $10,02 \text{ \AA}$  в природном и прокаленном). Четко фиксируется разложение биотита по непрерывному фоновому рассеиванию между рефлексами  $d = 10$  и  $d = 14 \text{ \AA}$  на дифрактограмме природного образца. Явно присутствуют мусковит, каолинит, биотит. Содержание хлорита в озерных отложениях примерно такое же, как и в морских. Но хлорит термически неустойчив и имеет те же дифракционные особенности, которые видны на дифрактограмме образца 367/81.

Озерные отложения отличаются существенно большим содержанием смектита (более интенсивный рефлекс  $d = 12,3-12,6 \text{ \AA}$ ). Это связано, по-видимому, с тем, что в пресных водоемах с низкой степенью минерализации вод процесс преобразования биотита происходит более интенсивно ("голодные воды"). Остатков фауны в озерных отложениях практически нет. Встречаются лишь отдельные мелкие обломки спикул губок.

По разрезу скв. 703 можно выделить два этапа формирования песков соответствующие двум описанным слоям. В начале каждой стадии отлагались крупнозернистые, а затем более глинистые пески. Вторая стадия характеризуется в целом более спокойными условиями седиментации с привнесом более мелкого материала. Можно полагать, что формирование нижнего слоя здесь соответствует, по-видимому, формированию морских пачек в скважинах 701 и 702, а в верхней пачке - верхним пачкам собственно озерных отложений в этих скважинах.

В западной части Большеземельской тундры вторая межморенная толща сложена исключительно морскими отложениями, среди которых

преобладают глины и песчано-глинистые алевриты, реже - мелкозернистые пески. Наиболее хорошо эти отложения изучены в скв. 709 и 710.

В скв. 709 морские отложения второй межморенной толщи залегают на абсолютных отметках -22 - -24 м. Они представлены 2-метровым слоем светло-серых песчано-алевроитовых глин ( $M_d - 0,0093$  мм,  $S_o - 4,25$ ). Глины тонкослойные. Слоистость горизонтальная, иногда слабо наклонная. Обусловлена чередованием слоев (до 2 мм) мелкозернистого, тонкозернистого песка и глин. Встречаются отдельные прослои, насыщенные органикой (до 2 мм), и прослой алевро-песчаного материала мощностью до 1 см. По всей породе равномерно рассеяны углистое вещество, растительные остатки и мелкие включения вибианита. Среди акцессорных минералов, встречены циркон, гранат, эпидот, роговая обманка, биотит, пироксен, сфен, глауконит, карбонатные обломки и биогенный опал. Судя по характеру отложений, они могут быть отнесены к генетическому типу озерных или лагунных осадков. Однако, учитывая положение толщи в разрезе, морской (лагунный) генезис отложений нам представляется более вероятным.

Морские отложения описываемого горизонта в скв. 710 были вскрыты на абсолютных отметках -32 - -57,5 (мощность 25,5 м). Толща сложена песчано-глинистыми слабо сцементированными алевритами с большим количеством обломков и целых створок раковин моллюсков, залегающих горизонтально выпуклой стороной вверх. Встречаются углифицированные растительные остатки, редкие гальки и гравий, как правило, хорошей и средней окатанности, много ожелезненных включений, которые развиваются по растительным остаткам и ходам влоедов.

На гистограммах гранулометрического состава наблюдается два максимума: в области  $0,1-0,05$  мм (40%) и  $< 0,005$  мм (20%),  $m_d - 0,0458$ ,  $S_o - 3,06$ . Алевроитовые и песчаные зерна представлены кварцем и полевыми шпатами примерно в одинаковой пропорции. В качестве акцессорных встречаются сфен, роговая обманка, эпидот, глауконит, актинолит, единичные зерна черных рудных минералов и растительные остатки. Минеральные обломки преимущественно полуокатаны, реже встречаются угловатые зерна.

Структура псаммо-алевро-пелитовая, беспорядочная. Отсутствие слоистости обусловлено, по-видимому, интенсивной биотурбацией

осадка, на что указывает обилие раковин моллюсков и ходы илоедов. Фауна моллюсков, встречающаяся в алевролитах чисто морская, представлена *Ciliatocardium ciliatum* (Fabricius), *Bivalvia* in det., *Balanus* sp. (определения О.М.Петрова). Целые экземпляры раковин *Ciliatocardium ciliatum* (полураскрытые, с соединенными связками) свидетельствуют об их захоронении вблизи места обитания, т.е. указывают на морской генезис вмещающих их отложений.

#### Комплекс чешуйчатых морен и межморенных отложений

Было описанной межморенной толщи морских и озерных отложений в рассматриваемых скважинах был вскрыт сложно построенный комплекс образований, не всегда поддающийся достаточно уверенному расчленению.

В скв. 70I мощность этого комплекса достигает почти 50 м. В ней снизу вверх выделяется толща типичного моренного суглинка мощностью около 10 м, морские отложения (10,5 м), моренный суглинок (4 м), озерные отложения (9,7 м) и вновь толща моренного суглинка (около 11 м). В полученном разрезе прежде всего обращает внимание сочетание морских и озерных отложений, почти полностью аналогичных нижележащей межморенной толще. Наличие между ними в рассматриваемом интервале маломощного прослоя моренного суглинка, а также гнездообразные, будинированные мелкие включения песка в основании морских отложений, позволяют думать, что данная "межморенная" толща является чешуей нижележащих действительно межморенных отложений. Озерные отложения также не остались без изменения в процессе гляциодинамического образования чешуи. В них встречаются фрагменты нижележащих морских отложений и, таким образом, данные образования приходится рассматривать уже как гляциотектонически переработанные озерные отложения. Отнесение к чешуйчатопостроенной морене данного комплекса образований способствует также то обстоятельство, что скв. 70I была задана в пределах хорошо выраженного в рельефе ансамбля краевых образований.

Моренные суглинки нижней части описываемого разреза имеют листоватую текстуру. Верхняя морена представлена чередованием прослоев мелкокомковатого суглинка и более плотного алевролитистого суглинка. К алевролитистому суглинку приурочено больше гравия и

гальки, к мелкокомковатому - обломки морских раковин. Мощность прослоев колеблется от 0,5 м в середине разреза до 1,5-2 м в верхней его части. В нижней части разреза наблюдается чередование мелкокомковатого суглинка и прослоев светло-серых хорошо сортированных алевроитов мощностью 0,1-0,2 м, представляющих собой отторженцы морских отложений.

По данным гранулометрического анализа нижняя морена отличается большей глинистостью, чем верхняя, содержание глинистой фракции в нижней морене 85%, в верхней 67,2-71,8%. В целом же обе верхние морены более глинистые, чем морены нижней части разреза, где содержание глинистой фракции составляет 55,5-65,7%.

В составе гравийно-галечных включений данных моренных толщ также наблюдается некоторое различие. В нижней морене гравий и галька сложены, в основном, метаморфическими породами (кристаллическими сланцами, кварцитами), реже встречается галька песчаников и аргиллитов. В верхней морене обломки пород представлены, в основном, глинистыми сланцами, аргиллитами, алевролитами, глауконитовыми песчаниками, кристаллами и кварцитами содержится меньше. В целом, хотя состав гравийно-галечных включений тот же, соотношение в обломках осадочных и метаморфических пород обратное.

В скв. 702 верхняя часть разреза представлена толщей темно-серых моренных суглинков с валунами, галькой и гравием. Достаточно часто на боковых гранях обломочного материала видна ледниковая штриховка. Мощность этой толщи около 100 м. На глубине 84 м, 64 м, 14 м имеются скопления валунов, которые фиксируют скорее всего разновозрастные морены, лежащие друг на друге. В этом случае поверх описанного выше межморенного комплекса (морские и озерные отложения) лежит по крайней мере четыре моренные пачки.

Необходимо отметить, что в рассматриваемой толще морены встречаются фрагменты обломков морских раковин, а также мелкие отторженцы алевроитов и песка. Отторженцы последнего наиболее часто встречаются в нижней части толщи. Наибольшее скопление обломков морских раковин обнаружено в толще моренного суглинка в интервале 65,4-75,2, что скорее всего связано с переработкой ледниковым покровом существовавшей, возможно, толщи морских отложений или с ассимиляцией соответствующего отторженца.

В скв. 703 толща отложений перекрывающих озерные отложения достигает 170 м. Эта толща также отличается значительной слож-

ностью строения.

Снизу вверх выделяются: моренная толща, включающая крупный отторженец озерных отложений; мощность ее 83,5 м, вторая моренная пачка отделенная от первой прослоем гравийно-галечных отложений (мощность 20 м), морские алевриты (мощностью 33,4 м), и верхняя морена (мощность 25,4 м).

Нижняя морена имеет сложное строение. В нижней части она представлена плотными трещиноватыми суглинками со значительным количеством гравия и гальки. Выше залегает пачка тонкозернистых глинистых песков мощностью 20,5 м. Пески обладают четко выраженной тонкой горизонтальной и наклонной слоистостью. Слоистость обусловлена наличием тонких слоев растительного детрита, естественного шлиха и более глинистого материала. Пески аналогичны нижележащим озерным отложениям и могут рассматриваться как отторженец этих отложений в морене. В верхней части морена представлена супесями и суглинками со значительной примесью гравия, гальки, дресвы и щебня; в нижней части оскольчато-щебенчатыми и сланцеватыми.

Залегаящая выше морена сложена суглинками с валунами.

Выше лежит пачка неслоистых алевритов и супесей с единичными включениями гравия и мелкой гальки, с раковинами и обломками раковин двустворчатых моллюсков.

Текстура пород массивная, распределение гравия и гальки в породе равномерное, ориентировка длинных осей самая разнообразная. Минералогический состав песчаной фракции для всей толщи примерно одинаков. Основную массу составляют зерна кварца, несколько меньше содержится полевых шпатов, обломков углистого вещества. Остальные минералы встречаются в виде единичных зерен. По данным изучения тяжелых минералов фракции (0,1-0,01 мм) для данной толщи определена гранат-эпидот-альменитовая ассоциация. Генезис данной толщи определен, предположительно, как морской. При этом необходимо отметить, что поблизости от скв. 703 в естественных обнажениях по обоим бортам долины р. Лабогоньяха под верхней рельефообразующей мореной имеются выходы морских песчано-галечных отложений, образующих значительные крутостоящие структуры нагнетания в виде мощных диапиров и складок.

Южнее, примерно в 5 км от скв. 703, в рельефе прослеживается второй ансамбль конечных морен, который, судя по изученным нами

обнажениям, образован крутоставленными чешуями морских песков и моренного суглинка.

Таким образом, в скв. 703 оказывается выражен третий межморенный комплекс, представленный морскими отложениями.

Залегающая выше него рельефообразующая морена представлена плотными супесями и суглинками с гравием, галькой и валунами. Количество грубообломочного материала в подошве толща значительно увеличивается, сложен он обломками песчаников, известняков, аргиллитов, углистых сланцев, в значительном количестве присутствуют обломки метаморфических пород: кварцитов, роговиков, кристаллических сланцев. В шлифах наблюдаются текстуры, характерные для моренных отложений: скопления обломков, крупные песчаные зерна окружены более мелкими, при этом часто видна определенная ориентировка обломков. В основной массе присутствует распыленное карбонатное вещество.

Сложным строением разреза четвертичных отложений характеризуется толща, перекрывающая второй межморенный горизонт (морские и озерные отложения), в западной части Большеземельской тундры (рис. I).

В скв. 709, заложенной в пределах одного из хорошо выраженных в рельефе комплекса краевых образований, четвертичные отложения, перекрывающие второй межморенный горизонт, имеют максимальную для изученного района мощность - 183 м.

В разрезе этой скважины хорошо сохранились следы гляциотектонических процессов, которые оказывали влияние на формирование четвертичных отложений района. Поэтому более подробно скв. 709 будет рассмотрена в следующем разделе, посвященном гляциотектоническим деформациям.

Серия чешуйчатых морен в скв. 710 имеет общую мощность 164 м. В ней выделяются снизу вверх следующие ледниковые и межледниковые комплексы.

Первый (нижний) комплекс ледниковых отложений залегает в интервале 137-164 м (мощность 27 м). Он представлен последовательно перекрывающимися друг друга алевроитами (2 м), супесями (3 м, между алевроитами и супесями метровый слой валунных суглинков), песками (4 м) и валунными суглинками (17 м).

Алевроиты светло-серые с включениями гравия и гальки размером до 4 см, углифицированных растительных остатков и примазками ожелезненного материала. Встречаются обломки раковин моллюс-

ков размером до 5 мм.

Супеси темно-серые тяжелые, с большим количеством гравийных включений. Вверх по разрезу постепенно переходят в светло-серые глинистые пески с большим количеством валунно-галечного материала. Слоистость песков почти горизонтальная, выражена чередованием песчаных и глинистых слоев мощностью 2-5 мм. Встречаются редкие обломки раковин моллюсков.

Суглинки аналогичны другим вышеописанным моренным суглинкам Большеземельской тундры. Они имеют темно-серый цвет, очень плотные. Характеризуются большим количеством гравийно-галечного материала, представленного кварцем, кварцитами, аргиллитами и другими осадочными породами. В них встречаются отдельные примазки вивианита, окатыши темно-серых глин размером 3-5 мм, обломки и целые створки раковин моллюсков. В шлифах преобладающими минералами обломочных включений являются кварц и полевые шпаты; акцессорные - эпидот, сфен, роговая обманка, глауконит, биогенные карбонаты, черные рудные минералы, растительные остатки и диатомовые. Форма обломков преимущественно угловатая, многие обломки (как правило размером  $> 0,1$  мм) нарушены трещинками, характерными для минералов ледниковых отложений (морен).

На гистограммах гранулометрического состава суглинков выделяется два максимума: во фракциях  $< 0,005$  мм (38%) и  $0,1-0,05$  мм (26%),  $M_d - 0,0129$  мм,  $S_0 - 5,76$ .

На первой морене залегает II-м слой озерных песков. Пески светло-серые, мелкозернистые (фракция  $0,25-0,1$  мм в среднем составляет 68%), хорошо сортированные. В минеральном составе резко преобладает кварц. Пески имеют слоистую текстуру. Слоистость обусловлена чередованием слоев более светлой (за счет обогащения кварцем) и более темной (за счет органики) окраски. Мощность слоев от I до 3-5 мм. Наличие слоев, обогащенных органическим веществом, позволяет отнести рассматриваемые пески к озерным отложениям.

Выше, в интервале 98,6-125,0 м, расположена вторая морена, сложенная однородной толщей плотных, темносерых валунных суглинков с редкими прослоями (до 0,5 м) песков и алевроитов. В обломочном материале наряду с осадочными породами встречаются угли и углифицированные растительные остатки.

Вторая морена перекрывается толщей песков мощностью 28,6 м. Пески серые, мелкозернистые, хорошо сортированные. Местами в

песках наблюдается слоистость: от пологоволнистой до вертикальной. Мощность слоев от 2 до 5 мм. Встречаются прослои глин и глинистых алевроитов мощностью до 5 мм. Отдельные прослои глинистых алевроитов в основании толщи достигают мощности 0,5 м. В песках рассеяны глинистые окатыши. Отнесение данной песчаной толщи к морским осадкам в данном случае в некоторой степени условно, по аналогии с морскими горизонтами, выделенными в скважинах восточной части Большеземельской тундры. Условность морского генезиса песков в значительной степени связана также с тем, что на формирование наблюдающихся в них дислоцированных структур большое влияние оказало последующее оледенение.

Третья морена, залегающая на песках, имеет мощность 34,5 м. Она сложена валунными суглинками, в основании толщи встречаются прослои алевроитов.

Четвертая морена вскрыта в интервале 13,3-35,5 м. В отличие от подстилающей, в суглинках этой морены в сравнительно высоких количествах содержатся примеси песка и алевроита, а количество грубообломочного материала резко сокращается. Очевидно, в формировании четвертой морены большое влияние оказал местный материал, который, вероятно, был представлен морскими отложениями, сформированными в интервале между накоплением третьей и четвертой моренной толщ. На морской генезис осадков, ассимилированных ледником, указывает обилие обломков раковин моллюсков в моренных суглинках.

Четвертый ледниковый комплекс перекрывается алевроитами, которые вскрыты в интервале 5,5-13,3 м. Алевроиты серые с отчетливо выраженной горизонтальной и полого-наклонной слоистостью. Слоистость обусловлена правильным чередованием слоев алевроитов разной зернистости, что подчеркивается цветом осадков: более тонкие, алевроитовые слои, более светлые, а более грубые, песчаные - более темные. Мощность слоев от I до 12 мм. Встречаются 2-3-мм прослои глин, на контактах которых наблюдаются зеркала скольжения. Сильная дислоцированность толщи часто проявляется в нарушении слоистости вплоть до формирования опрокинутых складок, многочисленных текстур течения мелкого масштаба. Все это свидетельствует о большом влиянии последующего оледенения на толщу морских алевроитов.

Бенчат разрез четвертичных отложений скв. 710 валунные суглинки пятого ледникового комплекса (4м) и солифлюкционные супе-

сы и пески (1,5 м).

Крупные гляциотектонические деформации

В предыдущих разделах при описании различных отложений неоднократно отмечалось наличие в них сравнительно мелких следов гляциотектонических деформаций. В отличие от приведенных материалов разрез скв. 709 характеризует гляциотектонические деформации совершенно иного масштаба. По-существу, вся толща отложений, мощность 183 м, представляет собой комплекс интенсивно переработанных ледниковым воздействием образований, которые лишь с определенной натяжкой могут быть расчленены стратиграфически. Вертикальная слоистость, постоянно наблюдающаяся в пачках слоистых отложений, вертикальная ориентировка раковин, ракушечного детрита, длинных осей валунов и галек, вертикально ориентированные зеркала скольжения и гляциодинамические текстуры позволяют предположить, что скв. 709 вскрыла гляциопротрузионные образования, которые нередко находятся в парагенезисе с отложениями чешуйчатых, краевых морен или на бортах крупных гляциодепрессий (Лаврушин, 1976).

Учитывая сказанное ниже, в качестве иллюстрации, рассмотрим разрез скв. 709 в интервале глубин 0-183 м (снизу вверх):

1. Суглинки плотные серые, с гравием и галькой осадочных пород, с обломками угля . . . . . 40,0м
2. Песок глинистый, темно-серый, среднезернистый, с единичными зернами гравия, с редкими прослоями валунных суглинков . . . . . 9,0м
3. Суглинки плотные, серые, с гравием и галькой. . . 18,0 м
4. Переслаивание валунных суглинков и песков . . . . 13,0 м
5. Суглинки плотные, серые, с гравием, галькой и валунами . . . . . 28,4 м
6. Переслаивание валунных суглинков, песков и алевритов . . . . . 20,6 м
7. Валунные суглинки с редкими прослоями песка . . . 16,0 м
8. Песок мелкоалевритовый, серый с включениями угля . . . . . 10,0 м
9. Суглинки плотные, серые, с большим количеством гальки и гравия, с отдельными прослоями песка и алеврита . . . . . 26,0 м
10. Песок мелкозернистый, светло-серый, с редким

гравием, углифицированными растительными остатками . . . . .	1,2 м
II. Суглинки и супеси серые, желтовато-серые, с включениями мелкой гальки и гравия . . . . .	0,8 м

Нижняя пачка отложений - типичные моренные суглинки, аналогичные вышеописанным в скважинах восточной части Большеземельской тундры. Петрографический состав грубообломочного материала: известняки, песчаники, черные аргиллиты, кремни. По всей пачке встречаются обломки раковин моллюсков, которые, по-видимому, являются продуктом ледниковой переработки подстилающих морских и озерных отложений. Об этом свидетельствует хаотическое, разноориентированное (вплоть до вертикального) положение обломков в образцах керна. На ледниковый генезис пачки указывает также наличие в ней обильных следов деформаций в виде разноориентированных зеркал скольжения - от горизонтальных до направленных под углом 40-50° по отношению к оси керна. На горизонте 148,2 м имеется скопление галечного материала, которое, по-видимому, является маркирующим горизонтом, разделяющим данную пачку на две разновозрастные морены.

В шлифах порода состоит из глинистой основной массы (70%) и алевро-песчаных обломочных включений (30%). Обломки (включения) преимущественно угловатые, размер зерен 0,03-0,15 мм. По составу преобладает кварц, в меньших количествах - полевые шпаты. Погасание кварца волнистое, в трещиноватых зернах - агрегатное. Многие обломки кварцевых зерен разбиты трещинами, что является одним из характерных признаков ледникового генезиса отложений. В качестве акцессорных встречаются циркон, сфен, роговая обманка, эпидот, гранат, пироксены, спикулы губок, диатомовые, карбонатные обломки, глауконит. Постоянно присутствуют мелкорасcеянное углистое вещество (до 1%) и неразложившиеся растительные остатки. Структура алевро-пелитовая, беспорядочная.

Состав глинистых минералов, как уже отмечалось выше, полностью аналогичен четвертичным отложениям всего рассматриваемого района (независимо от генетического типа). Преобладает неупорядоченный смешанослойный смектит, гидрослюда, в значительно меньших количествах встречаются хлорит, каолинит, биотит. Постоянно в глинистой фракции (< 0,001 мм) присутствуют кварц и полевые шпаты.

Выше по разрезу залегает 9-метровая пачка темно-серых, среднезернистых песков с единичными гальками и гравием. В песках постоянно присутствует глинистая составляющая, количество которой в пределах слоя крайне изменчиво. В интервалах 139,6-139,8 и 140,0-140,4 м в песках встречаются прослой плотных серых суглинков с галькой. Текстура песков в керне, как правило, не сохраняется. Однако наличие прослоев суглинков, неравномерно распределенного в песках глинистого материала, галек и гравия, позволяет предположить, что песчаная пачка представляет собой отторженец озерных межморенных отложений в чешуйчатой морене. Аналогичные озерные отложения отчетливо выделяются в скв. 710, которая будет рассмотрена ниже.

Таким образом, в данном случае пачка озерных песков относится к толще ледниковых отложений, нижняя граница которых зафиксирована на горизонте 148,2 м (маркирующий галечный горизонт).

Выше песков залегает верхняя часть чешуйчатой морены (пачка 3), которая имеет мощность 18 м. Она сложена плотными серыми суглинками, аналогичными вышеописанным. Вертикальная ориентировка галек и обломков раковин в керне подчеркивает ледниковый генезис суглинков, чешуйчатый характер морены.

На второй морене описываемой толщи залегают хорошо сортированные мелко-, среднезернистые пески с редкими прослоями валунных суглинков мощностью до 0,5 м (пачка 4). Отсутствие органических остатков, слоистости, хорошая сортировка, преобладание кварца над полевыми шпатами позволяют предположить, что пески имеют мелководно-морское происхождение. Наиболее вероятно формирование 13-метрового слоя песков происходило во время морской трансгрессии, последовавшей после очередного оледенения района. Однако в период последующего оледенения песчаные морские отложения были переработаны ледником (отсюда наличие в них прослоев валунных суглинков) и, по-видимому, в современном разрезе скважины они должны рассматриваться как нижняя часть (начало) третьего ледникового комплекса, продолжением которого является сравнительно мощная (28,4 м) толща типичных валунных суглинков с редкими прослоями песков (пачка 5). В этом случае ассимилированные мореной пески имеют важное палеогеографическое значение, поскольку являются надежным индикатором существования морской трансгрессии в период между накоплением второй и третьей мореной толщи.

Пачка 6, перекрывающая третью морену описываемой толщи, имеет мощность 20,6 м. Она состоит из трех слоев (снизу вверх): алевриты - 9,8 м, песок - 7,5 м, песчанистые суглинки - 3,3 м.

Алевриты серого цвета, с гнездами песка с включениями гальки и гравия осадочных пород и угля. Встречаются валуны известковистых песчаников. Отложения сильно деформированы, имеют зеркала скольжения ориентированные вертикально. Также вертикальную ориентировку имеют многие гальки, встреченные в алевритах. В интервале 71,0-72,3 м в алевритах наблюдается слой песка серого, среднезернистого, хорошо сортированного.

Пески, перекрывающие алевриты, имеют темно-серую окраску, среднезернистые, отличаются хорошей сортировкой. В отдельных интервалах пески существенно обогащены глинистым материалом. Глинистые пески характеризуются деформированной разноориентированной слоистостью. В песках встречаются редкие прослои серых валунных суглинков, которые отделяются от вмещающих песков редкими контактами.

Залегающие выше суглинки существенно отличаются от большинства описанных моренных отложений. Основное отличие - в количестве песчаной примеси и консистенции породы. Большое количество песчаного материала делает эти суглинки менее пластичными: в сухом состоянии они легко распадаются на щебень. В отдельных интервалах в суглинках наблюдается деформированная тонкая слоистость.

Песчанистые суглинки постепенно переходят в следующую пачку (7) - плотных темно-серых суглинков с большим количеством гальки и гравия черных аргиллитов и других осадочных пород. Удлиненные гальки имеют различную, нередко вертикальную ориентировку, что является одним из надежных критериев принадлежности суглинков к ледниковому генетическому типу отложений. Редко встречаются прослои глинистых песков и плотных алевритов.

Сравнительный анализ строения и литологического состава пачек 6 и 7 позволяет рассматривать весь комплекс входящих в них отложений как разновозрастную чешуйчатую морену, которая формировалась на морских отложениях. Последние были сформированы во время морской трансгрессии, последовавшей после накопления третьей морены. Наступившее оледенение привело не только к формированию новой (четвертой) моренной толщи, но и к существенной деформации морских отложений, по которым двигался ледник. В ре-

зультате морские отложения были существенно деформированы, частично ассимилированы ледником в виде рассеянного материала, слоев и отторженцев песков и алевроитов в теле сравнительно однородных суглинков. Таким образом, рассмотренные пески и алевроиты, как и в третьей морене, имеют ледниковый генезис, но одновременно являются литологическим свидетельством существования морской трансгрессии в период между формированием третьей и четвертой морен.

На четвертой морене залегает 10-метровая толща серых мелко-алевритовых песков с включениями обломков угля размером до 1 см (пачка 8). В нижнем 3-метровом слое песка увеличивается содержание глинистого материала, псявляется примесь гальки и гравия. Контакт песков с нижележащей мореной резкий. По аналогии с песками того же гипсометрического уровня в скв. 710, имеющими признаки морских отложений, рассмотренная пачка отнесена к морскому типу.

Последняя по времени формирования морена вскрыта скважиной 709 в интервале 2-28 м (пачка 9). Она сложена сравнительно однородной толщей плотных серых суглинков с большим количеством гальки, гравия и валунов, представленных преимущественно осадочными породами. В отдельных интервалах (например 14,0-17,3 м) суглинки сильно ожелезнены, в них встречаются отдельные гальки лимонита. Однородность толщи иногда нарушается редкими прослоями песков и алевроитов. Последние часто деформированы, что проявляется в наличии зеркал скольжения и нарушении слоистости. Они являются, по-видимому, отторженцами подстилающих морских отложений.

Завершают разрез отложений скв. 709 озерные светло-серые алевроитовые пески с примесью гравия и углифицированных растительных остатков (мощность 1,2 м), которые перекрываются 0,8-м слоем солифлюкционных отложений, представленных рыхлыми супесями и суглинками желтовато-серого и серого цвета с включениями мелкой гальки и гравия.

Подводя итог рассмотрению толщи четвертичных отложений скв. 709, залегающих выше комплекса морских осадков второго межморенного горизонта, можно сделать ряд выводов:

1. Практически вся 183-м толща отложений, за исключением самых верхов разреза (2 м), представляет собой типичную текстуру внедрения - гляциопротрузию.

2. Несмотря на сложность расчленения в разрезе удается выделить 5 комплексов ледниковых отложений (снизу вверх): первый - нижняя часть пачки I до горизонта 148,2 м; второй - верхняя часть пачки I, пачки 2 и 3; третий - пачки 4 и 5; четвертый - пачки 6 и 7, наконец, пятый комплекс - пачка 9.

3. Все комплексы ледниковых отложений имеют сложное строение. Наряду с преобладающими валунными суглинками в них постоянно встречаются отторженцы и прослой межморенных (морских или озерных) отложений. Обычно ассимилированные осадки сильно дислоцированы, это проявляется в нарушении первоначальной слоистости (часто наблюдается вертикальная слоистость) и наличии разноориентированных зеркал скольжения. Межморенные отложения в толще суглинков моренного комплекса занимают самое разнообразное положение: они могут быть полностью включены во внутренние части морены (например, озерные пески во втором ледниковом комплексе), могут залегать в основании комплекса (морские пески и алевриты в основании третьего и четвертого комплексов).

4. К собственно межледниковым отложениям могут быть отнесены только морские пески пачки 8. Тем не менее, морские и озерные осадки, дислоцированные ледником и включенные в ледниковые комплексы, несут в себе важную палеогеографическую информацию. Они позволяют воссоздать эволюцию четвертичного осадконакопления в Большеземельской тундре. В частности, наличие отторженцев в ледниковых отложениях свидетельствует о том, что в периоды межледниковий на территории Большеземельской тундры существовали условия для накопления континентальных (озерных) и морских отложений, которые впоследствии были полностью уничтожены (ассимилированы) ледником или частично были включены в комплексы чешуйчатых морен в виде прослоев, линз, гнезд, присыпок дислоцированных песчаных и алевритовых отложений. На этом основании можно заключить, что в Большеземельской тундре в период накопления комплекса разновозрастных чешуйчатых морен существовало по крайней мере три морских трансгрессии. Эти трансгрессии приурочены к временным интервалам между формированием второй и третьей, третьей и четвертой, четвертой и пятой морен. Кроме того, между временем накопления первой и второй морены в районе существовали условия для озерной седиментации, следами которой являются отторженцы озерных песков во втором ледниковом комплексе.

### Минеральный состав

Минеральный состав четвертичных отложений изучался по двум размерным фракциям: песчано-алевритовой (0,1-0,01 мм) и глинистой ( $\angle$  0,001 мм). В песчано-алевритовой фракции исследования иммерсионным методом проводились только для тяжелой подфракции. Для изучения глинистых минералов использовался дифрактометрический анализ фракции  $\angle$  0,001 мм.

#### Исследование тяжелой фракции размерности 0,1 - 0,01 мм по скважинам Большеземель- ской тундры

Состав подморенной толщи морских отложений был изучен по разрезу скв. 701. Был проанализирован состав тяжелой фракции слоистого песка из состава нижней пачки и прослоя среднезернистого песка с примесью гравия из верхней пачки. В нижней пачке в тяжелой фракции осадка выявлено преобладание рудных минералов - 21,5% (магнетита - 6,5%, ильменита - 15,0%); минералов группы эпидота (19,0%); сидерита (14,6%), образующих сидерит-эпидот-рудную терригенно-минералогическую ассоциацию. В составе ассоциации в значительных количествах присутствуют также амфиболы (11,7%), среди которых преобладает обыкновенная роговая обманка (10,7%), гранаты (9,4%), сфен (6,2%). Состав тяжелой фракции обусловлен скорее всего нижнемеловыми отложениями, развитыми в районе расположения скважин. В связи с этим отметим, что выше указывалось на наличие в песках гравия и гальки предположительно нижнемелового возраста. С нижним мелом связано в частности высокое содержание сидерита в тяжелой фракции.

В песках из верхней пачки выявлена гранат-рудно-эпидотовая терригенно-минералогическая ассоциация. Содержание граната составило 12,8%; рудных 25,5% (магнетита 8,6%, ильменита 15,9%); минералов группы эпидота 24,7%, сидерита 5,6%; сфена 4,1%; амфиболов, представленных исключительно обыкновенной роговой обманкой - 1,6%. Из приведенных данных видно, что в верхней пачке в тяжелой фракции резко уменьшается содержание сидерита, очень резко снижается содержание амфиболов. Несколько увеличивается содержание минералов группы эпидота, гранатов, содержание рудных практически не изменяется. Подобные изменения состава тяжелой фракции можно связать с формированием песчаных прослоев верхней пачки в условиях мелководья в зоне волнового воз-

действия, где происходило разрушение неустойчивого сидерита. Различия в содержаниях других минералов скорее всего связаны с различиями в гранулометрии осадков.

Нижняя моренная толща вскрыта всеми скважинами, из которых были изучены скв. 701, 702 и 703. Состав тяжелой фракции в скв. 701 и 703 практически одинаков. Здесь выявлена эпидот-рудная терригенно-минералогическая ассоциация с содержаниями минералов группы эпидота 29,9 и 29,4% соответственно; рудных (ильменита и магнетита) 35,2 и 38,5%; сидерита 7,7% и 6,1%; гранатов 6,7% и 6,8%; амфиболов по 5,8%; циркона по 4,0%. В скв. 702 в нижней морене выявлена гранат-эпидот-рудная терригенно-минералогическая ассоциация. Основным отличием состава тяжелой фракции нижней морены скв. 702 является резкое увеличение содержания гранатов до 17,2%, а также незначительное уменьшение содержания минералов группы эпидота до 22,2% и сидерита до 4,2%. Выше отмечалось, что нижняя морена в скв. 701 характеризуется зеленовато-серыми окрасками и наличием мелких отторженцев нижнемеловых отложений. В скв. 703 морена представляет собой структуру нагнетания. Учитывая наличие в нижней морене значительной примеси нижнемелового материала, можно предположить, что состав тяжелой фракции морены также в большей степени будет отражать состав тяжелой фракции нижнемеловых осадков. Резкое увеличение гранатов в составе тяжелой фракции нижней морены скв. 702 и соответствующее снижение сидерита, видимо, связано с ассимиляцией более грубозернистых разностей нижнемеловых отложений.

Минералогический состав второй морской толщи был изучен по разрезам скв. 701 и 702. Анализ тяжелой фракции выявил в целом единую гранат-эпидот-рудную терригенно-минералогическую ассоциацию. В то же время в скважинах состав тяжелой фракции несколько различен, что в первую очередь связано с составом, залегающей ниже морены. Кроме того, состав тяжелой фракции изменяется в зависимости от фациальных условий формирования осадков. В скв. 701 в алевроитах, содержащих примесь песка и гравия, в тяжелой фракции определено: магнетита и ильменита 21,0%; амфиболов 5,9%; минералов группы эпидоты 24,6%; гранатов 14,4%; сидерита 8,6%. В алевроитах прослеживаются прослойки, сложенные более тонким глинистым материалом, в них резко уменьшается содержание гранатов до 6,0%, в то же время несколько увеличивается содержание минералов группы эпидота до 30,9%, амфиболов до 6,6%. Подо-

бные изменения состава тяжелой фракции связаны с известными закономерностями концентрации различных минералов в зависимости от granulometрии осадка.

В скв. 702 в тяжелой фракции содержание магнетита и ильменита 25,9%, амфиболов 13,5%, минералов группы эпидота 20,1%, гранатов 19,2%, сидерита 4,2%. По сравнению с аналогичной толщей в скв. 701, здесь увеличивается содержание гранатов, амфиболов и незначительно уменьшается содержание минералов группы эпидота. Выше было показано, что в залегающей ниже морене в скв. 702 по сравнению со скв. 701 значительно выше содержание гранатов и ниже содержание минералов группы эпидота, т.е. прослеживается определенная связь между составом морены и перекрывающих морских отложений.

В тяжелой фракции второй моренной толщи выделена амфибол-эпидот-рудная терригенно-минералогическая ассоциация. От ниже лежащих толщ, в том числе и от нижней морены отличается заметно более высоким содержанием амфиболов и несколько более низким содержанием гранатов. В составе тяжелой фракции второй моренной толщи в различных скважинах от 701 по профилю на юг до 703 наблюдаются закономерные изменения содержания различных минералов, позволяющие судить о направлениях движения данной морены. Особенно интересны в этом отношении амфиболы. Так, в скв. 701 общее содержание амфиболов составило 15,9%, из них - 12,0% - обыкновенная роговая обманка, 3,6% тремолит и 0,9% - актинолит. Известно (Геология СССР); что в данном районе источником амфиболов могут являться коренные породы развитые на Полярном Урале и Вайгаче. В частности, в интрузивных породах кембрийской фазы в районе Карских ворот в диабазах есть роговая обманка, а в метаморфизованных диабазах - тремолит, где он развивается по авгиту. Кроме того, тремолит характерен для пород контактовых зон известняков, кристаллических сланцев, зон ороговикования. В то же время мезозойские отложения, развитые в районе расположения скважин, не содержат в составе тяжелой фракции амфиболов. На юг, в скв. 702 и 703 наблюдается уменьшение общего содержания амфиболов до 9,3-9,4% и особенно тремолита до 1,3%. Подобные наблюдения позволяют предположить, что вторая снизу морена двигалась с севера на юг. В направлении с севера на юг одновременно возрастает содержание: гранатов от 2,4% до 9,0%; сидерита от 2,9% до 8,0% и минералов группы эпидота от 14,4% до 29,6%. По-

добное увеличение связывается нами с ассимиляцией ледником более древних как четвертичных, так и мезозойских отложений развитых в этом районе. Содержание остальных минералов тяжелой фракции близки. Содержание магнетита и ильменита составило 26,7-29,3%, циркона 3,4-4,6%, сфена - 2,7-3,0%.

В рассматриваемой морене в скв. 701 встречен отторженец морских глин, содержащих ракушки. В целом состав тяжелой фракции этих глин оказался чрезвычайно близок к глинам второй морской толщи, за исключением амфиболов. В отторженце в морене в составе тяжелой фракции содержание амфиболов составило 11,7% по сравнению с 8,4% во второй морской толще, при этом 3,8% приходилось на тремолит, по сравнению с 0,9% тремолита в сравниваемой морской толще. Увеличение содержания в отторженце амфиболов может быть объяснено его частичной ассимиляцией мореной.

Как было показано выше, в основании второй межморенной толщи залегают морские осадки, сменяющиеся выше озерными. По направлению на юг морские осадки выклиниваются. В скв. 701 состав тяжелой фракции в морских и озерных осадках практически одинаков, выявлена амфибол-эпидот-рудная терригенно-минералогическая ассоциация. В морских осадках содержание магнетита и ильменита составило 29,7-39,9%, амфиболов 11,8-12,9% (в том числе тремолита 2,3-4,6%), мусковита 2,0-4,5%, минералов группы эпидота 26,1-30,6%, гранатов 3,3-3,4%, сидерита 2,3-6,1%. В залегающих выше озерных осадках в целом уменьшается содержание рудных минералов - магнетита и ильменита, 30,3%, сидерита до 1,9%, в то же время увеличивается содержание минералов группы эпидота до 35,0%, гранатов до 7,1%. Содержание остальных минералов тяжелой фракции примерно равны. Отмеченные изменения в составе тяжелой фракции связаны, с нашей точки зрения, в первую очередь с более грубым составом озерных осадков, представленных песком по сравнению с лежащими ниже морскими осадками представленными алевроитовыми глинами. В целом состав тяжелой фракции морских и озерных осадков в скв. 701 чрезвычайно близок к составу залегающей ниже морены.

В озерных отложениях в скв. 702 и 703 состав тяжелой фракции также оказался чрезвычайно близок к составу тяжелой фракции залегающей ниже морены. В целом, в озерных осадках по профилю с севера на юг отмечаются схожие закономерные изменения содержания в тяжелой фракции различных минералов, как это было отмечено для

нижележащей морены. Так, в направлении на юг из состава тяжелой фракции озерных осадков исчезает тремолит, в то же время несколько увеличивается содержание роговой обманки (от 9,4% до 13,5%) уменьшается содержание минералов группы эпидота (от 35,0% до 26,2%); увеличивается: гранатов (от 7,1% до 15,7%), сидерита (от 1,9% до 4,0%). Содержание остальных минералов близки.

Отложения третьей моренной толщи (нижняя морена комплекса чешуйчатых морен) вскрыты всеми скважинами. В составе тяжелой фракции здесь выявлено преобладание гранатов, минералов группы эпидота и рудных (магнетита и ильменита). В скв. 701 содержание магнетита и ильменита составило 23,7%; в скв. 702 - 26,7-27,5%; в скв. 703 - 36,2%, минералов группы эпидота 26,3; 21,7-22,2%; 25,6%, соответственно; гранатов 14,8%; 13,7-21,8%; 10,2%; сидерита 6,1%; 7,0-15,3%; 10,6%; амфиболов 4,0%; 4,9-6,3%; 7,4%. Основным отличием состава тяжелой фракции третьей морены от второй является заметно меньшее содержание амфиболов, более высокое содержание гранатов. От нижней морены отличается меньшим содержанием магнетита и ильменита, а также более высоким содержанием гранатов и сидерита. Заметное увеличение содержания в тяжелой фракции рудных минералов к югу в скв. 703 связано с обогащением морены нижнемеловым материалом.

В скв. 701 в третьей морене описан отторженец межморенных отложений по своему строению близкий ко второй межморенной толще. В основании этого отторженца залегают морские осадки, сменяющиеся выше озерными. В морских осадках в тяжелой фракции выявлена амфибол-рудно-эпидотовая терригенно-минералогическая ассоциация в целом достаточно близкая к морским осадкам второй межморенной толщи. Содержание магнетита с ильменитом составило 26,0-28,4%, минералов группы эпидота 24,5-26,6%, амфиболов 8,3-15,4%, гранатов 8,5-5,6%, сидерита 4,7-5,9%, мусковита 7,5-1,8<sup>I</sup>). Сравнение этих данных с составом тяжелой фракции морских осадков второй межморенной толщи показывает, что здесь заметно снижение содержания магнетита и ильменита, а также минералов группы эпидота. Из сравнения состава тяжелой фракции морских осадков из отторженца с составом тяжелой фракции вмещающей морены видно, что в морских осадках заметно выше содержание амфиболов, но меньше гранатов и сидерита. Содержание рудных минералов маг-

I) Первое значение относится к более грубой разности осадков, второе к более глинистой.

нетита и ильменита, а также минералов группы эпидота близки. Подобный состав тяжелой фракции морских осадков из отторженца может быть обусловлен частичной переработкой отторженца вмещающей мореной. В озерных осадках в отторженце выявлена, как и в морских осадках амфибол-рудно-эпидотовая терригенно-минералогическая ассоциация, близкая по составу к подстилающим их морским осадкам. Содержание магнетита с ильменитом составило 20,5-24,6%; амфиболов 8,7-13,7%, из них приходится на тремолит - 3,1-3,6%; мусковита 6,2-8,4%; биотита 4,3-4,8%; минералов группы эпидота 29,0-31,7%; гранатов 1,7-2,5%; сидерита 1,7-3,1%. Интересным фактом, указывающим на связь состава тяжелой фракции отторженца с залегающими ниже моренами является также высокое содержание в составе тяжелой фракции озерных осадков из отторженца тремолита 3,1-3,6%, а также мусковита и биотита, которые могли быть получены в основном только за счет размыва второй морены, т.к. в третьей морене содержания этих минералов крайне незначительны.

В скв. 703 в третьей морене встречен также отторженец озерных осадков, состав тяжелой фракции которых в целом оказался чрезвычайно близок к составу тяжелой фракции озерных осадков второй межморенной толщи. Основным отличием явилось очень высокое содержание магнетита с ильменитом 40,8% в тяжелой фракции озерных осадков из отторженца по сравнению с 27,9% в озерных осадках в межморенной толще. Столь высокое содержание рудных минералов может быть связано со шлихованием осадка в момент его формирования. С другой стороны, сравнение состава тяжелой фракции озерных осадков из отторженца с составом тяжелой фракции вмещающей морены показывает большую схожесть анализов. Поэтому высокое содержание рудных минералов магнетита и ильменита может быть также объяснено частичной переработкой отторженца мореной.

Залегающая выше морена вскрыта в скв. 701 и 703. По составу тяжелой фракции выявлена амфибол-рудно-эпидотовая терригенно-минералогическая ассоциация. В скв. 701 в этой морене в тяжелой фракции определено магнетита и ильменита 25,7-28,5%; амфиболов 10-17%, из них 3,3-4,1% приходится на тремолит; минералов группы эпидота 33,9-34,2%; гранатов 5,3-5,4%; сидерита 0,3-4,3%. В скв. 703 в тяжелой фракции четвертой морены содержание магнетита и ильменита 21,8%; амфиболов 12,0%, из них только 0,9% приходится на тремолит; минералов группы эпидота 31,3%; гранатов 9,2%; сидерита 7,4%. Из приведенных данных видно, что на юг

уменьшается содержание амфиболов (особенно тремолита) и минералов группы эпидота. Одновременно увеличивается содержание гранатов и сидерита. Аналогичные закономерности в изменении состава тяжелой фракции отмечены были во второй морене.

Сравнение состава тяжелой фракции различных морен показывает, что во второй и четвертой моренах по сравнению с первой и третьей заметно увеличено содержание амфиболов и минералов группы эпидота и соответственно снижено содержание гранатов и рудных магнетита и ильменита. Особенно контрастно это выявляется в моренах, вскрытых скв. 701, расположенной вблизи побережья моря. В скв. 702 и 703, расположенных южнее, в районе развития нижнемеловых отложений эти различия выражены слабее, т.к. здесь на состав всех морен сильное влияние оказал нижнемеловой материал. Как было показано выше, во второй и четвертой моренах по профилю с севера на юг закономерно снижается содержание амфиболов и минералов группы эпидота. Это позволяет предположить, что морены двигались с севера. Состав тяжелой фракции в первой и третьей моренах в большей степени, видимо, соответствует составу тяжелой фракции нижнемеловых отложений, что позволяет говорить, с одной стороны, об их локальном составе, а с другой стороны, возможно, о другом направлении их движения с запада или северо-запада. Наличие незначительных количеств амфиболов в первой и третьей моренах обусловлено тем, что их состав формировался как за счет ассимиляции пород нижнего мела, так и четвертичных осадков, содержащих амфиболы.

Анализ полученных результатов позволил сделать следующие выводы:

1. Состав тяжелой фракции морских и озерных осадков носит с одной стороны унаследованный характер от морен, подстилающих каждую соответствующую толщу. С другой на состав тяжелой фракции морских и озерных осадков оказывали влияние размываемые разновозрастные осадки, что в целом усредняло ее состав.

2. Наличие амфиболов в подморенной толще позволяет предположить наличие еще одной более древней морены, не вскрытой в разрезе скважины.

3. В морских и озерных межморенных осадках разного возраста в составе тяжелой фракции в целом наблюдается некоторое увеличение содержания рудных минералов, амфиболов, минералов группы эпидота, мусковита, биотита, лейкоксена и уменьшение содержания

гранатов, сидерита в более молодых отложениях. Подобные изменения содержания перечисленных минералов связаны со смешением материала от размыва разновозрастных толщ осадочных толщ, имеющих разный состав тяжелой фракции. При этом, к рудным минералам и гранатам, составляющим основу тяжелой фракции нижнего мела добавляются амфиболы, минералы группы эпидота, приносимые ледниками с севера, а также биотит, мусковит, лейкоксен. Последний накапливается скорее всего за счет окисления сфена и ильменита в процессе многократного переотложения. Увеличение содержания рудных минералов и снижение гранатов связано скорее всего с их гранулометрической сепарацией, т.к. для межморенных четвертичных осадков характерен в целом более тонкий гранулометрический состав по сравнению с континентальными отложениями нижнего мела.

#### Глинистые минералы ледниковых образований

Глинистое вещество морен было изучено по дифрактограммам ряда образцов взятых из всех моренных толщ по разрезу скв. 701, 709 и 710. Были изучены также образцы из отторженцев морских и озерных отложений из верхней сложнопостроенной моренной толщи.

По существу, для всех морен глинистое вещество оказалось полностью аналогичным другим генетическим типам. Поэтому, ниже мы ограничимся лишь краткими комментариями к ним.

Дифрактограмма образца из нижней морены - четкий рефлекс триоктаэдрического смектита или Fe-смектита ( $d = 17,7 \text{ \AA}$ ) - т.к. растворяется после обработки 10% HCl. Тонкодисперсная диоктаэдрическая гидрослюда (содержит 10% разбухающих слоев) фиксируется на дифрактограммах природного и прокаленного и обработанного по HCl, образцов  $d = 10,02-10,05 \text{ \AA}$ , а на дифрактограмме насыщенного глицерином образца рефлексом  $d = 9,98 \text{ \AA}$ .

Каолинит выявлен после обработки 10% HCl порефлексам 7,15 и 3,56  $\text{\AA}$ . В образце присутствует биотит.

В целом состав глинистых минералов и их фазовое соотношение практически ничем не отличаются от нижележащих верхов морской толщи ( $M_1$ ).

На дифрактограмме образца из второй моренной толщи четко выражен рефлекс хорошо окристаллизованного смектита ( $d=17,7$ ). Есть хлорит. Гидрослюда - с небольшим содержанием разбухающих

слоев (5%), тонкодисперсна (на природном и прокаленном образцах хорошо выражены рефлексы  $d = 10,02-10,05 \text{ \AA}$ ; в насыщенном глициерином образце  $d = 10,00 \text{ \AA}$ ). Есть биотит, каолинит.

Интересным является то, что биотит, характеризуется значительно большей степенью разложенности по сравнению с нижней моренной толщей. Это следует из сопоставления дифрактограмм природных образцов. На дифрактограмме образца из второй морены рефлекс  $d = 13,8 \text{ \AA}$  более четко выражен, чем на дифрактограмме образца из нижней морены. Более того, на дифрактограмме первого образца меньше фоновое рассеивание в области  $d$  от 10 до 14  $\text{\AA}$ . Вместе с тем, состав и фазовое соотношение глинистых минералов, по-существу, полностью идентичны образцу из второй морской толщи. Отсюда можно сделать два вывода, один из которых был сформулирован выше. Первый из них - фазовое соотношение глинистых минералов и их состав в моренах тесно связан с подстилающими морскими отложениями. Второй вывод - связан со степенью преобразования биотита во второй толще моренных суглинков и второй морской толщи. Для этих отложений степень разложения биотита в глинистой фракции оказывается существенно выше, чем в нижней морене нижележащих морских отложениях. Это следует из сопоставления дифрактограмм природных образцов. Для первых двух образцов из нижних 2-х толщ характерно почти непрерывное фоновое рассеивание в области  $d$  от 10 до 14  $\text{\AA}$ .

Для второй пары образцов характерно наличие четко выраженных рефлексов биотита и новообразованного смектита ( $d = 10$  и  $13,8 \text{ \AA}$ ). Это свидетельствует, что у рассматриваемой второй пары образцов процесс смектитизации выражен более четко.

Состав глинистой фракции верхней морены указывает на четкую связь между мореной и подстилающими озерными отложениями, которая прослеживается наиболее ярко по содержанию значительного количества смектита. Вместе с тем, в морене смектит более однороден и содержит обменные катионы Mg. В озерных же отложениях смектит более гетерогенен и содержит катионы K, Mg и Na в межслоях.

Во всех образцах в качестве самостоятельной фазы присутствует биотит. Есть различия и по гидрослюдистой компоненте. Количество разбухающих слоев в гидрослуде из морены немного выше (около 10%) по сравнению с гидрослудой из озерных  $l_1$  (~5%).

В соотношении остальных компонентов глинистой фракции сле-

дует отметить, что хлорит в морене оказывается более устойчивым к термической обработке, чем хлорит из озерных отложений (см. рефлекс  $13,8 \text{ \AA}$  после  $550^{\circ}\text{C}$ ).

Был изучен отторженец морских отложений в морене. Хотя фацальный состав отторженца полностью аналогичен межморенной морской толще и верхней части подморенной толщи морских отложений, смектитовый минерал здесь оказался близким к подводному на дифрактограмме из нижней морской толщи ( $d = 18,4 \text{ \AA}$ ). Говоря иными словами, на дифрактограмме достаточно четко фиксируется плохо окристаллизованный тонкодисперсный смектитовый минерал в отличие от мономинерального смектита других образцов морских отложений.

Дополнительно следует отметить, что хлорит в этом образце также неустойчив к термическим обработкам, как и в образце из подледниковой морской толщи. Дифрактограмма образца отторженца озерных отложений аналогична из межморенной озерной толщи. На дифрактограмме образца из отторженца фиксируется лучше окристаллизованный смектит с Na в межслоях. Кроме того, в нем обнаружен биотит и, возможно, каолинит.

Теперь рассмотрим дифрактограммы верхней части морены  $g_{1-111}$ . На этих дифрактограммах хорошо выражен рефлекс  $d = 17,7 \text{ \AA}$  мономинерального смектита, в небольшом количестве присутствуют гидрослюда, хлорит, каолинит, биотит. Наблюдается четкая связь с выходящим отторженцем отложений особенно по количественному содержанию смектита. Во всех этих образцах его содержание сравнительно высокое и степень гетерогенности примерно одинакова.

Небольшие различия наблюдаются по гидрослюдистой компоненте. В одном образце в гидрослуде содержится до 15% разбухающих слоев, в другом — количество их находится в пределах 5–10%.

Помимо уже отмеченных закономерностей фазового состава глинистой компоненты в моренах выявляется еще одна, связанная с интенсивным преобразованием в них (в глинистой фракции) биотита (менее четко эта закономерность оказалась выраженной лишь в толще  $g_{1-1}$ ). В целом этот момент связан с особенностями ледового типа литогенеза.

Теперь кратко остановимся на характеристике солифлюкционно-делювиальных (или  $fg_{1-1}$ ) отложений. По дифрактограмме установлено наличие хорошо окристаллизованного новообразованного смектита в значительном количестве с обменными катионами Na и Mg. Имеется хлорит, гидрослюда, биотит, каолинит (?). Гидрослюда име-

ет до 20% разбухающих слоев (слюда - 80%, монтмориллонит - 20%)

### Общие закономерности

1. Состав глинистых минералов для всей толщи четвертичных отложений, вскрытых скв. 70I, оказывается одним и тем же.

2. Наблюдаются различия в фазовом составе глинистых минералов, связанные прежде всего с преобразованием биотита. Эти различия связаны прежде всего с генетической природой толщи.

Глинистые минералы большинства толщ морен имеют существенную связь с подстилающими породами. Особенно это четко выявляется при сопоставлении количественного содержания новообразованного смектита в моренах и подстилающих отложениях, а также по другим глинистым минералам.

Озерные отложения отличаются большим содержанием смектита. Для них оказывается характерен термически неустойчивый хлорит. Содержание смектитовых межслоев в гидрослюдах ниже, чем в гидрослюдах морен.

В морских отложениях смектита меньше, чем в озерных. Наблюдаются некоторые различия, связанные с фациальным составом отложений. В прибрежно-морских отложениях обнаружен тонкодисперсный смектитовый минерал, в то время как для более глубоководных осадков характерен уже хорошо окристаллизованный смектит.

Подобная направленность процесса формирования смектита скорее всего связана с разной степенью интенсивности преобразования биотита на ранних стадиях диагенеза.

В отношении гидрослюды каких-либо существенных различий в содержании разбухающих межслоев не обнаружено для разных морских толщ.

В прибрежно-морских отложениях толщи  $M_1$  хлорит оказался термически неустойчив. В толще  $M_2$  и верхах  $M_1$  - зафиксирован термически устойчивый хлорит.

3. Проведенные исследования выявили некоторые особенности раннедиагенетических преобразований морских и озерных отложений, вскрытых скв. 70I. Прежде всего они касаются обнаруженным преобразованиям биотита. Эти преобразования биотита происходят по двум направлениям. Первое из них - смектитизация, в результате которой биотит преобразуется в диоктаэдрический железистый смектитовый минерал. Второе направление - преобразование биотита в диоктаэдрическую гидрослуду.

Интенсивность процесса смектитизации в озерных отложениях оказалась существенно выше, чем в морских. Характерной особенностью этого процесса является выщелачивание калия из биотита, замещение его на катионы Na, Mg и молекулы воды с одновременным окислением двухвалентного железа и замещением  $Mg^{2+}$  на  $Al^{3+}$  в октаэдрах.

Интенсивность процесса преобразования биотита в диоктаэдрическую гидрослюда оказалась примерно одинаковой как в морских, так и в озерных отложениях. Суть процесса состоит в окислении двухвалентного железа в октаэдрах биотита и удалении железа.

Некоторые особенности диагенетического преобразования были выявлены в хлорите. При примерно одном и том же содержании хлорита в различных типах пород, в озерных отложениях и прибрежно-морских хлорит неустойчив к термической обработке, что, по-видимому, связано с окислением двухвалентного железа в октаэдрах.

4. В ряде образцов, характеризующих морские отложения на дифрактограммах имеется размытый рефлекс  $d = 3,19 \text{ \AA}$  (не похожий на рефлекс полевого шпата), а также рефлекс  $d = 9 \text{ \AA}$ . Эти рефлексии свойственны цеолитам из группы гейландита-клиноптилолита и отражают наличие примеси филипсита. Эти минералы достаточно широко известны в отложениях Мирового океана и их образование связано по крайней мере с наличием примеси вулканического пепла в осадках. Обнаружение следов этих минералов в глинистой фракции морских отложений в разрезе скв. 70I сделано впервые в толщах четвертичных отложений Европейского севера.

Необходимо отметить, что цеолиты обнаружены также в низах озерной толщи, лежащей непосредственно на морских отложениях  $M_{III}$ , а также в морене  $g1_3$ . Появление их в морене связано с местным захватом и переотложением этих минералов, главным образом, из морских отложений. Одновременно это свидетельствует (дополнительно) о том, что часть вещества формирующихся морен не претерпела какой-либо дальнейшей транспортировки, поскольку упомянутые минералы не могут по своим физическим данным переотлагаться на большое расстояние.

Обнаруженные цеолиты в морских отложениях также относятся к диагенетическим минеральным новообразованиям и отражают преобразование филипсита в минералы группы гейландита-клиноптилолита.

5. Наконец следует остановиться на очень сложном вопросе, касающемся стратиграфического расчленения описанной толщи чет-

вертикальных отложений. Существующие в этом отношении представления по многим причинам оказываются чрезвычайно далекими от совершенства. Именно поэтому мы не сочли возможным использовать при нашей работе какую-либо из схем. Появившийся новый материал показывает, что стратиграфическую схему в целом для территории Большеземельской тундры необходимо создавать заново, что послужило основанием не придавать на данной стадии изучения выделенным моренам и морским толщам какого-либо таксономического стратиграфического ранга, хотя на приводимых профилях первые наши прикидки в этом отношении показаны. В этой связи хотелось бы лишь обратить внимание на толщу озерных отложений, которые по данным палинологического анализа, проведенного Д.А.Дурягиной и Д.В.Кулагиной по разрезам разных скважин единодушно коррелируются с лихвинским временем. Непосредственно подстилающие их морские отложения охарактеризованы богатым комплексом бореальных и аркто-бореальных видов фораминифер (по данным О.Ф.Барановской, анализировавшей материал скв. 702, А.С.Гайдаманчук и др., 1985). Ниже этой толщи в разрезе имеется две морены и две морские пачки, которые могут быть сопоставлены, естественно, достаточно условно с нижнечетвертичным временем. Что касается отложений лежащих поверх озерных осадков, то среди них можно выделить комплекс ледниковых отложений московско-днепровского времени, морские отложения микулинской трансгрессии, а также донные и краевые морены верхнеплейстоценовых оледенений, являющихся на значительной части территории рельефообразующими.

Предлагаемое предварительное расчленение толщи четвертичных отложений Большеземельской тундры несомненно требует своего дальнейшего совершенства. Именно поэтому мы сознательно до минимума сократили биостратиграфическое обоснование предлагаемой литостратиграфической схемы, что связано в первую очередь с тем, что надежных индивидуальных фаунистических комплексов пока не имеется.

#### Литература

- Астахов В.И. Новейшая тектоника Печорского Урала в связи с проблемами его ледниковой истории. Автореф. канд. дисс. Л., 1972. 24 с.
- Балкин В.И., Зархидзе В.С., Семенов И.Н. Кайнозойский покров севера Тимано-Уральской области. - В кн.: Геология кайнозоя

- севера Европейской части СССР. М.: Изд-во МГУ, 1966. С.38-55.
- Варсанофьева В.А. Четвертичные отложения Верхней Печоры в связи с общими вопросами четвертичной геологии Печорского края. - Труды Моск. гос.пед.ин-та, 1939, вып. I. С.45-114.
- Геология СССР. Том II. Архангельская, Вологодская области и Коми АССР. Часть I. Геологическое описание. М.: Гостеолтехиздат, 1963, 1079 с..
- Данилов И.Д. Плейстоценовые отложения востока Большеземельской тундры и условия их образования. - Изв. АН СССР. Серия геогр., 1962, № 6, с.74-80.
- Данилов И.Д. Особенности литогенеза мореноподобных плейстоценовых отложений востока Большеземельской тундры. - Изв. АН СССР. Серия геогр., 1963, № 6. С.70-75.
- Данилов И.Д. О генезисе толщ мореноподобных отложений равнин Севера. - В кн.: Исследования прибрежных равнин и шельфа арктических морей. М.: Наука, 1979. С.97-135.
- Зархидзе В.С. Новые данные о строении верхней части кайнозойского разреза Большеземельской тундры. - В сб.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока Европейской части СССР. Вып. 5. Сыктывкар. Кн.изд-во, 1965, С:70-78.
- Зархидзе В.С. Стратиграфия и палеогеография позднего кайнозоя Севера Тимано-Уральской области. Автореф. канд.дисс. Д., 1970. 21 с.
- Коссовская А.Г., Дриц В.А. К истории триоктаэдрических слюд в осадочных породах. - Литология и полезные ископаемые, 1963, № 2. С.178-196.
- Крапивнер Р.Б. Стратиграфия новейших отложений бассейна р.Печоры от Камо-Печорско-Вычегодского водораздела до устья р.Цильмы. - В сб.: Вопросы стратиграфии и корреляции плиоценовых и плейстоценовых отложений северной и южной частей Предуралья. Вып. 3. Уфа: Изд-во БФАН СССР, 1973. С.43-96.
- Краснов И.И. Результаты изучения четвертичных отложений Большеземельской тундры и Печорской низменности. - Бюлл.комисс.по изучению четвертич.периода, 1947, № 9. С.29-42.
- Кузнецова Л.А. Плейстоцен Печорского Приуралья. Казань: Изд-во Казан.ун-та, 1971, 157 с.
- Лавров А.С. К вопросу о генезисе валунных суглинков севера Европейской части СССР. - Докл.АН СССР, 1965, т.163, № 5,

с. 1230-1233.

Лавров А.С. Древнее оледенение Северо-Востока Русской равнины. Изв. АН СССР, Серия геогр., 1973, № 6, с.29-38.

Лавров А.С. Позднеплейстоценовые ледниковые покровы Северо-Востока Европейской части СССР. - Бюлл. Комисс. по изучению четвертичного периода, 1974, № 41. С.48-55.

Лаврушин Ю.А. Строение и формирование основных морен материковых оледенений. - Тр. ГИН АН СССР, вып. 288. М.: Наука, 1976. 237 с.

Яковлев С.А. О морских трансгрессиях на севере Русской равнины в четвертичное время. - Бюлл. Комисс. по изучению четвертичного периода, 1947, № 9, С. 43-54.

И.А.Чистякова

## ТИПЫ МОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИТИМАНЬЯ

Морские плейстоценовые отложения Притиманья изучались по материалам скважин, пробуренных в бассейне р.Безмогица (рис. I). В целом, в строении покрова четвертичных отложений участвуют как морские, так и континентальные осадки, среди которых преобладают морены. Мощность четвертичного покрова достигает 130 и более метров. Как показали наши исследования, а также работы других авторов, существенной особенностью строения четвертичных отложений данного района является их интенсивная переработка ледниковым покровом, обусловившим чешуйчатое строение (I).

В строении толщи четвертичных отложений участвуют, вероятно, три морены и четыре толщи морских отложений разного литологического состава.

Каждая из выделяемых морских толщ характеризуется своим отличительным комплексом отложений.

Наиболее древняя толща так называемых "коричневых" глин ( $M_1$ ) представлена коричневыми и коричневато-серыми глинами с подчиненными прослоями алевритов и песков.

Выше лежащая морская толща ( $M_2$ ) сложена сероцветными осадками: алевритами, песками и глинами с существенным преобладанием алевритов.

Третья морская толща ( $M_3$ ) представлена преимущественно песками, содержащими прослой тонкослойных алевритов и глин.

Четвертая морская толща ( $M_4$ ) сложена глинами серого, темно-серого цвета, в разной степени опесчаненными, содержащими грубообломочные включения.

Следует отметить, что полностью разрез, включающий все выделенные толщи морских отложений ни в одной из скважин встречен не был.

В моренах часто встречаются включения и отторженцы морских четвертичных, а иногда и мезозойских отложений. Мощность включений и отторженцев изменяется от нескольких сантиметров до нескольких метров. Отторженцы морских отложений, в свою очередь, часто сильно деформированы. Наиболее крупный отторженец по изученным разрезам, мощностью 6,2 м, был встречен в верхней моренной скв. 2II. Сложен он морскими четвертичными отложениями, интенсивно деформированными, рассеченными пропластками черных, скорее

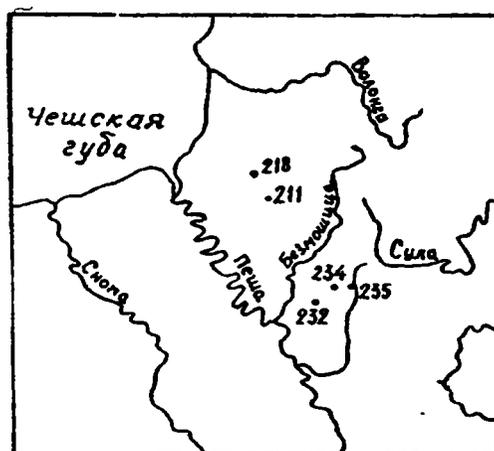


Рис. I. Схема расположения изученных скважин

всего мезозойских глин.

Толщи морских отложений, так же как и морены, имеют чешуйчатое строение. В морских отложениях ледниковые деформации фиксируются по крутым, иногда вертикально поставленным текстурам, рассланцеванию осадков, наличию зеркал скольжения, пропластков плотных, вероятно мезозойских, глин, в виде мелких складчатых деформаций. В ряде случаев в основании разрезов морских отложений выделяются интенсивно деформированные горизонты, возникновение которых связано с перемещением чешуи морских отложений по латерали. Такого типа отложения, отнесенные к гляциотектонитам, наблюдаются в основании толщи  $M_1$  в разрезе скв. 234 в нижней части толщи  $M_3$  в скв. 2II, в скв. 235 в основании разреза толщи  $M_2$ .

В скв. 234 горизонт сильно перемятых, рассланцованных глин с зеркалами скольжения имеет мощность 5,4 м (интервал I07,2-II2,6м), выше деформации в осадках постепенно затухают.

В скв. 2II деформации проявлены по иному, в связи с тем, что в песках они практически не видны, но прослой глин и алевроитов в песках круто наклонены, имеют углы от  $30^\circ$  до  $60^\circ$ . На отдельных интервалах наблюдаются зеркала скольжения, пропластки черных плотных глин, вероятно, прских, неправильные гнезда песка. Мощность интенсивно деформированного горизонта здесь 9,3 м (ин-

тервал I04,0-II3,3 м). Выше осадки залегают преимущественно горизонтально, однако, в там встречаются отдельные проломы, наклоненные под углом до 30°.

В скв. 235, в интервале 97,0-I02,2 м, на контакте толщ M<sub>1</sub> и M<sub>2</sub> выделяется сложно построенная пачка отложений, в которой снизу вверх по разрезу выделяются следующие слои:

1. Суглинки серого цвета, сильно опесчаненные  
с гравием и галькой . . . . . 0,2 м
2. Глины коричневато-серые, зеленовато-серые . . . 1,2 м
3. Алевроиты зеленовато-серые плотные массивные . . 0,5 м
4. Глины темно-серые тонкослоистые . . . . . 0,8 м
5. Тонкое переслаивание коричневато-серых глин  
и светло-серых алевроитов. . . . . 1,5 м
6. Глины темно-серые . . . . . 0,3 м
7. Пески зеленовато-серые с прослоями глин . . . . 0,2 м
8. Глины светлые зеленовато-серые опесчаненные  
плотные с редким гравием . . . . . 0,5 м

Таким образом, в описанной толще наблюдается переслаивание фрагментов различных морских толщ, представленных прослоями коричневых глин из толщи M<sub>1</sub> с алевроитами и глинами толщи M<sub>2</sub>, в зону контакта затянута также моренные суглинки. Все это позволяет рассматривать данный интервал разреза как зону надвига.

Интенсивные ледниковые деформации морских отложений отмечаются также в верхних частях разрезов морских толщ, где они деформированы перекрывающей их мореной. Это отмечено в верхних частях разреза толщи M<sub>2</sub> в скв. 232 (интервал 44,5-52,2 м). Встречаются следы ассимиляции морских отложений вышележащей мореной, как например в скв. 218, на контакте глинистой толщи M<sub>4</sub> и перекрывающей морены. Здесь в интервале 13,5-18,2 м наблюдается чередование прослоев моренных суглинков и глин, содержащих гнезда песка.

Вследствие сильной дислоцированности отложений сопоставление разрезов скважин сильно затруднено. Кроме того, выявление особенностей осадконакопления морских плейстоценовых отложений в этом районе сильно осложнено также тем, что в результате ледниковых деформаций первичная фациальная последовательность морских осадков в разрезах скважин оказывается частично, а иногда и полностью нарушенной.

Палеонтологическая характеристика морских отложений недостаточна. Поэтому в настоящей работе возрастная привязка толщ морских отложений не приведена.

Изучение литологического состава морских толщ показало, что накопление их происходило в различных климатических обстановках. В этой связи анализ имеющегося материала позволял выделить следующие морские толщи:

1. Отложений приледникового бассейна - к ним отнесены осадки толщи "коричневых" глин.

2. Отложения нормально-морского бассейна - верхние части разреза толщи  $M_1$ , толщи  $M_2$  и  $M_3$ .

3. Ледово-морские отложения - глины четвертой морской толщи, в формировании которых значительную роль имел привнос ледового материала, практически отсутствующий при образовании всех более древних морских толщ.

Рассмотрим более подробно разрезы выделенных толщ морских отложений.

#### "Коричневые" глины ( $M_1$ )

Толща коричневых глин вскрывается в скважинах 234 и 235. Основание этой толщи вскрыто в скв. 234. Залегает эти отложения на морене. С вышележащими отложениями - серыми, зеленовато-серыми алевритами, песками, глинами - данная толща связана постепенным переходом. Мощность толщи "коричневых" глин составляет в скв. 234, где она вскрыта полностью 21,6 м, в скв. 235, где ее основание не вскрыто - 32,8 м.

В толще "коричневых" глин можно выделить несколько типов осадков.

1. Глины темно-коричневые без примеси песчаных зерен, тонкогоризонтальнослоистые.

2. Глины светло-коричневые, коричневато-серые, слоистые, с единичными гравийными включениями.

3. Осадки с грубой ритмичной слоистостью: чередование прослоев массивных глин и прослоев тонкослоистых глин, алевритов, встречаются прослой тонко-, мелкозернистого песка. Есть единичные гравийные зерна. Цвет осадков коричневато-серый, серо-коричневый.

4. Осадки того же строения, что и 3-го типа, но отличаются по цвету. Глины здесь серые, коричневато-серые, пески и алевриты серые, зеленовато-серые.

Осадки I-го типа встречены в основании разреза в скв. 234, мощность этого слоя 5,4 м. Глина этого слоя хорошо сортирована, без примеси песчаных частиц. Глина тонкослойная. Слоистость 2-х порядков. Наблюдается чередование прослоев более темных глин и более светлых алевролитистых глин, мощность прослоев около 1 мм. Встречаются мелкие гнезда и линзы тонкозернистого песка и алевролита. Внутри прослоев алевролитистых глин наблюдается переслаивание слоев чистых глин и алевроглин, мощность 0,2-0,3 мм. Внутри глинистых прослоев выделяются слои глин разного цвета.

Ориентировка глинистых частиц в чисто глинистых прослоях и слоях параллельная, наблюдается агрегатное угасание.

В прослоях алевроглин глинистые чешуйки ориентированы беспорядочно. Глинистое вещество коричневого цвета с характерным высоким двуупределением.

Переход к вышележащему слою постепенный.

Глины этого слоя отмечаются очень хорошей сортировкой, являются, вероятно, осадками ледниковой мути, осаждающейся под сплошным покровом морского льда в условиях опресненного бассейна. Эти отложения аналогичны осадкам, встреченным в грунтовых колонках Баренцова моря (3).

Осадки 2-го типа вскрываются над темно-коричневыми глинами в скв. 234. Мощность этой части разреза 16,2 м. Это глины светло-коричневые слабоизвестковистые. Вверх по разрезу цвет постепенно меняется от светло-коричневого к коричневатому-серому и серому в верхней части. В нижней части слоя глина рассланцована. Присутствуют прослои и линзы зеленовато-серых мелкозернистых песков. Встречаются ходы илоедов, заполненные песком.

По всему интервалу много обломков и целых раковин морских моллюсков, встречаются линзы раздробленных раковин, среди которых Зархидзе В.С. были определены:

на гл. 95,0 м *Propeamussium* sp. (cf. *groenlandicum*),

на гл. 97,0 м *Portlandia* aff. *arctica* (Gray),

на гл. 98,0-98,2 м *Portlandia* aff. *arctica*, *Yoldiella* sp.,

на гл. 101,3- и 102,7 м *Yoldia* sp.

Глины этого слоя несколько хуже сортированы, в верхней части слоя встречаются песчаные и гравийные зерна размером до 2 мм. Слоистость тонкая горизонтальная, хорошо выражена только в нижней части слоя. Слоистость менее четкая, чем в глинах I-го слоя, обусловлена чередованием прослоев глины серо-коричневой, мощностью обычно 0,5 мм и прослоев алевролитистой глины мощностью 3-4

мм. Границы между прослоями нечеткие. Наблюдается ориентировка удлиненных обломочных частиц (главным образом слюд) параллельно плоскости напластования в прослоях алевроитистой глины. Встречаются редкие мелкие растительные остатки.

Глинистое вещество полиминерально, ориентировка глинистых частиц беспорядочная, цвет его коричневато-серый, двупреломление ниже, чем в глинах I-го слоя.

В то же время большое количество фауны морских моллюсков говорит о более благоприятных условиях, вероятно, сплошного покрова морского льда уже не существовало.

В скв. 235 разрез коричневых глин представлен осадками 3-го и 4-го типов. Здесь снизу вверх по разрезу выделяются следующие слои:

- |                                                                                                                                      |        |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------|
| 1. Глины серовато-коричневые алевроитистые . . . . .                                                                                 | 4,0 м  |
| 2. Песок серого, зеленовато-серого цвета, рыхлый, средне-, мелкозернистый . . . . .                                                  | 4,5 м  |
| 3. Глины коричневато-серые с прослоями алевроитов и песка . . . . .                                                                  | 13,5 м |
| 4. Глина алевроитистая, серая, коричневато-серая, слоистая с прослоями алевроитов и песков серого, зеленовато-серого цвета . . . . . | 9,8 м  |
| <hr/>                                                                                                                                |        |
| Общая мощность. . . . .                                                                                                              | 32,8 м |

Глины I-го и 3-го слоев имеют горизонтальную слоистость. Здесь наблюдается чередование прослоев плотных массивных глин, тонкогоризонтальнослоистых ленточноподобных глин и алевроитов, при преобладании прослоев массивных глин. Мощность прослоев 5-15 см.

Границы между прослоями плотных массивных коричневато-серых глин и вышележащих светло-серых алевроитов резкие, неровные, карманообразные. В этом интервале содержится много обломков раковин и целых раковин, иногда с замкнутыми створками, морских моллюсков. В.С.Зархидзе на гл. I04,5; I05,5; I06,0; I08,3 м были определены *Mascosia aff calcarea*.

Встречаются единичные гравийные зерна. Есть ходы илоедов, заполненные светло-коричневым песчано-алевроитовым материалом. Глины слабоизвестковистые. Тонкая слоистость в глинах обусловлена чередованием слоев разного цвета, что связано с различным содержанием алевроитовых частиц. Есть слои чистых глин ко-

ричневой цвета и более светлые слои алевритистой глины и глинистого алеврита. Мощность слоев в среднем 0,5-1 мм. В частоте глинистых слоев наблюдается агрегатное погасание глинистых частиц аналогичное (но менее ярко выраженное) погасанию глины 1-го слоя скв. 234. Наблюдается также ориентировка удлиненных обломочных частиц параллельной слоистости.

В интервалах 122,5-123,0 м встречен прослой песка коричневатого-серого цвета тонко-, мелкозернистого слабоцементированного слоистого. Слоистость обусловлена чередованием слоев темно-коричневого песка и светло-коричневого алевритистого песка, мощность слоев 0,5-1 см. Состав песчаной фракции такой же, что и по всей толще, кроме того, встречаются обломки пород: коричневатосерых глин и глинистых алевритов.

Отложения 4-го слоя в целом аналогичны слоям 1 и 3, отличаются только окраской. Глины 4-го слоя серые и коричневатосерые, пески и алевриты серые, зеленоватосерые. По сути, эти отложения являются переходными к отложениям вышележащей толщи.

Состав песчано-алеваитовой фракции описываемой толщи коричневых глин примерно одинаков: преобладают полевые шпаты и кварц, очень много слюд, присутствуют глауконит, эпидот, роговая обманка, карбонаты, углистые обломки, среди рудных много мелких включений лимонита, гематита. Встречаются растительные остатки.

Песок 2-го слоя полимиктовый, содержит многочисленные включения гидроокислов железа, средне-, мелкозернистый с прослоями среднезернистого, с мелким раковинным детритом. Песок по отношению к вмещающим его глинам явно чужеродный, контакты этого слоя четкие, появление его в толще глин скорее всего связано с гляциотектоническими процессами.

Характерной особенностью рассматриваемой толщи является коричневый цвет осадков, что резко отличает их от зеленоватосерых и серых отложений всех вмещающих морских толщ. В коричневых глинах отсутствует пирит, в то время как наличие мелкоглобулярного аутигенного пирита в глинистых фациях вышележащих морских толщ отмечается практически всегда. Вероятно, это свидетельствует об окислительной обстановке в бассейне осадконакопления.

Ритмичная слоистость глин свидетельствует о неоднократной смене обстановки осадконакопления, главным образом, разной интенсивностью привноса материала, что связано, возможно, с ритмикой абляционных процессов в краевой части ледникового покрова.

способствовавших распространению суспензионных потоков на дне бассейна. В этой связи глины 4-го типа представляют собой отложения переходной обстановки от опресненной к нормально-морской.

В целом, осадки толщи коричневатых глин имеют большое сходство с верхнеплейстоценовыми осадками, вскрытыми в грунтовых колонках Баренцова моря, время накопления в которых связывается с позднеледниковьем последнего оледенения.

Вторая морская толща ( $M_2$ ) представлена серыми, зеленовато-серыми алевритами, песками и глинами с преобладанием алевритов. Вскрывается она в разрезах скважин 232, 234, 235.

Мощность данной толщи меняется от 63,8 м в скв. 234 до 36,8 м в скв. 235. Абсолютные отметки, на которых вскрывается эта толща также значительно меняются с запада на восток, наблюдается как бы "задирание" отложений на Тиман, что связано с ледниковым воздействием. Перемещением данной толщи по латерали объясняется, вероятно, то, что в скв. 232 она залегает на морене, в то время как в скв. 234 и 235 — на толще коричневых глин. В скв. 235, как уже отмечалось, наблюдается перемещение осадков толщи  $M_2$  по осадкам толщи  $M_1$  с формированием сложнопостроенной зоны надвига. В скв. 234 наблюдается постепенный переход по цвету от коричневых глин к сероцветным осадкам данной толщи.

В отложениях второй морской толщи выделяются следующие типы осадков:

1. Глины светло-серые, зеленовато-серые, часто тонкогоризонтальнослоистые, с редкими прослоями песков.
2. Алевриты горизонтальнослоистые, реже массивные, содержащие тонкие прослойки песков.
3. Алевриты опесчаненные, содержащие гравийные включения.
4. Пески, преимущественно среднезернистые, реже мелкозернистые или крупнозернистые, содержащие гравий, раковинный детрит, окатыши алевритов и глин.

Осадки I-го типа встречены в основании толщи в разрезе скв. 234 и 232 и в верхней части разреза в скв. 232. В скв. 234 мощность осадков I-го типа 17,0 м. Это глины светло-серые, слабоизвестковистые, хорошо сортированные, содержащие отдельные прослойки мелко- и тонкозернистых песков, мощностью 1-5 см. В глинах отмечается тонкая слабовыраженная горизонтальная слоистость или сланцеватость. Встречаются включения гидроокислов Fe, линзы и прослойки ожеженного материала, углифицированные растительные

ричного цвета и более светлые слойки алевритистой глины и глинистого алеврита. Мощность слойков в среднем 0,5-1 мм. В частоте глинистых слойках наблюдается агрегатное погасание глинистых частиц аналогичное (но менее ярко выраженное) погасанию глин 1-го слоя скв. 234. Наблюдается также ориентировка удлиненных обломочных частиц параллельной слоистости.

В инт. 122,5-123,0 м встречен прослой песка коричневатого-серого цвета тонко-, мелкозернистого слабосцементированного слоистого. Слоистость обусловлена чередованием слойков темно-коричневого песка и светло-коричневого алевритистого песка, мощность слойков 0,5-1 см. Состав песчаной фракции такой же, что и по всей толще, кроме того, встречаются обломки пород: коричневатосерых глин и глинистых алевритов.

Отложения 4-го слоя в целом аналогичны слоям 1 и 3, отличаюсь только окраской. Глины 4-го слоя серые и коричневатосерые, пески и алевриты серые, зеленоватосерые. По сути, эти отложения являются переходными к отложениям вышележащей толщи.

Состав песчано-алевроитовой фракции описываемой толщи коричневых глин примерно одинаков: преобладают полевые шпаты и кварц, очень много слюд, присутствуют глауконит, эпидот, роговая обманка, карбонаты, углистые обломки, среди рудных много мелких включений лимонита, гематита. Встречаются растительные остатки.

Песок 2-го слоя полимиктовый, содержит многочисленные включения гидроокислов железа, средне-, мелкозернистый с прослоями среднезернистого, с мелким раковинным детритом. Песок по отношению к вмещающим его глинам явно чужеродный, контакты этого слоя четкие, появление его в толще глин скорее всего связано с гляциотектоническими процессами.

Характерной особенностью рассматриваемой толщи является коричневый цвет осадков, что резко отличает их от зеленоватосерых и серых отложений всех вмещающих морских толщ. В коричневых глинах отсутствует пирит, в то время как наличие мелкоглобулярного аутигенного пирита в глинистых фациях вышележащих морских толщ отмечается практически всегда. Вероятно, это свидетельствует об окислительной обстановке в бассейне осадконакопления.

Ритмичная слоистость глин свидетельствует о неоднократной смене обстановки осадконакопления, главным образом, разной интенсивностью привноса материала, что связано, возможно, с ритмикой абляционных процессов в краевой части ледникового покрова.

способствовавших распространению суспензионных потоков на дне бассейна. В этой связи глины 4-го типа представляют собой отложения переходной обстановки от опресненной к нормально-морской.

В целом, осадки толщи коричневатых глин имеют большое сходство с верхнеплейстоценовыми осадками, вскрытыми в грунтовых колонках Баренцова моря, время накопления в которых связывается с позднеледниковьем последнего оледенения.

Вторая морская толща ( $M_2$ ) представлена серыми, зеленовато-серыми алевритами, песками и глинами с преобладанием алевритов. Вскрывается она в разрезах скважин 232, 234, 235.

Мощность данной толщи меняется от 63,8 м в скв. 234 до 36,8 м в скв. 235. Абсолютные отметки, на которых вскрывается эта толща также значительно меняются с запада на восток, наблюдается как бы "задирание" отложений на Тиман, что связано с ледниковым воздействием. Перемещением данной толщи по латерали объясняется, вероятно, то, что в скв. 232 она залегает на морене, в то время как в скв. 234 и 235 - на толще коричневых глин. В скв. 235, как уже отмечалось, наблюдается перемещение осадков толщи  $M_2$  по осадкам толщи  $M_1$  с формированием сложнопостроенной зоны надвига. В скв. 234 наблюдается постепенный переход по цвету от коричневых глин к сероцветным осадкам данной толщи.

В отложениях второй морской толщи выделяются следующие типы осадков:

1. Глины светло-серые, зеленовато-серые, часто тонкогоризонтальнослоистые, с редкими прослоями песков.
2. Алевриты горизонтальнослоистые, реже массивные, содержащие тонкие прослойки песков.
3. Алевриты опесчаненные, содержащие гравийные включения.
4. Пески, преимущественно среднезернистые, реже мелкозернистые или крупнозернистые, содержащие гравий, раковинный детрит, окатыши алевритов и глин.

Осадки I-го типа встречены в основании толщи в разрезе скв. 234 и 232 и в верхней части разреза в скв. 232. В скв. 234 мощность осадков I-го типа 17,0 м. Это глины светло-серые, слабоизвестковистые, хорошо сортированные, содержащие отдельные прослойки мелко- и тонкозернистых песков, мощностью 1-5 см. В глинах отмечается тонкая слабовыраженная горизонтальная слоистость или сланцеватость. Встречаются включения гидроокислов Fe, линзы и прослойки ожеженного материала, углифицированные растительные

остатки, обломки раковин морских моллюсков. В скв. 234 мощность осадков I-го типа в основании разреза составляет 5,5 м, они аналогичны вышеописанным, в них была найдена *Masoma aff calcaea* (определение Зархидзе). В верхней части разреза данной толщи в скв. 232 осадки этого типа имеют мощность 10,5 м, они подвергнуты, как уже отмечалось ранее, интенсивной ледниковой деформации.

Осадки I-го типа не являются глубоководными, однако, формировались ниже зоны волнового воздействия. Тонкие прослой песков формировались, вероятно, во время штормовых волнений.

Осадки 2-го типа наиболее широко представлены в разрезе второй морской толщи. Они являются как бы фоном, в то время как осадки 3-го и 4-го типа накапливаются эпизодически,

В фашиальном отношении разрезы второй морской толщи по всем скважинам близки,

Рассмотрим для примера разрез скв. 234, где над вышеописанной начкой глин залегают снизу вверх по разрезу:

1. Алеврит песчано-глинистый серого цвета . . . . .	8,6 м
2. Песок светло-серый среднезернистый с редким гравием . . . . .	3,2 м
3. Алеврит опесчаненный зеленовато-серый с редким гравием . . . . .	3,2 м
4. Алеврит глинистый зеленовато-серый мелкооскольчатый с прослоями песка . . . . .	2,9 м
5. Переослаивание песков мелкозернистых глинистых серого цвета и зеленовато-серых глин . . . . .	0,4 м
6. Пески средне- и мелкозернистые глинистые с редким гравием . . . . .	4,7 м
7. Алеврит серого цвета глинистый с прослоями песка глинистого светло-серого . . . . .	0,2 м
8. Песок зеленовато-серый, мелко- и среднезернистый слоистый . . . . .	0,8 м
9. Алеврит серого цвета, глинистый, плотный, неяснослоистый . . . . .	2,2 м
10. Песок серого цвета мелкозернистый, слабоцементированный . . . . .	1,8 м
11. Алеврит опесчаненный глинистый, плотный, слоистый . . . . .	11,0 м
12. Пески среднезернистые и мелкозернистые,	

плохосортированные . . . . .	4,0 м
13. Алеврит опесчаненный, глинистый, светло-серый . . . . .	0,7 м
14. Пески среднезернистые, плохосортированные . .	3,1 м

---

Общая мощность. . . 46,8 м

Для осадков 2-го типа, к которым отнесены отложения I, 4, 5, 7, 9, II и I3 слоев характерна горизонтальная слоистость. Слоистость обусловлена наличием прослоев мелко- и тонкозернистых песков мощностью от долей миллиметра в слое I до 0,5-2 см в других слоях. Границы между прослоями обычно постепенные. В алевритах I-го слоя отмечается переслаивание прослоев опесчаненных алевритов, алевритистых глин и глинистых песков при преобладании алевритовых прослоев. Мощность прослоев глин и песков 0,2-1 мм, алевритов 0,5-10 мм. В слое 7 в алевритовых прослоях наблюдается более тонкая слоистость.

В осадках 2-го типа иногда отмечается ритмичная ленточноподобная слоистость, связанная с чередованием слойков алевроглин, алевритов и тонкозернистых песков, мощность слойков 0,5-3 мм, подобный тип слоистости встречен в разрезе скв. 232 в интервале 55,6-57,0 м. В скв. 232 в инт. 57,8-62,6 м наблюдается чередование тонкослоистых глинистых алевритов и опесчаненных массивных алевритов, переходящих в песок. Мощность прослоев 10-20 см. Слоистость в алевритах тонкая, обусловлена чередованием слойков темных зеленовато-серых алевритистых глин и светло-серых алевритов и алевропесков. Мощность слойков 1-3 мм. Часто слоистость нарушена в результате биотурбации осадка. В алевритах иногда встречаются ходы илоедов, заполненные тонкопесчаным материалом. По всему разрезу во всех скважинах в алевритах встречаются растительные остатки, в тонкослоистых разностях они ориентированы по слоистости. Отмечаются точечные пятна ожелезнения, часто они ориентированы по слоистости. В алевритах содержится много глобул пирита, присутствуют обломки раковин морских моллюсков и отдельные целые раковины. Вещественный состав алевритов примерно одинаков по всему разрезу. Песчано-алевролитовая фракция представлена главным образом кварцем и полевыми шпатами. В виде единичных зерен присутствуют (по убыванию): глауконит, эпидот, слюды, роговая обманка, карбонаты.

Осадки хорошо сортированы, грубопесчаных и гравийных зерен

не содержат.

Осадки 3-го типа представляют собой те же алевриты, но содержащие отдельные гравийные зерна, иногда гальку, размером до 2 см. Гравий и галька обычно хорошо окатаны, представлены кварцем, кремнем, светло-желтыми известняками, темно-серыми глинами и алевритами, коричневато-серыми глинами. Этот тип осадков в разрезе скв. 234 представлен слоем 3. В разрезе скв. 232 они более широко распространены, при этом границы между прослоями алевритов, отнесенных ко 2-му типу осадков и осадками 3-го типа постепенные, часто условные. Гравий и галька встречаются в алевритах в интервалах 83,0-85,4 м, 57,8-77,8 м.

Условия формирования осадков 2-го и 3-го типов близки. Они накапливались в мелководном бассейне, со спокойным гидрологическим режимом, о чем свидетельствует встречающаяся в отдельных прослоях параллельная ориентировка удлиненных обломочных частиц. Тонкие слойки песков в алевритах образовались, вероятно, во время штормовых волнений, когда в зону накопления алевритов приносились размываемые пляжные пески.

Тонкая горизонтальная слоистость, отмечающаяся в отдельных прослоях алевритов формировалась, вероятно, в условиях приливно-отливной зоны.

Наличие отдельных гравийно-галечных включений в алевритах 3-го типа свидетельствует о ледовом разносе материала.

Осадки 4-го типа, представленные песками, слагают отдельные прослои. Мощность их в вышеприведенном разрезе скв. 234 от 0,8 до 4,7 м. В скв. 232 отмечаются более тонкие прослои песков, минимальная мощность составляет 0,2 м (в инт. 86,7-86,9 м). Песчаные прослои задегают на алевритах с резким контактом, часто их нижняя граница неровная. Иногда в песках отмечается слоистость, как например в слое 8 скв. 232. Слоистость обусловлена чередованием прослоев зеленовато-серого глинистого тонкозернистого слабосцементированного песка и более светлого рыхлого мелкозернистого песка, мощность прослоев 0,5-2 см, границы между слоями четкие, неровные. Однако чаще слоистости в песках не наблюдается, пески рыхлые, слоистость в керне не сохраняется. Зернистость песков различная, от тонкозернистых до крупнозернистых, однако, во всех прослоях встречается гравий размером до 5 мм, реже до 1 см. Гравий представлен кварцем, углистыми обломками, известняками, но больше всего окатышей темно-серых, зеленовато-серых алевритов.

и темно-коричневых уплотненных глин. Наличие окатышей свидетельствует о размыве как отложений нижележащей толщи коричневых глин, так и собственно алевроитов второй морской толщи. Подобного типа песчаные слои представляют собой отложения периферических частей подводной дельты.

Следует отметить, что верхняя часть разрезов второй морской толщи в скважинах резко отличается. В скв. 234 завершают разрез пески, в скв. 235 - песчаные глины с гравием, в скв. 232 - тонкие глины.

Наличие в верхах разрезов толщи  $M_2$  разнофациальных осадков связано с последующей переработкой этих отложений ледником, в частности, с ледниковой экзарацией, проявившейся на разных уровнях.

Третья морская толща ( $M_3$ ) вскрывается в скважинах 2I8 и 2II. В скв. 2I8 данная толща имеет максимальную мощность - 54,2 м. Залегает она на абсолютных отметках -21,8 - -76,0 м. В разрезе ее толщи выделяются две части: нижняя глинистая и верхняя, представленная песками с прослоями глин.

В скв. 2II мощность толщи составляет 36,3 м (абс.отметки -37,2 - -73,3 м). В основании разреза, как уже отмечалось, вскрывается горизонт гляциотектонитов. Первичная фациальная последовательность осадков в этой скважине нарушена, разрез начинается хорошо сортированными алевроитами и тонкозернистыми песками.

В отложениях 3-ей морской толщи выделяются 3 типа осадков:

- 1 - глины;
- 2 - пески;
- 3 - тонкое переслаивание алевроитов и глин.

Осадки I-го типа представлены нижней частью разреза скв.2I8, имеющей мощность 9 м. Это глины серые, зеленовато-серые, пластичные. На отдельных интервалах и в нижней части глина сильно опесчанена, встречаются прослой песка мощностью до 5 см. В нижней части пачки глина содержит грубопесчаные и гравийные включения, среди которых встречены кварц, обломки светло-коричневых уплотненных глин, известняков. Вверх по разрезу количество грубообломочных включений уменьшается, глины хорошо сортированы. В нижней части пачки глины массивные или оскольчатые. Выше в глинах отмечается горизонтальная слоистость, обусловленная неправильным чередованием прослоев глин, тонкозернистых песков и прослоев с очень тонким переслаиванием алевроитов и глин. Границы

между прослоями ясные, иногда неровные, карманообразные. Мощность их составляет 1-5 см. Преобладают глинистые прослои. Пески светло-серые, хорошо сортированные, мелко-, тонкозернистые, в них намечается горизонтальная слоистость, обусловленная наличием тонких слойков и линз более темной глины. В песчаных прослоях встречаются отдельные крупнозернистые и мелкозернистые зерна размером до 1-2 мм. Тонкая слоистость в отдельных прослоях обусловлена чередованием слойков глин мощностью 0,2-1 мм и светло-серых алевритов мощностью 0,2-0,5 мм.

Состав песчано-алевритовой фракции: преобладают кварц и полевые шпаты, в виде примеси присутствуют глауконит, карбонаты, эпидот, роговая обманка, сфен, углистые обломки.

Переход к вышележащим отложениям постепенный.

Отложения этой глинистой пачки относительно глубоководные. В нижней части содержат следы ледового разноса материала и могут рассматриваться как ледово-морские.

Верхняя часть разреза данной толщи в скв. 218 и весь разрез в скв. 211 сложен осадками 2 и 3-го типов, то есть песками с прослоями тонкослоистых глин и алевритов.

В скв. 218 в верхней пачке выделяются следующие слои:

1. Пески зеленовато-серые, мелко-, тонкозернистые, глинистые, с прослоями глин . . . . .	11,0 м
2. Глины темно-серые пластичные . . . . .	1,0 м
3. Пески серые, зеленовато-серые глинистые, с прослоями глин и алевритов. . . . .	22,0 м
4. Глины темно-серые с редкими прослоями и линзами светло-серых песков и алевритов . . . . .	1,8 м
5. Пески светло-серые мелкозернистые слоистые. . . . .	2,2 м
6. Пески серые мелкозернистые с прослоями опесчаненных глин . . . . .	7,2 м
<hr/>	
Общая мощность . . . . .	45,2 м .

Прослои песков в кернах сохранились плохо. Пески хорошо сортированные, мелко-, и тонкозернистые, с незначительной примесью глинистого цементирующего вещества. Все глины содержат незначительную примесь алевритовых частиц, преимущественно мелких, фракции 0,005-0,01 мм, встречаются только единичные зерна размером до 0,1 мм.

Глины 2-го слоя алевритистые, без признаков слоистости и

прослоев песка. В слое 3 все прослои глин отмечаются тонкой горизонтальной слоистостью, обусловленной наличием тонких слойков и линз тонкозернистых песков и алевроитов. Характер слоистости различен. В некоторых прослоях глин наблюдаются только единичные тонкие слойки алевроитов и песков мощностью до 1-2 мм. В других прослоях наблюдается тонкое переслаивание глин и алевроитов, мощность слойков также составляет доли миллиметров, до 2-х мм. Встречаются глины с ритмичной слоистостью. В основании ритмов выделяются прослои песка мощностью 3-10 мм, над ними - тонкое переслаивание глин и алевроитов (тонкозернистых песков), выше залегают чистые глины мощностью 10-30 мм. Мощность ритмов составляет обычно 30-40 мм.

Глины в слое 2 преимущественно серого, темно-серого цвета, только в одном интервале на гл. 58,6-59,0 м имеется прослой глины коричневато-серой. Мощность прослоев глин в песках составляет от 1-5 до 40 см.

Глины слоя 4 также содержат прослои и линзы тонкозернистых песков и алевроитов, мощностью 0,1-5 мм, причем для этого слоя характерна именно линзовидная слоистость, обусловленная только параллельной ориентировкой удлиненных обломочных частиц, главным образом, слюды и мелких растительных остатков.

Пески 5-го слоя отличаются от выше- и нижележащих наличием горизонтальной слоистости, которая обусловлена чередованием прослоев светло-серого песка мощностью 2-5 мм и более темного - глинистого песка, мощностью 5-20 мм.

Пески 6-го слоя аналогичны пескам слоя 3, но содержат прослой сильно опесчаненных неслоистых глин, мощность которых 1-2 см.

Вещественный состав отложений данной пачки довольно постоянен. В песчано-алевритовой фракции преобладают кварц и полевые шпаты, много слюды, глауконита, карбонатов, шпирита в виде мелких глобул, лимонита, углистых обломков, присутствуют в виде единичных зерен: роговая обманка, гранат, сфен, ильменит.

В глинах слоя 4 присутствуют мелкие растительные остатки.

Пески 5-го слоя имеют почти исключительно кварц-полевешпатовый состав, в то время как пески слоя 3 содержат весь вышеприведенный набор минералов.

В скв. 2II в третьей морской толще выделяются следующие слои:

I. Тонкое переслаивание алевроитов и тонкозернистых  
песков . . . . . 0,8 м

2. Пески тонкозернистые с прослоями тонкослоистых алевритов . . . . .	7,9 м
3. Глины и алевриты тонкослоистые. . . . .	0,6 м
4. Пески темно-серые, глинистые с тонкими прослоями глин . . . . .	8,5 м
5. Глины темно-серые с подчиненными слоями песка . . . . .	0,3 м
6. Пески мелко-, среднезернистые с прослоями тонкослоистых алевритов . . . . .	II,4 м
7. Пески тонко- и мелкозернистые. Есть прослой черной плотной глины . . . . .	I,8 м
8. Алевриты глинистые слоистые . . . . .	0,5 м
9. Пески среднезернистые глинистые в верхней части интервала неяснослоистые, с грубо-песчаными и гравийными включениями . . . . .	4,5 м
<hr/>	
Общая мощность . . . . .	36,3 м

Отложения I-го слоя уже хорошо сортированы как и практически все вышележащие морские отложения, грубообломочных частиц практически не содержат. Слоистость в песках I-го слоя горизонтальная, параллельная, мощность слойков 2-5 мм.

Слой 2 представлен песками мелкозернистыми с прослоями тонкослоистых алевритов и глин. Песчаные прослой серого, светло-серого цвета, алевритистые и глинистые прослой более темные, иногда приобретают коричневатую-серую окраску. Соотношение песчаных, алевритовых и глинистых слойков по разрезу варьирует. В нижней части слоя мощность песчаных прослоев составляет I-I,5 см, прослой глин и алевритов с тонкой слоистостью имеют примерно такую же мощность. Вверх по разрезу мощность песчаных прослоев увеличивается, прослой глин и алевритов становятся более редкими. Внутри песчаных прослоев слоистость не наблюдается. Слоистость в алевритовых прослоях ясная, обусловлена чередованием слойков разной глинистости, мощность слойков 0,5-2 мм. В глинистых прослоях слоистость более тонкая, но менее ясная, подчеркивается параллельной ориентировкой удлиненных обломочных частиц.

В песчаных прослоях встречаются грубопесчаные и гравийные включения, представленные кварцем, углистыми обломками, окатышами уплотненных глин. К песчаным прослоям приурочены включения гидроокислов Fe, единичные ожелезненные растительные остатки.

Встречаются обломки раковин двустворок, чаще в алевритовых и глинистых прослоях. Слоистость в керне круто наклонена, но первоначально она, по-видимому, была горизонтальной. Однако в верхней части слоя наблюдается небольшой угол между слоями, составляющий до  $15^{\circ}$ , образующих косую слоистость. В косых сериях слоистость преимущественно параллельная, однонаправленная. Однако на отдельных интервалах в алевритовых прослоях наблюдается слабо выраженная мелкомасштабная волнистая слоистость.

Слой 3 характеризуется тонкой ритмичной слоистостью. Отложения представлены глинами темно-серого цвета с тонкими прослоями песчано-алеваитового состава, мощностью 0,5-3 мм, мощность глинистых слойков 2-5 мм. В нижней части слоя слоистость в глинах не наблюдается, но встречается много мелких гнезд и линз песка.

Пески 4-го слоя мелкозернистые, неяснослоистые. Слоистость выражена в нижней части интервала, обусловлена она чередованием слоев разной зернистости и глинистости. Граница между слойками постепенная, мощность слойков в нижней части интервала 0,5-5 см, выше она постепенно увеличивается. Прослойки алевритистых глин и глинистых алевритов имеют мощность до 1 см. Пески серого, светло-серого цвета со светло-серым алевроглинистым цементом, с примесью карбонатного материала. Глинистые алевриты и глины имеют коричневатую-серую и серую окраску, они обычно мелкооскольчатые, иногда в них наблюдается тонкая параллельная слоистость, обусловленная различным содержанием обломочных частиц в слойках, мощность слойков 0,5-1 мм. В прослоях глин встречаются иногда небольшие скопления мелкоглобулярного пирита.

Слой 5 представлен чередованием прослоев глинистого песка и алевроглин, мощность прослоев 1-3 см. Алевроглины имеют темно-серую окраску, слоистые, но слоистость сильно нарушена либо при бурении, либо при общей деформации всей пачки. Слоистость обусловлена чередованием слойков алевритистой глины коричневатой-серого цвета мощностью 0,5-2 мм и слойков тонкозернистого песка мощностью 0,5-0,2 мм, контакты между слойками резкие по цвету. Пески хорошо сортированные, внутри песчаных прослоев много включений гидроокислов Fe. Есть интервалы, где мощность песчаных прослоев увеличивается до 1 см, и в песках наблюдается очень тонкая слоистость, есть тонкие (около 1 мм мощностью) прослойки светло-серого почти чисто кварц-полевошпатового песка.

Слой 6 представлен песками светло-серыми среднезернистыми и мелкозернистыми с прослоями тонкослойных алевроитов. Этот слой аналогичен слою I, но отличается тем, что отложения здесь более грубозернистые.

Пески слоя 7 отличаются ясно выраженной слоистостью, которая связана с наличием прослоев глинистого песка и более редких прослоев крупнозернистого песка.

Выше по разрезу пески сменяются тонкослойными алевроитами 8-го слоя.

Верхняя часть разреза представлена глинистыми песками мелко- и среднезернистыми. В нижней части слоя пески более глинистые, неслоистые, в верхней части наблюдается слабовыраженная слоистость. Пески этого слоя хуже сортированы, чем нижележащие отложения. Здесь встречаются грубопесчаные и гравийные включения, представленные обломками известняков, темно-серых плотных вулканогенных песчаников, базальтов, встречаются редкие мелкие обломки раковин двустворок.

Состав песчано-алевритовой фракции описываемой пачки морских отложений примерно одинаков по всему разрезу. Различия по составу определяются гранулометрией конкретного слоя. Естественно, наиболее пестрый состав характерен для песков. В песчано-алевритовой фракции преобладает кварц и полевые шпаты, в некоторых слоях довольно много глауконита, однако, надо отметить, что встречаются они обычно в виде хорошо окатанных зерен, много карбонатов, следы присутствуют роговая обманка, эпидот, в виде единичных зерен встречаются сфен, гранат. Среди рудных присутствуют ильменит, лейкоксен, гематит, пирита обычно очень мало. Исключение составляет скопление мелкоглобулярного пирита, встреченные в алевроглинистых прослоях слоя I. Иногда в песчаной фракции присутствуют мелкие окатыши глин. Есть углистые обломки.

В фаціальном отношении отложения верхней пачки толщи  $M_3$  в скв. 2I8 и скв. 2II аналогичны. Тонкослойные осадки 3-го типа рассматриваются нами как отложения приливно-отливных зон. Подобного типа осадки встречаются также в толще  $M_2$ .

Можно предположить, что в период ряда плейстоценовых трансгрессий в относительно мелководном бассейне приливы играли значительную роль. Следует отметить, что в настоящее время в Баренцовом море наблюдаются высокие приливы, так в Мезенской губе приливы доходят до 10 м (2).

Обычно считается, что действие приливов отражается только в собственно приливно-отливной полосе, ограниченной уровнями самого высокого прилива и самого низкого отлива. Однако некоторые исследователи полагают, что приливное осадконакопление осуществляется не только в пределах этой узкой зоны, но и на очень больших площадях шельфа за ее пределами и выделяют особый тип приливно-отливного морфолитогенеза (2).

Рассмотрим какие осадки формируются в условиях приливно-отливной шельфа.

Известно, что приливно-отливные колебания отличаются периодичностью и относительным постоянством, порождая в определенных условиях мощные периодические по направлению приливно-отливные течения. Под их воздействием в приливно-отливной зоне формируются осадки тонкого переслаивания глин и песков.

Обычно считается, что песчаные слои формируются во время прилива, а глинистые — во время отлива. Однако, как показано рядом исследователей, глины осаждаются и в период затухания течений, в собственно литоральной зоне это происходит при высокой воде, а в зоне ниже приливов при низкой воде. Пески (или алевроиты) осаждаются в условиях более сильных течений на начальной фазе прилива и на конечной фазе отлива (4,5). При этом отмечается, что слои песка обычно резко ограничены от глинистых слоев, вследствие чего осадки этого типа имеют хорошо выраженную слоистость. Все это полностью соответствует имеющемуся в разрезах тонкому переслаиванию глин и алевроитов или песков.

В ряде случаев внутри отдельных слоев глин или алевроитов под микроскопом наблюдается еще более тонкая слоистость (микроросчатость) с мощностью микрослоев в первые десятые доли миллиметра. Это может быть объяснено пульсирующим характером течений, соответственно, пульсирующим выпадением взвеси. Наличие в ряде случаев тонкой линзовидной слоистости с плоскими линзами также характерно для осадков приливно-отливных зон, так как площадь распространения слоев в этих зонах обычно невелика. Мелкомасштабная волнистая слоистость тоже характерна для этих зон. Штормовые волнения приводят к перерыву в осадконакоплении и к эрозии отложенных осадков. Поэтому следы локальных перерывов в осадконакоплении считаются одним из характерных признаков приливных шельфов.

В керне в целом ряде случаев отмечена неровная поверхность

глинистых слойков, в основании песчаных прослоев встречаются окатыши глин, все это свидетельствует о перерывах в осадконакоплении и эрозии накопившихся отложений.

Для осадков приливо-отливных зон характерна высокая степень биотурбации. В рассматриваемых осадках встречаются отдельные ходы илоедов. Незначительная степень биотурбации свидетельствует о высокой скорости осадконакопления. В то же время присутствующие в разрезах отдельные прослой неслоистых глин и алевроитов, возможно, были подвергнуты интенсивной биотурбации, в результате чего и не сохранилась их первоначальная слоистость.

Соотношение песчаных, алевроитовых и глинистых слойков определяется, главным образом, поступающим с суши материалом. При этом более глинистые осадки располагаются на уровне высокой воды, а песчаные - на уровне низкой воды.

Из литературы известно, что пески, осаждающиеся в нижней части литорали, характеризуются высокой степенью сортировки, наличием диагональной слоистости. В разрезе морской толщи М<sub>3</sub> мы встречаем очень большое количество прослоев хорошо сортированных мелкозернистых рыхлых песков, слоистость в которых в керне не могла сохраниться.

Одним из характерных черт приливно-отливной седиментогенеза, как считает Ионин с соавторами, является вынос из береговой зоны на шельф терригенного обломочного материала, который перераспределяясь на шельфе приливно-отливными течениями слагает характерные для приливных шельфов формы рельефа - песчаные волны и гряды.

Как известно, эти формы рельефа в настоящее время широко распространены на приливных шельфах Мирового океана, имеют высоту иногда в десятки метров и тянутся по дну на десятки километров. Формируются они и на шельфе Баренцова моря, в северной части Белого моря.

В связи с этим, возможно, следует рассматривать песчаные пачки, чередующиеся в разрезе с тонким переслаиванием глин и песков как приливные гряды и волны.

Таким образом, в случае переслаивания песков и тонкослоистых осадков, в разрезе отражаются периодические незначительные колебания уровня моря, при повышении уровня моря в районе данных скважин происходило формирование приливных гряд и волн, а при понижении - отливная зона.

Однако не исключено, что песчаные слои являются отложениями подводной дельты. Существовала речная система, выходящая на плоское обширное мелководье. Для уверенной интерпретации генезиса песчаных отложений недостаточно данных.

Следует отметить, что практически все исследователи, занимающиеся вопросами седиментологии, считают, что однозначно диагностировать отложения приливо-отливных зон в древних отложениях очень трудно или практически невозможно.

В пользу отнесения рассматриваемых отложений к осадкам приливных шельфов можно привести следующие данные:

1. Наличие слоистости тонкого переслаивания глин и тонких песков с четким разделением слоев и наличием в отдельных слоях еще более тонкого переслаивания.
2. Наличие наряду с горизонтальной слоистостью элементов линзовидной и мелкомасштабной волнистой слоистости.
3. Наличие обломков фауны морских моллюсков.
4. Наличие следов перерывов в осадконакоплении, эрозии осадков, окатышей глин местного происхождения.
5. Наличие в ряде случаев следов биотурбации.
6. Существование фациальных переходов к морским осадкам с фауной морских моллюсков.

Однако все это не позволяет однозначно говорить о формировании осадков в условиях приливо-отливной зоны. Аналогичные отложения могли накапливаться в эстуариях или отшнурованных от моря лагунах.

Четвертая толща морских отложений ( $M_4$ ) представлена глинами серого, темно-серого цвета, содержащими грубообломочные включения и мелкий гравий. Вскрывается она в разрезе скв. 218 на абс. отметке +5,9 - -21,8 м, где залегает на песках толщи 3 и перекрывается мореной. В ней выделяется 3 слоя (снизу вверх по разрезу):

- |                                                                                                                                                                         |        |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------|
| 1. Глины темно-серые слоистые . . . . .                                                                                                                                 | 2,0 м  |
| 2. Глины темно-серые с единичным гравием,<br>плитчатые . . . . .                                                                                                        | 10,8 м |
| 3. Глины темно-серые с гравием, единичной галькой,<br>обломками раковин, с прослоями и гнездами<br>песка. В основании выбурен валун диаметром<br>больше 10 см . . . . . | 14,9 м |
| <hr/>                                                                                                                                                                   |        |
| Общая мощность . . . . .                                                                                                                                                | 27,7 м |

Границы между слоями постепенные, часто условные.

Глины I-го слоя хорошо сортированы, без примеси грубообломочного материала. Содержат примеси мелкоалевритовых зерен. Слоистость в глинах обусловлена наличием тонких слойков светло-серых алевритов и тонкозернистых песков мощностью 0,2-0,5 мм, мощность глинистых прослоев 1-5 мм. Границы слойков четкие, наблюдается параллельная ориентировка удлиненных обломочных частиц, участки агрегатного погасания глинистого вещества. Встречаются следы биотурбации осадка.

Выше по разрезу в глинах увеличивается примесь алевритовых частиц. Слоистость проявлена хуже, чем в глинах I-го слоя. В глинах 2-го и 3-го слоев наблюдается плитчатость, отмечаются тонкие присыпки песка пл плоскостям напластования, толщина плиток 3-7 мм. Встречаются отдельные прослои песков светло-серого цвета мелкозернистых, мощностью около 1 см и единичные прослои темно-серых чистых глин мощностью 1-5 мм.

В отложениях 3-го слоя сортировка материала существенно хуже, в глинах присутствует существенная примесь песчано-алевритового материала, содержится больше гравия, есть редкие галечные обломки размером до 3 см. В составе грубообломочных зерен 2-го и 3-го слоев отмечены: желтовато-серые, мелкозернистые песчаники, кварц, кремни, базальты (или долериты), уплотненные коричневые глины, алевриты.

В глинах 3-го слоя содержится много гнезд и линз песка. Для глин 2-го и 3-го слоев характерно присутствие большого количества мелких гнезд, сложенных пиритом, частично окисленным. По некоторым плоскостям напластования наблюдается значительная концентрация этих гнезд, образовавшихся, вероятно, по растительным остаткам. По всему интервалу присутствуют рассеянные мелкие глобулы пирита. Встречаются ходы илоедов, заполненные песчано-глинистым материалом, ходы с поверхности ожелезнены, а внутри них есть участки, сцементированные марганцевым материалом.

По всему разрезу присутствует раковинный детрит, в верхней части слоя 3 встречаются отдельные целые створки раковин морских моллюсков.

Состав песчано-алевритовой фракции: преобладают кварц и полевые шпаты, остальные минералы присутствуют в виде примеси - это, главным образом, пирит в виде мелких глобул, слюды, глауко-

нит, карбонаты (содержание карбонатов по разрезу меняется, в некоторых интервалах карбонатов много больше, чем слюд), есть единичные зерна роговой обманки, гранатов, обломки диатомей. В отдельных интервалах присутствуют лимонит и гематит.

Таким образом, в отложениях пачки  $M_4$  выделяется 2 типа осадков: 1 - глины хорошо сортированные, слоистые, вскрытые в основании разреза скв. 218 и 2 - глины неслоистые, с большим количеством гравия и гальки. Осадки 1-го типа нормально-морские, относительно мелководные. Осадки 2-го типа носят следы ледового привноса материала и могут, вероятно, рассматриваться, как ледо-во-морские.

### Заключение

В разрезе четвертичных отложений вскрываются осадки двух межледниковий. Межледниковые морские отложения формировались в условиях очень мелководного спокойного обширного шельфа. В формировании осадков большую роль играло наличие и близость ледникового покрова. Как уже отмечалось, выделяется два типа бассейнов: приледниковый опресненный и нормально-морской.

В отложениях приледникового бассейна выделяется четыре типа осадков: 1 - глины коричневого цвета, хорошо сортированные - отложения ледниковой мути, формирующиеся под сплошным покровом льда. Отложения суспензионных потоков: 2 - глины коричневатосерые, светло-серые с редкими песчаными и гравийными включениями; 3 - переслаивание коричневатосерых, светло-коричневых алевроитов, глин и песков. В бассейне переходного типа от опресненного к нормально-морскому формируются отложения 4-го типа: глины и алевроиты с прослоями песков серого и коричневатосерого цвета.

В осадках нормально-морского бассейна выделяются отложения спокойного мелководья, формирующиеся ниже зоны волнового воздействия, включающие отдельные штормовые слойки. Это глины серые, зеленоватосерые, горизонтальнослоистые, хорошо сортированные. Кроме того, выделяются алевроиты серые, зеленоватосерые, слоистые, с редким гравием, в формировании которых значительную роль играл материал ледового разноса. Среди мелководно-морских отложений выделяются пески с редким гравием - осадки периферийной части подводной дельты. В разрезе морских отложений различаются 2 типа сверхмелководных прибрежно-морских отложений: 1 - тонкое переслаивание алевроитов и глин - осадков приливно-отливной

зоны и 2 - пески мелко- и среднезернистые, хорошо сортированные - осадки приливных гряд и волн. Во всех вышеприведенных отложениях материал ледового разноса отсутствует или имеет очень небольшое распространение. От них резко отличаются ледово-морские осадки - глины серые, темно-серые, опесчаненные с гравием и редкой галькой.

Эволюция морского бассейна на каждом межледниковом этапе была различна.

В период древнего межледниковья существовал приледниковый бассейн, а на переходе от оледенения к межледниковью вскрывается специфический комплекс отложений, накопление которых происходило в опресненном бассейне. Подобного типа, но более молодые осадки были встречены ранее в грунтовых колонках акватории Баренцова моря.

Впоследствии происходит переход от опресненного бассейна к нормально-морскому, при котором формировался комплекс осадков разного литогенетического состава. Морской бассейн, существовавший на втором этапе межледниковья был мелководным, в нем происходило накопление преимущественно тонкослоистых алевритов. В отдельные периоды в алевритах появляются следы ледового разноса материала. В период этого межледниковья существовала развитая речная сеть. В разрезе морских осадков встречаются песчаные отложения периферических частей подводной дельты.

Второй период межледниковья отражен в разрезе морских отложений существенно по-иному. В основании разреза вскрываются мелководные прибрежно-морские осадки, в которых выделяются осадки обширной приливо-отливной зоны. Наличие растительных остатков в отложениях этой толщи свидетельствует о близости побережья. В дальнейшем происходит довольно резкая смена условий осадконакопления. Бассейн становится более глубоководным, в нем накапливаются тонкие глины. Затем в глинах существенную роль начинает играть материал ледового разноса. Формирующиеся глины с гравием и галькой рассматриваются нами как ледово-морские.

Таким образом, во втором межледниковом периоде мы имеем разрез морских осадков на переходе от межледниковья к оледенению

### Литература

1. Горностаф Б.А. Притиманские гляциодислокации. - Бюлл.комисс. по изучению четвертичного периода, 1990, № 59.
2. Ионин А.С., Медведев В.С., Павлидис Ю.А. Шельф: рельеф, осадки и их формирование. М.: Мысль, 1987. 204 с.
3. Лаврушин Ю.А., Спиридонова М.А., Сахаров Б.А. и др. Вещественный состав приповерхностных донных отложений юго-западной части Баренцова моря. Литология и полезные ископаемые, 1984, № 6. С.24-40.
4. Рейнек Г.Э., Сингх И.Б. Обстановки терригенного осадконакопления. М.:Мир, 1981. 440 с.
5. Седиментология: Пер. с польск. /Градзиньский Р., Костецкая А., Радомский А., Унрут Р.М.:Недра, 1980. 640 с. .

Ю.А.Лаврушин, И.А.Чистякова, В.В.Алексеев, В.Б.Хасанкаев

## СОВРЕМЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО СКЛОНА БАРЕНЦОВА МОРЯ

Изучение процессов осадконакопления на континентальных склонах современных морей и океанов приобрело большую актуальность. В этом отношении особенно много сделано по исследованию процессов седиментогенеза, связанных с общей историей турбидитового осадконакопления. Но главное внимание, при этом, было сосредоточено на познании закономерностей процессов седиментогенеза, приуроченных к линейным зонам, типа подводных каньонов, и в меньшей степени, было связано с межканьонными участками континентальных склонов. Осадки и процессы осадконакопления на этих участках, как отметил А.П.Лисицын (1988), можно охарактеризовать лишь в самой общей форме. Здесь установлено широкое распространение потоков разжиженного осадочного вещества, обладающих высокой плотностью, ламинарным движением, высокой влажностью. В осадках отмечается смешанный в гранулометрическом отношении материал, нет слоистости. В целом, отложения потоков, разжиженного осадочного вещества отнесены к классу гравититов, что само по себе подразумевает вовлечение материала сверху вниз по склону под действием процессов гравитации.

Исследования, которые проведены нами на континентальном склоне Баренцова и, частично, Норвежского морей, позволяют дополнить общие представления о процессах осадконакопления в подобных седиментационных обстановках, хотя определенная часть излагаемых ниже материалов имеет в какой-то степени локальное значение. Тем не менее они могут явиться определенным вкладом в создание общей теории седиментогенеза на континентальных склонах. При этом, следует заметить, что главное внимание в настоящей статье будет сосредоточено на типах осадков, которые были отнесены А.П.Лисицыным (1988) к группе отложений потоков разжиженного осадочного вещества или гравититов второго уровня лавинной седиментации.

Бажная особенность осадконакопления на континентальном склоне Баренцова моря обусловлена гидрологической ситуацией. Суть ее сводится к тому, что с юго-запада к склону подходит Гольфстрим. Одна его ветвь в южной части склона "переваливает" через него и проходит в акваторию Баренцова моря, а вторая

идет вдоль склона к Шпицбергену. В обоих случаях континентальный склон играет роль барьера, замедляющего скорость течения и способствующего аккумуляции приносимых течением тонких осадков.

Между Шпицбергенем и о.Медвежьим на северо-западной части Баренцова моря на склон выходит Восточно-Шпицбергенское холодное течение, которое, очевидно, также вносит какую-то свою часть в общий баланс осадков, поступающих на континентальный склон.

На континентальном склоне Баренцова моря между Шпицбергенем и Скандинавией было задано несколько профилей от бровки континентального склона до глубин порядка 1000 м. При этом профили располагались на участках склона различной морфологии. Наиболее контрастными в этом отношении являются профили заданные в створе Медвежинского желоба, где на склоне имеется мощный конус выноса ледниково-водных отложений, и профили, расположенные севернее и южнее от него, отличающиеся в своей верхней части значительными уклонами.

В общей принципиальной схеме осадконакопления на шельфе обычно постулируется транзит осадков в направлении склона. Изучение разрезов полученных колонок из внешней части шельфа, прилегающей к бровке склона, позволило установить, что в ее пределах распространены, главным образом, реликтовые отложения, возникновение которых связано с размывом и перетолжением более древних четвертичных отложений. Представлены реликтовые осадки в основном песчаным, галечным материалом, а во многих местах на поверхность дна выходят ледниковые и ледниково-морские отложения. Это позволяет сделать вывод о том, что на большой протяженности из внешней части шельфа поступает на склон незначительное количество продуктов перемыва прибрежной его части. Таким образом, континентальный склон Баренцова моря является как бы "обезглавленным" и с позиций оценки баланса поступающих на него осадков роль в нем материала, принесенного из внутренних частей шельфа чрезвычайно незначительна. В этом состоит одна из специфических особенностей рассматриваемого континентального склона, что находит свое отражение в типах осадков, образующихся в этих условиях.

#### Типы осадков склона и модель их формирования

Анализ разрезов приповерхностных осадков, полученных прямо-

точными ударными трубками, позволил выделить среди них три группы отложений: седиментационные или седиментиты, гравитационные и гравитационно-седиментационные.

Остановимся прежде всего на гравитационных отложениях, которым посвящена обширная литература, особенно по прилежащему норвежскому континентальному оклону. К этим образованиям относятся оползни и осыпи. Оползни на эхолотных профилях по нашим материалам хорошо фиксируются в виде нешироких запрокинутых блоков, располагающихся у основания наиболее крупных частей изученного склона. Осыпной материал распознается в разрезах колонок по присутствию в них щебенки коренных пород или по инородным включениям, резко отличающимся по цвету и основному составу материала. В этом отношении наиболее выразительным оказался разрез колонки ст.608 II (глубина 960 м) на норвежском континентальном склоне. В этом разрезе поверх обычных широко распространенных на склоне оливкового цвета алевритов залегает резко контрастирующий по цвету бурый алеврит (мощность 0,2 м) интенсивно опесчаненный с мелкими гнездами гравия и плохо окатанной галькой. Инородность или аллохтонность данного прослоя подтверждается также биостратиграфическими данными.

В буром алеврите М.Е.Былинская определила смешанный комплекс фораминифер, состоящий как из глубоководных, так и мелководных форм. Глубоководные бентосные формы представлены *Recurvoides turbinatus*, *Reophas* sp., *Rhabdammina* sp., *Cibicides lobatulus*, *C. rofundatus*, *Nonionella auricula*, *Elphidium excavatum*, *Islandiella heienae*, *I. islandica*, *I. Norcrossi*, *Trifarina angulosa*, *Melonis barlecanus*, *Pullenia bulloides*, *Cibicidoides* sp., а мелководные фораминиферы плохой сохранности представлены *Buccella inusitata*, *B. frigida*, *Elphium arctica*, *Protoelphidium orbiculare*.

§

Сочетание мелководных и глубоководных четвертичных форм фораминифер, необычный цвет и в целом инородность материала позволяют отнести этот прослой к осыпным образованиям.

Среди отмеченного гравия преобладает совершенно неокатанный материал, хотя единично встречаются хорошо окатанные фрагменты. В петрографическом отношении среди гравия преобладают гранитоиды, кристаллические сланцы, гнейс, есть бурые ожелезненные песчаники и обнаружены гравийные зерна пясчого мела. На поверхности гравийных зерен имеется обычно пленка ожелезнения с впаянными

ми в нее зернами песка. Это несомненно свидетельствует о том, что донно-каменный материал содержался в той же толще, а не был заимствован из каких-либо других отложений в процессе гравитационного перемещения. Наличие ДКМ, очевидно, указывает на то, что в ходе накопления бурых алевроитов существовал достаточно интенсивный принос ДКМ плавучим льдом. Однако о времени накопления их можно дать лишь самое широкое толкование, отнеся их к четвертичным и исключив при этом голоцен и последнее позднеледниковье, поскольку среди этих образований подобного типа осадки не обнаружены.

К седиментационным осадкам относятся те из них, которые образовались из взвеси и не имеют видимых следов последующего гравитационного перемещения. По нашим материалам седиментационные осадки обычно выявляются на ровных структурных и оползневых площадках или непосредственно ниже их по склону в так называемых седиментационных ловушках. Такое ограниченное распространение на склоне седиментитов предопределяет определенную сложность их обнаружения и поэтому характеристика их может быть дана лишь очень кратко.

На норвежском континентальном склоне седиментационные осадки были обнаружены в разрезе ст.607 (гл. 1000 м). Здесь рассматриваемый тип осадков представлен толщей оливково-серых алевропелитов, вскрытой мощностью 2,3 м, содержащих значительное количество гидротроилита. На глубине 1,45 и 1,50 м были обнаружены прослой сплошного гидротроилита мощностью соответственно 2 и 1 см. Начиная с глубины 2 м наблюдается тонкопослойное распределение гидротроилита. По данным диатомового анализа, проведенного Р.Н.Джиноридзе, по всему разрезу колонки обнаружена хорошая сохранности морская диатомовая флора. Состав комплекса диатомей оказался смешанным: в нем присутствуют как океанические виды (22), живущие в планктоне шельфа (45), так и океанического склона. В экологическом отношении комплекс образуют представители субарктической, бореальной и тропической областей Мирового океана, что связано с положением станции в районе транзитного прохождения Гольфстрима. Для выяснения закономерностей распределения диатомей по разрезу была построена диаграмма, в которой дается процентное соотношение различных экологических групп. Анализ этой диаграммы показывает, что за время накопле-

ния осадков происходили достаточно заметные колебания температуры поверхностных вод. В этом отношении особенно обращает внимание содержание арктобореальных видов, которых в нижней трети колонки очень немного, в средней части - в интервале 1,2 м - 0,7 м - заметно увеличивается. Затем, в интервале 0,6-0,45 резко уменьшается и, наконец, выше идет постепенное их увеличение. При этом необходимо отметить, что интервал 1,2-0,7 м по содержанию аркто-бореальных видов диатомовых отличается определенной неоднородностью. Максимальное число их приурочено к основанию и кровле этого интервала. Синхронно повышенное содержание южно-бореальных видов диатомей и створок *Chaetoceros* может свидетельствовать об усилении активности Гольфстрима в этот отрезок времени, поскольку эти формы, естественно, рассматривать как аллохтонные.

Приведенные выше данные диатомового анализа показывают, что климатическая обстановка накопления седиментитов была неоднородной, что отчетливо прослеживается по содержанию аркто-бореальных видов.

На континентальном склоне Баренцова моря отложения, которые нами относятся к типично седиментационным и имеющие близкий тип строения, были встречены на ст.698/2 (глубина 980 м). Представлены они однородными гомогенными алевропелитами светло-серого цвета с достаточно значительным количеством спикул губок, видимой мощностью до 1,8 м. Обнаружены они были на ровной площадке, имеющей, видимо, структурное происхождение.

Таким образом, приведенные немногочисленные материалы показывают, что типично седиментационные осадки накапливаются в относительно значительном объеме преимущественно на локальных участках верхней части континентального склона. Различия в этих осадках связаны главным образом с типом вод, часть из которых способствует активному развитию сульфат-редуцирующих бактерий и соответствующему сероводородному заражению осадков. С последним связано обильное содержание гидротроилита, послойное расположение которого, возможно, обусловлено сезонными изменениями в осадконакоплении.

Осаждение из взвеси материала происходит постоянно и на остальных частях склона. Однако своеобразие процессов осадконакопления в этих случаях состоит в том, что выпавшие из взвеси осадки достаточно быстро начинают перемещаться вниз по склону в ви-

де грязевых потоков под действием сил гравитации, образуя покров так называемых гравититов. Вместе с этим, как будет показано, движение этих потоков было прерывистым во времени и поэтому на их поверхности иногда можно наблюдать маломощные слои седиментационных осадков. В целом покров подобных отложений, являющихся характерным образованием рассматриваемой части континентального склона, отнесен нами к группе гравитационно-седиментационных осадков.

Применительно к рассматриваемому континентальному склону гравитационно-седиментационные осадки представлены слабоуплотненными алевритами и алевро-пелитами, местами имеющими разжиженную консистенцию, преимущественно серого цвета. Отличительной их особенностью является наличие в них большого количества "плавающих" комочков-окатышей несколько более уплотненных темно-серых или серых алевритов или алевропелитов. Кроме окатышей, гравитационно-седиментационные отложения содержат иногда "плавающую" щебенку карбонатных песчаников, достигающую размером до 6-7 см. Склоновые отложения в пределах Медвежинского конуса выноса и южнее содержат хорошо окатанный гравий и зерна крупного песка, что, по-видимому, связано с вовлечением в гравитационное перемещение как осадков более древних флювиогляциальных и моренных отложений, так и реликтовых осадков, залегающих в приборочной части склона, возникших в ходе их перемыва.

Изучение пространственного распространения гравитационно-седиментационных осадков показало, что в изученной верхней части континентального склона они пользуются практически повсеместным распространением, включая склоновую приборочную часть. Отсюда вполне правомерен вывод о том, что данные образования представляют собой господствующую форму осадочного процесса, главной чертой которой является сочетание осаждения материала из взвеси и переноса его вниз по склону вследствие гравитационных процессов.

• Анализ строения полученных разрезов гравитационно-седиментационных отложений по характеру распределения окатышей позволил выделить среди них несколько типов.

Первый тип представлен гомогенными алевритами или алевропелитами, содержащими окатыши более плотного алеврита, имеющими в поперечнике до 1,5-2 см, иногда имеются также "плавающие" гравий и мелкая щебенка. Мощность этого типа осадков может достигать

I метра.

Второй тип представлен осадками, в которых наблюдается слабо выраженная дифференциация по содержанию окатышей. Последние в большей степени концентрируются в основании слоя осадков в виде нечетко выраженного прослоя. Контакт прослоя обогащенного окатышами с вышележащей гомогенной пачкой алевритов с неравномерным содержанием окатышей обычно постепенный. В полученных колонках нижняя часть обычно представлена мощностью от 15 до 66 см при общей мощности осадков, рассматриваемого типа 70-80 см. При этом в разрезах было отмечено двух-трехкратное пере-слаивание описанных осадков.

Третий тип отличается наиболее хорошо выраженной ритмичностью строения. В отличие от второго типа, в основании каждого ритма имеется тонкий прослой мелких окатышей, четко отделяющийся как от вышележащих, так и нижележащих пачек гомогенных алевритов и алевропелитов с беспорядочно распределенными окатышами. Мощность прослоев, переполненных окатышами, достигает 2-6 см.

Четвертый тип - принципиально отличается от третьего типа только тем, что в прослое окатышей наряду с мелкими встречаются крупные окатыши, имеющие в поперечнике 6-7 см. Но в этом случае совершенно определенно фиксируется разнородность состава окатышей.

Таким образом, одной из характерных особенностей рассматриваемых осадков является наличие и характер распределения в них окатышей несколько более уплотненных алевритов. Поэтому, естественно, возникает вопрос о способе их появления. Как будет показано ниже, это имеет прямое отношение к пониманию вопросов механизма седиментации рассматриваемых осадков.

С этой целью необходимо рассмотреть строение толщи осадков ст. 6I0 и 6II. Они представлены толщей разной плотности серых и темно-серых алевритов. При этом серые алевриты отличаются большей влажностью, пластичностью и содержат мелкий гравий, зерна крупнозернистого песка и мелкие окатыши более плотного алеврита. Темно-серые алевриты отличаются большей плотностью. Мощность их достигает 0,05-0,11 м, а серых - колеблется от 0,3 до 0,5 м. Общая мощность вскрытой части разреза достигает 1,75 м. Контакты между прослоями резкие. В уплотненных темно-серых достаточно гомогенных алевритах была обнаружена мелкозернистая или мелко-брекчиевидная текстура, представляющая собой по сути дела го-

товые мелкие окатыши, которые являются одним из характерных признаков гравитационно-седиментационных осадков. В некоторых случаях удалось наблюдать как брекчиевидная текстура оказывалась свойственна лишь нижней части прослоя уплотненного алевроита, а в других случаях - прослой уплотненных алевроитов оказывались нацело брекчированными.

Одновременно проведенное описание строения гравитационно-седиментационных осадков на ст. 610 и 611 свидетельствуют о прерывистости процесса движения пастообразных потоков в той или иной части склона, что подтверждается переслаиванием в разрезе осадков грязевых потоков и чисто седиментационных образований.

Еще более выразительно это фиксируется в разрезах колонок, полученных на ст. 625 и 702, где седиментационные осадки представлены буровато-коричневым алевроитом, резко отличающимся по цвету. Обобщая эти материалы, можно сделать вывод о неоднородности обстановки осадконакопления на рассматриваемом склоне, которая может быть как окислительной, так и восстановительной.

Вместе с этим, имеющиеся материалы позволяют верхнюю часть континентального склона, отнести к области, в которой происходят не только осаждение материала из взвеси, но, по сути дела, и его последующее гравитационное перемещение. Поэтому в целом ее можно рассматривать как зону преимущественного транспорта материала. Действительно, толща приповерхностных гравитационно-седиментационных осадков по мере их накопления в силу своей неоднородности воздействия гравитации оказывается мало устойчивой. По мере их накопления устойчивость накапливающихся осадков еще больше снижается. Одним из геологических признаков начала этого процесса является возникновение упоминавшейся мелкозернистой или брекчиевидной текстуры, которая является отражением воздействия гравитации на более плотные прослоя, что приводит к потере их сплошности. Со следующей стадией связано, очевидно, смещение, срыв более влагонасыщенных слоев и их течение в виде грязевых или пастообразных потоков вниз по склону. При этом происходит ассимиляция материала превратившихся в брекчию более уплотненных прослоев и обогащение сплывающих потоков упоминавшимися окатышами. Но это один из вариантов их образования. Второй вариант, по существу, фиксируется при описании четвертого типа гравитационно-седиментационных образований. Как отмечалось, для него оказались

свойственны включения разнородных окатышей.

Наиболее крупные из них оказались по своему составу полностью идентичными расположенным выше по склону седиментационным гомогенным алевропелитам. Это дало основание думать, что при перемещении быстро движущегося грязевого потока происходит не только его скольжение по подстилающим породам, но и активная ассимиляция последних. В этой связи мы допускаем, что часто встречающееся в разрезах непосредственное залегание грязевых потоков друг на друге связано, вероятно, с уничтожением находившихся между ними тонких прослоев седиментационных осадков, хотя полностью для отдельных участков склона невозможно исключить почти одновременное последовательное их отложение без каких-либо промежуточных образований.

Анализ выделенных типов строения осадков пастообразных потоков показывает, что по распределению в них окатышей и тем самым степени дифференциации материала в их толще можно подойти к оценке динамики движения этих потоков.

Как отмечалось, повсеместно на верхней части континентального склона в силу гидрологических особенностей происходит осаждение алеврито-пелитового материала из взвеси, представляющего собой слабо консолидированный очень неустойчивый на склоне осадок. При достижении определенной мощности, устойчивость накапливающихся осадков нарушается и в них начинают идти процессы гравитационного перемещения осадков вниз по склону. В результате образуются донно-поверхностные пастообразные потоки, отражающие подводно-плоскостной тип перемещения осадков, являющиеся проявлением ареальной субаквально-плоскостной денудации. В зависимости от уклона и первичной плотности осадков динамика движения материала в пастообразном потоке может быть различной. В тех случаях, когда отложения потока обладали повышенной плотностью, поток имеет гомогенный характер, что отражает, видимо, в первом из описанных типов строения. При большей скорости движения потока начинает происходить "отсадка" окатышей, как более крупного материала, к его основанию, что связано с образованием осадков, имеющих строение второго типа. Наконец, образования третьего типа можно связать с еще большей скоростью движения. В этих условиях верхняя гомогенная часть потока может уже проскальзывать по образовавшемуся слою с мелкими окатышами, что отражается в проявлении верхней резкой его границы.

На склоне Медвежинского конуса, где склоновые гравитационно-седиментационные осадки в большей степени обогащены песчаным материалом, в них нередко наблюдается достаточно четко выраженная ритмичность. В этом отношении наиболее показательным является разрез, полученный на ст.629 (глубина 760 м). В полученной колонке выделяется три микроритма, в каждом из которых в основании имеется прослой разнозернистого глинистого песка, мощность 5-7м, поверх которых лежат прослой в разной степени уплотненного серого алевроита, обогащенного зернами крупнозернистого песка, мелкими окатышами алевроита, частицами гравийной размерности и мелкой гальки. Внутри прослоев алевроита наблюдается некоторое обогащение песчаными частицами к их основанию.

В кровле прослоев алевроита на контакте с песком также намечается некоторое обогащение песчаными частицами. Это последнее обогащение, очевидно, связано с тем, что песчаники как более тяжелый материал "тонут" в водонасыщенном алевроитовом осадке. Возникновение песчаных прослоев, находящихся в парагенетической связи с вышележащими прослоями алевроитов обусловлено, видимо, отсадкой более тяжелого материала к основанию движущегося пастообразного потока относительно небольшой плотности. Иногда в подобных песчаных прослоях встречаются также окатыши алевроита. Другой разновидностью строения подобного типа потоков является наличие прослоя щебенки коренных пород в их основании, что особенно часто встречается в верхней части склона на участке между Шпицбергенем и о.Медвежьим.

Таким образом, выделенные типы гравитационно-седиментационных осадков отражают разную интенсивность движения пастообразных потоков. Важно при этом отметить, что при интенсивной аккумуляции осадков происходит в целом почти непрерывное ареальное образование субаквальных приповерхностных гравитационных потоков. Одним из аргументов в пользу этого предположения является распространение отложений потоков практически по всей изученной части склона.

Нередко в качестве основной причины возникновения описанных потоков рассматриваются оползневые процессы. Нисколько не отрицая их значение, необходимо отметить, что оползни являются, как правило, локальным проявлением гравитационных процессов. Описанные нами потоки свойственны для приповерхностной части склона и распространены по-существу по всей его поверхности. Поэтому есть

все основания связывать их с процессами оплывания, возникающими в толще пластичных переувлажненных осадков по мере их накопления под действием сил гравитации. Более того, как видно из представленного материала, неустойчивость отложившихся на склоне осадков сохраняется во всей их толще, что вызывает образование мелкозернисто-брекчиевидной текстуры в прослоях более уплотненных седиментационных осадков. Отсюда, совершенно очевидно, что процессы оплывания охватывают осадки не только самой приповерхностной части склона, но развиваются и в сформировавшейся толще отложенных гравитационно-седиментационных осадков по мере их накопления.

В целом о транспортировке материала на достаточно большое расстояние в верхней части континентального склона свидетельствует обнаружение щебенки коренных пород в отложениях пастообразных потоков примерно в 10-12 милях от крутой прибрежной его части. Но этим не ограничивается роль прибрежной части шельфа в качестве поставщика материала, поступающего на склон. Как отмечалось в описанных отложениях содержится также гравий, галька и зерна крупного песка. Появление этих включений связывается нами со свалом вниз грубообломочного материала из размываемых на бровке склона ледниковых и флювиогляциальных отложений. Подтверждением этого положения является в значительной степени идентичность донно-каменного материала (ДКМ), извлеченного как из гравитационно-седиментационных осадков, так и из ледниковых и реликтовых отложений, распространенных в прибрежной части внешнего шельфа Баренцова моря южнее о. Медвежий. Среди ДКМ как на склоне в прибрежной части шельфа были обнаружены алевролиты, песчаники, известняки, обломки каменного угля, кварц, кварциты, гранитоиды, гнейс, сланцы, породы среднего и основного состава. При этом соотношение осадочных и метаморфических пород достаточно значительно колеблется, что связано, по-видимому, с неоднократным их первичным содержанием в ледниковых и реликтовых осадках. Севернее о. Медвежьего на склоне и в прибрежной части шельфа резко преобладают осадочные породы с небольшим содержанием базальтов, практически при полном отсутствии метаморфических пород. Таким образом, достаточно четко по петрографическому составу ДКМ выделяется две питающие провинции: северная и южная, граница между которыми проходит примерно по Медвежинской банке. Петрографический состав ДКМ в склоновых отложениях оказывается достаточ-

но изменчивым, что обусловлено первичным составом коренных пород склона. С этим связано, например, появление на ст.622 (глубина 620 м) заметного количества фрагментов каменного угля, которые выше и ниже по склону не обнаруживают сколь-либо заметного содержания. С другой стороны, в колонках ст.630 и 629, в приповерхностных частях резко увеличивается содержание обломков метаморфических пород. Это может быть связано с заимствованием обломочного материала из флювиогляциальных отложений, слагающих Медвежинский конус выноса.

Предварительное изучение состава тяжелой фракции (0,1-0,25 мм) показало, что склоновые отложения принадлежат единой гранат-эпидот-амфиболовой терригенно-минералогической провинции. Близкий состав выявлен в ледниковых отложениях внешней части шельфа. Более консервативным оказался состав глинистых минералов, среди которых доминантами являются иллит, хлорит, а также присутствует в незначительном количестве тонкодисперсный смектит. Этот общий состав глинистых минералов не претерпевает каких-либо изменений и усредненность его может быть связана с преимущественным их приносом морскими течениями.

Наконец, необходимо обратить внимание еще на одну особенность строения гравитационно-седиментационных осадков, которая свойственна пологим участкам склона. Здесь на поверхности дна нередко имеется прослой седиментита, представленного уплотненным коричневато-серым алевритом, мощностью до 10 см. Более того, на подобных же участках склона встречаются разрезы, в которых прослой подобного типа алевритов имеется внутри толщи гравитационно-седиментационных осадков, расчленяющих тем самым их на несколько покровов. Подобный тип строения покрова показывает, что на пологих участках склона процесс их образования оказывается прерывистым во времени.

В результате многочисленных исследований, проведенных как зарубежными, так и советскими исследователями, в настоящее время установлено широкое распространение отложений потоков разжиженного осадочного материала в нижней части склонов и у их подножий. Однако в подавляющем большинстве опубликованных данных речь обычно идет об области аккумуляции этого типа гравититов. Рассмотренные в настоящей статье материалы в большей степени относятся к области мобилизации осадочного вещества, для которой оказываются

свойственны зачаточные элементарные стадии осадочного процесса образования пастообразных потоков. Эти стадии являются крайне необходимым звеном для создания общей модели процессов осадконакопления в пределах континентальных окраин.

#### Литература

Лисицын А.П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах, М.:Наука, 1988, С.309.

Т.А.Садчикова

Типы и особенности голоценовых осадков верхней части континентального склона на северо-западе Черного моря (по материалам колонки 5449).

Осадки внешнего шельфа и континентального склона Черноморского бассейна изучались разными авторами на протяжении многих лет (начиная с работ Н.И.Андрусова, А.Д.Архангельского и др., и до настоящего времени). Известна стратиграфическая схема детального расчленения морских осадков этой части подводного рельефа по фауне и по датировкам абсолютного возраста (в настоящей работе принята схема Л.А.Невесской с выделенными бугадско-витязевскими, каламитскими и джемтинскими слоями), достаточно подробно изучены структурно-текстурные особенности осадков, их минералогический и геохимический состав и другие характеристики (Щербаков Ф.А., Куприн П.И. и др.). В то же время, не всегда уделялось достаточно внимания изучению влияния фациально-климатической обстановки на особенности склоновой седиментации и типы образующихся при этом осадков. По данным многочисленных скважин, пробуренных на континентальной окраине Черного моря, отмечалось, что голоценовые осадки имеют здесь характерное ритмичеслоистое строение, особенно в верхней части разреза. В настоящей работе мы попытались дать свое объяснение причин образования этой ритмичности на примере разреза скважины 5449. Рассмотрены также типы осадков и особенности их образования, колебания уровня морского бассейна по данным диатомового анализа, эволюция состава минералов тяжелой фракции и ряд других вопросов, связанных со спецификой склоновой седиментации.

Скважина 5449 пробурена на крутом склоне внешнего северо-западного шельфа Черного моря на глубине 360 м от уровня моря. Колонка, мощностью более 300 см, представлена неоднородной толщей алевроито-глинистых осадков плейстоцена и голоцена, с характерной отчетливой полосчатостью, обусловленной переслаиванием терригенных, карбонатных и гумусовых прослоев. Сходное строение толщи осадков наблюдается и во всех других скважинах, пробуренных на этом участке склона. Ниже приводится детальная литолого-минералогическая характеристика пород разреза.

I. В нижней части разреза вскрываются песчано-глинистые алевроиты (гл.288-340 см), оливково-серого цвета, плотные, массивные, с неясновыраженной слоистостью, различной только в шлифах по чередо-

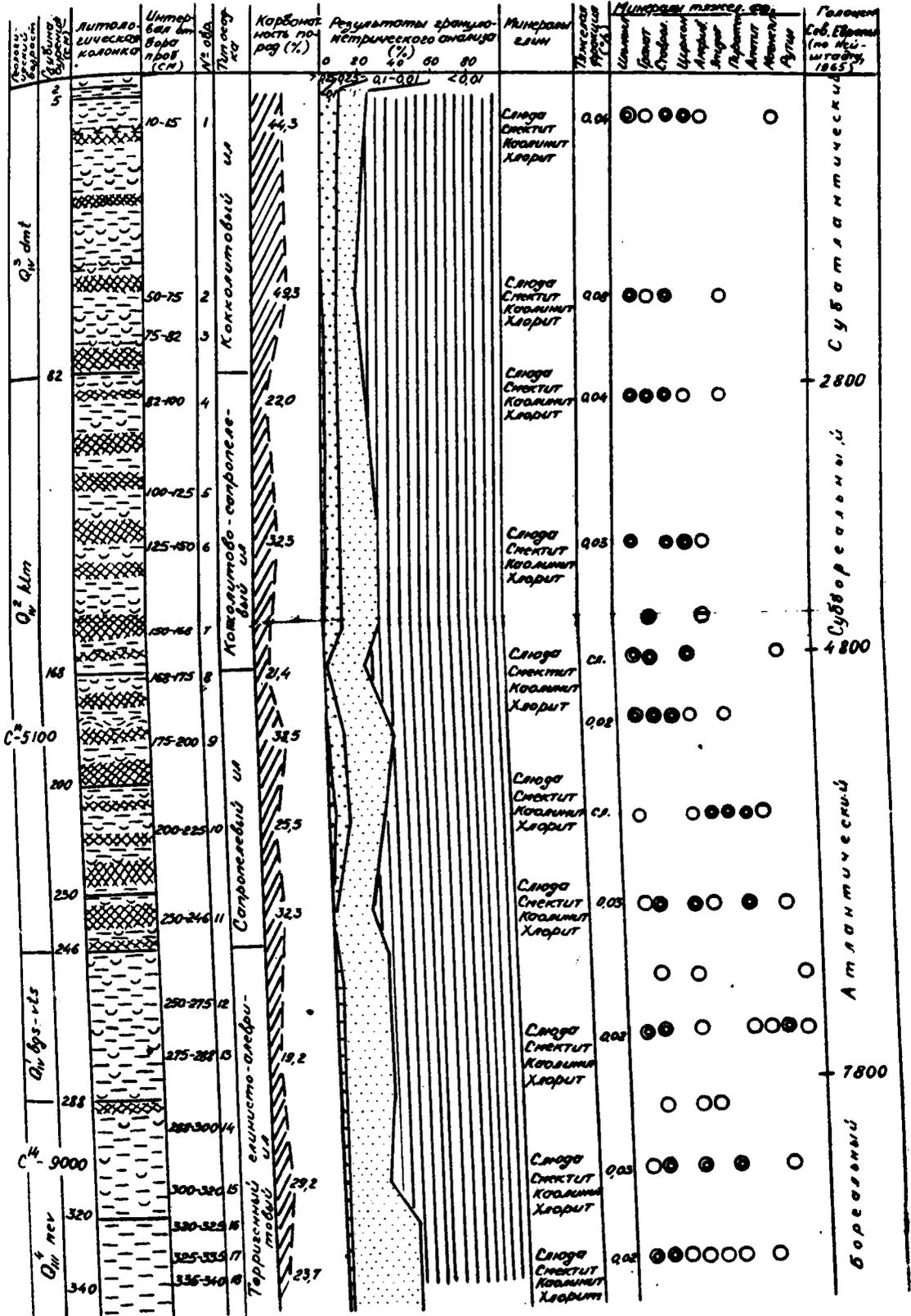
ванию тонких (1-2 мм) прослоев глинистых и алевроитовых осадков, а также по появлению редких тончайших прослоек сапропеля (менее 0,5 мм мощностью). К кровле слоя заметно возрастает глинистость осадков, что хорошо прослеживается как по шлифам, так и по результатам гранулометрического анализа, представленным в таблице I.

Обнаруженная фауна многочисленна и разнообразна: в нижней части колонки присутствуют почти исключительно тонкостенные остракоды хорошей сохранности, с примесью детрита толстостенных переотложенных раковин; встречены единичные моллюски и фораминиферы. Ближе к кровле слоя количество остракод резко сокращается, возрастает количество моллюсков и фораминифер. Видовой состав фауны не определялся. Кокколиты и диатомовые водоросли встречаются очень редко.

2. Выше (на глубине 246-288 см) залегает алевроитовая глина оливково-серого цвета, плотная, слоистая, с редкими прослойками сапропеля и углистого детрита. Характерной чертой слоистости в этой части разреза является чередование прослоев более тонкого глинистого материала (мощн. 1-2 мм) и более грубого, алевроитового, часто насыщенного сапропелем (мощн. 1-3 мм). В подошве слоя встречаются отдельные тончайшие прослойки карбонатного материала, состоящего из кокколитов и пелитоморфного кальцита. Многочисленная фауна моллюсков и фораминифер представлена тонкостенными очень мелкими раковинами, в значительно меньшем количестве встречаются остракоды. Часто в шлифах можно видеть карбонатизированные остатки диатомовых.

3. В инт. глубин 168-246 см залегает глинистый алевроит с заметной примесью песка, светлой оливково-серой окраски, плотный тонкослоистый, с отчетливо выраженной полосчатостью, обусловленной чередованием светлых прослоев терригенного материала и темно-бурых сапропелевых слоев. Характер переслаивания снизу вверх по разрезу изменяется: если в подошве слоя отмечаются одиночные маломощные (< 0,5 мм) слои сапропеля, повторяющиеся через 1,0-3,0 мм, то в середине слоя уже появляются скопления этих гумусовых слоев (~ 1,0 мм), чередующихся с тонкими (1,0-1,5 мм) прослоями терригенных осадков. Изредка отмечаются тончайшие прослойки кокколитов, имеющих в шлифе облик оолитовых и хлопьевидных бесформенных скоплений карбонатного материала, часто невыдержанной мощности. В большом количестве отмечены диатомовые. Фауна многочисленна и разнообразна, характеризуется утолщенными створками раковин, в разрезе слоя распределяется очень неравномерно. В подошве слоя фауны много, особенно моллюсков и фораминифер, они более тонкостенные, в сере-

Литолого-минералогическая характеристика отложений голоцена по разрезу скв. 5449.



Условные обозначения к Таблице I.

(литолого-минералогическая характеристика отложений голоцена по разрезу скв.5449).

I Литологическая колонка: 1 - алеврито-глинистые осадки, 2 - кокколитоные осадки, 3 - сапропелевые осадки.

II Гранулометрия: 4 - фракция  $< 0,01$ , 5 - фракция  $0,1-0,01$ , 6 - фракция  $0,25-0,1$ , 7 - фракция  $> 0,25$ .

III Минералы тяжелой фракции: 8 - часто встречающиеся, 9 - единичные.



дине слоя микрофауна почти пропадает, здесь преобладает детрит крупных раковин моллюсков, встречены редкие остракоды.

В кровле вновь в изобилии встречаются моллюски, в меньшей степени фораминиферы, остракоды, но створки раковин отличаются заметной утолщенностью.

4. Выше по разрезу (гл. 82-168 см) алевроитовая глина оливково-серой окраски, неоднородная, полосчатая, как и в предыдущем слое за счет чередования светлых прослоев терригенного материала (1,0-3,0 мм), темно-бурых прослоев сапропеля (< 0,5 мм), белесоватых карбонатных прослоев (< 0,1 мм) и редких буровато-черных, невыдержанных по простиранию микрослойков углистого вещества (мощностью до 0,2 мм). По сравнению с предыдущим слоем, количество сапропеля уменьшается, но все еще достаточно высоко, вместе с тем значительно возрастает количество известковых прослоев (это находит свое отражение и в увеличении % карбонатности снизу вверх по разрезу).

Фауна многочисленна, раковины очень тонкостенные, прозрачные, преобладают моллюски и фораминиферы, реже встречаются остракоды. В шлифах под микроскопом можно видеть множество остатков диатомовых водорослей.

5. Верхнюю часть разреза (5,0-82,0 см) составляют светло-серые глины с малой примесью тонкого песчано-алевритового материала; характеризуются тонким переслаиванием глинистых (1,0-3,0 мм), карбонатных (1,0-2,0 мм) и сапропелевых (< 0,5 мм) осадков.

От нижележащих слоев отличаются значительным увеличением количества и мощности кокколитовых прослоев, которые составляют до 50% площади среза шлифа (в процентах карбонатности это составляет 44-49%). Как и в предыдущих слоях много остатков диатомовых, фауна моллюсков и фораминифер тонкостенная, очень мелкая (по всей вероятности, зародышевые формы).

Из приведенного описания разреза очевидно, что состав осадков с течением времени претерпевал значительные изменения: глинистые алевроиты нижней части сменились сапропелевыми и кокколитово-сапропелевыми илами, и завершается разрез существенно кокколитовыми осадками.

Полученные радиоуглеродным методом датировки абсолютного возраста пород - 9 тыс. лет (гл. 300-320 см) и 5,1 тыс лет (гл. 175-200 м) позволили скоррелировать литологически расчлененную колонку разреза с известной климато-стратиграфической шкалой голоцена Черного моря (5).

Нижний слой (I) соответствует новозвксинским отложениям борельного периода; выше залегают бугавско-витязевские (2) нерасчлененные слои начала атлантического периода; далее следуют каламитские отложения (слои 3, 4) соответствующие атлантическому и суббореальному периодам; завершается разрез джемтинскими отложениями (5), относящимися к субатлантическому периоду.

Результаты гранулометрического анализа иллюстрируют слабые изменения по разрезу достаточно однообразного в целом алеврито-глинистого состава осадков. Алевритовая составляющая в подошве (0,1-0,01) достигает 40%, вверх по разрезу наблюдается постоянная тенденция к уменьшению алевритовой и мелкопесчаной примеси (с некоторым возрастанием в инт. 230-168 см) в кровле она составляет меньше 15%. В то же время, с глубины ~ 200-225 см увеличивается содержание мелкопесчаной фракции (0,10-0,25 мм) до 10-12%, появляется примесь средне-зернистого песка (0,25-0,5 мм), следовательно, можно отметить, что вверх по разрезу несколько ухудшается сортировка осадков, но увеличивается глинистость.

Карбонатность пород возрастает так же снизу вверх по разрезу, что обусловлено увеличением количества известковых кокколитовых прослоев, максимум карбонатности (44,0-49,0%) падает на завершающие разрез джемтинские слои (инт. 82-5 см), отличающиеся наиболее высоким содержанием кокколитов. Изучение карбонатных прослоев в сканирующем микроскопе позволило выявить в составе слагающего их материала различные формы кокколитофорид хорошей сохранности, обломки раковин, тонкопелитовый кальцитовый порошок.

В минералогическом составе осадков значительных различий по разрезу не установлено; они почти целиком сложены кварцем и полевыми шпатами, минералы тяжелой фракции не превышают 0,02-0,04% по весу. Изучение минералов тяжелой фракции (0,25-0,1 мм) методом иммерсии позволило выявить лишь наиболее часто встречающиеся минеральные виды, но произвести подсчет процентов их содержания не представлялось возможным из-за очень малой доли тяжелой фракции в породе. Полученные результаты (Таблица I) позволяют выявить некоторое отличие минералогического состава нижней и верхней частей разреза. Для объяснения этого различия необходимо прежде обратиться к исследованиям украинских геологов, выделявших на основании особенностей распределения терригенно-минералогических ассоциаций в плейстоцен-голоценовых осадках северо-западного черноморского шельфа ряд терригенно-минералогических провинций (3): I) это, во-первых, эпидот-амфибол-ильменит-гранатовая провинция и

питающая ее Дунайская область; 2) следующая за ней к востоку ильменит-гранат-ставролит-силлиманит-слюдистая провинция и питающая ее Днестровская область; 3) силлиманит-дистен-циркон-гранат-ильменитовая провинция и питающая ее Днестровско-Бугская область; 4) циркон-магнетит-ильменитовая провинция и питающая ее Крымская область. Выделенные провинции достаточно полно и подробно характеризуют распределение минеральных ассоциаций на площади шельфа, не выходя за его пределы; поэтому в настоящей работе представляло интерес выяснить основные источники терригенного материала для отложений, находящихся на внешней части шельфа (точнее, на континентальном склоне), в приблизительно равной удаленности от указанных выше терригенно-минералогических провинций. Характер распределения минералов в разрезе, как показано в Таблице I, свидетельствует о преобладающем влиянии на формирование осадков Днестровской и Днепр-Бугской питающих областей с ильменит-гранат-ставролит-цирконовой ассоциацией. Незначительное увеличение содержания эпидота-амфибола-магнетита в нижней части разреза (в новоэвксинских и бугазско-визяевских отложениях), по сравнению с более молодыми (каламитскими, джеметинскими слоями) свидетельствует о возможном усилении на более раннем этапе влияния Дунайской и Западно-Крымской питающих провинций.

Наряду с перечисленными акцессорными минералами, повсеместно в шлифах на протяжении всего разреза наблюдается присутствие терригенного глауконита и большой массы микроглобулярного пирита. Последний особенно распространен в осадках нижней части разреза (на гл. 246-340 см), известных под названием "гидротроилитового" ила (9), где обнаружены массовые скопления и прослойки глобулей пирита. Подробнее вопрос пиритообразования рассмотрен ниже.

Минералы глин изучались в лаборатории физических методов исследования ГИН АН СССР с помощью рентгendifрактометрического анализа фракции  $< 0,001$ . Состав глинистых минералов однообразен и не меняется на протяжении всего разреза; преобладающими минеральными фазами являются слюда и каолинит, в виде незначительной примеси присутствуют хлорит и смектит (Рис. I, 2).

Слюда характеризуется наличием на дифрактограммах природных ориентированных препаратов целочисленной (или близкой к целочисленной) серии базальных отражений  $001$  с интенсивным первым пиком  $d(001) - 10,1 \text{ \AA}$ ; практически не меняющим своего положения при насыщении препарата глицерином и прокаливании при  $550^\circ\text{C}$ . Электронографические исследования позволили установить, что слюда изучаемых

5449/8

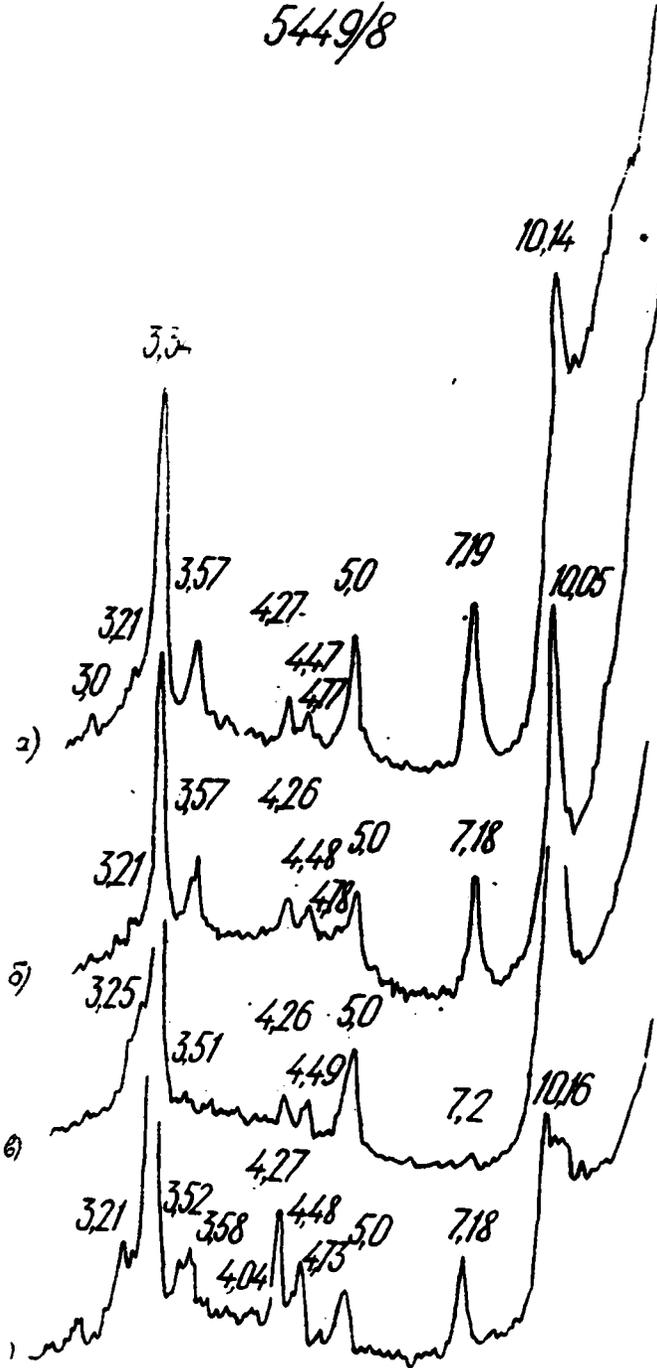
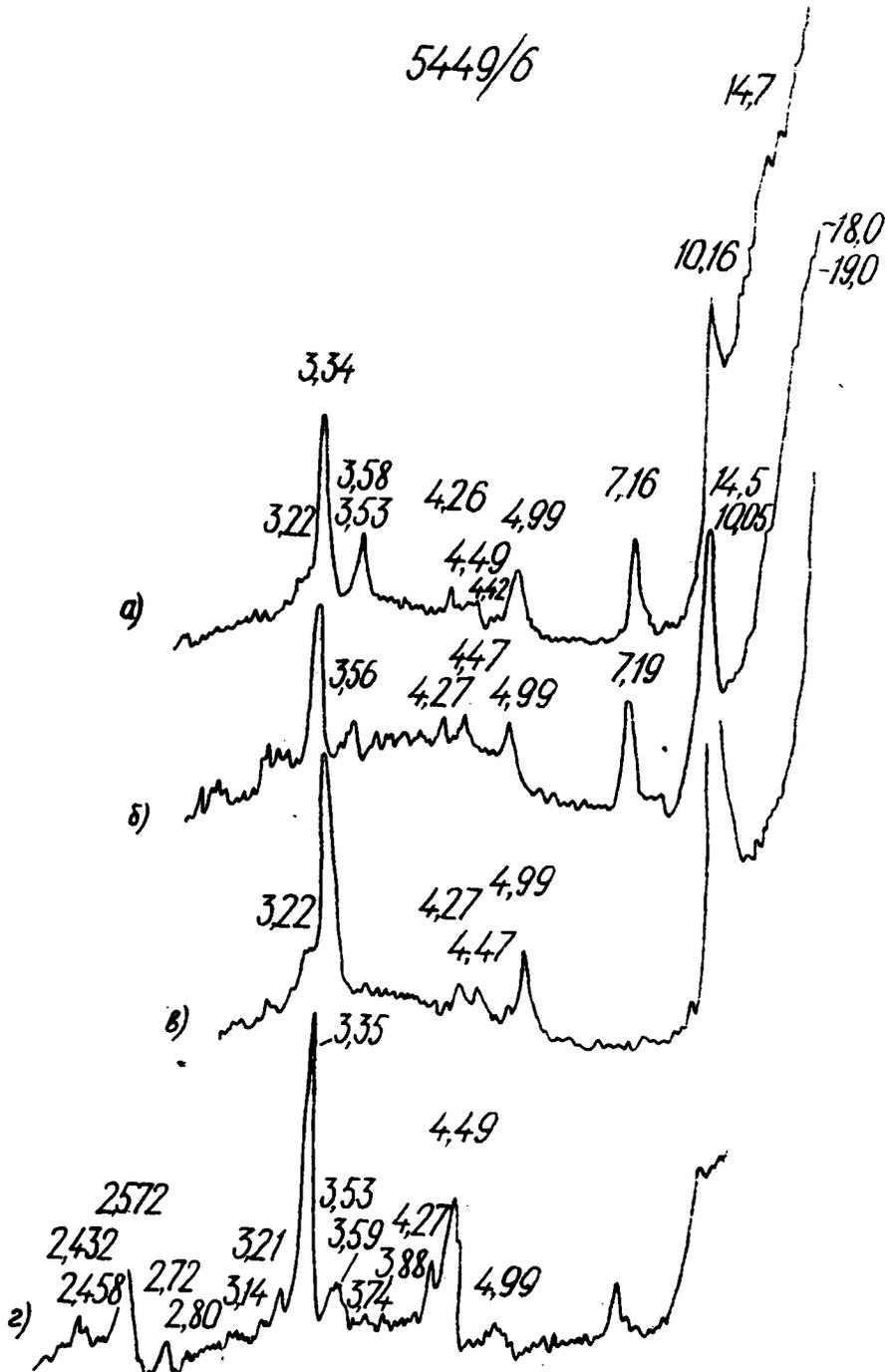


Рис. I. Дифрактограммы состава глинистых минералов: а) природный препарат; б) насыщенный глицерином; в) прокаленный при 550°C; г) обработанный 10% HCl.



с. 2. Дифрактограммы состава глинистых минералов: а) природный препарат; б) насыщенный глицерином; в) прокаленный при 550°C; г) порошок препарат.

отложений относится к неупорядоченным диоктаэдрическим слюдам (типа мусковита), политипной модификации I M d. Отсутствие в составе слюды упорядоченных модификаций свидетельствует о ее преимущественно терригенном генезисе, без участия вторичных процессов преобразования слоистых силикатов (2, 6). Об этом же свидетельствует и внешний облик неизмененных слюдястых пластинок в шлифах.

Каолинит на дифрактограммах природного препарата характеризуется целночисленной серией базальных отражений  $7,16\text{Å}$ ,  $3,58\text{Å}$  и т.д., исчезающих вследствие разрушения кристаллической структуры минерала при прокаливании препарата до  $550^{\circ}\text{C}$ , но устойчиво сохраняющихся после обработки 10% HCl.

Следы хлорита обнаруживаются по наличию слабо выраженного базального отражения первого порядка в области  $d_{(001)} \sim 14,2\text{Å}$ , не изменяющегося при насыщении препарата глицерином и прокаливании до  $550^{\circ}\text{C}$ .

Очень незначительная примесь смектита распознается в природном препарате по пику  $d_{(001)} \sim 14,5\text{Å}$ , смещающемуся при насыщении препарата глицерином в область малых углов и обнаруживающему слабо выраженный рефлекс в интервале  $18,0-19,0\text{Å}$ . Установлено, что после кипячения в 10% HCl, этот смектит разрушается, вероятно, вследствие окисления и выщелачивания катионов Fe из кристаллической решетки минерала.

Минералы глин в шлифах под микроскопом имеют явно терригенный облик, без каких-либо признаков диагенетического преобразования, что само по себе не является характерным для осадков с достаточно высоким содержанием растительной органики (в данном случае до 3,0-5,0%). По всей вероятности, причину этого следует искать в гидродинамических условиях среды осадконакопления: быстрота осаждения и захоронения частиц, взмучивание, переотложение и оползание осадков - все эти факторы не обеспечивали длительного пребывания минералов в зоне активного водообмена на контакте осадок - вода, в кровле неуплотненного осадка, где наибольшая интенсивность преобразования минералов (7, 8).

Химический состав пород проанализирован в лаборатории ГИН АН СССР методами спектрохимии и полуколичественного спектрального анализа, дополнительно проведены определения  $C_{\text{орг}}$  и  $\text{CO}_2$ . Результаты исследований представлены в Таблице 2. Для получения сопоставимых результатов, на анализ были направлены наиболее однородные, близкие по гранулометрическому составу образцы глинистых пород. Из приведенных в таблице данных следует, что распределение большин-

Таблица 2

## Результаты химического анализа

Интервал (см)	Основные окислы (вес. %)															
	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	BaO	SrO	NiO	C <sub>орг.</sub>	CO <sub>2</sub>
10-15	29,57	0,41	9,28	2,54	0,92	0,04	2,08	17,25	0,03	5,22	1,24	0,05	0,11	0,01	0,10	10,60
50-75	35,75	0,50	11,34	3,84	0,47	0,06	2,04	14,60	0,10	2,69	1,61	0,10	0,09	0,04	2,95	10,40
75-100	40,14	0,55	12,13	3,32	1,32	0,06	2,14	9,66	0,11	2,70	1,80	0,18	0,09	0,06	3,25	6,55
100-125	44,87	0,60	13,15	3,97	1,25	0,04	2,33	6,07	0,10	2,50	1,99	0,04	0,04	0,05	3,55	4,60
125-150	44,48	0,60	12,96	2,61	2,30	0,02	2,26	6,90	0,11	2,23	1,93	0,04	0,04	0,04	3,60	4,20
150-175	44,73	0,59	12,79	3,51	1,55	0,02	2,28	6,43	0,06	2,95	1,88	0,03	0,05	0,02	5,15	4,50
175-200	39,83	0,47	10,26	2,65	1,69	0,17	2,40	5,96	0,07	4,78	1,49	0,03	0,06	0,02	5,30	3,60
200-225	42,03	0,59	12,41	3,82	0,80	0,04	2,03	9,05	0,10	2,24	1,74	0,03	0,05	0,05	4,0	6,60
230-246	43,08	0,58	11,66	2,80	1,60	0,04	2,09	10,68	0,09	2,81	1,62	0,04	0,07	0,05	2,09	17,10
250-275	45,98	0,63	13,64	4,75	0,91	0,07	2,29	5,75	0,09	2,10	2,08	0,09	-	0,06	3,50	5,15
275-300	30,59	0,38	8,79	3,03	1,19	0,05	1,69	13,57	0,09	2,62	1,27	0,03	0,21	0,05	0,79	8,60
300-320	41,58	0,57	11,38	2,97	1,42	0,02	1,90	14,14	0,12	1,73	1,60	0,03	0,09	0,07	2,34	11,25
325-335	49,40	0,65	11,33	3,43	1,15	0,09	1,84	9,79	0,12	2,23	1,67	0,03	0,05	0,09	1,09	8,30

Продолжение Таблицы 2.

Результаты химического анализа

Микроэлементы ( $\times 10^{-4}$ вес. %)									Интервал, см
Cr	Ni	V	Cu	Co	Pb	Ca	Ge	Mo	
66	62	73	38	17	12	10	1,8	32	10-15
76	80	108	44	25	16	11	20	34	50-75
74	74	105	49	25	14	10	2,0	32	75-100
84	68	112	44	20	14	17	2,0	30	100-125
82	57	105	42	17	15	16	1,8	26	125-150
76	52	96	44	16	14	15	1,9	34	150-175
60	50	80	36	16	12	12	1,9	40	175-200
70	47	95	26	11	12	12	1,9	20	200-225
71	50	77	30	12	13	13	1,9	16	230-246
83	67	107	40	19	16	19	1,6	34	250-275
48	52	92	42	18	9	10	1,7	38	275-300
76	50	103	43	12	13	14	1,6	12	300-320
80	50	86	31	13	16	15	2,2	5	325-335

ства элементов в осадках, в целом по разрезу, достаточно однообразно и отражает минеральный состав пород. Заметные различия, обнаруженные в содержании таких окислов как  $\text{CaO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{CO}_2$  связаны с неравномерным распределением карбоната в осадках (фосфор способен изоморфно замещать  $\text{Ca}^{2+}$  в структуре кальцита, накапливаться в животных и растительных тканях), поэтому в тех случаях, где больше мощность карбонатных прослоев и выше концентрация фауны, - соответственно увеличивается и процентное содержание этих окислов (в интервалах 340-300 см, 300-246 см, 82-5 см). Накопление  $\text{C}_{\text{орг}}$  находится в прямой зависимости от формирования сапропелевых прослоев, поэтому более высокая концентрация  $\text{C}_{\text{орг}}$  приурочена к сапропелевому и кокколито-сапропелевому горизонтам (инт. 246-168 см и 168-82 см) бугазско-витязевских и каламитских слоев.

Анализ диатомовых водорослей, проведенный Н.С.Водопьян (Ин-т геофизики им.Субботина АН УССР), позволил выделить в верхней части разреза (до нижней границы 175 см) разнообразные по составу комплексы морских, солоноватоводно-морских, солоноватоводных и пресноводных видов. Распространение диатомовых по разрезу представлено в Таблице 3, где, при общем преобладании морских видов, показано неодинаковое распределение их в разных слоях колонки.

Кокколито-сапропелевый горизонт каламитских отложений изобилует как морскими (солоноватоводно-морскими) комплексами родов *Actinocyclus*, *Coscinodiscus*, *Melosira*, *Thalassiosira* и др., так и пресноводно-солоноватоводными *Chaetoceros*, *Cyclotella*, *Hyalodiscus*, *Navicula*, *Synedra* и др., что свидетельствует о широком диапазоне колебаний солености и указывает на регрессивный режим бассейна. Особенно отчетливо, по мнению Н.С.Водопьян, отдельные кратковременные регрессии прослеживаются в интервалах 140-170 и 70-80 см. Джеметинские отложения, выделенные в верхней части разреза в кокколитовый горизонт, отличаются наибольшим распространением морских диатомовых, при меньшем развитии солоноватоводных и пресноводно-солоноватоводных, что характерно для нормального морского режима бассейна и соответствует трансгрессивной фазе. Н.С.Водопьян выделяет, по оптимальному развитию диатомовых водорослей, интервалы максимальных трансгрессий на глубинах 125-140 и 25-45 см. Этот вывод, однако, вызывает сомнение в связи с тем, что среди перечисленных морских видов в больших количествах присутствуют диатомовые, переотложенные из более древних олигоцен-неогеновых осадков, такие, как *Asteromphalus loczii*, *Thalassiosira oestrupii*, *T. decipiens*, *Achnanthes brevipes*, *Thalassiosira excetrica*



Обнаружение их в составе голоценовых осадков свидетельствует о вероятном перемыве более древнего терригенно-биогенного материала на шельфе с последующим переотложением его на континентальном склоне.

В таблицу не вошли единично встреченные в отдельных слоях *Ampthora marina*, *A. minima*, *A. proteus*, *Cyclotella radiosa*, *C. meneghiniana*, *Cocconeis placentula*, *C. intermedia*, *C. pediculus*, *C. euglipta*, *C. guarnezensis*, *Diatoma vulgare*, *D. prodactum*, *Dimenogramma minor*, *D. nana*, *Epithemia zebra*, *E. saxonica*, *Gimatosira biharensis*, *Gomphonema angustatum*, *G. parvum*, *Hantzschia ambioxus*, *Melosira granulata*, *M. distans*, *M. lirata*, *M. islandica* subsp., *M. helvetica*, *Navicula hennedi*, *N. nebulosa*, *N. cryptocephala*, *N. solida*, *N. thermal*, *N. minor*, *N. vermicularis*, *N. communis*, *Orephora martyi*, *O. sp.*, *Pinnularia sp.*, *Rhopalodia musculus*, *Sunedraulna*, *Trachinees aspera*.

Пегэчисленные виды относятся, главным образом, к пресноводным диатомовым, поэтому, учитывая их редкую встречаемость, можно утверждать, что присутствие их в этой части разреза связано с переотложением мелководных шельфовых осадков.

Интерпретация результатов диатомового анализа осуществлена под руководством и при непосредственном участии Э.П. Родионовой (ГИН АН СССР, лаборатория микропалеонтологии), которой автор выражает искреннюю благодарность за оказанную помощь.

Изученный разрез четвертичных осадков отражает основные этапы эволюции осадконакопления в Черноморском бассейне этого периода времени. Алевроиты нижней части разреза (лой I) соответствуют завершающей новоэвксинской регрессивной фазе, характеризующейся наибольшим понижением уровня моря (более 100 м) в четвертичное время. Шельф в том виде, как мы его наблюдаем сейчас, по известным литературным данным (3), в раннеэвксинский период практически не существовал, береговая линия располагалась у начала перегиба континентального склона, осадочный материал с суши поступал сразу непосредственно на континентальный склон и далее на дно глубоководной части Черного моря. В таких условиях не приходится ожидать хорошей сортировки терригенных частиц в бассейне седиментации, поэтому сравнительная однородность глинисто-алевритовых осадков объясняется частичной дифференциацией материала на пути переноса поверхностными водами, а так же гравитационной сортировкой при осаж-

дении на склоне.

В связи с отсутствием шельфа на указанных участках, устья многих палеорек (Днепра, Днестра, Дуная и др.) открывались непосредственно в верховья подводных каньонов, в результате чего оказывалось невозможным перемешивание в области континентального склона осадков разных питающих провинций, поэтому в составе минералов тяжелой фракции изученного разреза преобладает влияние ближайших Днестровской и Днепро-Бугской питающих областей.

Следующий этап осадконакопления ознаменован началом древне-черноморской трансгрессии и резким подъемом уровня воды в бассейне, что послужило условием формирования границ современного шельфа Черного моря, хотя и известно, что Древне-черноморский бассейн занимал площадь внутри контура современного Черного моря и имел более низкий уровень. С подводного шельфа на склон выносились более тонкие однородные глинистые осадки, что находит свое отражение в результатах гранулометрического анализа.

Устьевые части палеорек района оказались затопленными, превратились в подводные дельты и, в силу влияния различных вдольбереговых течений, стало возможным смешение терригенного материала и расширение областей питающих провинций. К этому же выводу приводит анализ состава минералов тяжелой фракции, где наряду с Днестровской и Днепро-Бугской областями начинает проявляться влияние Дунайской и Крымской терригенно-минералогических провинций.

Теплый и относительно влажный климат начальной фазы атлантического периода, распространявшийся к тому времени на всей окружающей территории, способствовал развитию биомассы планктонных организмов (кокколитофорид, планктонных водорослей), образовавших при отмирании ступчатые скопления и отдельные самостоятельные прослойки карбонатов в массе осадка.

Следующим этапом развития бассейна в интервале 5-6 тыс. лет явилась непродолжительная регрессия, отразившаяся в данном разрезе в ухудшении сортировки и появлении более грубого песчаного материала в интервале глубин 230-168 см. Причиной этой регрессивной фазы послужило, вероятно, временное, но значительное изменение климата в сторону засушливости и уменьшения количества осадков, происшедшее, как установлено (10), приблизительно в середине атлантического периода. Известно, что засушливый климат стал причиной обеднения береговой растительности, развития зоны степей, но ни в коей мере не отразился на изобилии расти-

тельного планктона в морской бассейн, напротив, вероятно в этот период происходило активное распространение планктонных водорослей, приведшее к максимально высокому накоплению сапропеля в осадках.

Вслед за описанной регрессивной фазой наступила максимальная в послеледниковый период новочерноморская трансгрессия, соответствующая в данном разрезе интервалу накопления каламитских слоев (слой 4, 168-82 см). Начало трансгрессии сопровождалось максимальным в голоцене увлажнением климата (10), что привело к развитию густого растительного берегового покрова, препятствовавшего сносу грубого терригенного материала и, как следствие этого, накоплению тонких глинистых осадков в подошве слоя. Дальнейшее развитие трансгрессии происходило на фоне относительного уменьшения влажности климата, сохранявшего в целом в рамках умеренно влажного, что привело к незначительному увеличению песчаности осадков, как показывают данные гранулометрического анализа, приведенные в таблице.

Сульфидообразование в голоценовых осадках тесно связано с изменениями климатической обстановки и обогащением органическим веществом. По данным Щербачева Ф.А., Куприна П.Н. и др. (9), уже на первых этапах проникновения тяжелых средиземноморских вод в Черное, в придонном слое создавались застойные условия, способствовавшие восстановлению окисленных новоэвксинских осадков и образованию сульфидов железа, главным образом в форме гидротроилита, при низких содержаниях  $C_{орг.}$  (0,1-0,7%), и в форме пирита в более молодых осадках, насыщенных  $C_{орг.}$  свыше 2,0-3,0%. Железо при этом заимствовалося из осадочных пород, а сера восстанавливалась из сульфатона под действием бактерий.

Присутствие в осадках большой массы биогенных компонентов (многочисленные кокколитоновые и сапропелъные прослойки) свидетельствует об активном развитии растительного планктона, особенно это относится к кокколитофоридам, ибо количество кокколитов в осадке постепенно возрастает вверх по разрезу, достигая максимума в верхних, джеметинских отложениях (слой 5), получивших название кокколитового ила. Известно, что для существования и нормального развития кокколитофорид необходима слабощелочная ( $pH \sim 8-8,5$ ) водная среда с постоянной температурой  $+10 - +26^{\circ}C$ ; они являются микропланктоном экваториальных и теплых морей, а также морей умеренного пояса (1).

Особенности среды обитания кокколитофорид позволяют связать образование известково-кокколитовых прослоев с сезонностью осадконакопления. Как известно, максимальный прогрев воды на поверхности

Черного моря в летние месяцы составляет 21-24°C, минимальный, в зимний период, -6-8°C и ниже (4). Поэтому кокколитофориды, развивавшиеся в приповерхностном слое воды, в летние месяцы достигали наивысшего расцвета, поглощали CO<sub>2</sub> и выделяли известь, в результате чего при осаждении на дно образовались кокколитово-кальцитовые прослои, практически не содержащие примеси терригенного и сапропелевого материала. Последнее объясняется незначительным поступлением терригенного материала в бассейн седиментации, в связи с густым береговым растительным покровом и преимущественным осаждением его в шельфовой зоне.

Фаунистический комплекс, как было отмечено ранее, при послойном описании разреза, представлен очень мелкими прозрачными тонкостенными раковинами фораминифер, моллюсков, остракод. По мнению П.В. Федорова, любезно просмотревшего весь фаунистический материал по изучаемому разрезу, встреченные раковины представляют собой исключительно эмбриональные, слабо развитые формы, взрослых форм практически нет. Среди моллюсков преобладают солоноватоводные *Gastropoda Hydrobia ventrosa*, зародившиеся и развивавшиеся, по всей вероятности, на шельфе и, как наиболее легкие частицы, снесенные в относительно глубоководную область континентального склона, возможно, придонными течениями под влиянием подводных палеоделт Днепра, Днестра и других палеорек района, или склоновыми оползнями, обусловленными гравитационной текучестью уплотненных осадков.

Эколого-систематический состав диатомовых водорослей характеризует условия преимущественно нормальносоленого (или слабо опресненного) морского бассейна. Неодинаковое обогащение различных слоев колонки морскими солоноватоводными комплексами водорослей указывает на трансгрессивные колебания уровня моря. Присутствие в составе диатомей более древних, а также существенно опресненных видов, свидетельствует о значительном участии переотложенного терригенного и биогенного материала, иными словами о сносе материала из шельфовой области вглубь бассейна.

Наибольший интерес в настоящей работе с генетической точки зрения представляет попытка объяснить ритмичнослоистое строение осадочной толщи в верхней части изучаемого разреза (каламитские и дзаметинские слои). Внимательное изучение последовательности наслаивания алевроглинистых, сапропелевых и известково-кокколитовых прослоев позволяет часто наблюдать следующую картину: алевроглинистые прослои с точечной примесью кокколитов и тончайшими

слойками и линзочками сапропелевого материала, сменяются вверх по разрезу прослоями почти чистого сапропелевого вещества с незначительной примесью терригенных частиц, а выше располагаются кокколито-вые прослои, состоящие из обломков кокколитофорид и пелитоморфного кальцита. Иногда эта последовательность нарушается за счет выпадения из разреза тех или иных прослоев. Следует подчеркнуть, что подобная ритмичность осадконакопления характерна только для более позднего этапа, когда, как уже говорилось выше, была достаточно хорошо развита шельфовая зона бассейна.

Механизм дифференциации осадков, возможно, заключается в следующем. Терригенный алевро-глинистый материал поступал в бассейн седиментации главным образом в весенне-осенний периоды (весной - с паводковыми водами, летом и осенью - дождевыми потоками, но уже значительно меньше, вследствие густого берегового растительного покрова). Растительный детрит, преобразующийся в результате диагенеза в сапропелевое вещество, поступал в бассейн седиментации летом, в период наибольшего развития растительного берегового покрова и планктонных водорослей, а также осенью, в связи с массовым отмиранием растительности. Таким образом, накопление обломочного терригенного материала и растительной органики происходило одновременно и должно было бы давать прослой смешанного состава, насыщенные в летние периоды времени еще и кокколитами. Следовательно, причина слоистой ритмичности в данном случае не сезонность осадконакопления, точнее не только и не столько она. Вероятнее всего, на шельфе происходило периодическое взмучивание осадочного материала, например, зимой во время сезона штормов, или весной, когда резко усиливался береговой сток и большое влияние на осадконакопление в шельфовой области оказывали палеодельты крупных рек района. Из взмученного и переотложенного в область континентального склона осадка в первую очередь выделялись более тяжелые терригенные частицы пород; сверху на них оседали более легкие обрывки растительных тканей. Затем, с наступлением летнего периода, происходило интенсивное накопление кокколитовых прослоев, которые перекрывали нижележащие терригенные и органогенные осадки. Этим объясняется описанная выше последовательность чередований слоев разного состава. Временами, когда взмучиванию подвергались осадки не только верхнего, но и более глубоких слоев, ритмичная слоистость в результате этого размыва нарушалась. Обнаружение в осадках этого разреза большого количества солоноватоводной фауны моллюсков и солоноватоводно-пресноводных видов диатомовых свидетельствует так же в поль-

зу сноса большого количества материала из мелководной области.

Приведенные рассуждения позволяют сделать вывод о двух основных источниках вещества осадков континентального склона, связанных непосредственно с сезонностью осадконакопления: это, во-первых, взмученные осадки шельфовой области бассейна и, во-вторых, планктонные известьвыделяющие водоросли вида кокколитофорид.

Климат всего периода времени оставался достаточно теплым и влажным, о чем свидетельствует накопление большого количества сапропелевого и углистого вещества. Оптимальным условиям развития растительного покрова суши соответствует интервал максимального развития сапропелевых илов (246-168 см), отвечающий второй половине атлантического - началу суббореального периодов климато-стратиграфической шкалы голоцена.

#### Выводы:

Исследования показали, что внешний облик и вещественный состав голоценовой толщи изученного разреза являются результатом влияния фациально-климатической обстановки этого периода осадконакопления.

Тонкий алеврито-глинистый материал накапливался в условиях склоновой седиментации достаточно глубоководного морского бассейна, что нашло отражение в изменении сортировки и зернистости осадка. Значительная удаленность береговой линии существенно ослабляла зависимость гранулометрии частиц от трансгрессивно-регрессивных колебаний уровня бассейна.

Накопление значительной массы карбонатов вверх по разрезу связано с потеплением климата и, что наиболее существенно, осолонением бассейна. Интервал накопления сапропелевых осадков соответствует так же периоду потепления климата.

Свежесть и неизменность глинистых минералов, наблюдаемая на протяжении всего разреза, не смотря на высокую концентрацию  $C_{орг.}$  объясняется быстрым захоронением осадков в условия склоновой седиментации.

Минеральный состав песчаной и алевритовой фракции находился под влиянием стока крупнейших палеорек района и питающих их прорвинций, а так же удаленности изучаемого разреза от береговой линии бассейна.

Состав диатомовых водорослей отражает смену регрессивно-трансгрессивных циклов в развитии бассейна и частичное переотложение на склоне осадков мелководной шельфовой области.

Ритмичная слоистость осадков, обусловленная закономерным чередованием терригенных, кокколито-карбонатных и сапропелевых прос-

доев, объясняется, по всей вероятности, сезонно-климатическими изменениями обстановки седиментации, а именно: взмучиванием, переносом и переотложением терригенных шельфовых осадков в область склона в зимний и весенний периоды, и накоплением биогенного материала в летний (и осенний) периоды. Не исключено влияние и оползневых склоновых (автокинетических) процессов на ритмичнослоистое строение толщи, что выражается в отмечаемом местами нарушении ритмичности, срезании слоев, резких межслоевых границах.

Литература:

1. Атлас породообразующих организмов (Известковых и кремневых). 1973, М.: Наука. 267 с.
2. Гаврилов Д.О., Ципурский С.И. Глинистые минералы ниже- и среднеюрских отложений разных структурно-фациальных зон Центрального Кавказа. "Лит. и полез. ископ.", № 6, 1987, С. 57-72.
3. Геология шельфа УССР. Литология, Киев: Наукова думка, 1985, 189 с.
4. Геология шельфа УССР. Среда. История и методика изучения. Киев: Наукова думка, 1982. 176 с.
5. Голоцен северо-западной части Черного моря (расчленение, радиоуглеродное датирование, корреляция разрезов). Киев, ИГН АН УССР. 1987. 43 с.
6. Дриц В.А., Коссовская А.Г. Слоистые силикаты в земной коре. Сообщение 2. Группы смектитов, хлоритов, слюд и палыгорскит-сепиолитов. "Литол. и пол. иск.", № 1, 1985. С. 3-16.
7. Коссовская А.Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вильейской впадины и Западного Верхонья. Тр. ГИН АН СССР, вып. 63, 1963. 204 с.
8. Коссовская А.Г. Факторы, определяющие формирование минерального состава глин в условиях платформы и геосинклинали. ДАН СССР, т. 129, 1959, № 6.
9. Осадконакопление на континентальной окраине Черного моря. М.: Наука, 1978. 210 с.
10. Шевырев Л.Т., Алексеева Л.И., Спиридонова Е.А., Тихомиров С.В., Арсланов Х.А., Гей Н.А., Анциферова Г.А. Опыт стратиграфического расчленения верхнеплейстоценовых и голоценовых отложений Калачской возвышенности. Булл. комиссии по изуч. четв. периода, № 56, 1987. С. 45-64.

Казаков К.Г.

СТРОЕНИЕ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ВОЯМПОЛЬСКОГО КОНУСА  
ВЫНОСА ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ (НА ПРИМЕРЕ МАЙНАЧСКОГО РАЗРЕЗА)

Отложения палеогена и неогена Западной Камчатки, представленные широким комплексом континентальных и морских отложений, согласно последнему Межведомственному стратиграфическому совещанию 1974 года в г.Петропавловске-Камчатском (4), разделены на 4 серии: Тигильскую, включающую хулгунскую, напанскую и снатольскую свиты (палеоцен-средний эоцен), Ковачинскую, включающую одноименную свиту (верхний эоцен), Воямпольская - аманинская, гахвинская (олигоцен), утхолокская, вивентекская, кулувенская свиты (нижний миоцен), Кавранскую - ильинская, какертская, этолонская, эрмановская (нижний миоцен), энемтенская (плиоцен) свиты. Каждая из выделенных серий характеризуется своим специфическим набором пород, генетических типов и фаций, отвечает крупным этапам развития бассейна осадконакопления. Среди вышеперечисленных серий с литологической точки зрения, наиболее специфичными и проблематичными являются отложения Воямпольской серии. В строении серии основное участие принимают пелитоморфные кремнистые породы - опоки, аргиллиты, алевролиты, в различной степени обогащенные кремнеземом, в меньшей степени алевролиты и песчаники. Наличие кремнистых пород в составе Воямпольской серии является ее характерной чертой, подчеркивающей специфику бассейнового седиментогенеза и выделяющей ее среди остальных осадочных серий. Другой характерной чертой Воямпольской серии является исключительно четкая флишеподобная цикличность. Третьей особенностью серии являются многочисленные, хотя и маломощные прослои туфов. Мощность Воямпольской серии в Майначском разрезе достигает 1000 м, а в некоторых близлежащих разрезах значительно выше.

Полевые исследования, проведенные автором в сезонах 1984-85 гг. в составе комплексной группы сотрудников Геологического института АН СССР под руководством Ю.Б.Гладенкова, а также данные камеральной обработки собранных материалов легли в основу данной статьи. В эти сезоны были детально изучены основные разрезы палеогена и нижнего неогена морского побережья Тигильского поднятия - бухта Квачина, Майначский разрез, Точилинский разрез в обоих крыльях антиклинальной складки. На всех разрезах присут-

ствуют отложения Воямпольской серии. В данной работе мы рассмотрим строение и специфику формирования отложений этой серии на примере Майначского разреза.

Значительный вклад в изучение литологии Воямпольской серии внес сотрудник Геологического института АН СССР В.И.Гречин (2). В своей монографии, на основании проведенных исследований, он пришел к выводам о первичной органогенной природе кремнезема в различных, преимущественно пелитоморфных, породах и обосновал катагенетические преобразования кремнезема, приводящие к исчезновению органогенной структуры пород и переходу неустойчивых форм кремнезема в устойчивые. Им установлено существование трех зон различных форм кремнезема - опаловой, кристоболитовой и халцедоновой (кварцевой) с закономерным последовательным переходом сверху вниз по разрезу от опала к кварцу. Подобную зональность В.И.Гречин связывает с геотермическим градиентом и различной глубиной погружения, а соответственно и преобразования пород Воямпольской серии в диа- и катагенезе.

#### Строение Воямпольской серии Майначского разреза

Отложения Воямпольской серии залегают на отложениях ковачинской свиты одноименной серии. Ковачинская свита в ее верхней части представлена чередующимися пачками песчаников и алевролитов. Пачки песчаников достигают 12-15 м, пачки алевролитов более мощные, до 25 м. Пачки алевролитов иногда являются неоднородными и обладают мелкой цикличностью по 0,2-0,3 м, обусловленной ритмичным переслаиванием к/з и м/з глинистых алевролитов с постепенными взаимопереходами.

В породах ковачинской свиты отмечаются растительный детрит, иногда обрывки флоры, в пачках песчаников встречаются мелкая галечка эффузивов, иногда галечка углей до 3 см. В песчаниках ковачинской свиты отмечается рассеянный глауконит, иногда образуя значительные скопления вплоть до глауконитита. В породах встречаются карбонатные конкреции. В алевролитах они рассеянные и довольно мелкие, до 0,12 м, преимущественно шарообразной формы; в пачках песчаников же карбонатные конкреции более крупные, овальные, до 0,3-0,4 м, образующие прослой. При этом они чаще приурочены к основанию и кровле пачек, крайне редко встречаясь в средней их части.

Отложения аманинской свиты: мощностью 73 м, залегающие с небольшим пропуском разреза на отложениях ковачинской свиты, в значительной степени отличаются от нее. Аманинская свита состоит преимущественно из кремнистых аргиллитов с единичными прослоями туфов и обладает четким ритмичнослоистым строением. Отложения аманинской свиты в той или иной степени содержат мелкогнездовидные включения м/з - к/з песчаного вулканотерригенного материала, а также галек и валунов. По типу ритмичной слоистости и по содержанию различных включений отложения свиты подразделены на три пачки. Нижняя из них (пачка I), мощностью около 16 м, представлена толщей ритмичнослоистых отложений. Мощности элементарных ритмов составляют 0,2-0,3 м. Основание каждого ритма представлено кремнистыми, серыми, со слабо коричневатым оттенком алевролитами, которые вверх постепенно переходят в менее плотные, более хорошо сортированные, алевролиты.

Для алевролитов нижних частей элементарных ритмов характерно присутствие в виде инородных включений мелких гнезд разнозернистого песчаного вулканотерригенного материала, существенно отличающегося своим более грубым составом от основного матрикса породы. В основании пачки на контакте с песчаниками ковачинской свиты имеется прослой карбонатных конкреций. Выше в разрезе слоистость становится тонкой, листоватого типа, хотя определенная ленточность, более тонковыраженная, сохраняется. В аргиллитах также имеются описанного типа гнезда вулканотерригенного материала. Прослой темно-серого алевролита, венчающие ритмы, также менее плотные, отличаются значительно лучшей сортировкой материала. В этой толще выделены две пачки. Нижняя из них (пачка 2), мощностью 43 м, имеет в основании и кровле по прослою витрокластического туфа, мощностью около 0,3 м. Кроме того, в породах встречаются рассеянная галька угля, среди обломочных компонентов в хаотично рассеянной и мелкогнездовидных скоплениях песчаного вулканотерригенного материала, встречаются зерна кремнистых пород и эффузивов. Верхняя пачка (пачка 3, мощностью 12 м), отличается относительно большим содержанием пирокластического и песчаного вулканотерригенного материала, наличием "плавающих" валунов эффузивов диаметром до 0,3 м. Нередко гнезда и имеющиеся включения мелколинзовидного характера пирокластического и вулканотерригенного песчаного материала оказываются цементированными карбонатным веществом. В основании верхней пачки хорошо выражен прослой

карбонатных конкреций диаметром до 0,15 м.

Для всей толщи аманинской свиты характерно наличие рассеянного растительного детрита, часто углефицированного.

Гакхинская свита. Отложения этой свиты, мощностью 175 м, если оценивать ее целиком, сохраняют тонкослойный, листоватый тип и определенную довольно тонковыраженную ленточность, столь характерную для большей части аманинской свиты (пачки I и 2, мощностью 18 и 27 м соответственно). При этом, из общей закономерности выпадает, правда, пачка 2, для нее характерно несколько более крупноритмичное строение, отчасти схожее с пачкой I аманинской свиты. Ритмы в этой пачке несколько более крупные, до 0,20-0,25 м. Нижняя часть ритмов представлена серыми кремнистыми аргиллитами, с незначительным количеством рассеянного и мелкогнездовидно распределенного алевроитового и мелкозернистого песчаного вулканотерригенного материала. Порода тонкоплитчатая, по 2-3 см, со слабо выраженной очень тонкой субгоризонтальной текстурой. Верхняя часть ритмов представлена сильнокремнистыми аргиллитами, темно-серыми, более крепкими, значительно более "чистыми", слегка сланцевого облика, содержащие мелкую тонкостенную фауну. Соотношение компонентов ритмов примерно равное.

Пачка 3, мощностью около 8 м, представлена слабокремнистыми алевролитами массивного строения, серого цвета, со значительно повышенным содержанием пирокластического и песчаного вулканотерригенного материала, хаотически рассеянного по породе. Местами в этой пачке очень слабо выражена тонкая субгоризонтальная слоистость.

Пачку 4, мощностью около 50 м, слагают тонкоритмичнослойные кремнистые аргиллиты, слегка алевроитистые, с хаотично рассеянным вулканотерригенным и пирокластическим материалом песчаной размерности. Слабо выражена очень тонкая субгоризонтальная слоистость. Цвет серый, до серо-коричневого. Маломощные темно-серые листоватые аргиллиты слагают верхние части элементарных ритмов. Мощность элементарных ритмов 0,10-0,12 м.

В средней части пачки обособленно выделяется 2 м пласт вулканотерригенного р/з песчаника рассматриваемого ниже.

Пачка 5, мощностью 26 м, при сохранении тонкоритмичного облика, с ритмами около 0,10-0,12 м, несколько отличается по составу. В основании ритмов здесь обычно распространены кремнистые алевролиты светло-серого цвета опоквидного облика. Наряду с

хаотически рассеянным пирокластическим и песчаным материалом, также образующим мелкогнездовидные скопления, отмечаются мелкие окатыши черных аргиллитов 0,5-1 см, довольно хорошей степени окатанности. В пачке выделяются многочисленные туфовые прослои, рассматриваемые ниже.

Пачка 6 сохраняет тонкоритмичнослоистое строение, характерное для гакхинской свиты и в целом сходна с пачкой 4. Количество хаотично рассеянного алевритового и мелко-, среднезернистого вулканотерригенного материала в серых кремнистых аргиллитах несколько возрастает в верхней половине пачки. Отмечается мелкий растительный детрит. Слабо выражено очень тонкая субгоризонтальная слоистость. Мощность пачки 28 м.

Среди других характерных черт гакхинской свиты следует отметить своеобразные "инородные" тела, нарушающие четкую ритмичность толщи. В средней части пачки 4 выделяется 2 м слой р/з вулканотерригенного песчаника, содержащего гравийные частицы, чрезвычайно плохо сортированного. Нижний контакт довольно резкий, четкий, но без видимых следов размыва. Цвет - светло-серый, слегка выбеливающийся. Этот песчаник обладает плитчатостью по 1-1,5 м. В нем содержатся окатыши темно-серых, до черных аргиллитов по 0,5-1,2 см слабой и средней степени окатанности, имеется мелкий углефицированный растительный детрит, редкая галечка угля до 3 см.

Характерной особенностью отложений гакхинской свиты являются прослои туфов, сгруппированные в нижней части свиты в пачке 1 мощностью 18 м и в верхней части свиты в пачке 5, мощностью 26 м. Отдельные, наиболее мощные прослои туфов в пачке 1 достигают 1 и 1,5 м. Прослои туфов в подавляющем большинстве случаев, витрокластические по 0,1-0,3 м. В наиболее мощных туфах присутствуют кристаллокластические компоненты. Прослои туфов зеленого цвета, часто глинизированные. Иногда отмечается некоторое опливание туфов с приобретением ими характерных текстур. Характерно внедрение более грубого кристаллокластического материала и мелко-, среднезернистого песчаного вулканотерригенного, светло-серого цвета с белесоватым оттенком. Контакты неровные, субгоризонтальные, часто наклонные. Этот внедренный более грубый материал по 1-6 мм нарушает сплошность туфов, образуя прожилки и создавая в них неправильно-лизовидную текстуру наподобие окатышей по 3-15 мм. Мощные туфы сильно "мусорные", отчасти кремне-зеленоватые.

го цвета. Для них характерно как хаотическое распределение р/з песчаного вулканотерригенного материала, так и мелкое неправильное гнездовидное его распределение. Причем хаотично рассеян крупнозернистый и мелкозернистый песчаный материал, а более крупный, средне-, крупнозернистый образует преимущественно гнездовидные скопления. В приподошвенной части туфов встречается мелкогравийный материал. Отмечается мелкий растительный детрит, углефицированный. Наличие вышеперечисленных признаков подчеркивает некоторое опливание этих мощных туфов и позволяет диагностировать их как туффиты. В этих туфах и туффитах, отчасти глинизированных, встречаются блиновидные линзы, около 0,2 м, слабо кремнистого песчано-алевритового материала, рассеянной и мелкогнездовидного распределения. Иногда встречаются и более крупные линзы до 0,8 м. В кровле пачки 5 выделяется еще одно "инородное" тело. Это 0,3 м слой мелко-, среднезернистого вулканотерригенного песчаника, "мусорного", слабо сортированного, слегка алевритового, слабокремнистого, отчасти опоковидного облика. Цвет серый, с зеленоватым оттенком. Для него характерно хаотичное распределение в основном более грубого, среднезернистого песчаного материала, окатыши черных аргиллитов до 1 см, мелкий растительный детрит, часто углефицированный, обломки древесины до 3 см.

Утхолокская свита. Отложения утхолокской свиты представлены в основном алевролитами, часто песчанистыми, маломощными прослоями песчаников с примесью гравеллитов, прослоями туфов.

Основные специфические черты строения отложений (по сравнению с гакхинской) утхолокской свиты заключаются в более грубом, преимущественно алевритовом составе; больше распространен песчаный материал. В отложениях отсутствует четкая ритмичная слоистость, а содержание кремнезема существенно снижено. Породы в целом менее крепкие, более рыхловатые. Распределение туфов несколько более равномерное, большинство их сосредоточено в верхней части свиты. Мощность свиты 92 м.

Утхолокская свита залегает на гакхинской со слабо неровным контактом. В основании выделяется 1 м кремнистого алевролита опоковидного облика светло-серого цвета с хаотично рассеянным мелко-, крупнозернистым песчаным материалом, в нижней части которого отмечаются гравийные зерна гнездовидного распределения и окатыши кремнистых алевролитов и аргиллитов по 0,6 см. Встречены отдельные зерна глауконита 1-3 мм. Основную часть пачки 1 сла-

гайт рыхловатые слабокремнистые алевролиты серого цвета с рассеянной крупнозернистой алевритовой и мелкозернистой песчаной примесью. Мощность пачки 9 м.

В основании пачки 2 имеется прослой слабощементированного серо-желтоватого разнозернистого песчаника (0,1 м), несортированного "мусорного", с гнездовидными скоплениями крупнозернистого и гравийного материала, отдельных зерен глауконита, хотя в целом пачку 2 составляют серые рыхловатые алевролиты, слабокремнистые, массивные, без видимой слоистости, с рассеянной и мелкогнездовидной примесью среднезернистого терригенного и пирокластического материала. В пачке 2 выделяется двоякий конкреционный слой. В его кровле песчаники мелкозернистые алевритовые, светло-серые с незначительным количеством рассеянного и мелкогнездовидного распределения средне-, крупнозернистого и мелкогравийного материала. Встречается отдельный гравий до 6 мм эффузивов. В нескольких метрах выше отмечается слой овально-округлых карбонатных конкреций 0,3-0,4 м, темно-серого цвета, с коричневатым оттенком на сколе. Эти конкреции содержат одиночные бипирамидальные и звездчатые гнейши темно-шоколадного цвета (до 20 см). Через 7 и 10 м выделяются еще 2 прослоя более мелких карбонатных конкреций 0,15-0,2 м. Мощность пачки 35 м.

Пачка 3 представлена алевролитами светло-серыми, с хаотично распределенной крупнозернистой алевритовой и разнозернистой песчаной примесью. Более крупный крупнозернистый песчаный и мелкогравийный материал образуют гнездовидные скопления до 2 см. Много окатышей и зерен осадочных пород (аргиллиты). В этих алевролитах выделяются тонкие, до 1,5 см прослоя разнозернистых несортированных песчаников мелко-, среднезернистых, иногда до крупнозернистых. Присутствует мелкий растительный детрит. Мощность 8 м.

Пачка 4 - это серые алевролиты с плитчатой отдельностью. Характерна рассеянная примесь мелко-, среднезернистого песчаного материала, отдельный гравий и окатыши аргиллитов до 6-7 мм, линзочки пирокластического материала белого цвета 2-4 мм. Алевролиты часто переслаиваются (через 0,5-1 м) с прослоями витрокластических туфов зеленовато-голубоватого цвета мощностью до 0,10 м. В этих практически однородных туфах отмечаются включения гравийной размерности более темных туфов. В пачке отмечаются мелкие карбонатные конкреции темно-серого цвета с синеватым оттенком

на сколе. Мощность 12 м.

Пачка 5 сложена алевритами неравномерно песчанистыми, иногда с очень маломощными прослоями песчаников 1-2 см и прослоями зеленоватых кристалло-витрокластических туфов до 5 см. Песчаные прослойки слабосортированные, с хаотической и мелкогнездовидной примесью (2-4 см) крупнозернистого песчаного материала, обилием растительного детрита 0,5-1 см. В пачке 5 в наиболее мощном слое 4 м слое зеленого туфа отмечаются довольно крупные 0,6-0,8 м лепешковидные карбонатные конкреции. Мощность пачки 20 м.

В завершающей разрез утхолокской свиты пачке 6 серые алевриты отмечаются меньшим количеством песчаной примеси мелкогнездовидного распределения, с частыми маломощными прослоями зеленых витрокластических туфов. В кровле пачки 6 выделяется слой крупных карбонатных конкреций овальной формы 0,8-1,0 м. Мощность пачки 8 м.

Таким образом, отложения утхолокской свиты отличаются более грубым песчано-алевроитовым составом, довольно значительным количеством рассеянного песчаника, иногда гравийного материала, увеличением зерен и обломков эффузивов и осадочных пород, наличием окатышей аргиллитов, значительным снижением кремнистости.

Вивентекская свита. Отложения вивентекской свиты залегают на утхолокской по довольно резкому трансгрессивному контакту. Отложения вивентекской свиты представлены опоками, кремнистыми аргиллитами и прослоями туфов. Основные отличительные черты строения вивентекской свиты связаны с наиболее тонким пелитоморфным составом среди отложений Воямпольской серии, исключительно четкой тонкой ритмичной слоистостью, значительным содержанием кремнезема в породах, резким преобладанием в разрезе гомогенных опок, повсеместным распространением туфов. Мощность свиты 252 м.

Пачка I вивентекской свиты представлена ритмичнослоистыми темно-серо-коричневыми и серыми кремнистыми аргиллитами опоквидного облика с незначительным количеством хаотично рассеянной примесью алевроитового, реже мелкозернистого песчаного материала. В основании ритмов распространены темно-серо-коричневые аргиллиты, мощностью до 0,10 м. Верхняя часть ритмов образована тонкими прослоями (по 5-7 см) серых аргиллитов, чаще они более тонкие, около 0,5 см. В средней части пачки выделяется одиноч-

ный прослой литокластического туфа зеленого цвета. Мощность пачки 16 м.

Пачка 2 "полосчатого" облика представлена мелким чередованием по 0,05-0,15 м темно-серых, голубоватых, сильно кремнистых аргиллитов и менее крепких и кремнистых желтовато-коричневых алевролитов опоквидного облика. Сильно кремнистые аргиллиты довольно чистые, однородные, с незначительным количеством алевропесчаной примеси. Опоквидные кремнистые алевролиты светло-серые, выбеливающиеся, с несколько большим количеством крупнозернистой алевроитовой и мелкозернистой песчаной примеси. Пирокластический материал образует мелкие линзочки до 0,5 см. Опоквидные кремнистые аргиллиты слагают нижние части элементарных циклов, а сильно кремнистые аргиллиты - верхнюю часть. Мощности элементарных ритмов достигают 0,15-0,20 м. Встречаются тонкие прослой лимонно-желтых глинизированных витрокластических туфов до 0,1 м. Появляются единичные тонкие прослой зеленовато-синеватых витрокластических туфов. Мощность пачки 26 м.

Пачка 3. Ритмичнослоистые опоки серого цвета, выбеливающиеся, с четырьмя прослоями зеленых витрокластических туфов. Опоки плитчатые, около 0,10-0,12 м, с включением крупнозернистого песчаного и мелкогравийного материала, кремнистых аргиллитов, тонкой субгоризонтальной текстурой. Опоки слагают нижнюю часть элементарных ритмов. Верхняя часть элементарных ритмов представлена рыхловатыми темно-серыми аргиллитами слегка сланцеватого облика. Между 3 и 4 туфовыми прослоями выделяется 0,2 м псаммитового кристаллокластического туфа белого цвета с четкой градиционной текстурой. В приподошвенной части местами отмечается мелкая косая штриховатая текстура. По остальным туфовым прослоям развиты некрушные овальные карбонатные конкреции до 0,15 м, темно-синего цвета на сколе. Мощность пачки 25 м.

Пачка 4. Сильнокремнистые опоки темно-коричневого цвета, тонкоритмичнослоистые. Эти опоки слагают нижние части элементарных ритмов. Мощность их около 0,10 м. Верхнюю часть ритмов слагают рыхловатые серо-коричневые аргиллиты мощностью 0,01-0,02 м. В пачке выделяются единичные очень маломощные прослой зеленых витрокластических туфов. Мощность пачки 18 м.

Пачка 5. Опоки серо-коричневые, крепкие, оскольчатые, фарфоровидные, сильнокремнистые, выбеливающиеся, ритмичнослоистые. Опоки содержат довольно незначительное количество алевроитовой и

мелкозернистой песчаной примеси, преимущественно мелкогнездовидного распределения. Эти опоки слагают нижние части элементарных ритмов. Мощность их также около 0,10 м. Верхняя часть ритмов представлена тонкими, около 0,1 м рыхловатыми серо-коричневыми аргиллитами. В пачке выделяются прослой глинизированных витрокластических туфов желтого цвета и единичный туфовый прослой в средней части синего цвета. В прикровельной части выделяется слой крупных овальных карбонатных конкреций до 1-1,2 м. Мощность пачки 55 м.

Пачка 6. Ритмичнослоистые опоки. Эта тонкоритмичнопостроенная пачка более сложного строения. Здесь чередуются два типа элементарных ритмов по 0,12-0,15 м.

Основные отличия касаются нижних частей элементарных ритмов, слагающих их большую часть. Нижние части элементарных ритмов первого типа представлены светло-серыми опоками с коричневатым оттенком, с очень тонкогоризонтальнослоистой текстурой, с небольшим количеством хаотично рассеянной примеси алевроитовой размерности. Нижние части элементарных ритмов второго типа сложены сильнокремнистыми аргиллитами темно-серого цвета, с коричневатым оттенком с относительно меньшим количеством примеси алевроитового материала. Мощности нижних частей элементарных ритмов обоих типов примерно одинаковы и составляют 0,10-0,15 м. Верхние же части этих элементарных ритмов представлены листоватыми темно-серыми глинистыми аргиллитами мощностью до 0,01 м. В пачке довольно равномерно распространены маломощные прослой глинизированных витрокластических туфов. Их ступенчатость отмечается в нижней части пачки. В верхней части пачки несколько уменьшается доля серо-коричневатых опок, в строении толщи большое участие принимают темно-серые, с коричневатым оттенком сильнокремнистые аргиллиты. Мощность пачки 10 м.

Пачка 7. Сильнокремнистые типичные опоки с характерным фарфоровидным изломом светло-коричневого цвета. Последние 15 м этой пачки опоки наиболее сильнокремнистые. Отмечается незначительное количество хаотично рассеянной примеси алевроито-мелкозернистого песчаного материала, иногда создающей мелкогнездовидные скопления, мелкий растительный детрит, белые линзочки пирокластического материала до 6 мм. Опоки тонкоритмичнослоистые. Мощности нижних частей элементарных ритмов и верхний их элемент аналогичны вышеописанным. В верхней части пачки встречен 0,3 м

слой вулканотерригенного песчаника. Этот песчаник характеризуется очень слабой степенью сортировки, разнозернистый, "мусорный", с гравием и галькой до 3 см. Отмечаются окатыши опок до 1 см, растительный детрит до 0,5 см. Цвет светло-серый, с желтоватым оттенком, выбеливающийся. По нижнему контакту хорошо заметно внедрение песчаного материала в нижележащие опоки и некоторое его оплывание. Матрикс - опокovidный. Наиболее грубый гравийно-мелкогалечный материал тяготеет к приподошвенной части. Мощность пачки 82 м.

Пачка 8. Ритмичнослоистые опоки. Чередуются 2 типа опок по 0,2-0,3 м. Первый тип - опоки светло-серые, выбеливающиеся. В них отмечается рассеянная, реже мелкогнездовидная примесь разнозернистого материала, преимущественно алеврито-мелкозернистой песчаной размерности. Отмечаются редкие включения крупнозернистых песчаных и мелкогравийных зерен, мелкий растительный детрит. Второй тип - опокovidные кремнистые аргиллиты, темно-серые, несколько более кремнистые, более чистые. В кровле пачки выделяется 2 м слой сильно "мусорных" опок темно-серого цвета, с синеватым оттенком. Довольно значительное количество как хаотично рассеянного, так и гнездовидного распределения примеси мелко-, среднезернистого песчаного материала. Встречаются мелкие окатыши темно-серых аргиллитов, мелкий растительный детрит.

В строении вивентекской свиты почти повсеместно отсутствуют пласты и пачки алевролитов и песчаников.

Кулувенская свита. Кулувенская свита залегает на вивентекской по довольно резкому, слабо волнистому контакту без видимого размыва. Мощность свиты 376 м.

Отложения кулувенской свиты представлены широким комплексом отложений. В ее строении принимают участие конгломераты, песчаники, алевролиты, кремнистые алевролиты и кремнистые аргиллиты, опоки, туфы. Литологически отложения кулувенской свиты четко подразделяются на две подсвиты. В формировании нижней, наиболее пестро построенной половины кулувенской свиты принимают участие закономерно чередующиеся пачки всех вышеперечисленных типов отложений, за исключением конгломератов. Несмотря на исключительную пестроту и кажущуюся закономерность строения, представляется возможным наметить определенную цикличность строения нижней части (подсвиты) кулувенской свиты. Верхняя часть (подсвита) кулувенской свиты четко отделяется от нижней и является

довольно однородно построенной. В ее строении принимают участие песчаники с рассеянным галечным материалом, в верхней части подсвита появляются конгломератовые прослои. Прослои туфов ограничено распространены в средней части подсвита.

Основные отличия кулувенской свиты от вивентекской заключаются в исключительно пестром литологическом составе отложений, четко выраженным 2-х членным строением. Нижняя ее часть (подсвита) наиболее контрастно построенная, обладает рядом специфических черт, сближающих ее с отложениями вивентекской свиты, а верхняя часть (подсвита) по своему составу и строению тяготеет к отложениям вышележащей ильинской свиты Кавранской серии. Наряду с пачками ритмичнослоистых кремнистых пород в строении нижней подсвита принимают участие пачки песчано-алевроитовых пород, создающие более сложное цикличное строение. Верхняя подсвита кулувенской свиты отличается наибольшим участием терригенных песчаных пород в пределах Воямпольской серии. Довольно многочисленные прослои туфов в пределах свиты распространены неравномерно, подавляющая их часть сосредоточена в нижней подсвите и лишь единичные их прослои приурочены к верхней подсвите. Нижнюю подсвиту кулувенской свиты слагают пачки I-I9.

В основании нижней подсвита кулувенской свиты залегает 0,8-1 м пласт разнозернистого песчаника "мусорного", слабо сортированного, гравийного, с мелкой галькой эффузивов, обилием крупного растительного детрита до 2 см, галечки угля до 3 см. Отмечаются гнездовидные скопления более грубого материала. Характерно, что у этого песчаника опоконидный матрикс. Выше пачка I представлена мелким чередованием по 0,10-0,15 м сильно кремнистых аргиллитов и кремнистых аргиллитов с гнездовидным распределением алевроито-песчаного материала, серого цвета. Мощность пачки I 4 м.

Пачка 2 является более алевроитовой. В ее основании выделяется второй слой разнозернистого песчаника, "мусорного", несортированного. Наряду с рассеянным, выделяется и гнездовидного распределения более крупный, крупнозернистый и гравийный материал до 5 мм. Присутствует растительный детрит. Мощность этого пласта песчаника достигает 0,5 м. Пачка представлена алевролитами песчанистыми, до песчаных, с "плавающим" гравийным и реже галечным материалом эффузивов до 5-7 см. В кровле пачки выделяется еще один пласт разнозернистого песчаника до 0,5 м, аналогичного вышеописанному. Мощность пачки I 5 м.

Пачки 3 и 4 представлены мелким чередованием опок и опоковидных кремнистых аргиллитов по 0,2-0,3 м, с некоторым преобладанием первых. Опoki "мусорные" с обилием алевритовой примеси, серого цвета, слагают нижние части элементарных ритмов. Мощности образованных ими элементарных ритмов достигают 0,4-0,6 м. Основное отличие между пачками заключается в большем участии в строении 3 пачки маломощных туфовых прослоев. Кроме того, в приподнятой части 3 пачки выделяется I м пласт алеврито-песчанистой опoки, светло-серой, выбеливающейся, содержащую единичную гальку угля до 3 см, растительный детрит. Алевро-песчаный материал преимущественно хаотичного распределения. В пачке 4 опoки серые, "мусорные" с характерным линзовидным распределением песчаного материала по 2-3 см, удлинёнными плоскими окатышами темно-серых аргиллитов, растительным детритом. Мощность пачки 3 - 14 м, пачки 4 - 16 м.

Пачка 5. Сильнокремнистые аргиллиты, опоковидные, серо-коричневатые, с рассеянной и гнездовидно-линзовидным распределением алевро-песчаного материала до 2 см, фарфоровидный излом. Мощность пачки 10 м.

Пачка 6. Сильно песчаные опoки. Характерно гнездовидное распределение грубого, крупнозернистого песчаного и мелкогравийного материала, черные окатыши аргиллитов. Гравийные зерна преимущественно эффузивов. Встречается галечный материал кремнистых пород до 4 см, растительный детрит. Немногочисленные прослои глинизированных витрокластических туфов. Мощность 6 м.

Пачка 7. Алевролиты песчаные, серо-светло-коричневые, иногда с зеленоватым оттенком. Песчаная примесь часто гнездовидного распределения. Отмечается мелкий растительный детрит, отдельная рассеянная галечка эффузивов. Выделяется слой лепешковидных конкреций 0,3-0,4 м. Мощность пачки 16 м.

Пачка 8. Песчаники массивные, серые, разнoзернистые, слабо-сортированные, с рассеянным гравием и некрупной галечкой эффузивов и окатышами черных аргиллитов. Галька довольно хорошо окатана, овальная, реже уплощенная, до 7 см. Отмечается мелкий растительный детрит, мелкая галечка угля до 2-3 см. Гравийный и галечный материал в пределах пачки неравномерный, ступково-гнездовидный. Встречаются отдельные тонкие прослои зеленых витрокластических туфов до 0,1 м. Отдельная галька до 10 см, уплощенная, представлена опоками. В пачке отмечаются отдельные некрупные

лепешковидные карбонатные конкреции в нижней части и овально-округлые в средней и верхней частях пачки, по 0,3-0,4 м. Мощность пачки 10 м.

Пачка 9. Переслаивание опок и опоковидных кремнистых аргиллитов по 0,2-0,3 м. Опoki более "мусорные", песчаные, светло-серые, выбеливающиеся, опоковидные кремнистые аргиллиты более чистые, серого цвета. Опoki несколько преобладают. Мощности образованных ими элементарных ритмов достигают 0,4-0,6 м. В кровле пачки выделяется одиночная очень крупная карбонатная конкреция до 2 м. Мощность пачки 20 м.

Пачка 10. Аналогичное мелкое чередование опок и опоковидных кремнистых аргиллитов по 0,2-0,3 м с некоторым преобладанием последних. Отмечаются 2 слоя карбонатных конкреций - в средней части пачки 0,3-0,4 м, и более крупные, до 1 м в верхней части пачки. Мощность пачки 12 м.

Пачка 11. Опoковидные кремнистые аргиллиты, довольно чистые, серого и серо-коричневатого цвета. В основании пачки - 0,2 м разнoзернистый "мусорный" песчаник, несортированный, в опоковидном матриксе, с окатышами аргиллитов. Мощность 2 м.

Пачка 12. Опoки серо-коричневатые, крепкие, с фарфоровидным взломом. Мощность пачки 6 м.

Пачка 13. Опoки серо-коричневые, крепкие, хрупкие, фарфоровидные, с рассеянным и гнездовидного распределения алевро-песчаным материалом, растительным детритом. Встречен "плавающий" обломок светло-серого среднезернистого песчаника 2 см. Мощность пачки 14 м.

Пачка 14. Опoки более крепкие и более кремнистые, коричневатые с рассеянным и гнездовидным песчаным материалом до среднезернистого. Мощность пачки 20 м.

Пачка 15. Опoки серые, с коричневатым оттенком, с довольно равномерно распределенной примесью алевроитового и мелкозернистого песчаного материала. Иногда алевропесчаный материал образует гнездовидно-линзовидные скопления до 1 см, субпараллельно плоскости наслоения. Отмечаются единичные гравийные зерна, черные окатыши аргиллитов до 3-4 мм, растительный детрит. В средней части пачки выделяются 3 тонких прослоя мелких карбонатных конкреций до 0,15-0,20 м. В верхней части пачки выделяется отдельная крупная овальная карбонатная конкреция до 1,5 м, с примесью песчаного материала, образующих скопления до 5 см, гравием, окаты-

шами черных аргиллитов, галечкой угля до 3 см, фауной. Мощность пачки 25 м.

Пачка 16. Опoki сильно "мусорные", песчанистые, с маломощными прослоями мелкозернистого, реже среднезернистого песчаника по 2-3 см. Опoki светло-серые, примесь песчаного материала очень светло-серого цвета, выбеливающаяся, с коричневатым оттенком. Иногда средне-, крупнозернистый песчаный и гравийный материал образует крупные гнездовидные скопления по 3-5 см. Встречаются окатыши темно-серых, коричневатых аргиллитов, отдельные гравийные зерна зеленого цвета. В пачке выделяется слой крупных овальных конкреций до 1,3 м. Мощность пачки 8 м.

Пачка 17. Опокovidные кремнистые алевро-аргиллиты, серо-коричневатые, оскольчатые, с линзовидно-ступковым распределением песчаного материала. Выделяется одиночная крупная овальная карбонатная конкреция до 1,2 м. Мощность пачки 10 м.

Пачка 18. Алевролиты, опокovidные, серые, до темно-серых, "мусорные", песчанистые. Более грубый средне-, крупнозернистый и гравийный материал гнездовидного распределения. Встречается растительный детрит, окатыши аргиллитов. Эти опокovidные алевролиты чередуются с маломощными прослоями мелкозернистых песчаников светло-серого цвета. Взаимопереходы и контакты довольно четкие. Мощность пачки 8 м.

Пачка 19. Алевролиты опокovidные, песчанистые, "мусорные", слегка рыхловатые, однородные. В пачке отмечается одиночная крупная карбонатная конкреция овальной формы до 1,5 м. Мощность пачки 6 м. Мощность нижней подошвы свиты 240 м.

Выше залегают отложения верхней подсвиты кулувенской свиты, объединяющие пачки 20-24 и резко отличающиеся по составу и строению.

Пачка 20. Песчаники мелко-, среднезернистые, массивные, с мелким растительным детритом, рассеянной некрупной галькой, количество которой несколько нарастает в верхней части пачки. Нижний контакт четкий, довольно резкий, но без видимого размыва. Песчаники "мусорные", слабо сортированные, с крупнозернистым песчаным и гравийным материалом до 6 мм. Встречаются окатыши светло-коричневых опок до 1 см. В пачке выделяются 3 слоя карбонатных конкреций, первые два из которых овальные, 0,3-0,4, содержащие фауну, раковинный детрит, мелкую гальку. В верхней части пачки выделяется слой более мелких карбонатных конкреций

до 0,15-0,20 м. Мощность пачки 42 м.

Пачка 21. Песчаники средне-, крупнозернистые, массивные, гравийные, несортированные. Довольно много галечного материала (эффузивы), хорошо окатанных, преимущественно 2-4 см, отдельная галька более крупная, до 10 см, более уплощенная. Песчаники содержат довольно многочисленный раковинный детрит, матрикс алевро-глинистый, несколько опоковидного типа. Мощность пачки 8 м.

Пачка 22. Песчаники мелко-, среднезернистые, более чистые, серые. В них отмечаются три прослоя 0,2-0,4 м серо-голубоватого псаммитового туфа. Мощность пачки 18 м.

Пачка 23. Песчаники, преимущественно среднезернистые, серые, светло-серые, массивные, с рассеянными гравийными зёрнами и отдельными гальками, количество которых нарастает к верхней части пачки.

В основании пачки выделяется слой некрупных овальных карбонатных конкреций до 0,2 м. Мощность пачки 68 м.

Пачка 24. Переслаивание средне-, крупнозернистых песчаников темно-серых, слегка зеленоватых и прослоев мелко-, среднегалечных конгломератов 0,15-1 м. Мощность пачки 8 м. С перекрывающего их мощного слоя средне-, крупногалечного конгломерата мощностью 2,5 м начинаются отложения ильинской свиты Кавранской серии. Нижняя часть ильинской свиты представлена чередованием пачек средне-, крупнозернистых песчаников, гравелитов и конгломератовых слоев с битой крупной толстостенной фауной. Мощность верхней подсвиты кулувенской свиты составляет 136 м.

Отложения кулувенской свиты, как видно из приведенного описания, являются наиболее пестро построенными и представлены довольно широким комплексом чередующихся пачек опок, кремнистых аргиллитов, алевролитов, песчаников и конгломератов. Это хорошо иллюстрирует неоднородность режима осадконакопления.

#### Особенности распространения и формирования

Как следует из вышесказанного, значительная мощность, тонкоритмичнослойное строение и длительность формирования (олигоцен-нижнемиоценовое время) свидетельствуют о стабильности и интенсивном осадконакоплении этого специфического седиментационного объекта. Вполне логичным в связи с этим, представляются выводы о транспортировке значительных объемов обломочного материала

да и весьма высоких скоростях осадконакопления.

Данные о наличии крупных рек, особенно в олигоцен-нижнемiocеновое время, в литературе по Центральной части Западной Камчатки отсутствуют. Для того чтобы интерпретировать эту ритмичеслоистую толщу как мощный аллювиально-дельтовый конус выноса, достигающий более 1000 м мощности и более 80-100 км в ширину, нужна очень крупная река или широко развитая аллювиальная система. В связи с этим, возможность подобной интерпретации представляется маловероятной. Это обстоятельство заставляет искать возможность иной, альтернативной интерпретации, учитывающей специфику данного объекта.

Для удовлетворения указанных выше условий (мощность, стабильность, высокие скорости осадконакопления) необходимо привлечь водные потоки, которые отличались бы определенной спецификой. В связи с этим обращает на себя внимание наличие многочисленных туфовых прослоев, характерных в целом для Воямпольской серии, в большинстве случаев совпадающих с интервалами распространения тлнкоритмичеслоистых отложений. Наиболее многочисленные туфовые прослои отмечаются в пачках I и 5 гакхинской свиты, пачках 4-5 утхолокской свиты, пачках 3, 7 и 8 вивентекской свиты, пачках 3, 13-14 кулувенской свиты. Повсеместно распространенный алевропесчаный и гравийный вулканотерригенный материал, как хаотично-рассеянный по породе, так и образующий гнездовидные скопления, значительно уменьшает сортировку в целом довольно тонких отложений. "Плавающий" валунно-галечный материал пачки 3 аманинской свиты иногда имеет обработку и штриховку ледникового типа. Следует отметить, что материал отмечался ранее также В.И. Гречиним в интервалах разреза, соответствующим пачкам 2 и 5 гакхинской свиты, пачкам I, 2 и 5 утхолокской свиты, пачкам 7 и 8 вивентекской свиты. Все эти факторы свидетельствуют о том, что водные потоки, транспортирующие значительный объем обломочного материала, являлись крайне специфичными.

В формировании отложений Воямпольского конуса выноса (или их систем) принимало участие несколько седиментационных процессов. Вклад каждого из них в формирование конуса выноса, естественно, был различным. Во-первых, это процесс нормального "фоновое", достаточно тонкого осадконакопления из взвеси "частица за частицей". Во-вторых, это "наложенные" на этот фон нормальной седиментации из взвеси отложения, обусловленные специфическими вод-

ными потоками, несущими довольно значительный объем более грубого, крупноалевритового и песчаного материала, а иногда и гравийно-галечно-валунного. В-третьих, это специфические инородные тела плохосортированных песчаников и иногда алевритов, залегающих изолированно среди тонкообломочных отложений и резко выделяющиеся среди них пачка 3; в пачке 4 и 5 гахкинской свиты; в пачках I и 2 утхолокской свиты, в пачке 8 вивентекской свиты; в пачке I-3, 7-8, II, 16, 18 кулувенской свиты. Эти пласты песчаников, содержащие гравийно-галечный материал, растительный детрит, часто галечку угля невозможно объяснить просто колебаниями уровня моря. Вследствие вышеуказанных причин они интерпретируются нами как отложения своеобразных гравититов, представляющих собой высокоплоскостные зерновые потоки, транзитом прорывающиеся из прибрежных частей бассейна в более удаленные от побережья участки. Не исключено, что эти зерновые потоки зародились не в прибрежной зоне, а гипсометрически выше, в наземных условиях. Наличие окатышей черных аргиллитов в этих зерновых потоках свидетельствует об их эродирующем воздействии, в том числе и нижележащих отложений во время своего движения. В-четвертых, определенное участие в процессе формирования Воямпольской серии принимают продукты взрывной вулканической деятельности — туфы. Процессы взрывной вулканической деятельности влияли на формирование конуса выноса еще опосредственно, о чем будет сказано ниже. В-пятых, некоторый вклад вносит органический фактор (радиолярии, диатомей), обусловивший, по мнению Б.И.Гречина (2), кремнистость значительной части отложений Воямпольской серии.

Наиболее принципиальным для выяснения природы ритмичнослоистых отложений нам представляется взаимоотношение первых двух процессов, являющихся, несомненно ведущим — "фона" и "наложенных" отложений. Эти два типа отложений образуют, как было указано выше, тонкоритмичнослоистые отложения с двухчленными элементарными ритмами, свойственным для значительной части отложений Воямпольской серии (рис. I). Обращает на себя внимание тот факт, что отложения нижних частей элементарных ритмов в довольно значительной степени стлчжаются между собой, образуя своеобразный ряд отложений от типичных фарфоровидных опок до кремнистых аргиллитов. Причем на значительное их генетическое единство, несмотря на некоторые отличия, нельзя не обратить внимание.

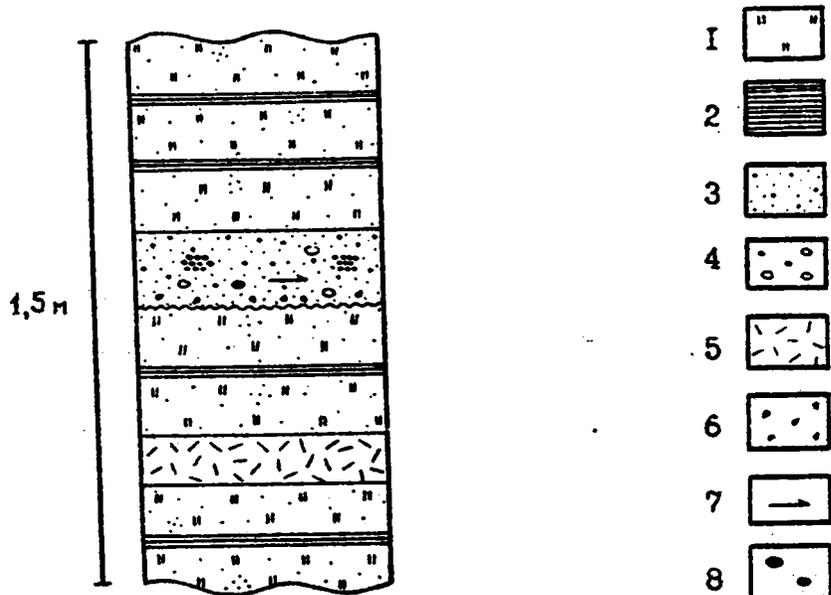


Рис. I.

Детальная схема строения тонкоритмичнослоистых отложений  
(фрагмент разреза; гакхинская и вивентекская свиты).

- 1 - кремнистые породы (опоки или кремнистые аргиллиты)
- 2 - аргиллиты
- 3 - песчаники ("инородные" тела)
- 4 - гравийно-галечный материал
- 5 - туфы кислого состава
- 6 - окатыши аргиллитов
- 7 - растительный детрит
- 8 - угольная галечка

Основные их отличия заключаются в различном содержании алевропесчаного материала и общей кремнистости пород. При этом, чем более тонкий материал слагает эти отложения, тем более кремнистыми они являются. Отложения же верхних частей элементарных ритмов, находящиеся в отношении к нижним частям как 1:10, и слагающие поэтому значительно меньшую часть тонкоритмичнослоистых отложений проявляют поразительное постоянство состава при всех вариациях отложений нижних частей элементарных ритмов. Это постоянство состава верхних частей элементарных ритмов различных модификаций является одной из характерных черт строения тонкоритмичнослоистых отложений Боямпольской серии. В связи с вышесказанным, представляется вероятным, что верхние части элементарных ритмов, представленные довольно хорошо сортированными, гомогенными аргиллитами, представляют собой "фоновые" отложения. При подобной трактовке нижние части элементарных ритмов интерпретируются как собственно "наложенные" на этот "фон" отложения. Тонкоритмичнослоистый облик отложений при этом возможно обусловлен своеобразным механизмом "автопуска" (курковый эффект по А.П.Лисицыну) (3). В данном случае, при достаточно частом эксплозивном извержении вулканов предположительно в районе Среднего Хребта, происходило таяние ледникового покрова, его покрывающего. При этом происходило образование мощных специфических водных потоков, несущих со склонов транзит через прибрежную зону обломочный материал в бассейн. Эти потоки должны быть типа высокоплотностных грязевых (типа селей), несущих значительное количество разнообразного обломочного материала, захватываемое ими также по пути следования. Снос обломочного материала при этом, на наш взгляд, должен быть фронтальный. Предполагается также, что в олигоцен-миоценовое время, в результате гахкинской и вивентекской трансгрессий, морской бассейн расширился и мог быть значительно приближен к Среднему хребту. В этом случае основная разгрузка от несомого материала этих водных высокоплотностных грязевых потоков должна происходить у подножья этих вулканических аппаратов и в приближенной к ним прибрежной зоне. В связи с этим, наиболее грубый и слабосортированный материал должен отлагаться к востоку от Майначского разреза. Это хорошо согласуется с мнением В.И.Гречина с тем, что "по направлению от центральных частей прогиба к Среднему хребту нередко при сохранении больших мощностей отложений в них существенно увеличивается роль обломочного материала.

В Центрально-Камчатской зоне морские отложения Воямпольской серии, видимо, замещаются субаэральными эффузивно-пирокластическими образованиями".

По мере своего продвижения должна происходить дальнейшая разгрузка и дифференциация обломочного материала. Не исключено также, что движение этих грязевых потоков могло происходить и в несколько этапов. Более тонкий материал алевро-глинистой размерности наиболее проникает в бассейн и слагает удаленные и периферические части этого конуса выноса.

В пределах шельфа пологие участки могут сочетаться с более крутыми. Эти крутые участки при более высоком уровне стояния моря вследствие трансгрессий могли быть приближены к вулканическим аппаратам Срединного хребта того времени. После основной разгрузки от обломочного материала водно-грязевых потоков, спровоцированных таянием ледников, покрывавших склоны вулканических аппаратов при эксплозивной деятельности, в прибрежной зоне могла происходить их дальнейшая дифференциация, вследствие т.н. "гуркового эффекта". Таким образом, прибрежная зона могла являться своеобразным "перевалочным пунктом", который уже сам по себе мог служить генератором для образования ритмичнослоистых отложений. При достижении критического состояния происходит срыв определенной порции этих грязевых потоков и ее продвижение по шельфу. Объем этой порции должен являться функцией водонасыщенности, соотношения грубого и тонкого материала, вязкости и уклона дна бассейна на данном участке.

Таким образом, образование тонкоритмичнослоистых отложений, на наш взгляд, могло быть двухтактным. При этом отложения второго такта могли быть не обязательно синхронны отложениям первого такта. Возможно, что они несколько запаздывали во времени по отношению к отложениям первого такта.

Не исключено также, что тонкое алеврито-глинистое осаднение из взвеси "частица за частицей", т.е. "фоновое" могло быть еще в большей степени подавлено отложениями конуса выноса. При этом возможен следующий механизм седиментации.

При движении грязевых потоков наиболее тонкая их часть переходит во взвесь. Поток при этом постепенно теряет "смазку" и все более обогащается грубым материалом. При этом отложения верхних частей элементарных ритмов могут представлять собой суспензивную часть потока (отложения нефелового слоя).

Рыхлые осадочный материал на склонах, близких к углу естественного откоса накапливается до достижения определенной критической массы, после чего происходит срыв определенной его части и ее продвижение по склону. Уступы на шельфе и в прибрежной зоне (при высоком уровне стояния моря) представляют собой как бы "порционный аппарат", определяющий цикличность процесса. При ее движения происходит взмучивание и возникает плотная глинистая суспензия, которая поддерживает "на плаву" более крупные обломки и сходна с наземным селем.

Своеобразные отложения "иностраных тел" плохо сортированных песчаников с преобладающей массивной текстурой. По своим характеристикам они не могут интерпретироваться как турбидиты. Для турбидитов характерны общая градиционная текстура, несколько ритмов Боума, постепенный верхний переход в пеллиты (суспензия или "фонные" отложения).

Эти "иностраные" тела интерпретируются нами как отложения зерновых песчаных потоков. Наличие в них гравийно-галечного материала позволяет считать их высокоплотностными. Растительный детрит и галечка угля свидетельствуют об их зарождении в прибрежно-морской обстановке (возможно частично и в наземной). Окающие аргиллитов по своим характеристикам сходны с отложениями верхних частей элементарных циклов свидетельствуют о некоторой эрозии этими высокоплотностными зерновыми потоками нижележащих отложений верхних частей элементарных ритмов при своем движении.

В целом, предлагаемая схема формирования воямпольской серии представляется нами, как отложения гигантского конуса выноса (или их системы) обусловленная селевыми потоками, спровоцированными частыми извержениями. Не исключено, что отложения Воямпольской серии Майначского разреза отвечают не только различным, преимущественно периферическим частям этого конуса, но также соответствуют различным этапам его функционирования.

#### Литература

1. Геология СССР. Том XXXI. ч. I. Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Недра, 1964.
2. Гречин В. И. Миоценовые отложения Западной Камчатки. М.: Наука, 1976.
3. Лисицын А. П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М.: Наука, 1988.

4. Решения Межведомственного стратиграфического совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Камчатки, Сахалина, Курильских и Командорских островов. 1974. Петропавловск-Камчатский

Кураленко Н.П.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ЗОНЕ ПЕРЕХОДА  
ОТ КОНТИНЕНТА К ОКЕАНУ НА ПРИМЕРЕ МИОЦЕНОВЫХ  
ОТЛОЖЕНИЙ КАМЧАТКИ

Введение

Полуостров Камчатка расположен в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Такое ее положение обуславливает большую контрастность геодинамической обстановки - значительные скорости и амплитуды тектонических движений, активный вулканизм. В кайнозойское время на территории Камчатки, после интенсивного горообразования, произошедшего в конце мела - начале палеогена, заложилась и интенсивно развивалась Западно-, Восточно- и Центрально-Камчатский прогибы, а с олигоцена - Центрально-Камчатский вулканический пояс (рис.1). По-существу, к миоцену оформилась единая Курило-Камчатская дуга с вулканическим и фронтальным невулканическим поясами, разделяющими отмеченные прогибы, которые в результате приобрели черты задугового, преддугового и междугового прогибов. В этих прогибах сформировались толщи терригенных, вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород (от 1-2 до 10 км и более), причем наиболее мощные толщи существенно флишеидных пород образовались в Восточно-Камчатской прогибе. Наиболее широко развиты и доступны для изучения неогеновые отложения, поэтому в данной статье им и будет уделено главное внимание.

Лучше всего рассматривать историю осадконакопления в том или ином регионе, опираясь на последовательность событий, со сравнительно узкими хроностратиграфическими рамками. Однако кайнозойская стратиграфия Камчатки во многом не разработана, изобилует неточностями, поэтому на данном этапе лучше оперировать естественными литологическими комплексами, вертикальная смена которых позволяет наметить общую направленность эволюции осадконакопления в отдельных прогибах и регионе в целом.

Следует отметить, что в олигоцен-миоценовое время во всех отмеченных прогибах в осадконакоплении участвовали как обычные гидродинамические факторы (волнения, вдольбереговые и контурные течения), так и гравитационные (нисходящие автокинетические по-

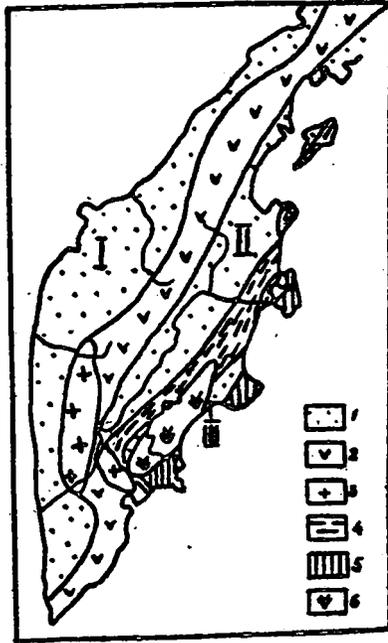


Рис. I. Главные кайнозойские структурные элементы Камчатки. I - прогибы: I - Западно-, II - Центральнo- и III - Восточно-Камчатский; 2 - Центральнo-Камчатский вулканический пояс; 3 - Срединный и Ганальский выступы метаморфических пород; 4 - Восточно-Камчатское поднятие; 5 - горстообразные выступы восточных полуостровов; 6 - Восточный вулканический прогиб.

токи вещества).

Однако, вследствие существенных различий в размахе и контрастности тектонических движений и как следствие - в палеогеографии, роль этих факторов в образовании осадков в них различна. Так, в обширном Западно-Камчатском прогибе хорошо развиты латеральные и вертикальные ряды континентальных и существенно мелководных шельфовых образований (рис.2). В отличие от него, в Центрально- и особенно Восточно-Камчатском прогибах эти ряды сильно редуцированы и существенную роль играют, а в отдельных интервалах резко преобладают относительно глубоководные флишидные отложения, в образовании которых важное и, нередко, ведущее значение имели автокинетические (гравитационные) потоки.

### I. Западно-Камчатский прогиб.

Наиболее спокойные условия осадконакопления существовали в обширном Западно-Камчатском прогибе, развивавшемся в течение всего кайнозоя. По сравнению с другими структурами Камчатки он наиболее хорошо изучен. На всю его территорию составлены геологические карты масштаба 1 : 200 000, а на отдельные районы - более детальные. Выполнен большой объем геофизических исследований и буровых работ (Туезов, 1975; Проблемы нефтегазонасыщенности..., 1985; и др.). Много публикаций посвящено стратиграфии отложений (Геология СССР, т.31, 1964; Дьяков, 1955; Челеваева, 1971; Силельникова и др., 1976; Атлас..., 1984; Силельникова и др., 1985; и др.).

Западно-Камчатский прогиб формировался как крупная наложенная отрицательная структура северо-восточного простирания на сложном расчлененном рельефе меловых толщ (Шандер, 1987). На юге прогиб замыкался приблизительно на широте р. Крутогорова, на севере - простирался в пределы Корякского нагорья. С востока и с запада прогиб, видимо, ограничивался невулканической сушей. Некоторые исследователи считают, что на Западной Камчатке существовал не единый прогиб, а ряд блоковых структур - межгорных прогибов и поднятий (Дмитриева, 1980).

В палеоцене и эоцене преобладали континентальные и мелководно-морские осадки. Наличие в ряде районов Западной находок субаэральных и реже субаквальных вулканитов говорит о наличии в это время первого в кайнозойе пояса наземного вулканизма,

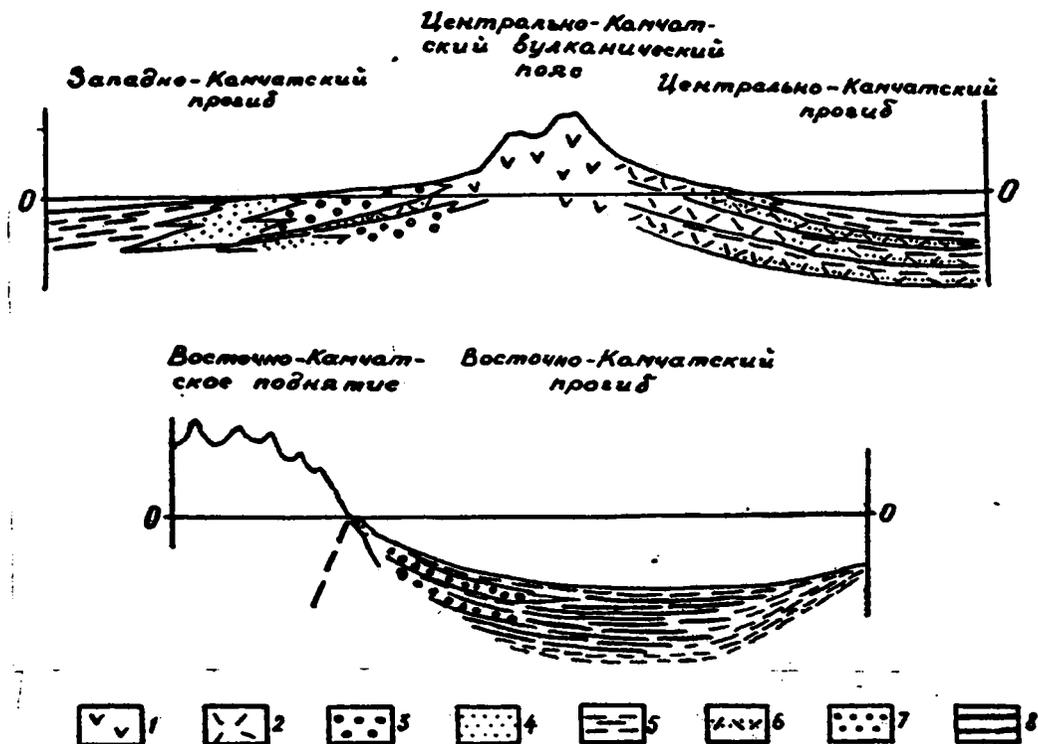


Рис. 2. Принципиальная схема взаимоотношений вулканогенных и осадочных миоценовых комплексов различных зон Камчатки. 1 - вулканогенные образования; 2 - отложения лахаровых и пирокластических потоков; 3 - континентальные аллювиально-озерно-болотные накопления; 4 - мелководно-морские отложения; 5 - глубоководные шельфовые тонкозернистые отложения; 6 - подводно-лахаровые и вулканогенно-турбидитовые отложения; 7 - отложения высокоплотностных турбидитовых потоков; 8 - отложения низкоплотностных турбидитовых потоков.

который имел вид цепочки вулканических островов (Шанцер, 1987).

В олигоцене и раннем миоцене область осадконакопления максимально расширялась, захватив большую часть Западной Камчатки. Резкое сокращение областей поставок терригенного материала и широкое развитие лавовых покровов (типа эффузивов кинкильского мса), бронирующих осадочные толщи, с трудом разрушающихся и дающих мало обломочного материала - с одной стороны, и появление мощного источника рыхлого вулканокластического материала, в лице зарождавшегося вулканического пояса, с другой стороны, привело к формированию на значительных территориях своеобразного флишoidного комплекса мелкозернистых смешанных диатомовых (кремнистые туфоалевролиты и алевритовые, глинистые опоки) и тефрогенных пород воямпольской серии.

Флишoidность строения отложений лучше всего выражена в гакхинской и вивентекской свитах (рис. За, в). Она обусловлена частым переслаиванием пород трех главных типов. Первый тип представлен в гакхинской свите (рис. За) кремнистыми алевролитами и аргиллитами, серыми, выбеливающимися, очень крепкими, оскольчатými, массивными, либо с нечеткой субпараллельной полосчатостью, сильно маскирующей трещинами кливажа. Слои имеют мощность от 0,01 до 0,5 м, в среднем 0,1-0,15 м и часто имеют четковидную форму, вследствие катагенетического перераспределения биогенного кремнистого вещества в пределах слоя. В стратиграфически вышележащей (после утхолокской свиты) вивентекской свите (рис. Зв) этот тип представлен в целом более кремнистыми существенно тефрогенными породами: серыми, голубовато-серыми, сильно выбеливающимися спокami, глинистыми и алеврито-глинистыми спокami, также массивными, либо с нечеткой субпараллельной слоистостью. Отдельные слои - мощностью 0,1-0,2-0,3 м.

Первый тип пород часто переслаивается со вторым типом, к которому относятся более глинистые и алевритовые разности - слабо кремнистые аргиллиты, аргиллиты, серые, мелкощебенчатые, мощностью лишь 0,01-0,03 м и менее. Наконец, третий тип пород представлен глинизированными ветро-кластическими туфами - серыми, зеленовато-серыми, голубовато-серыми, ржаватыми алеврито-глинистыми, внизу часто песчанистыми туфами, мощностью от 0,01 м до 2-3 м, обычно до 0,1-0,15 м, появляющимися в разрезе лишь

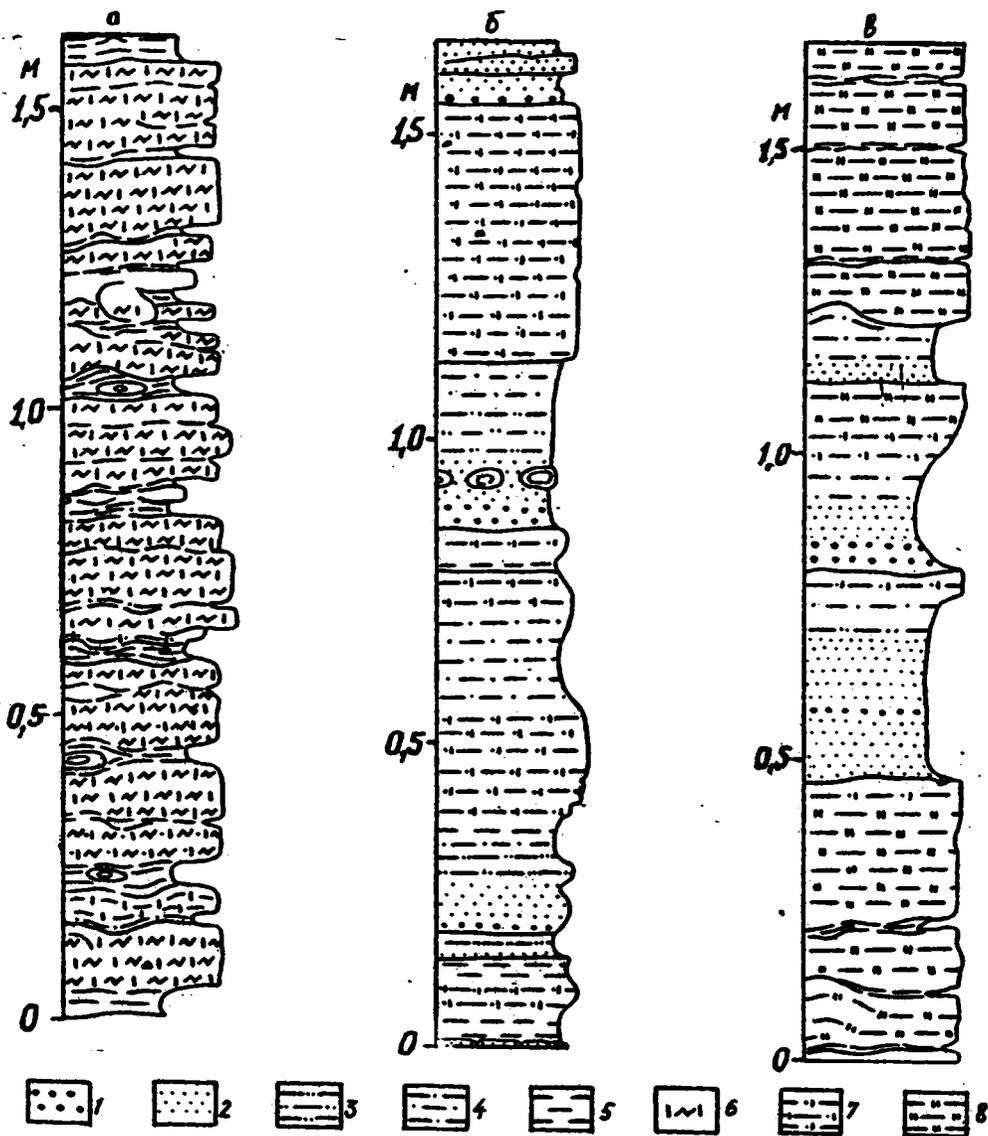


Рис. 3. Характер ритмичности отложений гакхинской (а), утхолокской (б) и вивентекской (в) свит Западной Камчатки. 1-4 - тейрогенные глинизированные: 1 - гравийные песчаники, 2 - песчаники, 3 - песчаные алевролиты, 4 - алевролиты; 5 - аргиллиты, слабо кремнистые аргиллиты; 6 - сильно кремнистые аргиллиты; 7 - опоковидные алевролиты; 8 - опоки.

через 1-2-5-10 м. Их образование, видимо, связано с выпадением вулканических пеплов и с выносом свежего пирокластического материала автокинетическими потоками со склонов островных вулканов.

Образование наиболее равномерного переслаивания пород первых двух типов можно объяснить двояко. Во-первых, появление тонких прослоев алевропелитовых осадков среди глубоководных отложений, накапливавшихся в осевой части прогиба, может быть связано с периодическим образованием автокинетических потоков на склонах тех же островных вулканов, поскольку в целом комплекс рассматриваемых отложений формировался в периферических частях подводных шлейфов, простиравшихся вдоль вулканической дуги. Во-вторых, не исключено образование такой ритмичности благодаря периодическому влиянию слабых контурных течений, которые также вполне могли существовать в бассейне. К сожалению, латеральный ряд отложений от осевой части прогиба в сторону вулканической дуги на широте Тигильского района составить нельзя, ввиду отсутствия необходимых разрезов.

В конце формирования воямпольской серии произошло заметное обмеление бассейна, а местами даже начался размыв ранее накопившихся отложений.

В среднем и позднем миоцене сформировалась кавранская серия, представляющая собой новый крупный цикл. В ее составе выделяются ильинская, какертская, этолонская и эрмановская свиты. Во время накопления кавранской серии в западных районах полуострова существовал обширный, в основном, мелководный шельф, на котором накапливались породы смешанного состава. Между ними и гористой, часто вулканической, сушей местами простиралась широкая аккумулятивная равнина. Резкое усиление в миоцене вулканической деятельности привело к тому, что на ней стал формироваться своеобразный континентальный вулканогенно-осадочный комплекс. Геологическая съемка показала, что он развит во многих местах западных предгорий Срединно-Камчатского хребта. (Геология СССР, т.31, 1964).

Континентальный вулканогенно-осадочный комплекс наиболее детально изучен нами в среднем течении р.Тигиля. Отложения кавранской серии выполняют здесь сравнительно пологую субмеридионально вытянутую синклиналиную структуру. На западе их выходы

ограничены полосой развития палеогеновых толщ, а на востоке эти отложения перекрываются более молодыми вулканогенными образованиями. Отложения кавранской серии вскрываются главным образом на левобережье р.Тигиля в разрезах цоколей ее высоких террас (рис.4).

В целом отложения представлены толщей переслаивающихся песчаников, конгломератов, алевроитов, слоев и прослоек бурых углей, суммарной мощностью более 80 м. В ней выделяются две подтолщи, которые прослеживаются по всему району. Отложения нижней подтолщи представлены песчаниками с косою одно- и разнонаправленной слоистостью, местами конгломератами, гравелитами, несортированными и слоистыми конгломерато-брекчиями в нижней части и переслаивающимися алевроитами, мелкозернистыми песчаниками и бурыми углями - в верхней. Их этих отложений Г.М.Братцева изучила споро-пыльцевой спектр. По ее заключению, присутствие в палинокомплексе пыльцы *Pinus*, *Tsuga*, *Taxodiaceae* и пыльцы трех видов *Fagus* и других широколиственных свидетельствует о его принадлежности к климатическому оптимому какертской свиты.

Верхняя подтолща залегает на нижней с размывом и в целом более грубообломочная по составу. Она представлена линзовидно прослаивающимися конгломератами и песчаниками с косою, линзовидной слоистостью. Выше по разрезу относительная роль песчаников увеличивается, появляются прослой и линзы алевроитов и бурых углей. В отложениях собраны отпечатки листьев *Fagus antipolii* Heer, *Populus ex gr. balsamoides*, которые, по мнению определившего их М.А.Ахметьева, обычно приурочены к слоям, отражающим климатический оптимум миоцена. Таким образом, изученную толщу можно отнести к какертской свите.

Изучение фациально-генетического состава толщи показало, что она представлена преимущественно континентальным вулканогенно-осадочным комплексом лагаровых пролювиальных, аллювиально-пролювиальных, аллювиальных и озерно-болотных накоплений. Появление такого своеобразного комплекса обусловлено влиянием активной вулканической деятельности, периодически проявлявшейся в области питания, и поставлявшей большие массы свежего вулканического материала андезитового, андезито-дацитового и отчасти

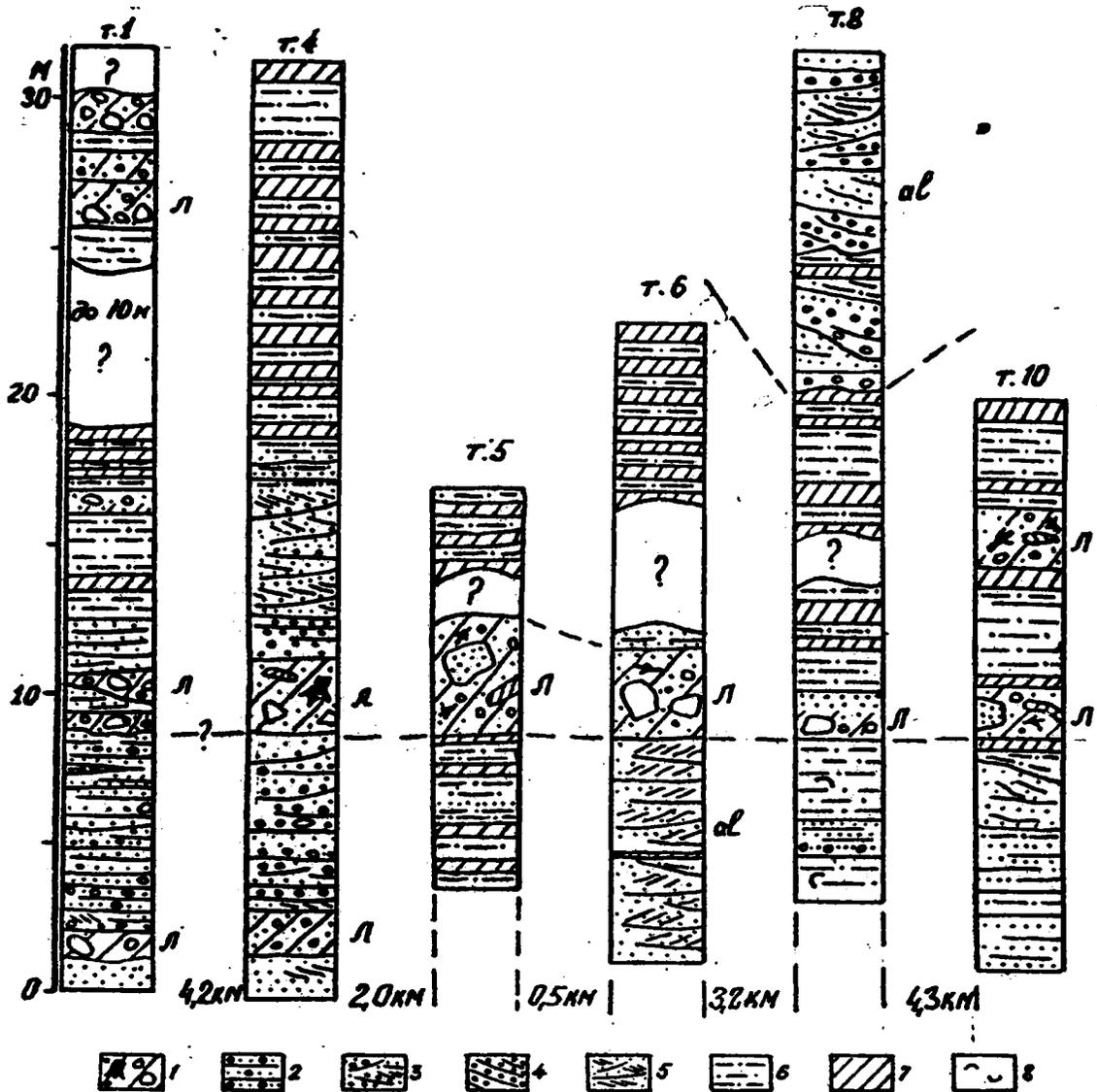


Рис. 4. Разрез отложений какертской свиты в верхьях р.Тигиля. 1 - песчано-гравийные "пудинговые" конгломераты с "плавающими" валунами (лахаровые-отложения - Л); 2 - песчаные конгломераты с линзовидной слоистостью; 3 - гравийные песчаники с гальками, с линзовидной и косою слоистостью; 4 - конгломераты; 5 - песчаники с косою однонаправленною слоистостью; 6 - алевролиты; 7 - бурые угли; 8 - раковины моллюсков.

базальтового состава. Этот материал и выносился потоками, временными и постоянными водотоками на приморскую равнину и в прилегающей морской бассейн.

Лахаровые отложения залегают среди пролювиальных, аллювиальных, озерно-болотных и морских заливно-лагунных накоплений. В тех случаях, когда они встречаются среди пролювиальных образований (рис.4 т.1), они представлены серыми, светло-серыми неслоистыми и несортированными песчано-гравийно-валунными отложениями, полностью сходными с описанными в современных вулканических районах (Кураленко, 1986). В отличие от них, лахаровые отложения, залегающие среди аллювиальных и особенно озерно-болотных образований, имеют весьма своеобразный облик. Они представлены коричневато-серыми до черного неслоистыми и несортированными песчано-галечными накоплениями с рассеянными включениями валунов и даже глыб лав до 1,5-2 м в поперечнике, с обильными углефицированными обломками веток и стволов деревьев, мелким растительным детритом, придающим породе темно-коричневый оттенок, с обрывками, обломками бурого угля, с обильным пемзовым гравием, гальками и реже кусками пемзы до 20 см в поперечнике (рис.5). На подстилающих породах - песчаниках, алевролитах, либо бурых углях эти отложения залегают с небольшим размывом, либо согласно. Их мощность колеблется от 0,5 до 4 м. В составе мелкозернистого материала в этих породах преобладают частицы бесцветного стекла, обломки различных лав, плагиоклазов, пироксенов, роговой обманки и других минералов.

Все эти данные позволяют предположить, что толчком к образованию таких залежей послужили сильные эксплозивные извержения и возникновение мощных агломератовых и пемзовых пирокластических потоков. Бурное таяние снегов, обилие свежего вулканокластического материала приводило к возникновению мощных грязе-каменных лахаровых потоков, захватывающих по мере своего движения все новые порции обломочного, а на предгорных равнинах и растительного, торфяного материала. На приморской равнине он стружился как в речных долинах, так и выносился в озера и болота, а временами и в морской бассейн.

Главной особенностью строения лахаровых отложений, залегающих среди морских, заливно-лагунных осадков является то, что в них валунный, глыбовый и крупногалечный материал заметно тя-

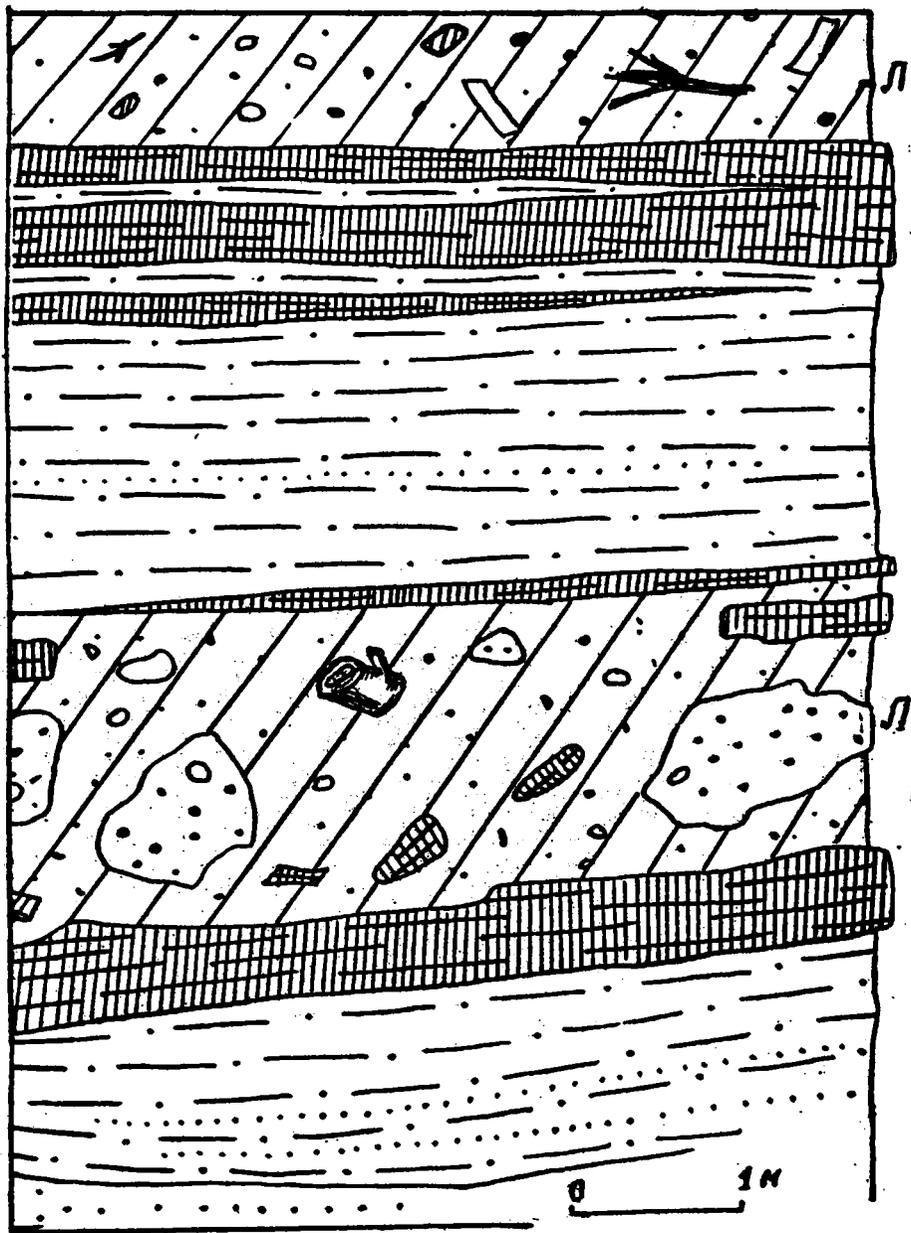


Рис. 5. Лахаровые отложения (Л) в толще озерно-болотных накоплений какартской свиты (Т.10 на левобережье р.Тигиля).  
Условные обозначения см. на рис. 4.

готеет к нижним частям слоев (рис.6). В верхних их частях наблюдается постепенное уменьшение размера крупнообломочных включений, а затем неслоистые и несортированные собственно лахаровые отложения постепенно сменяются все более четко параллельно-слоистыми песчаниками мощностью до 0,4 м. Они в свою очередь, быстро переходят в "фоновые" параллельно-слоистые алевриты. Наличие такого перехода во вмещающие породы безусловно свидетельствует о разжижении верхней части лахарового потока в подводной обстановке и возникновении, вследствие этого, сопровождающего его своеобразного турбидитового потока.

Проллювиальные отложения вскрываются в тт. I и 4 и представлены грубообломочными, плохо сортированными накоплениями. Среди них можно выделить фацию гравийно-галечных осадков дробящихся водотоков и фацию алеврито-песчаных осадков распластывающихся водотоков. По своим особенностям они сходны с отложениями пролювиальных шлейфов, опоясывающих подножья современных действующих вулканов (Кураленко, 1986). Фация гравийно-галечных осадков дробящихся водотоков представлена линзовидно переслаивающимися валунными песчаными конгломератами, песчано-галечными гравелитами и галечными песчаниками. Отдельные линзы имеют мощность 0,1-0,5 м и прослеживаются на 5-20 м. Фация алеврито-песчаных осадков распластывающихся водотоков, тесно связана с предыдущей и представлена несортированными песчаниками, гравийными песчаниками с нечеткой линзовидной, косою слоистостью, и мощностью до 0,5 м, и тонкими прослоями песчаных алевритов (прослоями заиления).

Аллювиально-пролювиальные отложения являются, по существу, переходными между пролювием и аллювием. Они представлены переслаивающимися линзами и прослоями светлых, плохо сортированных разногалечных конгломератов с мелкими валунами, галечных и песчаных гравелитов, песчаников мощностью по 0,1-1,5 м, обычно от 0,4 до 1,0 м. Они образуют мелкие циклы (мощность 0,5-1,5 м), залегающие друг на друге, с размывом и быстро выклинивающиеся по простиранию. Внутри таких линз в конгломератах наблюдается линзовидная, реже нечеткая косая слоистость, а в гравелитах и песчаниках - обычно пологая вогнутая косая разнонаправленная слоистость, широко встречающаяся в отложениях наземных дельт (Елиссев, 1978; Кураленко, 1986; и др.), Ее обра-

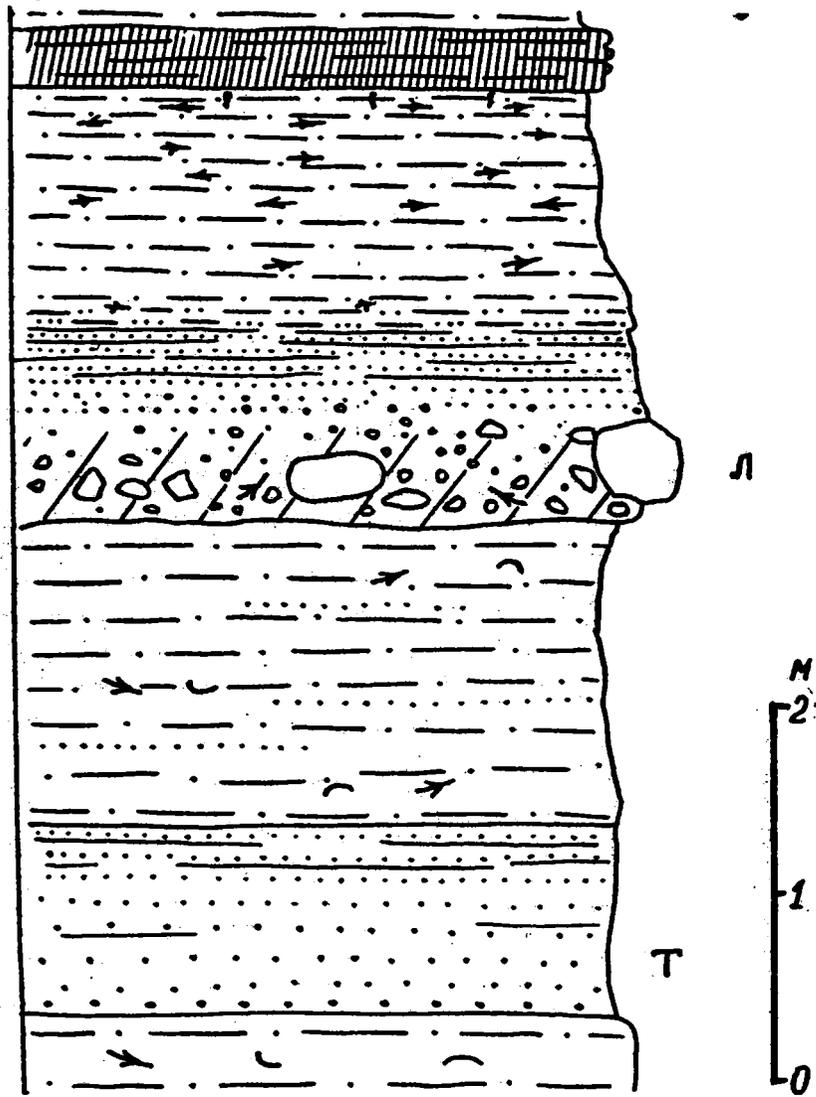


Рис. 6. Лахаровые (Л) и вулканотурбидитовые отложения (Т) в толще заливно-лагунных отложений (т.8 на левобережье р.Тигиля).  
Условные обозначение см. на рис. 4.

зование объясняется быстрой миграцией, меандрированием небольших русел по поверхности такой дельты.

Реже встречаются среди таких отложений осадки второстепенных русел. Они представлены прослоями и линзами мелкозернистых песчаников с мелкой косоволнистой слоистостью (мощность 0,05-0,2 м и протяженностью 10-50 м) и волнисто- и параллельнослоистых песчаных алевролитов (мощностью до 0,2 м). В ряде разрезов встречаются более крупные и мощные линзы параллельнослоистых алевролитов (до 0,3-1,0 м). Снизу вверх по разрезу они переходят от серых песчаных алевролитов до буро-коричневых алевролитов, насыщенных углефицированным растительным детритом. Завершается разрез маломощным прослоем бурого угля (до 0,1-0,15 м). Эти отложения являются, по-видимому, осадками стариц, заболачивающихся стариц и развивающихся в них мелких болот.

Состоят пролювиальные и аллювиально-пролювиальные отложения в основном из однообразного вулканокластического материала: угловатых и в различной степени окатанных обломков серых, светло-серых, розовых андезитовых, дацитовых, реже базальтовых лав, шлаков, а мелкозем- из обломков основной массы этих пород, стекол и минералов:

плагиоклазов, пироксенов, роговой обманки, реже слюды рудных. Такой состав указывает на то, что эти отложения формировались на приморской равнине в результате выноса материала временными и постоянными водотоками с вулканических хребтов.

Аллювиальные и озерно-болотные отложения по своим особенностям почти не отличаются от аналогичных образований, хорошо изученных в невулканических районах (Шанцер, 1956, 1966; Тимофеев, 1969; и др.). Следует лишь отметить, что озерно-болотные отложения весьма невыдержаны по составу, содержат прослой пролювия, лахаровых накоплений и вулканических туфов, это свидетельствует об неустойчивости осадконакопления на равнине, прилегающей к вулканической зоне.

Рассмотренные континентальные образования переслаиваются между собой и с мелководно-морскими, заливно-лагунными отложениями, образуя несколько типов элементарных циклов: пролювиальные, пролювиально-озерно-болотные, аллювиально-пролювиально-озерно-болотные и прибрежно-морские, заливно-лагунные, озерно-болотные.

При движении к западным районам Западно-Камчатского прогиба роль морских отложений возрастает. Континентальный угленосный вулканогенно-осадочный комплекс замещается весьма широко развитым мелководно-морским комплексом, представленным главным образом мощными толщами гравийно-песчаных прибрежно-морских и дельтовых отложений смешанного состава. Последний фациально замещается комплексом мелкозернистых сравнительно глубоководных шельфовых отложений смешанного туфодиатомитового состава.

Мелководно-морской комплекс наиболее хорошо представлен в кавранском (рис.7) и отчасти в точилинском (этолонская свита) разрезах Западной Камчатки. Стратиграфия миоценовых отложений этих разрезов рассматривается во многих работах (Плешаков, 1939; Атлас... 1984; Синельникова и др., 1985; и др.). Литологическая их характеристика дана в работах Б.Ф.Дьякова (1956), В.И.Гречина (1976); и др. Детальное изучение фациально-генетического состава отложений показывает, что они накапливались на обширном и сравнительно мелководном шельфе почти исключительно под влиянием гидродинамических факторов (течений и волнений). Автокинетические (гравитационные) потоки в таких мелководных условиях не возникали, а с суши лахаровые потоки в бассейн почти не проникали из-за большой удаленности вулканических центров.

В составе мелководно-морского комплекса здесь выделяются отложения прибрежно-морской зоны открытого шельфа (отложений пляжей, песчаных валов, отмелей, и разделяющих их ложбин и промоин, а также отложения внешней части прибрежно-морской зоны), дельт (приустьевых баров, отмелей, подводных русел и промоин), а также заливно-лагунные отложения. Детальная их характеристика дана нами ранее на примере отложений кавранской серии, обнажающихся на побережье каврано-утхолукской бухты (Кураленко, 1988). Следует лишь отметить, что развитые здесь в составе кавранской и этолонской свит мощные толщи песчаников (дельтовые и прибрежно-морские отложения) состоят в основном из переотложенного пирокластического материала двупироксеновых андезитов (обломков пемзы, стекла, плагиоклазов, моноклиновых и ромбических пироксенов, основной массы стекловатых андезитовых лав) и разнообразного вулканотерригенного материала (в разной

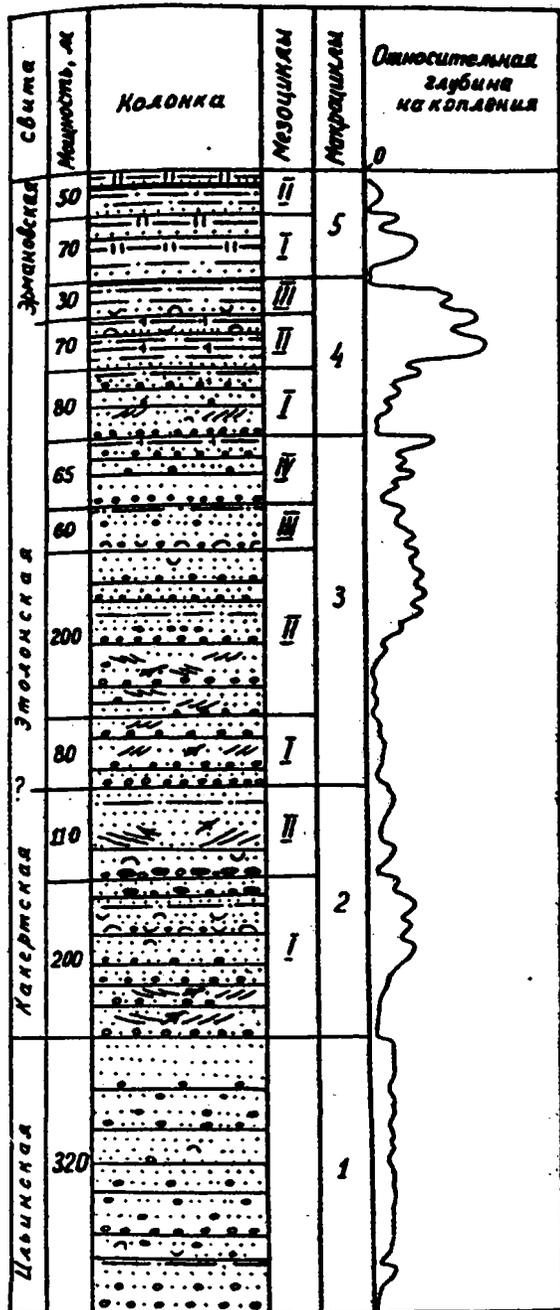


Рис. 7. Разрез отложений кавранской серии района Каврано-Утхолокской бухты: I - конгломераты; 2 - гравийно-галечные песчаники и песчаные конгломераты; 3 - песчаники с крупной косой одно- и разнонаправленной слоистостью и растительным детритом; 4 - неслоистые песчаники; 5 - алевролиты; 6 - диатомовые алевролиты; 7 - глинисто-алевритовые диатомиты; 8 - бурый уголь; 9 - ракушчяковне конгломераты и рассеянные раковины моллюсков; 10 - фосфоритовые желваки.

- 1 [Symbol 1]
- 2 [Symbol 2]
- 3 [Symbol 3]
- 4 [Symbol 4]
- 5 [Symbol 5]
- 6 [Symbol 6]
- 7 [Symbol 7]
- 8 [Symbol 8]
- 9 [Symbol 9]
- 10 [Symbol 10]

степени измененные обломки лав, плагиоклазов и др.) с примесью терригенного материала (обломки халцедона, кремней, алевроитоглинистых пород и т.д.). Это указывает на то, что отложения накапливались главным образом за счет выноса вулканокластического материала со склонов вулканического хребта. Однако из-за значительного расстояния переноса материала и энергичной его переработки на морском мелководье каких-либо специфических текстур не формировалось, и вещественный состав осадков оказывался в целом усредненным. При накоплении более глубоководных осадков внешней части прибрежно-морской зоны, и особенно шельфовых илов вспышки вулканизма отражались на осадках более отчетливо.

В более северных районах, между устьями рек Тигиля и Этолоны, при накоплении какертской свиты существовали более глубоководные условия. Здесь накапливались мелкозернистые песчано-алевритовые и алевроит-диатомовые, диатомовые смешанные осадки (туффиты), содержащие прослой вулканических пеплов (мощностью до 0,03-0,15-0,2 м через 1-3-10 м) андезитового, дацитового, реже базальтового состава. Верхние части этих прослоев обычно размыты и сильно биотурбированы. Выше обычно залегает перестроженный пепел (тефроид) с субпараллельной, мелкой косоволнистой слоистостью (до 0,2-0,3 м). Вверх по разрезу он сменяется туффитом (до 1-1,5-2 м), в котором примесь пирокластического материала постепенно сокращается до фонового (10-20-40%). В разрезе такие переходные слои обычно легко заметны по своему цвету - так как частично наследуют цвет вулканических пеплов и отличаются от фоновых пород серого, палевого цвета. Такие большие мощности перестроженных пеплов и туффитов свидетельствуют о выносе в глубь акватории больших масс пирокластики, выпавшей на мелководье, прилежащей суше и, видимо, в вулканическом хребте.

В среднем и позднем миоцене, при накоплении этолонской и эрамновской свит, происходило постепенное обмеление морского бассейна. Завершилось формирование кавранской серии накоплением континентальных аллювиально-озерно-болотных отложений, в которых присутствуют слои и пачки туфов, тефроидов и смешанных пород, образовавшихся при периодическом выпадении из воздуха и выноса реками больших масс пирокластического материала андезитового состава.

Из изложенных данных ясно, что активная вулканическая деятельность в Центрально-Камчатской вулканической зоне в значительной мере определила многие особенности осадконакопления в Западно-Камчатском прогибе, поскольку давала основную массу исходного обломочного материала. В связи с этим модель седиментации на профиле Центрально-Камчатская вулканическая зона - Западно-Камчатский прогиб можно представить в следующем виде. На обширной приморской равнине, прилегавшей к вулканическому хребту, накапливались в основном лахаровые, пролювиальные, аллювиально-пролювиальные, аллювиальные и озерно-болотные отложения. Приносимый временными и постоянными водотоками, а иногда и лахаровыми, и выпадающий из воздуха вулканокластический материал почти полностью перерабатывался в гидродинамически активной обстановке морского мелководья. В большей мере прослой вулканических пеплов и редкие прослой лахаровых, вулкано-турбидитовых отложений сохранялись от переотложения в гидродинамических более спокойных заливно-лагунных условиях с одной стороны, и более глубоководной обстановке внутренней части шельфа - с другой.

#### Центрально-Камчатский прогиб.

По сравнению с Западно-Камчатским прогибом, в Центрально-Камчатском прогибе, более узком и контрастном, отмеченный латеральный ряд отложений во многих случаях резко сокращен, что обусловило значительную роль отложений гравитационных потоков среди морских образований.

Прогиб протягивается более 1000 км при ширине 50-80 км. Большая часть площади прогиба покрыта чехлом четвертичных отложений и занята водами Карагинского залива. Кайнозойские отложения выходят на поверхность из-под наносов на отдельных участках Центральной Камчатской депрессии, в бассейне рек Еловки и Озерной, на западном берегу прилива Литке, на о. Карагинском и на побережье заливов Анапки и Корфа. На широте п. Оссора строение и состав отложений западных и восточных частей прогиба существенно разливаются.

В западной части, на побережье пролива Литке, геологической съемкой разных лет установлено широкое развитие палеогеновых (олигоценовых) и неогеновых отложений общей мощностью около 4 км. Палеогеновые отложения представлены преимущественно

терригенными породами, а неогеновые - вулканогенными (Геология, СССР, т.31, 1964).

Наиболее полный разрез палеогена (эоцено) описан Ю.А.Новоселовым в среднем течении р.Караги. В его основании, несогласно на верхнемеловых породах, залегают мелко- и средне-галечные конгломераты, сменяющиеся вверх по разрезу гравелитами и грубозернистыми песчаниками общей мощностью 8-10 м. Гальки хорошо окатаны и состоят в основном из верхнемеловых песчаников, кремнистых сланцев, порфиритов. Выше залегают серые средне- и мелкозернистые песчаники общей мощностью 400-500 м. Завершает разрез флишоподная толща переслаивающихся аргиллитов, алевролитов, песчаников мощностью 1100-1250 м. К западу они выклиниваются, а к востоку к центральной части прогиба, видимо, увеличиваются в мощности.

Нижнемиоценовые отложения более разнообразны, чем палеогеновые. Нижняя часть толщи представлена средне- и крупнозернистыми песчаниками с прослоями конгломератов, пачками алевролитов и аргиллитов. Встречаются прослой и линзочки угля мощностью в первые сантиметры. Верхняя часть толщи представляет собой флишоподное чередование туфогенных песчаников, алевролитов и аргиллитов, с прослоями пепловых туфов и рассеянным углефицированным детритом. Мощность отложений до 600 м.

Известны также вулканогенные отложения миоцена. Но гораздо шире распространены вулканогенные образования среднего миоцена. Они представлены лавами, лавобрекчиями, игнимбритами, туфами среднего и кислого состава. Пирокластические породы резко преобладают. Общая мощность толщи достигает 600 м и более. Местами, в бассейнах рек Кичиги и Белой и на водоразделе Срединного хребта, встречаются также верхнемиоцен-плиоценовые вулканогенные толщи.

Восточная часть прогиба. Кайнозойские отложения западной части о-ва Карагинского характеризуют отложения восточных, внутренних частей Центрально-Камчатского прогиба, удаленных от гористой и вулканической суши. Их стратиграфия наиболее подробно разработана Ю.Б.Гладенковым (Гладенков, Гречин, 1969; Гладенков, 1972). Они представлены мощной (до 4 км) толщей песчано-глинистых и туфолиатомитовых накоплений с прослоями вулканичес-

ких пеллов и пачками ритмичнослоистых тефроидных и смешанных пород (рис.8).

Снизу вверх Ю.Б.Гладенковым (1972) выделено шесть свит: мыса Тонс, ильхатунская, песчаников с *Laternula*, пестроцветная, мыса Плоского, юнъюнваямская, лимимтеваямская и усть-лимимтеваямская.

Свита мыса Тонс разделяется на две подсвиты. Нижняя из них вскрывается в тектоническом блоке у одноименного мыса. Она сложена переслаивающимися толщами и пачками флишоидных пород: существенно туфогенных пачек темно-серых туфопесчаников, песчаных, гравийных (базальтовых) тефроидов и агломератов (слои по 0,05-0,1-1,5 м) переслаивающихся с прослоями алевролитов и аргиллитов (0,01-0,1-0,2 м) суммарной мощностью до 40-50 м; и пачек (до 20 м) алевролитового и аргиллитового флиша -, т.е. переслаивания темно-серых алевролитов, аргиллитов (0,1-0,5-1 м) и прослоев песчаников (0,02-0,1-0,3 м). Суммарную мощность подсвиты можно подсчитать лишь приблизительно (более 200-300 м), поскольку она разбита сбросами и пологими надвигами.

Верхняя подсвита обнажается примерно в 2 км западнее и сложена иными породами - белесыми, палевыми кремнистыми туфо-аргиллитами с прослоями глинизированных кристалло-витрокластических туфов андезитового состава (более 100 м).

Ильхатунская свита согласно залегает на свите мыса Тонс и характеризуется четырьмя толщами. Нижняя из них представлена флишоидным переслаиванием темно-серых песчаников, гравийных и галечных песчаников, реже конгломератов (от 0,05-0,1-дл 2-4 м) и алевролитов, мелкозернистых песчаников, аргиллитов (0,01-0,1-0,5 м) суммарной мощностью до 260 м. Вторая толща постепенно сменяет первую и состоит из однообразных серых, темно-серых аргиллитов (до 270 м). Третья толща вновь сложена ритмично переслаивающимися песчаниками, галечными песчаниками (0,1-1,2 м) и алевролитами (0,01-0,1-0,2 м) общей мощностью до 80 м. Завершается свита толщей черных аргиллитов (до 220 м?).

Свита песчаников с *Laternula* \_ \_ \_ \_ \_ обнажена слабо и состоит из однообразных песчаников (до 500 м).

Пестроцветная свита (до 400 м) сложена толщей зеленоватых песчаников и гравелитов внизу (до 120 м) и флишоидной толщей

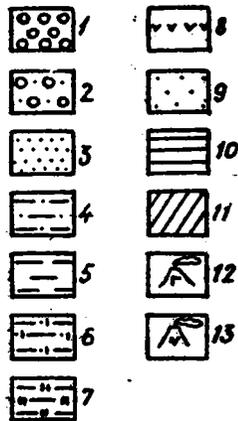
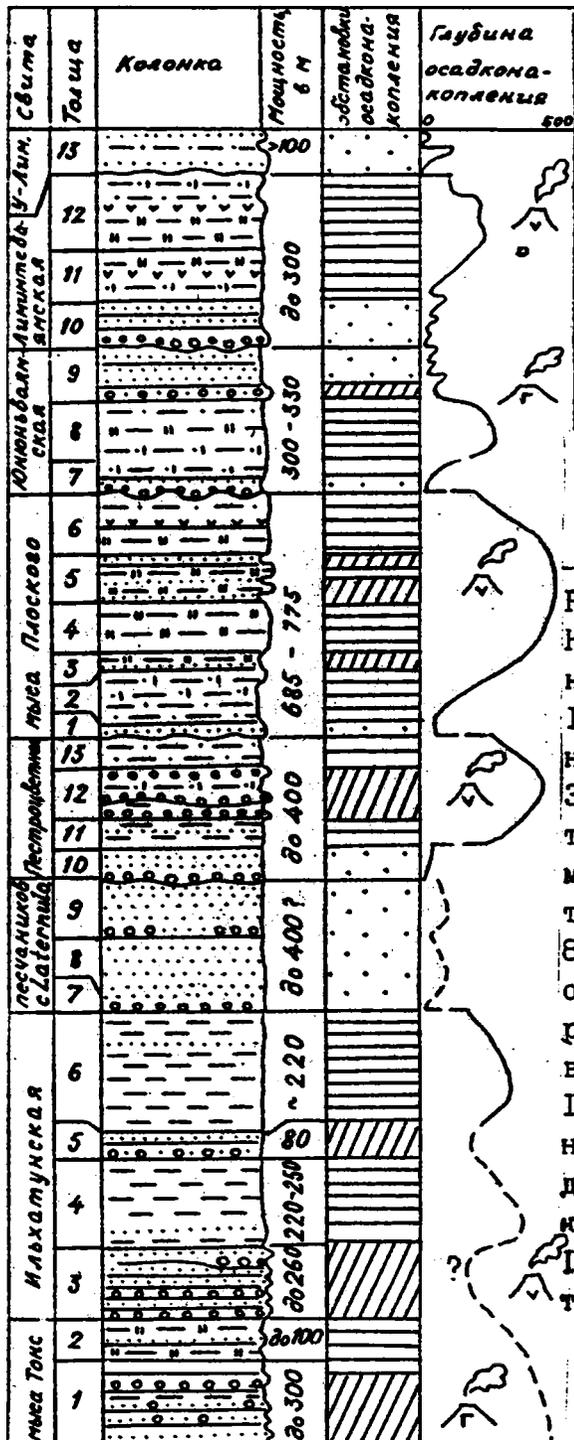


Рис. 8.  
Кайнозойские отложения западной части о-ва Карагинского.  
I - конгломераты; 2 - песчаные конгломераты и гравелиты; 3 - песчаники; 4 - алевролиты; 5 - аргиллиты; 6 - диатомовые алевролиты; 7 - глинистые и алевроитовые диатомиты; 8 - туфы; 9-11 - обстановки осадконакопления: 9 - прибрежно-морская, 10 - глубоководная шельфовая и батинальная, 11 - подводные шлейфы отложений лахаровых и вулканотурбидитовых потоков; 12-13 - вулканизм в области питания: 12 - базальтовый, 13 - андезитовый и дацитовый.

переслаивающихся алевролитов, аргиллитов, кремнистых аргиллитов (0,05-0,1-1м) и террогенных песчаников (0,02-0,1-1,2 м) и реже галечно-валунных песчаников (до 4-6 м).

Свита мыса Плоского (до 775 м) в нижней части сложена зеленовато-серыми песчаниками (25 м) и алевролитами (до 190 м), и в верхней части светло-палевыми алевритовыми и глинистыми туфодиазомитами со слоями и флишоидными пачками (до 10-20 м) тефрогенных пород.

Залегающие выше Вьюнвьямская (до 300-330 м) и Лимитеваямская (до 350 м) свиты сложены в основном достаточно однородными диатомовыми алевролитами, туфодиазомитами, песчаниками с частыми прослоями андезитовых и дацитовых вулканических пеплов.

Изучение фациально-генетического состава пород показало, что каждая свита образует крупный трансгрессивный цикл и начинается мелководно-морскими отложениями, которые быстро сменяются мощными относительно глубоководными накоплениями. Залегающие среди них флишоидные толщи и пачки тефрогенных пород, особенно мощные и грубообломочные в свите мыса Тонс и в Ильхатунской свите (до 260 м), состоят в основном из отложений разнообразных автокинетических (гравитационных) потоков, переслаивающихся с мелкозернистыми накоплениями: алевролитами, аргиллитами, либо туфодиазомитами, представляющими собой основной "фон" миоценовых шельфовых образований о. Карагинского. Эти "фоновые" отложения принципиально не отличаются от аналогичных образований Западной Камчатки. Следует лишь отметить, что в нижней части разреза - свитах мыса Тонс, Ильхатунской, преобладают темные терригенные и вулкано-терригенные компоненты (обломки базальтовых лав, шлаков, алевролитов, аргиллитов, реже кремнистых пород и т.д.). В вышележащих свитах преобладают более светлые породы, в значительной мере состоящие из среднего и кислого вулканокластического материала и биогенного опала (панцири диатомей). Ниже мы остановимся лишь на отложениях гравитационных потоков.

Автором ранее (Кураленко, 1988) было показано, что появление в разрезе таких необычных для шельфовой обстановки образований связано прежде всего с формированием на близлежащей суше вулканических аппаратов. В палеогене они возникали в более

восточных районах, а в миоцене - в западных, в Центрально-Камчатском вулканическом поясе. Именно на склонах этих аппаратов главным образом и зарождались исходные лахаровые (селевые), а также агломератовые и пирокластические потоки. При проникновении в морской бассейн такие потоки захватывали много нового обломочного материала и еще больше воды, постепенно разжижались и теряли скорость, сгруживая наносы, имеющие характерные особенности. В связи с этим их следует называть отложениями подводных лахаровых (селевых) грязекаменных, грязевых потоков.

Над такими потоками неизбежно возникали облака мути разной плотности, которые продолжали двигаться и после остановки исходного лахара. Отложения таких сильно разжиженных лахаров и мутьевых облаков, поскольку они тесно связаны с вулканогенными лахаровыми, агломератовыми, пирокластическими накоплениями, имеет определенный смысл выделять как вулканотурбидитовые отложения, подчеркивая тем самым, во-первых, их прямую связь с вулканизмом, и, во-вторых, их отличие от обычных турбидитов.

Среди большого разнообразия пород, участвующих в строении слоев отложений лахаровых, высоко- и низкоплотностных вулканотурбидитовых потоков выделяется пять главных групп, закономерно сочетающихся между собой в разрезе и на площади. Лишь в идеальном случае они образуют одну полную и четыре сокращенные последовательности пород, сходные с описанными в литературе (Войта, 1962; Lowe, 1982 и др.). Кроме того, в пестроцветной свите имеется горизонт подводно-оползневых образований (до 10 м мощности) (рис. 9а).

Подводнолахаровые отложения широко развиты в свите мыса Тонс, Ильхатунской свите, реже в пестроцветной свите и еще реже в свите мыса Плоского. Среди них различается три типа пород. Первый из них представлен темно-серыми песчано-щебенчатыми валунными агломератами (в свите мыса Тонс), либо светло-серыми пемзовыми песчано-галечными агломератами (до 3-5 м) (рис. 9б). Второй тип тесно связан с первым и представлен сходными пемзовыми, либо шлаковыми песчаными гравелитами и конгломератами, но без глыб и валунов лав. В свите мыса Плоского в них встречается обильный углистый детрит, обломки веток и стволов деревьев, и в свите мыса Тонс - обломки раковин мелководных моллюсков.



Рис. 9. Подводно-оползневые (а) и лахаровые (б) отложения пестроцветной свиты о-ва Карагинского и их положение в толщах 4 и 5 (в). 1 - галечные песчаники с "плавающими" валунами и блоками алевролитов, 2 - гравийные песчаники, 3 - средне и мелкозернистые песчаники, 4 - алевролиты, 5 - глинисто-диатомовые алевролиты.

Наконец третий тип пород представлен гравийными песчаниками с обильными обломками, катунами, смятыми фрагментами слоев подстилающих мелкозернистых пород, что указывает на высокую динамическую активность исходных потоков. Отмеченные текстурные особенности лахаровых отложений свидетельствуют о возникновении исходных лахаров на склонах наземных вулканов и захвате ими материала как на суше (например, растительный детрит), так и на морском мелководье. При этом при накоплении свиты мыса Тонс, Ильхатунской и, возможно, пестроцветной свит движение потоков было с востока, а свиты мыса Плоского - с севера.

Отложения высокоплотных вулканотурбидитовых потоков залегают на лахаровых накоплениях, либо на "фоновых" осадках. Они представлены слабо сортированными тефрогенными гравийными песчаниками, песчаниками, с грубой субпараллельной слоистостью (со слабо выраженной прямой и обратной градированностью, т.е. текстурами типа "ковра волочения"), и массивными (до 1-2 м). Встречается мелкий углистый детрит, катуны мелкозернистых подстилающих пород.

Отложения низкоплотных вулканотурбидитовых потоков характеризуются тремя типами пород, соответствующими членам T<sub>b-d</sub> последовательности Бума (Bouma, 1962), и имеющими прекрасно выраженные текстуры. Первый из них представлен крупно-, средне- и мелкозернистыми песчаниками с параллельной слоистостью, часто с углистым детритом, мощностью от 0,02-0,1 до 1 м. Второй тип пород обычно представлен маломощным (1-10-15 см) прослоем мелкозернистых песчаников и крупнозернистых алевролитов с мелкой косой и косоволнистой, восходящей слоистостью, часто нарушенной конвективными дислокациями (конволютная слоистость). В плане это нередко неправильная мелкая лунообразная и лингоидная рябь течения, без выраженных гряд. Наконец третий тип пород представлен мелкозернистыми алевритами и алевропелитами, скорлуповатыми, массивными и с тонкой параллельной слоистостью. Мощность отдельных прослоев пород этого типа в турбидитовой последовательности невелика (до 1-3 см), однако во флишоидных пачках они нередко наслаиваются друг на друга, образуя слои до 0,1-0,3 м мощности, переслаивающиеся с прослоями песчаников.

Следует отметить, что рассмотренные типы пород в одной последовательности не встречаются. Обычно присутствуют 1-2 типа

основных и I-2 типа дополнительных, в резко подчиненном объеме. Например, на мощном слое лахаровых накоплений (0,5-1 м) обычно залегает маломощный прослой песчаника с параллельной слоистостью (0,1-0,2 м и менее), постепенно переходящего в "фонные" осадки. Очевидно, это связано со значительной дифференциацией материала автокинетическим потоком, по мере его трансформации, и как следствие - зональным распределением осадков в пределах залежи.

Второй важной особенностью строения залежей является обычно неоднократное переслаивание в них рассмотренных типов пород, что объясняется неравномерностью образования в вулканических областях исходных пирокластических и как следствие - автокинетических потоков.

В разрезах толщ и пачек тефроидных и смешанных пород наблюдается сложная цикличность нескольких порядков, отражающая неоднократные, либо внезапные изменения динамики и общей обстановки осадконакопления в данном месте. В качестве примера можно указать на разрез такой мощной толщи в основании ильхатунской свиты (рис.10). В ней выделяется три главных типа пачек. В первом типе (мощностью 10-50м) резко преобладают грубообломочные отложения лахаровых и высокоплотностных вулканотурбидитовых потоков, залегающие друг на друге часто с размывом. Видимо, эти отложения накапливались в близвершинных частях подводных шлейфов.

Ко второму типу относятся ритмично наслоенные пачки (5-20 м), состоящие из переслаивающихся отложений вулканотурбидитовых потоков (0,05-0,2-0,5 м) и "фонных" алевролитов, аргиллитов (0,05-0,5 м). Они формировались, видимо, в срединных частях подводных шлейфов, периодически рассекавшихся лишь мелкими промоинами.

Третий тип пачек сложен в основном мелкообломочными породами: алевролитами, аргиллитами с тонкими прослоями песчаников (отложения низкоплотностных потоков), накапливавшимся в периферических частях подводных шлейфов.

В разрезе все три типа пачек переслаиваются, отражая, видимо, как боковую миграцию подводных русел, так и продольную миграцию обстановок осадконакопления в связи с общим усилением, или ослаблением образования гравитационных потоков и вулканической деятельности.

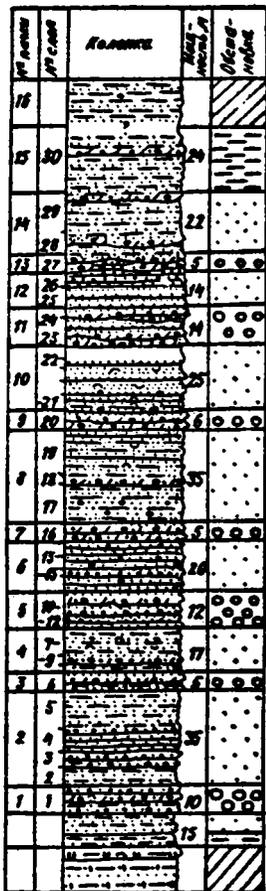


Рис. 10.  
 Разрез толщи лахаровых и вулканотурбидитовых отложений в основании ильхатунской свиты. 1-6 - породы:  
 1 - неслоистые песчаники со щебнем, гальками, валунами, 2 - гравелиты, 3 - песчаники с параллельной, реже косоволнистой слоистостью, 4 - алевролиты, 5 - аргиллиты, 6 - глинистые диатомиты (а), диатомиты (б); 7 - карбонатные конкреции; 8 - раковины моллюсков; 9-11 - отложения подводного шлейфа: 9 - вершинной, 10 - средней, 11 - периферических его частей; 12 - "фоновые" отложения.

Снизу вверх в толще наблюдается следующий ряд отложений. На "фоновых" отложениях - кремнистых алевролитах и аргиллитах верхов свиты мыса Тонс - залегают все более грубообломочные пачки III, II и, наконец, I типа, что отражает появление и постепенное расширение конуса выноса. В дальнейшем наблюдается переслаивание пачек всех трех типов в связи со сложной историей формирования подводного шлейфа. Наконец, в верхней части толщи появляются в обратной последовательности все более мелкообломочные отложения срединной, а затем и периферической части подводного шлейфа и, наконец, обычные глубоководные отложения - черные аргиллиты. Принципиально сходный ряд отложений можно видеть и в пестроцветной свите. В свите мыса Плоского, сложенной в основном однородными туфоидомитами, присутствуют лишь мало-мощные (10-20 м) флишoidные пачки, формировавшиеся в периферических частях подводных шлейфов, на значительном удалении от берега (рис. II).

Таким образом, мы видим, что само появление в разрезе флишoidных пачек и толщ туфоидных пород, имеющих "регрессивно-трансгрессивный" характер напластования, отражает появление, постепенное расширение и отмирание таких конусов в шельфовой обстановке прежде всего в связи с возникновением в соседних районах растущих стратовулканов. Прекращение извержений и постепенное их расширение приводит к восстановлению обычной шельфовой седиментации под воздействием лишь гидродинамических факторов (течений и волнений).

#### Восточно-Камчатский прогиб.

Наиболее контрастные условия существовали в Восточно-Камчатском прогибе. Сильно дислоцированные палеогеновые и неогеновые флишoidные породы огромной мощности прослеживаются в нем от п-ва Шипунского на юге до п-ва Озерного и Говена на севере. С северо-запада прогиб ограничен поднятием верхнемеловых пород Восточно-Камчатского поднятия, а с юго-востока - вулканической зоной восточных полуостровов, сложенной эоценовыми и более древними породами. После обнаружения в верховьях р. Богачевки выходов нефти, в прогибе был проведен большой объем геологических исследований: стратиграфические работы, геологическое картирование разных масштабов, бурение (Двали, 1955; Пляшаков, Несвит,

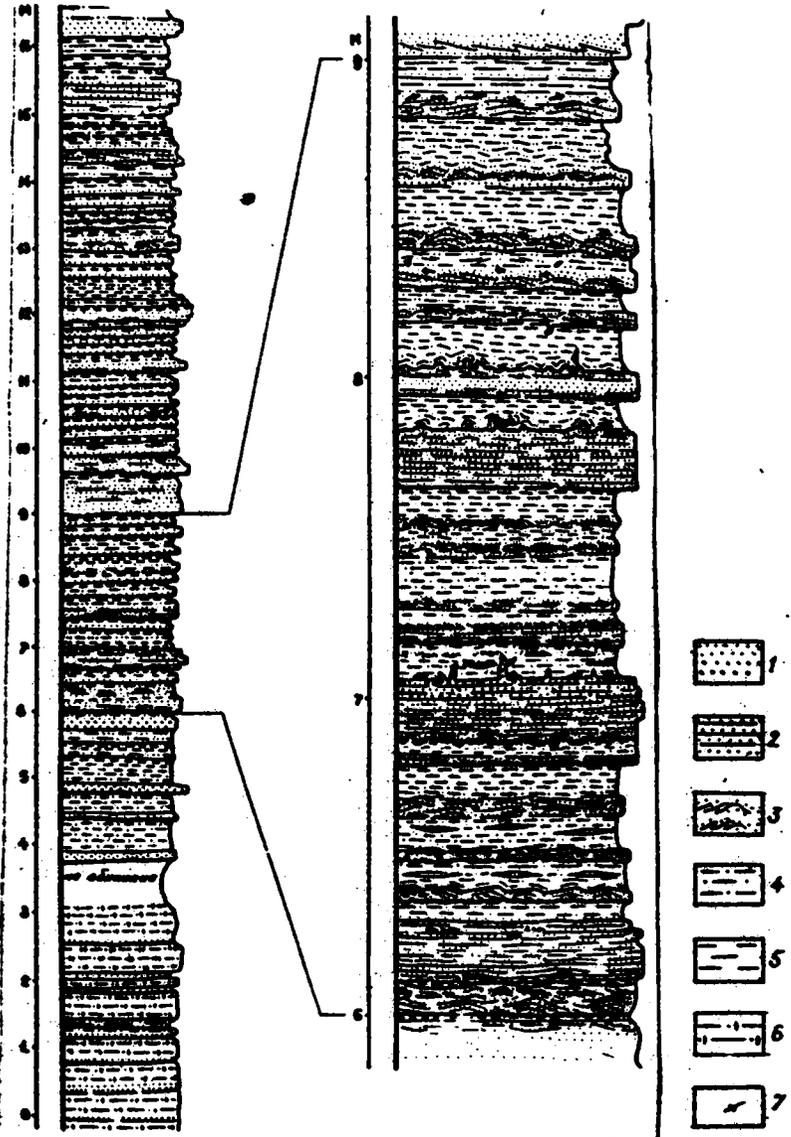


Рис. II. Разрез пачки (№ 18) тифогенных вулканотурбидитов свиты  
Плоского о-ва Карагинского. 1-3 - песчаники с градацион-  
ной (1), параллельной (2) и мелкой косо́й, косоволнистой  
(3) слоистостью; 4 - алевролит; 5 - пелитовый алевролит;  
6 - диатомовый алевролит; 7 - растительный детрит.

1958; Геология СССР, т.31, 1964; Арсанов, 1973; Марковский, Супруненко, 1972; Шапиро, 1976; Арсанов, 1978; Маркович..., 1985; и др.). Однако вследствие сильной дислоцированности и однородности пород, бедности фаунистическими остатками, стратиграфия их во многом остается неясной. Имеющиеся данные показывают, что по строению и вещественному составу кайнозойские отложения различных частей Восточно-Камчатского прогиба существенно различаются, что позволяет предполагать наличие в нем ряда самостоятельных седиментационных бассейнов и разделяющих их поднятий. При этом и Центрально-Камчатский прогиб можно в принципе рассматривать как западную ветвь более обширного Восточно-Камчатского прогиба (Шанцер, 1987). В целом, после замыкания меловых прогибов перерыв здесь был, видимо, незначительный. Уже в палеоцене началось прогибание, сопровождавшееся базальтовым вулканизмом.

В восточной части прогиба сформировались мощные толщи палеогеновых и неогеновых отложений. Их разрезы имеются на п-вах Говена, Ильпинском, Озерном, Камчатский мыс, Кроночком. Типичным примером являются кайнозойские отложения Кроноцкого полуострова. В их составе обычно выделяется три серии: кроноцкая, богачевская, тышевская. Кроме того, рядом авторов здесь выделяется также кавранская серия (Двали, 1955).

В кроноцкой серии, развитой в пределах Кроноцкого полуострова, различаются кубовская и козловская свиты. Кубовская свита представлена туфогенными конгломератами, песчаниками, алевролитами, подушечными базальтами, кремнистыми породами общей мощностью до 2500 м. По комплексам фораминифер кубовскую свиту относят к палеоцену (Серова, 1966). Козловская свита представлена базальтовыми лавами, часто подушечными, туфами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами общей мощностью до 1600 м. По фауне моллюсков и абсолютным датировкам она относится к среднему-верхнему эоцену (Решения, 1984). Стратиграфия залегающих выше отложений весьма сложна и во многом остается дискуссионной (рис.12).

Отложения богачевской серии в целом коррелируются с верхнеэоцено-олигоценными амининско-гакхинским и алутинским горизонтами Западной Камчатки (Шанцер, 1987). Отложения развиты в

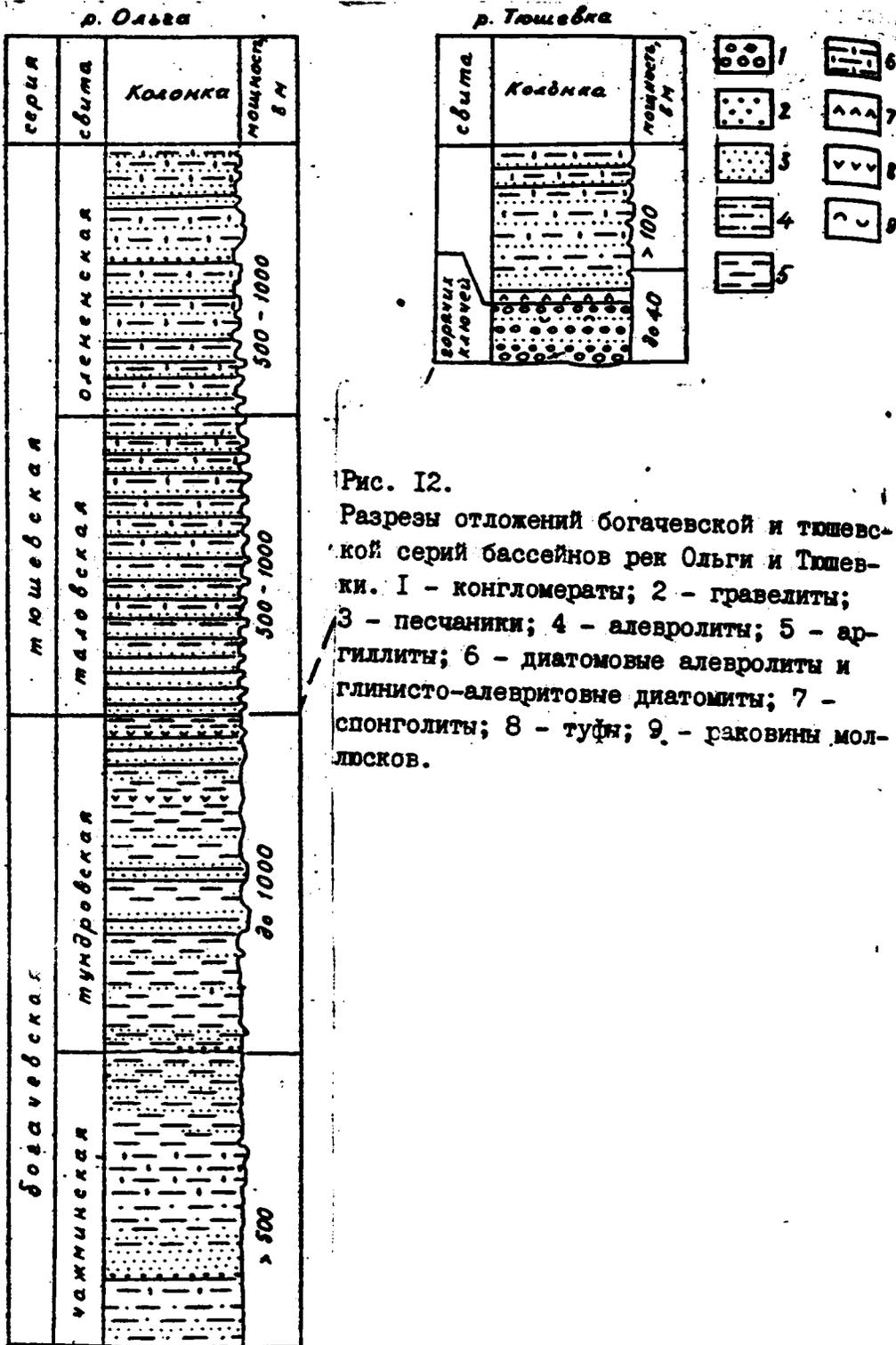


Рис. 12.  
 Разрезы отложений богачевской и тюшевской серий бассейнов рек Ольги и Тюшевки. 1 - конгломераты; 2 - гравелиты; 3 - песчаники; 4 - алевролиты; 5 - аргиллиты; 6 - диатомовые алевролиты и глинисто-алевритовые диатомиты; 7 - спонголиты; 8 - туфы; 9 - раковины моллюсков.

верховьях рек Богачевки, Татьяны, Ольги, Тюшевки. В составе серии различается две части (иногда выделяемые как самостоятельные свиты). Нижняя часть (до 500 м?) сложена серыми песчаниками, алевролитами, серыми и светло-серыми кремнистыми аргиллитами с крупными карбонатными конкрециями. Верхняя часть представлена сравнительно однородной мощной толщей (до 1500 м) черных аргиллитов с отдельными прослоями и пачками песчаников, иногда конгломератов и вулканических туфов. В целом породы сильно дислоцированы и, вследствие преобладания непрочных аргиллитов, довольно слабо обнажены.

Тюшевская серия резко отличается по своему облику от богачевской. Она представлена светлоокрашенными более крепкими флишоидными породами ("диатомовый флиш"), гораздо лучше обнаженными. В ней также выделяется две части - таловская и оленинские свиты (около 1000 м каждая). Таловская свита представлена флишоидным переслаиванием серых песчаников (0,05-0,2-0,5 м, до 2 м) и алевролитов, аргиллитов, диатомовых аргиллитов (от 0,05 до 1 м). Оленинская свита сложена породами, более богатыми органогенными остатками: крепкими диатомовыми алевролитами, алевроитовыми и глинистыми диатомитами (0,05-0,2-0,5 м) ритмично переслаивающимися с менее прочными песчаниками, иногда гравийными и галечными песчаниками (от 0,01-0,05 до 1-3 м). В целом вверх по разрезу возрастает роль "фоновых" мелкозернистых пород, и в них - все больше увеличивается примесь остатков диатомовых водорослей.

Прослой песчаников распределены в разрезах неравномерно, обычно образуют пачки и толщи, в которых они преобладают. Такие пачки и толщи переслаиваются с толщами алевролитов, глинистых диатомитов, в которых прослой песчаников присутствуют в подчиненном объеме.

К юго-востоку отложения тюшевской серии быстро уменьшаются в мощности и, частично, видимо, выклиниваются. Стратиграфическим аналогом ее нижней - средней части, возможно, являются отложения свиты горячих ключей, которые обычно сопоставляются с кавранской серией Западной Камчатки (Двали, 1955). Наиболее полный разрез ее известен у горячих источников на берегу р. Тюшевки (более 100 м). Отложения свиты здесь залегают с размывом на подушечных лавах козловской свиты и черных алевро-

литах (возможно богачевский серии ? ). В ее основании находятся линзовиднослоистые конгломераты с обильными включениями углефицированной древесины, с пластом шоколадно-бурых лигнитов (до 1 м). Выше залегает толща переслаивающихся песчаников, валунных конгломератов, ракушняков, спонголитов, прослоев глауконитовых песчаников. Вверх по разрезу они сменяются алевролитами, ацианомовыми алевролитами (до глинистых диатомитов) с прослоями (0,05-0,5 м) песчаников, реже галечных песчаников. На юго-запад к бухте Ольга и на северо-восток к устью Лев.Тюшевка нижние толщи сильно сокращаются в мощности или частично выклиниваются (до нескольких метров).

Изучение фашиально-генетического состава отложений показало, что лишь на Кроноцком перешейке в нижней части свиты горячих ключей развиты типичные мелководно-морские и, возможно, даже континентальные (в основании свиты) отложения. В более западных частях прогиба развиты мощные толщи относительно глубоководных отложений, среди которых различаются обычные "фоновые" тонкозернистые осадки - алевроито-глинистые и диатомовые, накапливавшиеся постепенно, и ритмично переслаивающиеся с ними отложения различных автокинетических (гравитационных) потоков.

В составе отложений гравитационных потоков в целом здесь выделяются по-существу все те же литогенетические типы пород, что и в отложениях Центрально-Камчатского прогиба. Однако в их взаимоотношениях и распределении по разрезу имеются важные особенности, отражающие условия формирования отложений.

Особенно разнообразный набор отложений гравитационных потоков участвует в составе терригенной богачевской серии. Фашиальный ряд отложений начинается микститовыми накоплениями подводных оползней и песчано-гравийно-галечными и валунными осадками грязекаменных потоков мощностью от 0,1 м и менее и до 5-8 м (рис.13), и завершается тонкими прослойками алевроитовых и алевро-пелитовых осадков низкоплотностных потоков. В составе отдельных залежей обычно участвуют простые сокращенные последовательности из 2-4-х типов пород. Важно отметить, что в составе обломочного материала преобладает в различной степени окатанный, от слабо до идеально-окатанного, а в среднем хорошо окатанный терригенный материал: обломки темно-серых, аргиллитов, алевролитов, песчаников, яшм, лав и т.п. Кроме того, постоянно присутствует обильный углефици-

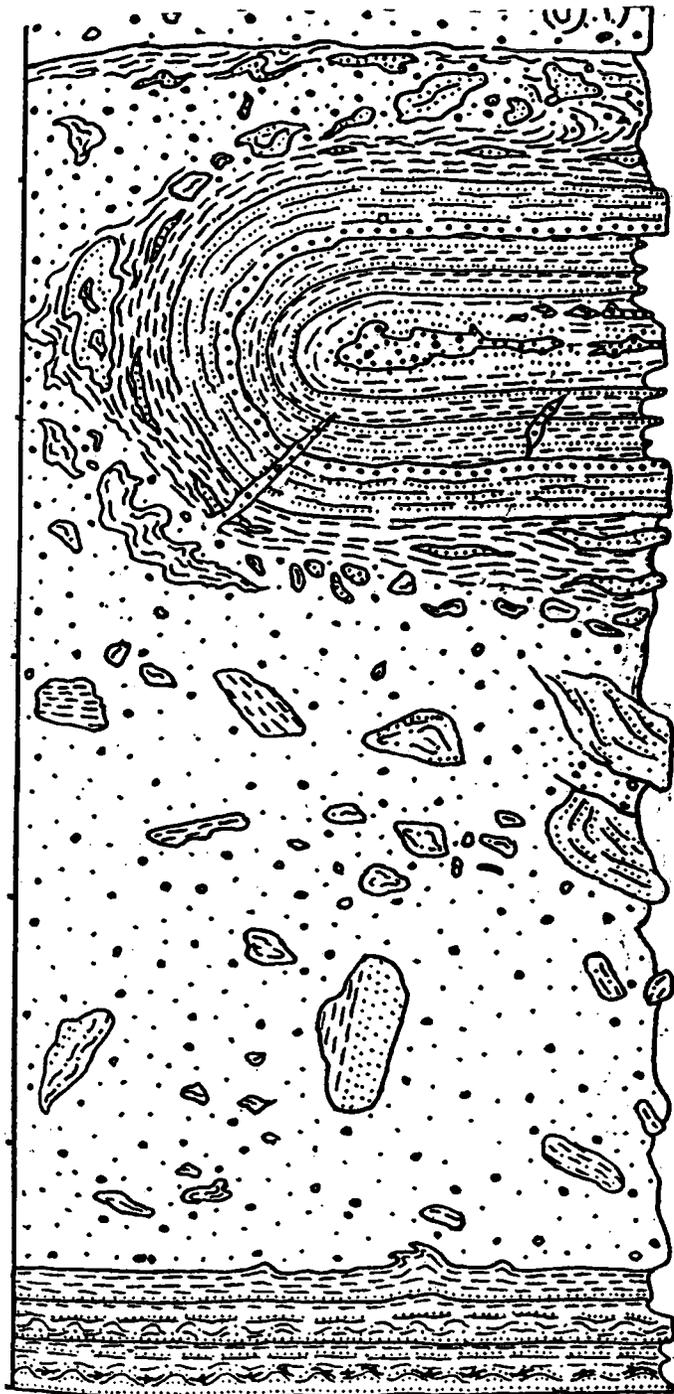


Рис. 13. Отложения грязекаменного потока в флиш-отложениях верхней части богачевской серии. Разрез левого борта долины р. Ольги в 16 км от устья. 1 - алеврито-песчано-гравийный конгломерат с валунами и блоками подстилающих пород, 2 - песчаники, алевролиты - 3; 4 - аргиллиты, 5 - углистый детрит.

2 м  
0

- 1
- 2
- 3
- 4
- 5

рованные растительный детрит, обломки веток и стволов деревьев. Ориентировка промоин и мелкой косої слоистости показывает, что перенос материала происходил в основном вдоль оси прогиба с юго-запада на северо-восток из района современного Кроноцкого залива. Эти данные показывают, что главным источником песчаного и более грубозернистого материала этих отложений было весьма энергетически активное приустьевое мелководье, а, вполне возможно, и долины горных и подгорно-равнинных рек. Лавинное его поступление на узкую полосу приустьевого мелководья, обладавшую ограниченной емкостью неизбежно создавало предпосылки для периодического его перемещения в глубь акватории различными пастообразными и турбидитовыми потоками. Не исключено при этом, что нередко происходила транспортировка материала прямо с суши по речным долинам, представлявшим собой естественные каналы переноса материала не только речными, но и селевыми потоками.

Отложения гравитационных потоков, переслаиваясь с довольно однородными "фоновыми" отложениями: черными аргиллитами, алевроитовыми аргиллитами, глинистыми алевролитами, группируются в три типа естественных пачек, в составе которых преобладает либо 1) отложения подводных грязекаменных и высокоплотностных турбидитовых потоков, либо 2) отложения различных <sup>низкоплотностных</sup> турбидитовых потоков. Это соответствует их накоплению в проксимальных, средних и дистальных частях подводных шлейфов соответственно. Переслаивание пачек столь различных отложений видимо отражает как естественную миграцию обстановок осадконакопления на подводном шлейфе, так и изменения глубины бассейна и объемов поставок грубообломочного материала с прилегающей суши.

Нижняя граница отложений богачевской серии неизвестна. Однако наиболее древние ее горизонты вскрывающиеся в верховье р. Ольги, где представлены горизонтом обычно не слишком глубоководных морских отложений - довольно однородных песчанистых алевролитов, алевролитов, не содержащих отложений гравитационных потоков. И лишь по мере усиления контрастности обстановки - углубление бассейна и, возможно, некоторого возвышения прилегающей суши, роль гравитационных потоков процессов в осадконакоплении стала возрастать, и стали накапливаться все более глубоководные глинистые "фоновые" осадки с одной стороны и периодически - все более грубозернистые и мощные отложения гравита-

ционных потоков - с другой. В этом смысле появление в разрезе пачек грубозернистых проксимальных турбидитов свидетельствует не об обмелении бассейна, а наоборот, о его возможном резком углублении, сочетающемся с некоторым воздыманием прилегающей гористой суши.

Помимо пачек обычных терригенных турбидитов в разрезе богачевской серии и в таловской свитах имеются маломощные пачки зеленоватых, зеленовато-серых вулкано турбидитов, состоящих в основном из туфогенного материала. По своим особенностям они весьма сходным с миоценовыми вулкано турбидитами о-ва Карагинского. Их образование, видимо, связано с возникновением вулканических построек в области питания.

При переходе от богачевской к ташевской серии происходит заметное изменение состава пород. В них все большую роль начинает играть вулканотерригенный и переотложенный пирокластический материал, что нашло отражение и в облике пород. Это изменение происходит как в составе гравитационных, так и "фоновых" морских отложений.

При этом в составе первых исчезают совсем отложения пастообразных грязекаменных потоков и начинают преобладать отложения низкоплотностных турбидитовых потоков (рис. 14). Обилие в них углефицированного растительного материала свидетельствует о том, что главным источником песчаного материала по-прежнему служило приустьевое мелководье у дельты одной или нескольких крупных рек, в области питания которых в среднем миоцене происходила активная вулканическая деятельность.

В составе "фоновых" мелкозернистых пород все более значительную роль играют остатки кремневых скелетов диатомовых водорослей. Увеличение их роли в осадконакоплении, видимо, связано в значительной мере с общим усилением в это время диатомитонакопления в северной Пацифике в связи с климатическими изменениями.

В западной части Восточно-Камчатского прогиба строение и состав отложений несколько иной. Они были изучены автором совместно с А.Р.Гептнером в Валагинском хребте, в верховье р.Корниловской. Здесь на базальтовых лавах и агломератах (мел, либо нижний - средний палеоген) залегает мощный комплекс осадочных пород. В его основании находится толща спонголитов (местами

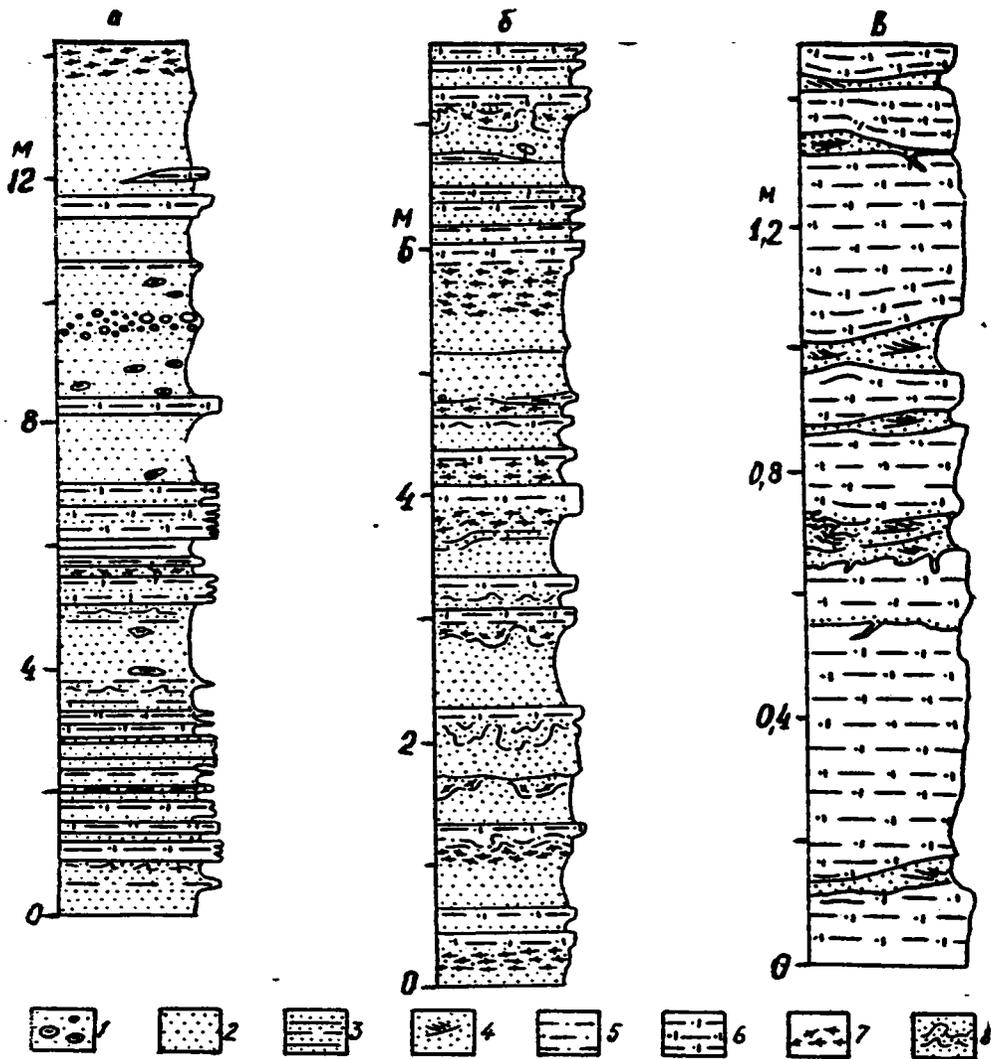


Рис. 14. Переслаивание турбидитов и "фоновых" глубоководных осадков в средней (а, б) и верхней (в) частях тшешевской серии. Разрезы в бортах долины р.Ольги в 6 км от устья (а, б) и горы Обнажение на берегу бухты Ольга (в). 1-4 - песчаники: 1 - массивные с катуннами, 2 - неслоистые, 3 - с параллельной и 4 - с мелкой косоволнистой, косой слоистостью; 5 - алевриты; 6 - диатомовые алевриты; 7 - углистый детрит; 8 - конвективные дислокации.

подстилаемая конгломератами и ракушняками) мощностью до 70 м, содержащая микрофауну ковачинского горизонта (устное сообщение М.С.Валова). Выше залегают тушевская и корниловская свиты. Тушевская свита (до 800-1000 м) сложена в основном мелкозернистыми песчаниками, алевролитами со слоями гравелитов. В верхней части отложения имеют флишеидный облик. В целом осадки этой свиты накапливались, видимо, в относительно глубоководной шельфовой обстановке (за исключением базальных слоев?). По остаткам моллюсков свита сопоставляется с воямпольской серией (Бояринова, 1988).

Корниловская свита теми же авторами сопоставляется в целом с кавранской серией Западной Камчатки. В ее составе различается три крупные части (подсвиты, а возможно они заслуживают выделения в самостоятельные свиты) (рис.15). Нижняя часть (подсвита) представлена мощной толщей (600-800 м) переслаивающихся песчаников, гравелитов и конгломератов. Песчаники серые, темно-серые, крепкие, массивные, либо с нечеткой линзовидной, косою одно- и разнонаправленной слоистостью, обычно с частыми линзочками, прослойками гравелита (0,01-0,15 м через 0,05-0,5-1 м), иногда - тонкие прослойки алевролита (прослойки заиления). В верхней и в нижней частях подсвиты встречаются раковины моллюсков, морских ежей, мелкий углистый детрит. Эти данные свидетельствуют о накоплении осадков на морском мелководье, на песчаных отмелях, валах.

Пачки таких песчаников (по 5-10-20 м) переслаиваются со слоями и линзами (0,2-0,5-2-4 м) гравелитов, гравийных и разногалечных конгломератов с нечеткой линзовидной иногда пологой косою слоистостью. В гальках, обычно хорошо окатанных, преобладают обломки серых, зеленовато-серых кремнистых пород. Судя по текстурам и взаимоотношениям с осадками песчаных отмелей и валов, данные образования накапливались в ложбинах между валами и подводных промоинах.

К юго-западу подсвита несколько увеличивается в мощности (до 800 м), а отложения становятся более грубообломочными. В средней части появляются мощные слои и пачки гравелитов и конгломератов (до 4-10 м), чередующихся с пачками (10-20 м и более) частого переслаивания гравелитов; песчаников (0,05-0,2-0,5 м), алевролитов (0,01-0,3 м) и нередко прослоев углей

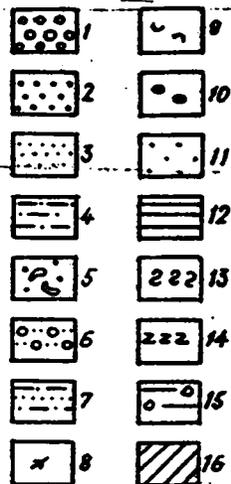
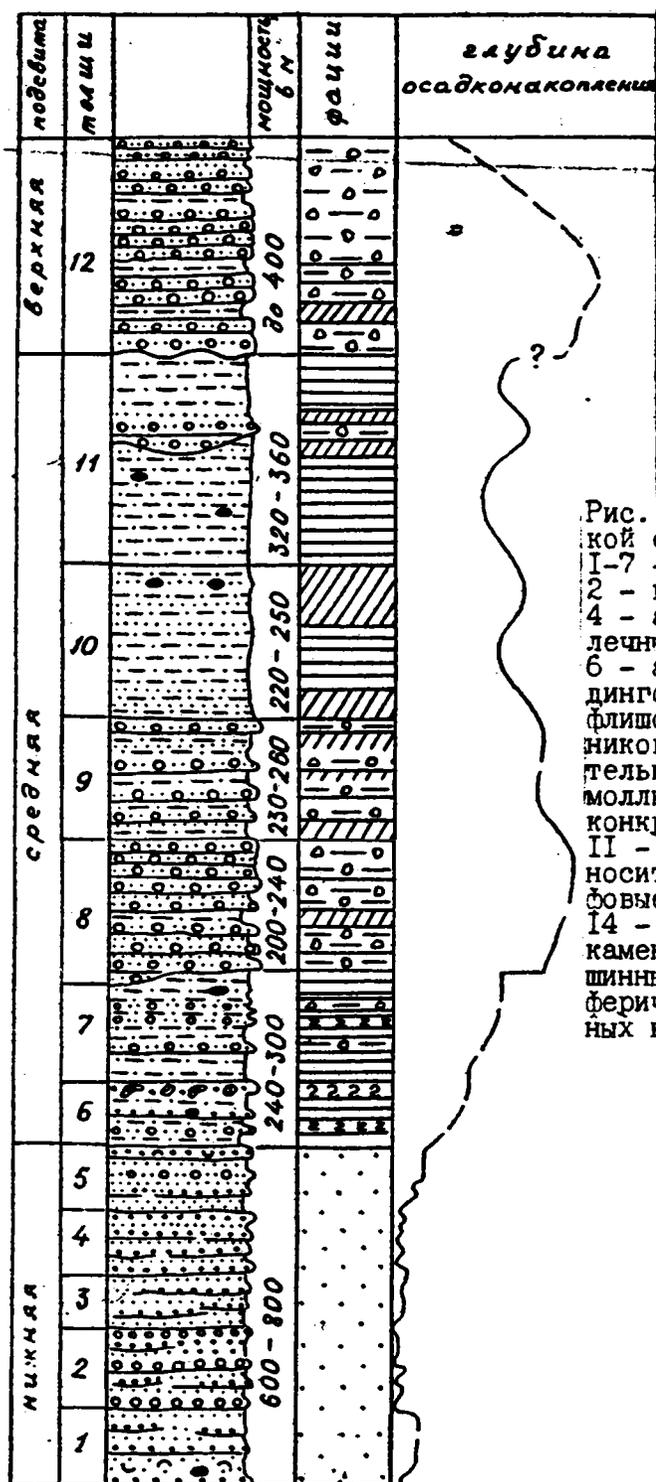


Рис. 15. Отложения корниловской свиты Валагинского хребта. 1-7 - породы: 1 - конгломераты, 2 - гравелиты, 3 - песчаники; 4 - алевrolиты, 5 - песчано-галечные алевrolиты (микститы), 6 - алевrolито-песчаные и "пудинговые" конгломераты, 7 - флишоидное переслаивание песчаников и алевrolитов; 8 - растительный детрит; 9 - яковины моллюсков; 10 - карбонатные конкреции; 11-16 - отложения: 11 - прибрежно-морские, 12 - относительно глубоководные шельфовые, 13 - подводных оползней, 14 - подводных оплывин, грязекаменных потоков; 15-16 - вершинных (15), срединных и периферических (16) частей подводных конусов выноса.

(до 0,1-0,2 м). В породах рассеян углефицированный растительный детрит, встречаются отпечатки листовой флоры. В слоях конгломератов обломочный материал слабо окатан, часто состоит из обломков песчаников, алевролитов, аргиллитов, т.е. это местный материал. Эти данные показывают, что в этой части района в подсвите появляются дельтовые и, по-видимому, континентальные накопления, связанные с дельтами подгорно-равнинных рек, выносивших слабо обработанный материал на приморскую равнину. В верхней части подсвита присутствуют прослой и линзы (до 3-4 м) несортированных массивных "пуддинговых" гравелитов и конгломератов с обильным матриксом (до 50 %). Это позволяет их интерпретировать как отложения высокоплотных грязевых (зерновых) потоков.

Средняя подсвита (более 1200-1400 м) согласно залегает на нижней подсвите согласно и представлена в основном черными алевролитами с прослоями, линзами, пачками и толщами конгломератов, гравелитов и песчаников (от 0,05-0,1 м до 5-10 м) часто группируются в пачки до 30-50 м в средней части. В западной части района эти пачки и толщи имеют наибольшую мощность, образуют хорошо выраженные в рельефе скалистые гребни. В восточном направлении большая часть этих линз и пачек, видимо, уменьшается в мощности и выклинивается. В алевролитах встречается, местами обильная, фауна моллюсков.

Изучение фациально-генетического состава отложений средней подсвита показало, что они накапливались в относительно глубоководной обстановке. Прослой и линзы, пачки конгломератов, гравелитов и песчаников представляют собой отложения автокинетических потоков. Среди всего разнообразия пород, участвующих в строении этих слоев выделяется несколько главных типов (групп), образующих последовательные ряды разрезов и отвечающих основным типам потоков: грязекаменным (грязевым), высоко- и низкоплотным турбидитовым, между которыми существуют постепенные переходы. При этом в одних случаях грязекаменные потоки видимо формировали самостоятельные залежи наносов (особенно при накоплении нижней части подсвита), а в других - имеются признаки их трансформации в турбидитовые потоки.

Отложения грязекаменных потоков представлены следующими типами пород (рис.16). Наиболее мощные (до 5-8 м) и грубообло-

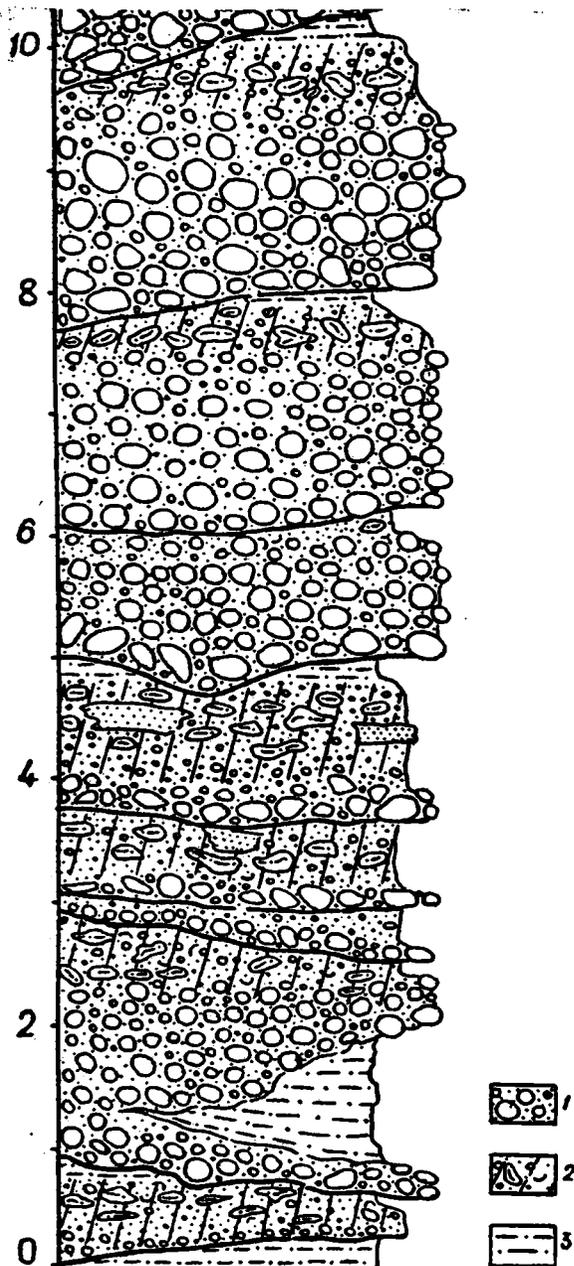


Рис. 16. Отложения подводных грязекаменных потоков в основании конгломератовой толщи средней подсвиги корниловской свиты Валагинского хребта. 1 - валунные "пудинговые" конгломераты с обильным (до 40-50%) алевроито-гравийно-песчаным матриксом, 2 - алевроито-песчано-галечный микстит с обильными катунами алевролитов, 3 - черные алевролиты

мочные залежи представлены однообразными совершенно неслоистыми и несортированными "пуддинговыми конгломератами, в которых гальки и валуны, катуны алевролитов (размером до 0,3-0,4 м), рассеяны в обильном гравийно-песчано-алевритовом матриксе (до 40-70 % объема породы). Присутствует углистый детрит, иногда обломки раковин моллюсков. В основании залежи в узком интервале (5-20 см) гальки и валуны обычно отсутствуют. Нижняя граница четкая, обычно с размывом. В верхней части (10-15 см) наблюдается грацированный переход в разно- и мелкозернистый песчаник (с градиационной, иногда нечеткой параллельной слоистостью). Верхняя граница залежи очень четкая, ровная.

Второй тип разреза представлен залежью, в которой "пуддинговый" конгломерат (или алеврито-песчаный гравелит с "плавающими" гальками и валунами) присутствует лишь в средней части залежи (0,1-0,2-1 м), а по направлению к нижней и верхней ее границам постепенно уменьшается содержание галек, а затем они вовсе исчезают. При этом в верхней части залежи довольно много катунов алевролитов, иногда смятых фрагментов слоев, блоков алевролитов, песчаников. В ряде случаев этих включений так много, что порода превращена в алевритовый микстит, в котором выделяются лишь отдельные пятна, цепочки матрикса с песком и гравием. Мощность таких залежей обычно 0,4-1-1,5 м. Наконец, третий тип разреза представлен маломощными прослоями (0,05-0,2 м) алеврито-песчаных гравелитов и гравийных песчаников с обильными, часто крупными катунами алевролитов (размером до 5-15 см), составляющими до 80-90 % объема породы, так что собственно песчаник и гравелит играет роль своеобразного цемента.

Рассмотренный ряд пород, судя по приведенным данным, представляет собой отложения высокоплотностного грязекаменного потока, нагруженного захваченным по мере движения тонкозернистым материалом. Лишь на конечных стадиях движения такого потока происходила слабая его дифференциация за счет выпадения наиболее грубого валунного, а затем и галечного материала. Такие отложения переслаиваются с алевролитами в нижней части подсветы (рис.16) и образуют пачки в основании мощной толщи конгломератов в ее средней части. Видимо их образование характерно при не слишком значительных уклонах дна в начальные стадии углубления бассейна. Судя по грубообломочности исходного материала,

его хорошей обработке, исходные потоки зарождались на морском, видимо приустьевом, мелководье, когда контрастность рельефа резко возросла, а рядом с углубляющимся бассейном появилась гористая суша.

Отложения высокоплотностных турбидитовых потоков образуют второй ряд пород, тесно связанный с первым. Он наиболее характерен для средней и верхней части конгломератовой толщи. Наиболее грубозернистые их разности представлены разногальечными и валунными конгломератами с обильным алеврито-песчано-гравийным матриксом (до 40-50 %) (мощность 0,3-0,6-1,5 м). В породах наблюдается нечеткая полосчатость, линзовидность, выражающаяся в том, что в пределах такой полосы (линзы) снизу вверх наблюдается слабо выраженная обратная, а затем прямая градирированность. Она проявляется в том, что в основании залежи обычно находится алеврито-песчанистый гравелит (и даже песчаник), в котором постепенно появляются все более крупные гальки, а затем и валуны. В верхней части залежи они быстро исчезают, так что она обычно завершается прослоем массивного разнозернистого песчаника (0,05-0,2 м). В целом эти породы соответствуют элементам  $R_2$  и  $R_3$  последовательности Лоу (Lowe, 1984). Гальки хорошо окатаны и состоят из обломков кремнистых пород, лав, гранитоидов, алевролитов, иногда - метаморфических сланцев. В гальках выраженная ориентировка либо отсутствует, либо намечается преобладающее их падение на юго-запад, запад и северо-запад.

Второй тип разрезов (до 0,5 м) представлен песчанистыми гравелитами с мелкой галькой и гравийными песчаниками с нечеткой субпараллельной слоистостью, либо массивными. В слоистых разностях в пределах отдельного слоя различается слабая обратная и прямая градирированность, которую можно интерпретировать как "ковры волочения" (элемент  $S_2$ ) последовательности Лоу.

Наконец, третий тип пород и разрезов представлен массивными разнозернистыми песчаниками, внизу с рассеянным гравием, залегающими в верхней части разрезов первых двух типов, либо в виде самостоятельных слоев (до 0,2-0,3 м).

В конгломератовой толще все рассмотренные разности пород многократно переслаиваются, образуя мощные пачки и линзы (20-30 м и более), переслаивающиеся с флишoidalными, существенно

алевролитовыми пачками, и выполняющие в них врезы. Замеры простирания стенок этих врезов (каналов на подводных конусах выноса) показывают, что они обычно ориентированы с юго-запада на северо-восток, либо субширотно. С учетом ориентировки галек (и иногда направлений затаскивания подстилающих осадков) выясняется, что автокинетические потоки двигались, главным образом, на северо-восток, восток и иногда - на юго-восток.

Отложения низкоплотностных турбидитовых потоков обычно залегают во флишеидных пачках в средней и частично в верхней частях подсвиты. Они представлены слоями (от 0,01-0,05 до 0,2-0,3 м через 0,05-0,5-0,1 м) крепких серых песчаников, обычно массивных, со слабо выраженными текстурами. Чаще всего наблюдается простой градированный переход от крупнозернистых, гравийных песчаников внизу (в мощных слоях) к мелкозернистым песчаникам и алевролитам вверху. Реже наблюдается нечеткая параллельная слоистость и очень редко - невыразительная мелкая косая слоистость в верхней части слоя. Невыразительность текстур, в отличие от тефроидных вулканотурбидитов, о которых говорилось выше, объясняется относительной однородностью исходного терригенного материала.

Отложения подводных конусов выноса в целом имеют обычно следующее строение. В основании залегает обычно толща довольно однородных глинистых алевролитов. Вверх по разрезу она сменяется толщей таких же алевролитов, но содержащих все более мощные и частые прослойки песчаников, галечных песчаников - отложения низкоплотностных, турбидитовых, реже грязевых потоков. Вверху появляются нередко слои и линзы гравелитов и несортированных конгломератов - отложений высокоплотностных потоков. В целом такие отложения характерны для периферических и срединных частей подводных конусов выноса. На этих отложениях с размывом и нередко в крупных врезях (глубиной в несколько десятков метров) залегают мощные линзы и пачки разногалечных, "пуддинговых" конгломератов с обильным алеврито-песчано-гравийным заполнителем (рис.17). Они являются отложениями высокоплотностных, турбидитовых, а нередко и грязекаменных, грязевых потоков. Наконец, завершается разрез вновь флишеидной пачкой, в которой прослойки песчаников обычно наиболее мощные и частые внизу. Общая мощность ее - 10-30 м и более. Наконец, выше она сменяется пач-

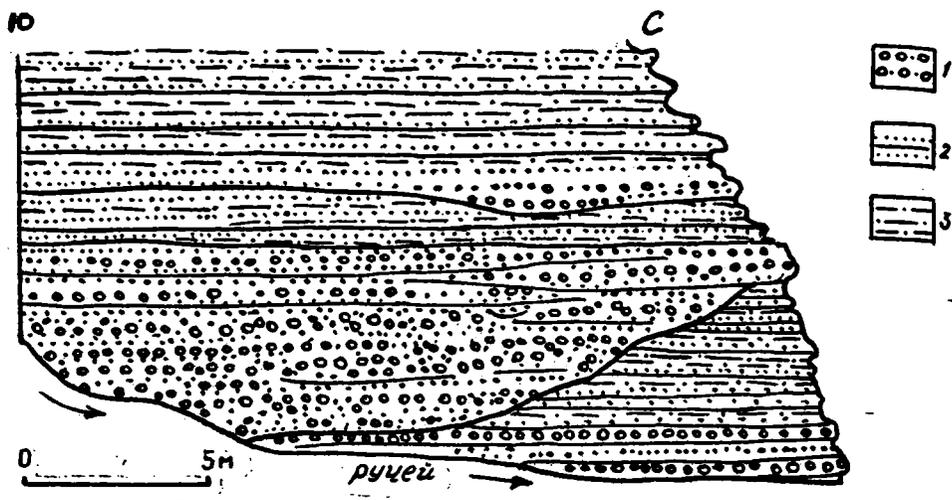


Рис. 17. Отложения подводного канала в верхней части средней подсвиты корниловской свиты. Разрез в борту долины левого притока р.Корниловской в 4 км от устья р.Лев. Корниловской. 1 - серые песчаные и алеврито-песчаные разногалечные и "пуддинговые" конгломераты, 2 - серые песчаники, 3 - черные алевролиты.

кой глинистых алевролитов лишь с редкими прослоями песчаников.

Подобное, неоднократно повторяющееся, строение разрезов подводных конусов выноса показывает четкое, направленное их формирование, во многом напоминающее саморазвитие наземных конусов выноса. Его можно представить в следующем виде. В начале происходит постепенное накопление обычных "фоновых" мелководных тонкозернистых осадков, что означает, что на прилежащем мелководье также растут запасы грубозернистого материала. Затем углубление бассейна и увеличение уклонов, либо усиление сейсмической активности, или другие причины, приводят к генерации автокинетических потоков в результате оползания, оплывания осадков с мелководья. Такие потоки вначале маломощные и слабо трансформируются в турбидитовые. Постепенно формируется и расширяется подводный конус выноса, связанный, видимо, с растущим подводным каньоном. Дальнейшее усиление контрастности рельефа, углубление каньона приводит к тому, что все более мощные автокинетические потоки начинают врезаться в вершинную и затем в срединную часть конуса, вынося обломочный материал дальше, к периферии. Подобная картина наблюдается в наземной обстановке, а особенно хорошо выражена у подножий действующих вулканов (Жураленко, 1986). В период максимального углубления каналов на подводном конусе образуются наиболее мощные автокинетические потоки. Затем фаза врезания каналов сменяется постепенным их выполнением отложениями высокоплотных турбидитовых потоков. Дальнейшее ослабление их мощности (в связи с заложением канала в другом месте, либо в связи с ослаблением контрастности подводного рельефа) приводит к появлению флишеидных и, наконец, обычных "фоновых" отложений.

Весьма грубообломочный состав отложений подводных конусов свидетельствует о поступлении материала с крайнего мелководья, с побережья гористой суши, и о том, что устойчивого накопления такого материала на мелководье не происходило. На нем он задерживался лишь временно, до достижения некоторой "критической" массы, а затем уносился автокинетическими потоками вглубь акватории. вполне возможно, что часть таких потоков возникла прямо на суше, в горных долинах как селеные потоки. В ре-

зультате латеральные ряды "фоновых" осадков в подобном морском бассейне сильно редуцированы, а отложений подводных конусов выноса, от их проксимальных к дистальным частям, хорошо развиты.

Верхняя подсвита (до 400 м) залегает на средней с большим размывом, и возможно с небольшим угловым несогласием, выполняющая глубокий врез, ориентированный с юго-запада на северо-восток. Подсвита сложена переслаивающимися слоями несортированных конгломератов с обильным алеврито-песчаным матриком (0,5-1-3 м) и прослоями песчаников и алевролитов (до 0,1-0,3 м), все более редких вверх по разрезу. В генетическом плане эти отложения, видимо, являются осадками гигантского подводного конуса выноса.

В целом отложения корниловской свиты являются своеобразной морской молассой, накапливавшейся в начале в мелководной, а затем и в глубоководной обстановке. Они отражают постепенное усиление контрастности обстановки на границе Восточно-Камчатского поднятия - с одной стороны, и Восточно-Камчатского прогиба - с другой. Углубление бассейна привело к смене мелководных отложений глубоководными, а затем появлению и широкому развитию среди них отложений автокинетических потоков. При этом, если в восточной части прогиба можно предполагать сочетание глубоководной флишевой тишевской серии с дельтовыми образованиями, то в западной его части дельтовые и прибрежно-морские осадки накапливались лишь при формировании нижней подсвиты корниловской свиты.

Основные выводы:

1. Кайнозойские отложения Камчатки образуют закономерно построенные комплексы, формирование которых отражает сложную историю развития этого сегмента зоны перехода от континента к океану, возникновения в ней Курило-Камчатской вулканической дуги.
2. После горообразования, произошедшего на границе мела и палеогена, и на Восточной и на Западной Камчатке сформировались толщи кайнозойских отложений огромной мощности. Однако вследствие различий в тектоническом положении, а следовательно и разницы в морфологии и тектоническом режиме бассейнов, наличия, либо отсутствия вулканизма, в них образовались существенно разные латеральные и вертикальные ряды осадочных комплексов (формаций).
3. Наиболее спокойные условия существовали на Западной Камчатке, где их осадконакопление началось с палеогена. В обширном Западно-Камчатском прогибе в кайнозой формировались континентальные и шельфовые отложения. Образовались достаточно четкие их латеральные и вертикальные ряды. Континентальные аллювиально-озерно-болотные, часто угленосные образования формировались в крайних частях прогиба, в предгорьях Срединного хребта, а в начальные и конечные стадии развития прогиба - и в его осевых частях, у современного побережья Охотского моря. В центральных частях прогиба формировались мелководно - морские, а во время наиболее значительных трансгрессий глубоководные шельфовые осадки. Активная вулканическая деятельность, начавшаяся с появлением в олигоцене Центрально-Камчатского вулканического пояса, привела к образованию в восточных частях прогиба своеобразного парагенеза осадков. В периоды активизации вулканической деятельности здесь накапливались вулканогенные, пролювиальные и лахаровые накопления (вулканогенные молассы), переслаивающиеся с обычными аллювиально-озерно-болотными образованиями. В связи с обширностью приморской равнины и мелководностью шельфа в это время пирокластические и лахаровые потоки лишь изредка достигали моря и относительно глубоководных его частей. Сносимый с вулканов материал в основном полностью перерабатывался морем, в связи с чем формировались пачки и толщи тефроидов и смешанных пород с текстурами, свойственными и для обыч-

ных морских осадков. Лишь среди относительно глубоководных осадков сохранились неперестроенные вулканические пеплы (например, в кацертской свите).

Во время максимальной трансгрессии, при накоплении вивентекской свиты, наземные автокинетические потоки, благодаря значительной глубине бассейна - до 500 м и более (?), проникали и в его осевую часть, где формировались своеобразные флишоидные тонкозернистые осадки.

4. На Восточной Камчатке в кайнозой существовали более узкие и контрастные прогибы, благодаря чему рассмотренные латеральные ряды были существенно сокращены, а в периоды максимального прогибания роль автокинетических потоков, благодаря которым грубозернистый материал, не имевший возможности отлагаться в прибрежной зоне моря, выносился также вглубь бассейна.

5. В Центрально-Камчатском прогибе, примыкавшем с востока к вулканическому поясу, в осевых частях существовали в основном глубоководные условия и накапливались тонкозернистые глинистые и глинисто-диатомовые осадки. В периоды активизации эксплозивной деятельности в них формировались подводные шлейфы, где накапливались своеобразные тефроидные отложения подводных лахаровых и вулканотурбидитовых потоков. Они слагают флишоидные пачки и толщи, строение которых в значительной мере отражает особенности исходной вулканической деятельности.

Лишь в позднем миоцене и плиоцене глубина бассейна здесь сильно уменьшилась и, несмотря на активный вулканизм, уже не происходило образование автокинетических потоков.

6. Наиболее контрастные условия существовали в Восточно-Камчатском прогибе, который и сам был весьма неоднородным. С запада он ограничивался Восточно-Камчатским поднятием мелового фундамента, а с востока, видимо, зоной восточных полуостровов, сложенной в основном палеогеновыми вулканитами. Лишь в начальные стадии прогибания здесь существовали относительно мелководные бассейны. Несмотря на высокие темпы осадконакопления, прогибание в них становилось некомпенсированным. Сформировались мощные флишоидные толщи отложений богачевской и тюшевской, корниловской серий. Особенно контрастные условия существовали в западных частях прогиба при накоплении корниловской серии (в среднем и верхнем миоцене). Здесь граница прогиба и Восточно-Кам-

чатского поднятия, видимо, проходила по разлому. Узкая полоса прибрежного приустьевоего мелководья не могла вмещать весь грубо-обломочный, песчаный и валунно-галечный материал, поступивший с гористой суши. Периодически он обрушивался вниз по подводным склонам и выносился автокинетическими потоками в глубоководные участки.

7. Проведенное изучение широко развитых в прогибе отложений автокинетических потоков позволило выяснить целый ряд их текстурных особенностей, важных для их диагностики и установить закономерное строение отложений подводных конусов выноса, их проксимальных частей. В частности, появление рассекающих их каналов объясняется естественным процессом саморазвития подводных конусов выноса. Оно связано с врезанием все более мощных автокинетических потоков в ранее отложенные наносы. Ослабление их силы приводит к заполнению каналов.

Анализ особенностей осадков гравитационных потоков по разрезу пачек отложений отдельных подводных конусов выноса и флишопидных толщ в целом наглядно показывает изменение характера потоков по мере эволюции бассейна. В начале появляются слабо-дифференцированные осадки подводных оползней, оплывин, грязе-каменных потоков. Это связано с увеличением подводных уклонов, появлением неустойчивости морских осадков. Затем образуются осадки все более мощных трансформированных высоко- и низкоплотностных турбидитовых потоков. При уменьшении глубины бассейна может наблюдаться обратная, обычно редуцированная последовательность.

8. В миоценовых, особенно средне- и верхнемиоценовых тонкозернистых отложениях значительную роль стали играть остатки диатомовых водорослей. Усиление роли диатомитонакопления здесь, как и в других районах Северо-Тихоокеанской области связано не с усилением вулканической деятельности, а видимо с общим похолоданием климата, и с особенностями палеогеографии отдельных бассейнов.

При выполнении данной работы автор пользовался консультациями и советами Ю.А.Лаврушина, И.В.Хворовой, А.Р.Гептнера, Ю.Б.Гладенкова, В.Н.Синельниковой. При проведении полевых работ большую помощь оказывали А.А.Ельянов, М.Г.Валов, М.А.Назарова. При подготовке рукописи к печати ценной была помощь Т.В.Хвост и Л.В.Сарычевой. Всем им автор выражает глубокую благодарность.

Литература

- Арсанов А.С. Палеогеография Восточной Камчатки в миоцене. - Бюлл. Моск. о-ва испыт.природы, отд.геолог., т.48, в.3, 1973, с.142-143.
- Арсанов А.С. Опыт естественного стратиграфического расчленения разреза олигоцен-миоценовых отложений Кроноцкого района Восточной Камчатки. - В кн.: Проблемы стратиграфии и исторической геологии. М.: 1978, с.181-191.
- Атлас фауны и флоры неогеновых отложений Дальнего Востока. - Труды ГИН АН СССР, вып.385, М.: Наука, 1984, 330 с.
- Геология СССР: Камчатка, Курильские и Командорские острова. Геологическое описание. т.34, М.: Недра, 1964, 733 с.
- Гладенков Ю.Б. Неоген Камчатки. Труды ГИН АН СССР, вып. 214, 1972, 200 с.
- Гладенков Ю.Б., Гречин В.И. Особенности формирования вулканогенно-осадочных толщ неогена Восточной Камчатки (о.Карагинский). Бюлл. Моск. о-ва испыт.природы, отд.геол. № 5, 1969; с.72-81.
- Гречин В.И. Миоценовые отложения Западной Камчатки. М.:Наука.- Труды ГИН АН СССР, вып. 282, 1976, 137 с.
- Двали М.Ф. Геологическое строение и нефтеносность Восточной Камчатки. Тр. ВНИГРИ, спец.серия, вып.16, Л.:Гостоптехиздат, 1955.
- Дмитриева В.К. О тектонической природе так называемого краевого Западно-Камчатского прогиба. - Бюлл.Моск. о-ва испыт.природы, отд.геол., 1980, т.55, вып.5, с.3-14.
- Дьяков Б.Ф. Геологическое строение и нефтеносность Западной Камчатки. Тр.ВНИГРИ, спец.серия, вып.14, Л.: Гостоптехиздат, 1955
- Елисеев В.И. Пролувий. М.: Недра, 1978, 232 с.
- Кураленко Н.П. Отложения подножий вулканов различных климатических обстановок. М.: Наука, 1986, 108 с.
- Кураленко Н.П. Фациально-генетический состав отложений кавранской серии в разрезе Каврано-Утхолокской бухты (Западная Камчатка). - В кн.: Литология и стратиграфия мезозоя и кайнозоя Северо-Востока СССР, М.: Наука, 1988, с.39-51.
- Кураленко Н.П. Миоценовые лахаровые и вулкано-турбидитовые отложения о.Карагинского (Восточная Камчатка). В кн.: Очерки по

- геологии Камчатки и Корякского нагорья. М.: Наука, 1988, с. 73-87.
- Маркевич П.В. Геосинклинальное терригенное осадконакопление на востоке Азии в Фанерозое. М.: Наука, 1985, II 7 с.
- Марковский Б.А., Супруненко О.И. Сравнительная характеристика двух типов турбидитовых формаций Восточной Камчатки. - Советская геология, № 10, 1972, с.24-31.
- Несвит Д.С., Плешаков И.Б. О флишевых гьероглафах и подводных оползнях в третичных отложениях Кроноцкого района восточного побережья Камчатки. - В кн.: Геология и геохимия, т.3, Л.: Гостоптехиздат, 1960, с.264-278.
- Плешаков И.Б., Несвит Д.С. Новые данные по геологии и нефтеносности Кроноцкого района восточного побережья Камчатки. - В кн.: Геология и геохимия. т.2, Л.: Гостоптехиздат. 1958, с. 231-245.
- Проблемы нефтегазоносности кайнозойских осадочных бассейнов Дальнего Востока СССР, Л.: 1985, II 4 с.
- Синельникова В.Н., Фотьянова Л.И., Челебаева А.И. и др. Миоплиоцен Западной Камчатки (эрмановская свита и палеонтологическое обоснование ее возраста, 1976, с. 280, (Тр.ГИН АН СССР, вып.294).
- Синельникова В.Н., Братцева Г.М., Дуброва И.А., и др. Расчленение и палеонтологическая характеристика неогенового разреза Каврано-Утхолокской бухты (Западная Камчатка). - в сб.: Корреляция кайнозойских толщ Дальнего Востока. ч.1, М.: 1985, с.84-156.
- Тимофеев П.П. Геология и фации юрской угленосной формации Южной Сибири. М.: Наука, 1969, 462 с. (тр.ГИН АН СССР, вып.197).
- Туезов И.К. Литосфера Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода, Новосибирск, 1975.
- Челебаева А.И. Вопросы стратиграфии континентального кайнозоя Камчатки. Л., 1976.
- Шанцер Е.В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М.: Наука, 1966, 237 с.
- Шапиро М.Н. Тектоническое развитие восточного обрамления Камчатки. М., Наука, 1976, 123 с.

Н.П.Кураленко

## ФОСФОРИТОВЫЕ КОНКРЕЦИИ КАКЕРТСКОЙ СВИТЫ ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ И УСЛОВИЯ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

В литературе существуют различные взгляды на происхождение фосфоритов. Большинство исследователей придерживаются хемогенной (Казаков, 1939; Страхов, 1963; Гиммельфарб, 1965; и др.), биохимической (Бушинский, 1969, 1980; и др., Батурин, 1978; и др.), вулканической (Бродская, Ильинская, 1969; Дзопенадзе, 1969; Бродская, 1974; Муравьев, 1983; и др.) гипотез их происхождения. Существующую связь фосфоритов с трансгрессиями, частую их приуроченность к поверхностям размыва различные гипотезы объясняют по-разному. Кроме того, во многих крупных месторождениях фосфоритов такой четкой связи не устанавливается (Гиммельфарб, 1965; Покрышкин и др., 1980; и др.). Поэтому выяснения особенностей тектонического режима во время фосфоритообразования весьма важно. Одним из направлений решения этой задачи является детальный литолого-фашиальный анализ фосфоритоносных толщ и изучение цикличности их строения.

В связи с изложенным особый интерес представляет выявление механизмов образования фосфоритов в вулканических районах. Поэтому автором были рассмотрены особенности залегания и формирования фосфоритовых желваков в верхней части какертской свиты (средний миоцен) Западной Камчатки, обнаруженных в 1985 г. в районе Каврано-Утхолокской бухты (рис. 1).

### Стратиграфия и фашиально-генетический состав отложений какертской свиты

Отложения какертской свиты входят в состав кавранской серии, широко развитой на Западной Камчатке. Ее мощность достигает 2-2,5 км. В составе серии обычно выделяется две подсерии, образующие два крупных мегацикла. Нижний из них, трансгрессивный, сложен ильинской и какертской свитами, а верхний, трансгрессивно-регрессивный, этолонской и эрмановской свитами (Геология СССР, т.34, 1964). В районе Каврано-Утхолокской бухты отложения кавранской серии сравнительно полого (20-30°) падают к северо-западу, слагая восточное крыло калаваямской синклинали. Между устьями р.Кавран и руч.Хайшевзеом оно осложнено небольшой антиклина-

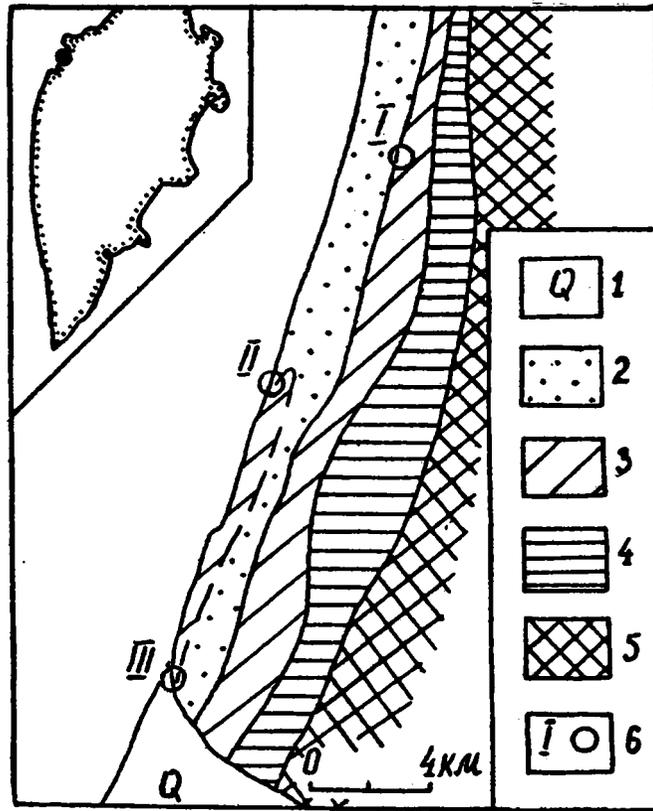


Рис. I. Схематическая геологическая карта побережья Каврано-Утхолокской бухты  
I - четвертичные отложения; 2 - 4 - кавранская серия: 2 - этолонская свита, 3 - какертская свита, 4 - ильинская свита; 5 - воямпольская серия нерасчлененная; 6 - местонахождения фосфоритовых желваков и номера разрезов

лью (рис. 1).

Послойное описание и палеонтологическая характеристика отложений кавранской серии района Каврано-Утхолокской бухты приведена в работах (Синельникова и др., 1976; Синельникова и др., 1985). Фашиально-генетический состав отложений рассмотрен в статье (Кураленко, 1988).

Отложения какертской свиты (средний миоцен) представлены переслаивающимися слоями разнообразных песчаников, чередующимися с прослоями и линзами гравелитов и конгломератов, иногда - алевролитов, общей мощностью до 500 м.

Как показало изучение фаунистических остатков и споро-пыльцевых спектров, они формировались в теплых климатических условиях в море, не замерзавшем в течение всего года (Синельникова и др., 1985). Слой верхней части свиты, содержащие фосфоритовые конкреции, вскрываются в трех местах: на берегу моря в устье р.Кавран, в 200 м южнее устья руч.Хейшевзем и в долине р.Хейсля в 1,5 км от устья (рис. 2).

Детальный литолого-фашиальный анализ отложений какертской свиты проводился автором по методу, разработанному в Геологическом институте АН СССР (Тимофеев, 1969). Изучение показало, что они формировались главным образом в мелководно-морской обстановке под значительным воздействием приливно-отливных течений. Среди них выделяются следующие фашии морских отложений: 1) фашия песчаных осадков сильно подвижного мелководья (песчаных отмелей и баров); 2) фашия песчаных осадков сильно подвижного приустьевоего мелководья (приустьевых баров и отмелей); 3) фашия песчано-гравийных осадков подводных русел и промоин; 4) фашия гравийно-галечной отмостки; 5) фашия песчано-алевритовых осадков внешней части прибрежно-морской зоны. Комплексы из нескольких перечисленных фаший характеризуют определенную обстановку осадконакопления. Например, фашии 1, 3-4 свойственны для отложений приливно-отливной полосы, а 2-4 - для дельтовой обстановки.

1) Наиболее часто в разрезе встречаются отложения сильно подвижного мелководья (песчаных отмелей и баров). Они представлены средне- и крупнозернистыми песчаниками с четкой средней и крупной косою прямой и сходящейся одно- и разнонаправленной слоистостью. Она часто подчеркивается светлыми, белыми косыми слоями песчаника, обогащенного пемзовыми частицами. Бысота косых слоев колеблется от 0,1-0,2 м до 0,5-0,7 м. Между косыми сло-

Устье р. Хейсман

I Долина  
р. Хейсман

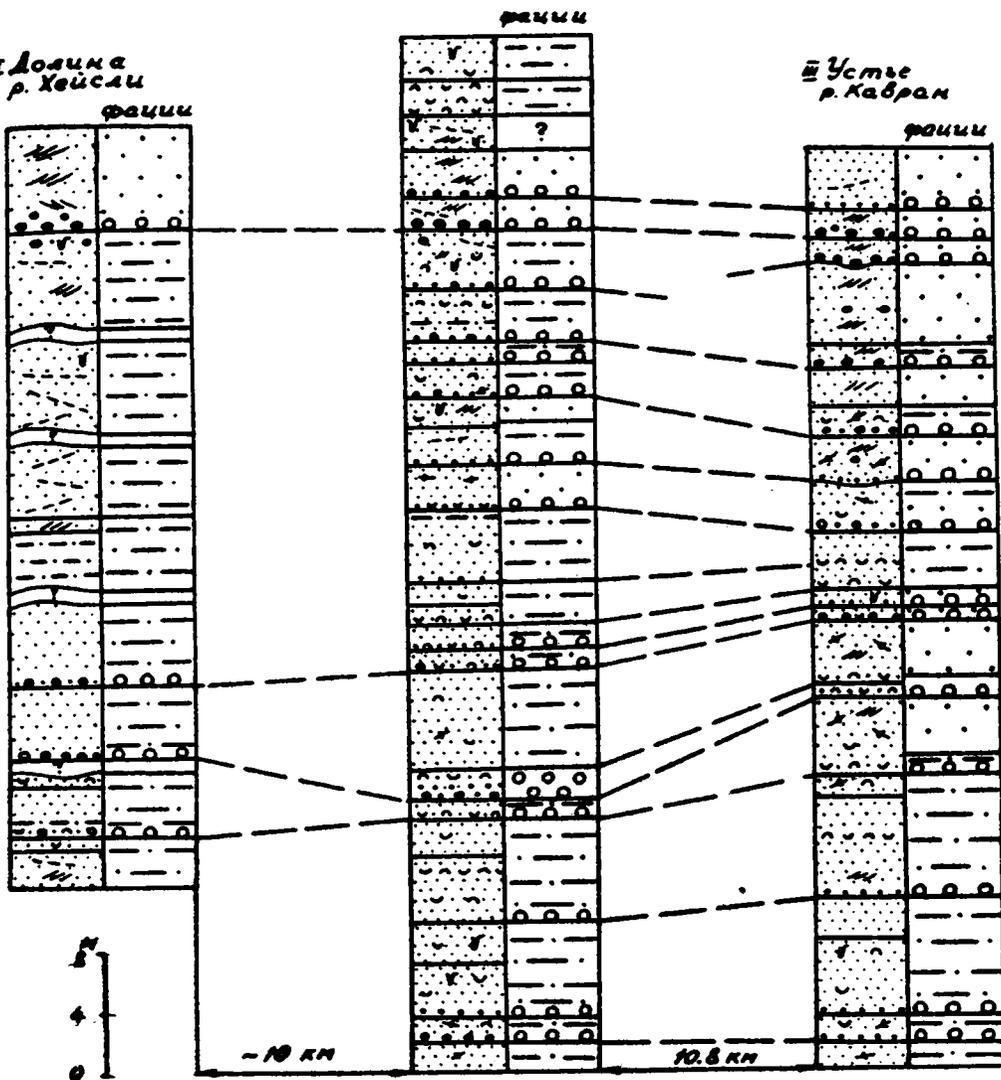


Рис. 2. Разрез фосфатоносных слоев какертской свиты в районе Каврано-Утхолокской бухты.

1 - конгломераты; 2 - гравелиты; 3 - песчаники; 4 - алевролиты; 5 - косая слоистость; 6 - биотурбации; 7 - раковины моллюсков; 8 - прослои алевролитов; 9 - растительный детрит; 10 - фосфоритовые желваки; 11-13 - фации: 11 - галечной отмостки и гравийно-галечных осадков подводных промоин; 12 - песчаных осадков баров и валов; 13 - песчано-алевритовых осадков внешней части прибрежно-морской зоны.

ками, либо косослоистыми линзами часто присутствуют тонкие (до 1-3 см) прослои алевролитов (прослои заиления), протяженностью до 2-5 м. Такая слоистость свидетельствует о резко изменчивом режиме осадконакопления, чередовании периодов с сильными разнонаправленными течениями, во время которых накапливались песчаные осадки, и периодов относительно спокойных, когда оседала алевроитовая муль. Сходные условия в настоящее время существуют, например, на обширном приливном мелководье восточной части Северного моря (Рейнек, Сянгх, 1981).

Местами слоистость сильно нарушена ходами илоседов. В породах встречается мелкий углефицированный растительный детрит, обломки и целые створки раковин моллюсков, обломки костей морских млекопитающих и других животных. Мощность слоев от 0,5-1 м до 10-15 м.

2) Отложения приустьевых баров представлены средне- и крупнозернистыми песчаниками с крупной косою сходящейся резко разнонаправленной слоистостью. Характерно присутствие обильных включений углефицированного растительного детрита, обломков веток и стволов деревьев. Часто такой детрит образует сплошные косые слои толщиной до 1 см. Фаунистические остатки обычно отсутствуют. Мощность слоев от 2-3 до 10-15 м.

3) Отложения подводных промоин и русел представлены гравелистами и гравийными песчаниками с линзовидной и косою одно- и разнонаправленной слоистостью, выполняющими врез в подстилающих отложениях. В них также встречается раковинный детрит, обломки углефицированной древесины, костей. Мощность до 1-2 м.

4) Остаточные отложения (отмостка) по существу являются фазией размыва ранее отложенных осадков, подстилают и латерально сочетаются с осадками подводных промоин и представлены маломощными прослоями и пачками гравийного и мелкогалечного материала, часто с раковинным детритом, углефицированными обломками веток и стволов деревьев, обломками костей.

5) Отложения внешней части прибрежно-морской зоны представлены более мелкозернистыми породами - средне- и мелкозернистыми песчаниками, песчанистыми алевролитами. Среди них выделяется несколько типов пород. Наиболее часто встречаются средне-, мелкозернистые песчаники: неслоистые, сильно биотурбированные, с рассеянным мелким углефицированным растительным детритом. Встречаются раковины моллюсков, иногда - обломки костей морских млеко-

питающих. Местами присутствуют реликты мелкой косой слоистости, и смятые фрагменты тонких прослоев алевролитов (прослоев заиления).

Реже встречаются слои мелкозернистых песчаников с четкой мелкой косой однонаправленной, реже - разнонаправленной слоистостью высотой около 3-5 см. Наблюдаются биотурбации, иногда обильные. Мощность слоев до 1-3 м. В целом подобные осадки, по-видимому, накапливались гораздо быстрее, чем осадки первого типа.

Иногда прослеживаются слои массивных неяснослоистых алевролитов с рассеянными раковинами моллюсков. Мощность их до 0,5 м. Исходные алевролитовые осадки накапливались в затихших участках мелководья.

Отмеченные фации морских отложений закономерно переслаиваются между собой, образуя цикличность нескольких порядков.

#### Цикличность строения отложений и связь фосфоритообразования с колебательными движениями земной коры

В строении какертской свиты существует четко выраженная цикличность трех порядков. Выделяется целый ряд элементарных циклов, два мезоцикла и один макроцикл, охватывающий всю свиту. Изучение показывает, что образование мезо- и макроциклов контролируется прежде всего характером колебательных движений, а формирование элементарных циклов происходит прежде всего под влиянием изменений динамики осадконакопления.

Среди элементарных циклов выделяются дельтовые, мелководно-морские, морские и смешанные. Разрез дельтовых циклов начинается отмосткой или отложениями подводных промоин. На них залегают отложения сильно подвижного приустьевого мелководья (приустьевых отмелей и баров). Общая мощность циклов колеблется от 2-4 до 10-15 м. Сходное строение имеют и обычные мелководно-морские циклы. Отличие их от дельтовых циклов в том, что основную их часть составляют отложения не приустьевого мелководья, а обычных песчаных отмелей и баров.

В отличие от дельтовых и мелководно-морских циклов, весьма контрастных по составу, обычные морские циклы выражены гораздо слабее. Они состоят лишь из отложений внешней части прибрежно-морской зоны, подстилаемых весьма маломощной отмосткой, часто представленной лишь цепочкой гравия и мелких галек. Мощность

циклов от 1-2 до 10 м.

Смешанные циклы содержат различные образования. Их разрез обычно начинается отмосткой, на которой залегают отложения умеренно подвижного мелководья. Последние перекрываются отложениями сильно подвижного мелководья (песчаных отмелей или приустьевых баров).

Нижний мезоцикл какертской свиты наиболее мощный. Он залегает на сравнительно мелкозернистых отложениях верхов ильинской свиты и начинается часто переслаивающимися прибрежно-морскими и дельтовыми циклами, сложенными грубообломочными гравийно-песчаными отложениями песчаных отмелей, приустьевых баров и гравийно-галечными отложениями подводных русел и промоин. Появление их в разрезе отражает некоторую регрессию морского бассейна в начале формирования какертской свиты.

Вверх по разрезу дельтовые и прибрежно-морские циклы сменяются обычными морскими, что отражает постепенную трансгрессию какертского моря. Мелкие колебательные движения на фоне некомпенсированного прогибания и привели к формированию менее четкой цикличности.

Наконец, в верхней части нижнего мезоцикла и в слоях, переходных к верхнему мезоциклу, вновь появляются смешанные, прибрежно-морские и дельтовые циклы. Особенно хорошо переходные слои обнажены в разрезе на берегу моря между устьями р.Кавран и руч. Вон (рис. 2). Отмостка и отложения подводных промоин здесь состоят в основном из гравийного и мелкогалечного материала. В них содержится, а местами преобладает обильный раковинный детрит. В районе устья руч.Вон он образует даже несколько прослоев ракушняковых известняков.

Выше по разрезу, в слоях, переходных к верхнему мезоциклу и в его основании мощности многих элементарных циклов сильно сокращены за счет значительных размывов осадков. Это свидетельствует о том, что в колебательном цикле 2-го порядка при переходе от регрессии к трансгрессии (и от некоторого общего воздымания и обмеления дна бассейна к прогибанию) существовал период относительной стабилизации глубины моря и режима осадконакопления. Мелкие колебательные движения в сочетании с постоянной миграцией подводных промоин и песчаных отмелей в этих условиях приводили к периодическому почти полному перемию мелководно-морских осадков. К этим переходным слоям и приурочены скопления обломков

костей, фосфатных стяжений и переотложенных фосфоритовых желваков на нескольких сближенных уровнях (рис. 2).

В нижней части вышележащего верхнего мезоцикла мощности мелководно-морских циклов увеличиваются, заметные размывы между ними отсутствуют. Отложения песчаных отмелей становятся в целом несколько более мелкозернистыми. В них уменьшается высота косой слоистости. Это свидетельствует о том, что с началом формирования второго мезоцикла началось заметное прогибание, которое, почти полностью компенсировалось песчаными осадками.

### Морфология и условия залегания фосфоритовых конкреций

Фосфоритовые желваки имеют серо-коричневый цвет и обычно шарообразную, эллипсоидную, либо менее правильную, но округлую, уплощенную форму. По строению и условиям залегания среди них различаются три типа образований: аутигенные желваки, переотложенные и сложные — аутигенные конкреции, имеющие переотложенные желваки в центральной части.

Аутигенные желваки встречаются во всех трех разрезах в отложениях, накапливавшихся как в обстановке высокой гидродинамической активности (на песчаных отмелях и в подводных промоинах), так и в условиях средних и слабых течений на морском мелководье. Для них характерна овальная, либо сложная, но округленная форма и обычно не слишком высокая прочность. Размер их колеблется от 3-5 до 10-15 см. В более крепких внутренних частях часто встречаются обломки костей морских млекопитающих. При движении к их краю прочность стяжений уменьшается, а затем быстро, но постепенно, стяжение переходит во вмещающую породу. Крупность и состав обломочного материала в этой породе и в стяжениях одинаковая. Иногда можно видеть, как отдельные косые слои непосредственно продолжают из песчаника или гравелита в фосфоритовую конкрецию, что убедительно свидетельствует об образовании ее на месте (рис. 3а).

Переотложенные фосфоритовые желваки (гальки фосфоритизированного песчаника) встречаются во всех трех разрезах в отложениях подводных промоин и в отмостке. Они имеют шарообразную, эллипсоидную, реже уплощенную форму, окатанные, крепкие, не имеют рыхлой внешней части и четко отличаются от вмещающей породы более мелкозернистым составом заключенного в них обломочного

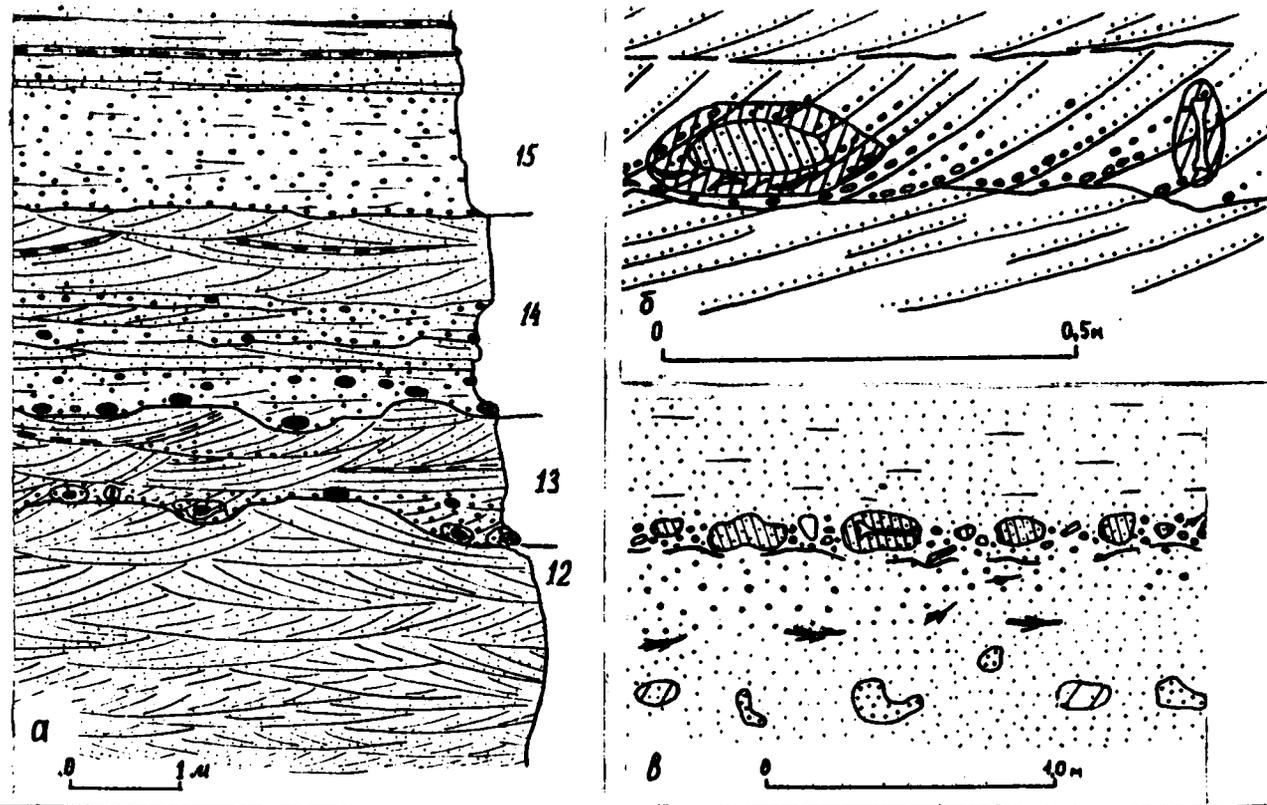


Рис. 3. Условия залегания фосфоритовых желваков: а - фосфоритовые желваки в гравийно-галечных отложениях подводных промоин в циклах 13 и 14; б - сложное фосфатное стяжение в основании цикла 13, там же; частой косо́й штриховкой показан перестроенный желвак в ядре аутигенного стяжения; в - отмыстка фосфоритовых желваков в разрезе у устья руч.Хейшевеем

материала. Размер округлых желваков колеблется от 1-3 до 10-12 см, а уплощенных - достигает 20 см (по длинной оси). Очевидно такие желваки сохранились как остаточный материал при перемыыве подстилающих рыхлых осадков.

Сложные стяжения встречаются в отложениях подводных промоин у устья р.Кавран. Они содержат в центре плотные окатанные гальки фосфатизированных песчаников (переотложенные фосфоритовые желваки). Аутигенность внешней оболочки доказывается сходством крупности и состава обломочного материала, содержащегося в ней и во вмещающей породе, а также непрерывным прослеживанием в них косых слоев (рис. 3б).

Наиболее многочисленные и разнообразные фосфоритовые желваки встречаются в разрезе у устья р.Кавран (рис. 2). В его основании, в верхней части цикла I0 среди серых субгоризонтально- и косослоистых песчаников, встречаются уплощенные прочные лепешковидные аутигенные фосфоритовые желваки размером до 10-15 см при толщине до 5 см. Они приурочены к тонким прослоям алевролитов (прослоям заиления). Содержание  $P_2O_5$  в них достигает 20% (табл. I, п.9).

Выше, в основании цикла II, такие переотложенные желваки встречаются в отмытке, совместно с непрочными бурыми аутигенными стяжениями размером до 5-10 см. Аналогичные редкие непрочные аутигенные фосфатные стяжения встречаются и в вышележащем мощном цикле I2 - в его основании среди гравийно-галечной отмытки и в средней части среди косослоистых песчаников (отложенный песчаной отмели). Содержание  $P_2O_5$  в этих желваках лишь около 10% (табл. I, ш. 3,4).

Наиболее значительные скопления фосфоритовых желваков имеются в трех маломощных циклах I3-I5. Они залегают в прослоях отложений подводных промоин, разделенных осадками песчаных отмелей (рис. 3а). В нижнем из них, залегающем в основании цикла I3 и самом маломощном (0,1-0,4 м), представленном косослоистым гравелистом и гравийным песчаником, встречаются как простые аутигенные стяжения, так и сложные, содержащие в центре плотные окатанные фосфоритовые гальки. При этом в таких гальках содержание  $P_2O_5$  составляет около 14% (табл. I, ш. I0 и I2). Во внешней непрочной аутигенной оболочке оно ниже - 10-12% (табл. I, ш. II, I3). Во вмещающем гравийном песчанике оно также повышен-

Таблица I

Химические анализы фосфоритовых желваков и вмещающих их песчаников Какертской свиты

№ пп	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	ппп	SO <sub>3</sub>	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	Сумма
<u>Вмещающие песчаники</u>																
1.	58,86	0,73	17,38	4,69	2,05	0,092	2,11	5,88	2,07	1,26	0,26	4,12	0,098	0,01	3,45	99,50
2.	58,40	0,69	18,22	4,95	1,40	0,11	2,64	6,22	2,14	0,98	0,20	3,35	0,13	0,35	3,21	99,70
<u>Аутигенные желваки в песчаниках</u>																
3.	43,30	0,48	13,43	2,62	2,10	0,037	2,11	18,59	1,95	0,64	9,76	4,57	0,15	1,38	1,44	99,53
4.	40,50	0,44	13,66	5,01	5,78	0,17	1,85	18,57	1,64	0,55	10,08	5,78	0,34	1,52	2,92	99,71
<u>Первоотложенные желваки в песчаниках</u>																
5.	35,44	0,50	11,72	3,65	1,87	0,18	1,98	22,93	1,69	0,44	13,60	5,59	0,39	2,35	2,01	99,59
6.	36,84	0,51	11,94	2,03	1,99	0,13	2,38	22,79	1,36	0,44	12,37	6,90	1,67	1,97	2,12	99,68
<u>Первоотложенные желваки в галечных гравелитах</u>																
7.	29,08	0,50	8,55	3,37	2,10	0,11	1,39	25,70	1,00	0,55	18,63	8,20	1,98	2,63	2,73	99,71
8.	29,24	0,40	7,87	3,76	1,76	0,063	1,59	25,51	0,83	0,64	18,94	8,63	1,38	2,63	3,75	99,62
9.	22,24	0,35	5,69	3,52	0,94	0,022	1,26	36,39	0,57	0,23	19,95	9,34	0,56	3,30	3,35	99,50
<u>Аутигенные желваки (№ 11,13) с первоотложенными желваками в центре (№ 10,12)</u>																
10.	34,70	0,46	11,08	3,52	2,10	0,18	2,38	23,19	1,58	0,55	14,19	5,63	0,36	2,28	1,65	99,56
11.	43,88	0,52	11,94	3,79	2,22	0,17	2,11	18,02	1,69	0,61	9,82	4,83	0,27	1,52	1,51	99,60
12.	37,48	0,50	11,43	3,52	1,87	0,27	2,21	21,77	0,28	0,61	13,91	5,67	0,35	2,07	14,80	99,52
13.	39,30	0,44	12,69	3,77	1,87	0,20	1,98	19,57	1,64	0,55	11,81	5,61	0,31	1,95	1,95	99,53

Анализы выполнены в Центральной лаборатории управления "Укрчерметгеология" МЧМ УССР, г.Керчь

ное до 1,5% по сравнению с подстилающими и перекрывающими песчаниками (0,2-0,3%  $P_2O_5$ ) (табл. I, ш. I, 2). Изложенные данные показывают, что на этом уровне, после перемыва фосфатонесных осадков, содержащих рассеянные аутигенные желваки, перераспределение фосфора продолжалось. В одних случаях он концентрировался вокруг фосфоритовых галек, в других - вокруг обломков костей.

Эти отложения подводной промоины перекрываются отложениями подводной отмели, представленными крупнослоистыми песчаниками мощностью 0,4-0,6 м. На них с размывом залегают отложения следующего, I4-го цикла. Они представлены линзовидно и косо<sup>косо</sup>слоистым гравелитом мощностью 0,6-1 м (отложения подводной промоины). В нем встречаются лишь гальки фосфатизированного песчаника размером от 2-3 до 10 см. Содержание  $P_2O_5$  в них около 14% (табл. I, п. 5). Наиболее крупные из них залегают в основании слоя. Они сохранились в нем после перемыва подстилающих отложений песчаной отмели, мощность которых, видимо, не превышала первых десятков метров. Отсюда следует, что конкреции в осадке формировались вскоре после его накопления сравнительно неглубоко от поверхности в раннем диагенезе. Поэтому при периодическом перемыве осадков они уже оказывались в отмостке. Последующее перекрытие их новой порцией наносов приводило к возобновлению роста стяжений. В вышележащей линзе гравелита, залегающей в основании цикла I5, встречаются лишь редкие мелкие гальки фосфатизированного песчаника. В целом фосфатонесная пачка у устья р. Кавран достигает 30 м мощности.

В 10,8 км к северу, у устья руч. Хейшевзем, фосфоритовые стяжения встречаются в более узком интервале разреза (рис. 2). В нижней его части залегают неслоистые и косо<sup>косо</sup>слоистые песчаники, местами с тонкими прослоями заиления (отложения переходной зоны и нижних частей песчаных отмелей). В них встречаются три цепочки фосфатных стяжений. Нижняя из них представлена редкими овальными весьма непрочными стяжениями, размером до 10-15 см, с незначительной пятнистой фосфатной цементацией. Выше прослеживается цепочка редких плотных фосфатных желваков размером 8-10 см, расположенных друг от друга на расстоянии до 10 м. Наконец, в верхней цепочке такие желваки более многочисленные и находятся на расстоянии 1,5-3 м друг от друга. В 1 м выше с размывом залегают гравийная отмостка с обильными переотложенными желваками (гальками фосфатизированного песчаника) размером от 3-5 до 10-

12 см, лежащими почти вплотную друг к другу и сравнительно редкими обломками костей (рис. 3в). Содержание  $P_2O_5$  в этих желваках около 12,4% (табл. I, п.6). Эта отмостка перекрывается мощными отложениями песчаной отмели, уже не содержащими фосфоритовых стяжений. Следует отметить, что если в первичном осадке фосфоритовые конкреции располагались также редко, как и аутигенные образования, имеющиеся в нижней части разреза, то для образования подобной фосфоритовой отмостки необходим периодический размыв фосфатноносных осадков суммарной мощностью в несколько десятков метров.

Принципиально сходная картина наблюдается в разрезе фосфоритоносных слоев, обнажающихся на правом берегу р.Хейсли в 1,5 км от ее устья (рис. 2). Здесь в основании разреза вскрывается пачка отложений подвижного мелководья, представленных голубовато-серыми средне-, мелкозернистыми песчаниками, сильно биотурбированными, с реликтами косої слоистости и с тонкими прослоями алевролитов (прослоями заиления). В верхней части пачки прослеживается цепочка непрочных серо-коричневых фосфатных стяжений, размером 5-10 см, расположенных друг от друга на расстоянии 2-4 м. Выше с размывом залегает мощная пачка отложений сильно подвижного мелководья. В ее основании прослеживается гравийно-галечная отмостка, в которой встречаются обильные округлые и уплощенные переотложенные фосфоритовые желваки размером до 8-12 см. Содержание  $P_2O_5$  в них достигает 18-19% (табл. I, п.8,9). На отмостке залегает средне-, крупнозернистые песчаники с крупной косої слоистостью (до 0,1-0,3 м внизу и до 1-2 м вверху), с обильными прослоями заиления. В нижней их части прослеживается цепочка непрочных буро-коричневых фосфатных стяжений размером до 10-15 см.

Изложенные данные по условиям залегания фосфоритовых желваков позволяют сделать вывод о том, что их образование происходило в рыхлом осадке вскоре после его осадения. Периодический переувлажнение осадков в результате мелких колебательных движений земной коры и обычной миграции промоин и песчаных отмелей на мелководье, приводил к концентрированию в отмостке крупных фосфатных желваков и обломков костей морских млекопитающих. Новое их перекрытие песчаными осадками приводило к возобновлению роста переотложенных желваков, а местами и к появлению новых.

## Вещественный состав фосфоритовых желваков

Исследования под микроскопом показывают, что в фосфоритовых желваках фосфат главным образом цементирует песчаный и алевритовый обломочный материал. Состав этого материала смешанный и полностью идентичен составу вмещающих отложений. В нем присутствует терригенный, вулканотерригенный и перестроженный пирокластический материал. Обычно встречаются обломки различных лав (10–30%), средних и кислых вулканических стекол (от 0 до 40%, в среднем 5–10%), обломки измененных эффузивов, глинистых и кремнистых пород (до 10–15%), кварц до 5%, реже роговая обманка и другие минералы. Благодаря резким различиям плотности, плавучести этих компонентов в мелководно-морской обстановке происходила значительная их дифференциация. В баровых, и особенно пляжевых отложениях наблюдается чередование слоев обычного состава и светлых слоев, состоящих в основном из частиц пористого стекла и лав с одной стороны и темных слоев, состоящих в основном из кристаллов пироксенов, плагиоклазов, магнетита и обломков лав с другой стороны. Вследствие такой дифференциации в мелкозернистых песчаных и алевритовых осадках переходной зоны содержание легких частиц стекла повышенное (до 30–35%).

В целом в породе преобладает вулканотерригенный и перестроженный пирокластический материал андезитового состава. Химический анализ песчаников показывает близость их среднего состава к андезитам. Содержание  $P_2O_5$  в них составляет 0,2–0,3% (табл. I, ш. I, 2). Эти данные, в частности наличие в породах значительно количества слабо измененных таблитчатых кристаллов плагиоклазов, пироксенов, угловатых и остроугольных витрокластических частиц, содержание и характерные особенности которых несколько меняются по разрезу, свидетельствует о том, что в области питания во время осадконакопления происходила достаточно интенсивная эксплозивная деятельность андезитовых и кислых вулканов.

Фосфатный цемент в желваках распределен весьма неравномерно и образует самые ранние вторичные выделения в виде коричневатожелтых ( $n = 1,600–1,610$ ) изотопных, либо мелкозернистых слабо двупреломляющих пленочек, облегающих зерна обломочного материала. Толщина этих пленочек в пределах шлифа сильно меняется – от едва заметных до толстых, местами сливающихся между собой. В аутигенных стяжениях фосфатные пленки обычно тонкие и в них часте

выделяются 2-3 зоны, подчеркиваемые слабыми различиями в величине двупреломления фосфата и цепочками мелких точечных выделений бурых гидроокислов железа по границам между зонами. Местами наблюдается частичное замещение фосфатом частиц стекла и стекловатых обломков основной массы лав.

Встречаются также мелкие овальные зерна, полностью замещенные фосфатом (возможно фосфатизированные капролиты), а также пятнистые включения алевроитового материала с фосфатным цементом. В песчано-алевритовых прослоях встречаются мелкие пленочные и пятнистые выделения фосфата, часто вокруг и вблизи небольших обломков костей.

Исследования с помощью микроскопа показали, что оптически различающиеся зоны в фосфатных каемках не имеют различий в химическом составе. Образование таких зон можно объяснить прерывистостью их образования.

В переотложенных желваках выделения фосфата более обильные. В них наблюдаются мощные (толщиной до 0,05 мм и более) зональные (5-6 и более зон) каемки, нередко полностью сливающиеся между собой. Соответственно, содержание фосфата в таких желваках может быть в несколько раз выше. Такая разница в фосфатной цементации аутигенных и переотложенных желваков объясняется тем, что, во-первых, при переотложении сохранились от разрушения лишь желваки с обильным фосфатным цементом, и, во-вторых, рост фосфатных каемок в них мог неоднократно возобновляться, как это хорошо видно на примере сложных конкреций с фосфатными желваками в центральных частях.

Все эти данные свидетельствуют о том, что образование фосфоритовых желваков происходило прерывисто в раннем диагенезе неглубоко от поверхности песчаного осадка (видимо не глубже одного-двух десятков метров), так что периодически прерывалось в результате его перемыва.

Как уже отмечалось, содержание фосфора в желваках довольно значительное. В аутигенных стяжениях оно обычно относительно низкое - около 10-12%  $P_2O_5$  в фосфатизированном песчанике (табл. I, шп.3,4). В переотложенных желваках и в фосфоритовых гальках в ядрах сложных стяжений оно выше (14-20%  $P_2O_5$ ) (табл. I, шп.5-9). При этом самые высокие концентрации фосфата в переотложенных желваках, залегающих среди гравийно-галечной отмостки (шп.7-9).

Это, видимо, объясняется тем, что в обстановке высокой гидродинамической активности, когда происходил размыв и накопление грубообломочной отморстки, от разрушения сохранялись лишь крепкие фосфоритовые желваки, имеющие много фосфатного цемента пленочного и базального типа.

Рентгеновское изучение фосфатного минерала показало, что он относится к группе апатита и наиболее близок к франколиту (получены рефлексы 3,42; 3,03; 2,78; 2,88; 2,61; 2,495; 1,92; 1,826 Å).

В фосфатных конкрециях, как и во вмещающих породах, широко распространены более поздние пленочные выделения желто- и бледно-зеленого смектита и цеолитов, образовавшиеся уже при катагенетическом изменении пород.

#### Механизм образования фосфоритовых желваков

Из изложенных данных можно сделать вывод о том, что фосфат стягивался в желваки в раннем диагенезе внутри осадка, а первичное осаждение фосфата на весьма гидродинамически активном морском мелководье происходило биогенным путем. На это указывает и тесная связь, существующая между наличием и частотой встречаемости в породах костных остатков и фосфатных стяжений. По сравнению с общим количеством таких стяжений, крупных костных остатков в фосфатносных слоях сравнительно мало. Это свидетельствует о том, что главным источником фосфора все же служил мелкий костный детрит, копролиты, рассеянный биогенный фосфор, а отчасти, возможно, и сорбированный.

Высокой биопродуктивности района способствовало существование в какертское время теплых климатических условий (климатический оптимум миоцена), наличие обширных мелководий вблизи дельты крупной реки, и возможное существование восходящих течений. Отрицательными факторами были: часто слишком высокая гидродинамическая активность на мелководье, приводившая к выносу фосфорсодержащего органического детрита и разрушению фосфатных стяжений при перемыве осадков, а также обильный привнос обломочного вулканокластического материала и высокие скорости его накопления, приводившие к разубоживанию исходного органогенного фосфатсодержащего детрита.

Образование фосфоритовых конкреций в диагенезе происходило,

по-видимому, по схеме, предложенной В.С.Савенко (Батурин, Савенко, 1985). Она исходит из того, что, как показали эксперименты, растворимость фосфата при повышенной щелочности резко увеличивается. Повышенная же щелочность в осадках появляется в значительной мере за счет бактериального разложения органического вещества. При этом в них существует градиент щелочности, который выражается в пониженном содержании бикарбонат-иона  $\text{HCO}_3^-$  в верхних горизонтах колонок осадков (за счет его диффузии в придонную воду) по сравнению с нижележащими. В участках с повышенной щелочностью фосфат растворяется, что приводит к образованию градиента концентраций растворенного фосфора, к диффузии последнего вверх по разрезу к участкам более низких его концентраций и пониженной щелочности. При более быстром падении щелочности по сравнению с падением концентраций фосфата последний может осаждаться в виде гелей. Во время накопления фосфатоносных осадков какертской свиты создавались условия, вполне благоприятные для последующего образования фосфоритовых стяжений. Совместно с фосфатсодержащими костными остатками, обломками раковин в мелководной обстановке быстро захоронялось в осадках много свежего растительного детрита, необходимого для активного протекания диагенеза. В результате, на некоторой глубине в осадке щелочность повышалась настолько, что приводила к растворению фосфатов. В близповерхностных слоях песчаных осадков, благодаря частым их перемывам и высокой гидродинамической активности среды, существовали условия, близкие к условиям в наддонной воде. В связи с этим градиент щелочности и имел такой вид, что условия для осадки фосфатов возникали в глубине осадков, что способствовало образованию конкреций. Периодически этот процесс прерывался при перемывках осадков. Отсюда ясно, что если бы щелочность илов была слишком велика, а среда осадконакопления малоподвижная, или застойная, то фосфат легко диффундировал бы в наддонную воду и рассеивался, либо образовывал лишь эфемерные скопления на границе раздела ил - наддонная вода.

Связь фосфатонакопления с фациальными условиями  
и колебательными движениями земной коры

В литературе отмечается связь фосфоритов с трансгрессивными циклами, замедлением темпов осадконакопления, местными раз-

мывами, с различными ассоциациями пород: терригенно-карбонатными, кремнисто-глинисто-карбонатными; с платформенными и геосинклинальными условиями седиментации (Гиммельфарб, 1967; Бушинский, 1966а,б; 1969; Ильяшенко, 1967; Фосфориты Среднего Поволжья, 1969; Покрышкин и др., 1979; Литология и генезис..., 1980; и др.).

Из анализа приводимых в литературе многочисленных данных и материалов данной статьи, можно видеть, что по-существу, формирование фосфоритов обусловлено благоприятным сочетанием двух основных факторов: фациальных условий (фации песчаных и более тонких осадков сравнительно мелководного открытого шельфа в обстановке теплого климата) и тектонического режима (относительная стабилизация тектонических движений в начале трансгрессии (обычно на платформах) и в периоды перехода от восходящих движений к опусканиям в колебательных циклах 2-3-го порядка). Естественно, что на наиболее значительных площадях и наиболее значительное время эти условия могут реализоваться на платформах. При общем небольшом размахе прогибаний и колебательных движений фосфориты на них будут тяготеть к основанию трансгрессивных циклов, либо располагаться вблизи него, приурочиваться к размывам. Подобная связь характерна для мезозойских отложений Русской платформы (Фосфориты Среднего Поволжья, 1969; и др.).

При значительных прогибаниях, измеряемых многими сотнями метров, в осадочной толще с большей полнотой отражается история ее формирования и связь с собственно трансгрессиями оказывается не столь четкой. Примером является Северная окраина Аравийско-Африканской платформы. Ее осадочный чехол, с которым связаны фосфоритовые месторождения, представляет собой единый трансгрессивно-регрессивный седиментационный комплекс отложений мел-палеогенового возраста. В этом комплексе снизу вверх выделяется следующий ряд формаций: терригенная - карбонатная - фосфоритоносная кремнисто-глинисто-карбонатная - карбонатно-терригенная (Покрышкин и др., 1978; Покрышкин и др., 1979; и др.).

В фосфоритоносной сенон-эоценовой формация заключены крупнейшие месторождения фосфоритов зернистого типа с общими геологическими запасами свыше 60 млрд. т. Месторождения приурочены в основном к крупным депрессионным структурам и смежным с ними крыльям поднятий (Покрышкин и др., 1978). Фосфоритоносная тол-

ща сравнительно маломощна (20—400 м, обычно до 100 м) и характеризует период относительной стабилизации тектонического режима в обстановке широкой трансгрессии. Она имеет весьма пестрый литологический состав и представлена переслаивающимися известняками, мергелями, известковыми и кремнистыми глинами, зернистыми фосфоритами, глинами. Пласты зернистых фосфоритов, по существу, являются наиболее крупнозернистыми отложениями песчаной и даже мелкогравийной размерности, иногда несут следы размывов, и образовались за счет неоднократного перемива фосфатоносных тонкозернистых осадков. Можно предполагать, что они формировались во время относительной стабилизации обстановки при переходе от медленных поднятий к погружениям в колебательных циклах 2-го порядка.

Во многом сходное строение имеет пермская <sup>формация</sup> Фосфория, обладающая громадными запасами фосфоритов. Она распространена на западной окраине Северо-Американской платформы и представлена переслаивающимися доломитами, известняками, аргиллитами, кремнистыми сланцами, фосфоритами, общей мощностью от 50 до 400 м. В ее строении также существует сложная цикличность (Бушинский, 1969).

В геосинклинальных областях фосфатоносные отложения распространены обычно менее широко и заключены в мощных толщах терригенных и кремнисто-карбонатных накоплений. Большой размах и контрастность тектонических движений, высокие скорости осадконакопления приводят к тому, что условия, благоприятные для накопления фосфоритов, обычно реализуются на меньших по площади, линейно вытянутых участках и обычно в менее длительные периоды времени. Вместе с тем, в этих районах в разрезах более отчетливо проявляется цикличность, отражающая колебательные движения земной коры. Примером являются кембрийские фосфоритоносные отложения хребта Малый Каратау (Фосфориты Каратау, 1969; и др.) и некоторых других районов (Гиммельфарб, 1967).

#### Основные выводы

I. Детальный литолого-фациальный анализ и изучение цикличности строения отложений какертской свиты показал, что фосфатоносные осадки накапливались в период климатического оптимума миоцена в гидродинамически активной мелководно-морской обста-

новке вблизи дельты крупной реки в период относительной стабилизации тектонического режима при переходе от восходящих движений к нисходящим в колебательном цикле 2-го порядка.

2. Образование фосфоритовых конкреций происходило в диагенезе за счет перераспределения биогенного фосфата. Наличие реакционноспособного органического вещества способствовало возникновению в осадке градиента щелочности. Этот градиент и обуславливал перераспределение фосфата по механизму, предложенному В.С.Савенко (1979). Высокая гидродинамическая активность среды осадконакопления, частые перемены осадков способствовали тому, что геохимический барьер, благоприятный для выпадения фосфатных гелей возникал не на поверхности, а в глубине осадков. Неоднократный их перемень обусловил прерывистость роста фосфатных стяжений и периодическое образование отмоксти и скоплений из фосфоритовых желваков и обломков костей морских млекопитающих. В связи с этим значительные скопления такого фосфатного материала имеют осадочно-(остаточно)-биодиагенетическое происхождение.

3. Сравнение с литературными данными показывает, что подобная связь образования фосфоритов с колебательными циклами 2-3-го порядков широко распространена. В связи с этим, для поисков фосфоритов наряду с другими предпосылками, имеет важное значение изучение цикличности строения толщ, что требует, в свою очередь, углубленных знаний особенностей накопления шельфовых отложений в различных тектонических режимах.

Автор выражает глубокую благодарность Ю.А.Лаврушину и А.Р.Гептнеру за обсуждение работы и ценные советы, Т.В.Хвост и Л.В.Сарычевой за помощь при проведении полевых работ и оформлении рукописи.

#### Литература

- Батурин Г.Н. Фосфориты на дне океанов. М.:Наука, 1978, 235 с.  
Батурин Г.Н., Савенко В.С. О механизме образования фосфоритовых конкреций. - Океанология, т.25, вып. 6, 1985, с.970-974.  
Бродская Н.Г. Роль вулканизма в образовании фосфоритов. М.:Наука, 1974, 200 с. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 258).  
Бродская Н.Г., Ильинская М.Н. Основные генетические типы фосфатных рудопоявлений, связанных с эндогенным источником фосфора. - В кн.: Состояние и задачи советской литологии, т.3, М.:Наука, 1970, с.257-262.

- Бушинский Г.И. Древние фосфориты Азии и их генезис. М.:Наука, 1966.
- Бушинский Г.И. О происхождении морских фосфоритов. - Литология и полезн. ископаемые, 1966, № 3, с.
- Бушинский Г.И. Формация Фосфория. М.:Наука, 1969, 120 с.
- Геология СССР, т.34:Камчатка, Курильские и Командорские острова, ч. 1. М.: Недра, 1964, с.121-124.
- Гиммельфарб Б.М. Закономерности размещения месторождений фосфоритов СССР и их генетическая классификация. М.: Недра, 1965, 307 с.
- Дзоценидзе Г.С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М.: Недра, 1969, 340 с.
- Ильяшенко В.Я. Фосфориты палеогеновых отложений центральной части Средней Азии. - Литология и полезн. ископаемые, 1967, № 6, с.45-57.
- Казakov А.В. Фосфатные фации. М.: Госхимиздат, 1939. Тр.НИУИФ, 1939, вып. 145.
- Кураленко Н.П. Фациально-генетический состав отложений кавранской серии в разрезе Каврано-Утхолокской бухты (Западная Камчатка). - В кн.: Литология и стратиграфия мезозоя и кайнозоя Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1988, с.
- Муравьев В.И. Минеральные парагенезы глауконитово-кремнистых формаций. М.: Наука, 1983, 205 с.
- Покрышкин В.И., Бойко В.С., Ильяшенко В.Я. Закономерности размещения месторождений зернистых фосфоритов Аравийско-Африканской провинции и Средней Азии. - Литология и полезн. ископаемые, 1978, № 6, с.102-119.
- Покрышкин В.И., Кондратьев Е.Д., Козлов В.В. Геологические закономерности размещения и условия образования фосфоритов зарубежных фосфоритовосных бассейнов. Бюлл. МОИП, отд.геол., 1980, т.55, вып. 5, с. 91-105.
- Рейнек Г.Э., Сингх И.Б. Обстановки терригенного осадконакопления. - М.: Недра, 1981, 439 с.
- Савенко В.С. О физико-химическом механизме образования морских фосфоритов. - Докл. АН СССР, т.249, № 4, 1979, с.972-976.
- Синельникова В.Н., Фотьянова Л.И., Челебаева А.И. и др. Миоплиоцен Западной Камчатки (Эрмановская свита и палеонтологическое обоснование ее возраста). М.: Наука, 1976, с.280, (Тр. ГИН АН СССР, вып. 294).

- Синельникова В.Н., Братцева Г.М., Дуброва И.А., Сычевская Е.Г.  
Расчленение и палеонтологическая характеристика неогенового разреза Каврано-Утхолокской бухты (Западная Камчатка). - В кн.: Корреляция кайнозойских толщ Дальнего Востока, ч. I, М.: 1985, с.84-156.
- Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1963, 535 с.
- Тимофеев П.П. Геология и фации ирской угленосной формации Южной Сибири. М.: Наука, 1969, 462 с. (Тр. ГИН АН СССР, вып.197).
- Фосфориты Каратау. М.: 1969, 298 с.
- Фосфориты Среднего Поволжья. Казань. Изд-во Казанского ун-та, 1969, 192 с.

А.Р.Гептнер, Н.П.Кураленко

КАТАГЕНЕТИЧЕСКОЕ ИЗМЕНЕНИЕ ПОДЗЕМНЫМИ ВОДАМИ  
КАЙНОЗОЙСКИХ ШЕЛЬФОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КАМЧАТКИ

Современное состояние кремнистых пород воямпольской серии Западной Камчатки связывается с преобразованием биогенного кремнистого материала в результате погружения отложений на различную глубину (Гречин, 1976). При этом участие подземных вод в процессе катагенетических преобразований допускается только для хорошо проницаемых пепловых пластов, встречающихся на различных уровнях разреза. Однако, как выяснилось при исследовании вулканотерригенных отложений кавранской серии, залегающих стратиграфически выше кремнистых толщ, но в результате тектонических деформаций выведенных сейчас на один с ними гипсометрический уровень, деятельность подземных вод могла оказать существенное влияние на состав и строение пород всего кайнозойского разреза, включая даже самые тонкозернистые разности. Конечно наиболее ярко это сказалось на участках пористых, хорошо проницаемых пород. Но и в тонкозернистых оно проявилось тоже достаточно определенно и фиксируется сейчас по наличию цеолитов и кремнистых минералов, располагающихся в многочисленных трещинках и разного рода пустотах.

В основу настоящей работы положено изучение отложений этолонской свиты кавранской серии в пределах калаваямской синклинали (Каврано-Утхолокская бухта) Тигильского поднятия Западной Камчатки. Кроме того состав и строение вторичных минералов изучались в вулканотерригенных и тефрогенных кавранских отложениях Чернореченской синклинали и Паланской впадины, а также в кремнистых и вулканотерригенных породах воямпольской серии в районе устья р.Майнач (Чернореченская синклиналь).

Фашиально-генетический состав кавранской серии в пределах калаваямской синклинали подробно рассмотрен в специальной работе (Кураленко, 1986). Поэтому, кратко остановившись на основных особенностях строения и состава этолонских отложений, более подробно рассмотрим состав и взаимоотношение вторичных минералов и кластогенных компонентов исходного осадка.

Фашиально-генетический и вещественный состав  
отложений этолонской свиты

Накопление осадков этолонской свиты как и других частей кавранской серии в пределах калаваямской синклинали происходило главным образом в зоне открытого побережья, в мелководной обстановке с высокой гидродинамической активностью: на пляжах, в подводных руслах и промоинах, на с<sup>б</sup>четающихся с ними песчаных отмелях и барах, в приустьевых барах под значительным воздействием приливно-отливных течений, а также в переходной зоне и на сравнительно глубоководных участках шельфа.

Пляжевые отложения представлены крупно- и среднезернистыми песчаниками с пологой крупной косой взаимопересекающейся слоистостью. Часто присутствуют слои белого пемзового гравелита и песчаника, включения галек. Отложения гравийно-галечной отмости залегают в виде маломощных (до 5-10 см) линз конгломератов с валунами, либо цепочек близко или вплотную друг к другу лежащих гравия, галек и мелких валунов. Отложения активных подводных русел и промоин наиболее хорошо развиты в нижней части этолонской свиты, где залегают в виде протяженных линз мощностью от 0,1 до 2-3 м. Это хорошо промытые грубозернистые породы: гравелиты, песчаные конгломераты, гравийные сортированные песчаники. Иногда встречаются маломощные прослои (1-2 см) алевролитов. Во всех типах пород нередко присутствует обильный раковинный детрит и раковины моллюсков, крупные гальки, валуны. Цвет пород, как будет показано ниже, сильно зависит от характера вторичной минерализации. Для большей части разреза характерны породы пепельно-серого цвета. В линзах сравнительно более грубообломочных пород на свежих сколах окраска изменяется от бледно-зеленой до изумрудно-зеленой и темно-оливковой, почти черной. Линзовидное залегание отложений, наличие в их составе слоев пород разной крупности, переслаивание с отложениями песчаных баров и отмелей - все это свидетельствует о накоплении их в условиях резко изменчивого гидродинамического режима, под воздействием сильных приливно-отливных течений. В таких условиях формировались в основном хорошо промытые грубозернистые осадки, лишенные или содержащие небольшое количество тонкозернистого алевролитового и пелитового материала.

Среди отложений переходной зоны (подвижного мелководья) гла-

Всю роль играют мелкозернистые песчаники, алевроитовые песчаники, песчанистые алевролиты. Характерны обильные биотурбации, практически полностью уничтожившие первичную слоистость. В этих отложениях встречаются прослойки вулканических пеплов, иногда частично размытые.

Для относительно глубоководных шельфовых осадков характерно широкое распространение слоев и пачек алевролитов, глинистых диатомовых алевролитов и глинистых диатомитов, а также слоев вулканических пеплов. Здесь также обильны биотурбации, нарушившие первичную тонкую слоистость. Отложения подвижного мелководья и относительно глубоководных частей шельфа обогащены тонкозернистым алевроитовым и пелитовым материалом. Интенсивная биотурбированность этих отложений способствовала возникновению слабо сортированных осадков, впоследствии превратившихся в мало проницаемые породы.

Особенно часто смена условий осадконакопления происходила во время формирования нижней части этолонской свиты, накапливавшейся в прибрежных условиях. Здесь грубозернистые песчано-галечные отложения баров многократно чередуются с плохо сортированными песчано-алевроитовыми отложениями приливно-отливных течений. На 280 метрах мощности разреза выделяется более 15 горизонтов, сложенных хорошо промытыми гравийно-галечными конгломератами с песчаным заполнителем. Десять горизонтов из них выделяется в разрезе особенно четко, благодаря ярко-зеленому или изумрудному цвету по сравнению с общим пепельно-серым или бурым фоном пород. Окрасены пласты конгломератов неравномерно. Редко наиболее яркая и густая изумрудно-зеленая окраска охватывает весь пласт. Чаще она распределена в виде линз, пятен с четкими контурами и всегда оконтуривается одной или несколькими зонами бледно-зеленого цвета. В местах выклинивания грубозернистых пород зеленая окраска исчезает. В песчаных пластах с косой слоистостью выделяются пятна овальной формы с концентрически зональным распределением зеленой окраски. Контурные пятна секут слоистость. В некоторых случаях было обнаружено, что центральная часть зеленых пятен имеет пепельно-серый цвет (рис. I).

В составе крупнозернистого терригенного материала главную роль играют обломки эффузивов в основном среднего и кислого состава. Из них не менее 30% приходится на обломки сильно измененных пород. Часто встречаются фрагменты осадочных пород и туфов раз-

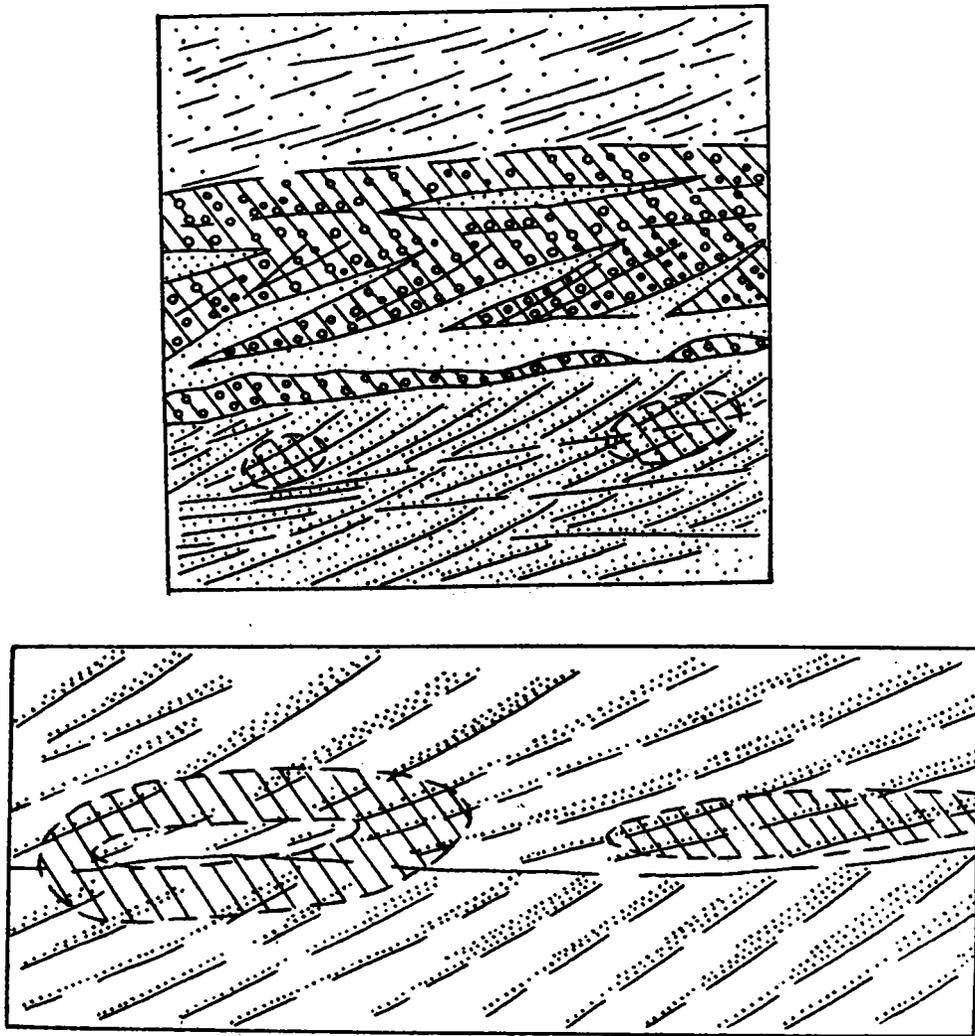


Рис. I. Текстуры вмещающих пород и распределение локальной селадонитовой минерализации. Косой штриховкой показаны участки пород с интенсивным развитием ярко-зеленых глинистых минералов

ной степени изменения и значительно реже обломки метаморфических пород. Песчаные и алевритовые породы этолонской свиты как и кавранской серии в целом в этом районе отличаются достаточно монотонным минеральным составом. Основными компонентами тяжелой фракции являются пироксены, амфиболы и рудные, а второстепенными, встречающимися обычно в небольшом количестве — апатит, циркон, биотит, эпидот и некоторые другие. Главную роль в составе легкой фракции играют плагиоклазы (главным образом олигоклаз, андезин) и бесцветное вулканическое стекло. Редко встречаются кварц и биотит. За исключением прослоев конгломератов во всем разрезе в большем или меньшем количестве присутствует вулканическое стекло в виде примеси к терригенным породам. Иногда количество его настолько велико, что песчаники правильнее называть туффитами и даже туфами (тефроидами). Тонкозернистые разности пород обычно содержат огромное количество пирокластического материала. Он равномерно перемешан с терригенными компонентами или же образует прослой туфов и туффитов, состоящие из алевритовой, реже псаммитовой витрокластики. Повсеместно в породах присутствует обугленный растительный детрит, а в тонкозернистых разностях панцири диатомовых водорослей. Здесь же в большом количестве встречается пирит в виде глобулярных скоплений неправильной формы и псевдоморфоз по остаткам растений. В песчаниках и реже в песчаном заполнителе конгломератов встречается аутигенный глауконит ярко-зеленого цвета.

В заключение важно подчеркнуть, что на рассмотренном отрезке разреза кавранской серии состав кластогенных компонентов осадочного и вулканогенного происхождения остается постоянным.

#### Состав и структура цемента

Исследование с помощью оптического микроскопа показало, что в составе глинистой фракции отложений этолонской свиты можно выделить терригенные и аутигенные компоненты. Терригенные глинистые минералы слагают матрикс тонкозернистых песчаников и алевритов. Терригенное глинистое вещество было переотложено из более древних отложений, слагавших в то время площади водосбора. Отсутствие или очень незначительное содержание аутигенных глинистых минералов в основной массе тонкозернистых пород следует уже из того, что здесь же присутствует большое количество совершенно свежих обломков вулканического стекла. В шлифах видно, что седи-

ментационный цемент песчаников состоит из тонкораздробленных мелкоалевритовой размерности обломков различных терригенных и пирокластических минералов, вулканического стекла, панцирей диатомовых водорослей, мельчайших обрывков растительных остатков и пелитового материала. Под микроскопом установлено, что пелитовый материал распределен хаотически и только вокруг некоторых песчаных и алевритовых зерен видны тоненькие поляризующие каемки глинистого вещества, состоящего из агрегатов чешуек, ориентированных параллельно поверхности обломков. Помимо пелитового вещества, поступавшего в осадок непосредственно из области питания в виде тончайшей взвеси, глинистые минералы приносились также в составе обломков древних измененных пород.

В песчаных, песчано-галечных и гравийно-галечных осадках пелитовый седиментационный материал не играл существенной роли. Поровое пространство грубозернистых пород частично или полностью занято новообразованными глинистыми минералами, цеолитами, аморфным кремнеземом и кальцитом. Соотношение аутигенных минералов цемента непостоянно, заметно меняется даже в пределах одного пласта. Наиболее постоянными компонентами являются глинистые минералы. Цеолиты и кальцит характерны для пористых участков пород. В отличие от тонкозернистых, слабо проницаемых пород здесь кластогенные компоненты несут заметные следы изменения. Вулканическое стекло частично или полностью замещено глинистыми минералами и цеолитами, а плагиоклазы только по трещинкам. В песчаниках, содержащих большое количество алевритового и пелитового материала, аутигенные глинистые минералы частично или полностью замещают тонкозернистый седиментационный матрикс. На наиболее пористых участках аутигенные глинистые минералы образуют пленочный и порово-пленочный цемент. Одновременно с глинистыми минералами в поровом пространстве выделялась аморфная кремнекислота (опал) в виде глобулярных скоплений, располагающихся в поле распространения глинистого цемента. Оставшееся свободным пространство заполнялось цеолитами и кальцитом. Образование цеолитов произошло раньше кальцита.

Глинистое вещество цемента в шлифах имеет различную окраску: в песчаниках оно палевого, бледно-желтого или бледно-зеленого цвета, а в прослоях конгломератов каемки глинистого вещества окрашены в ярко-зеленый и даже изумрудный цвет. Иногда видно, что по цвету они могут быть разделены на две или даже три части.

Внутренняя часть каемок, непосредственно прилегающая к обломкам, часто бывает бледно-желтого или бледно-зеленого цвета. В этой части глинистых каемок крупные монопсевдокристаллы глинистого материала ориентированы согласно поверхности облекаемого зерна. Внешняя часть пленки глинистого цемента часто отличается более яркой зеленой или изумрудной окраской и колломорфным, почковидным строением. Для этой части глинистого цемента характерно очень низкое двупреломление, микроагрегатная или спутановолокнистая структура. Переходы между разноокрашенными частями глинистого цемента постепенные. Важно отметить, что микроскопические глобулы и желвачки опала встречаются в глинистом цементе во всех его частях.

Показатели преломления бледно-желтого и бледно-зеленого глинистого вещества -  $n_g = 1,523$ ,  $n_p = 1,503$ ,  $n_g - n_p = 0,020$ ;  
 $n_g = 1,539$ ,  $n_p = 1,533$ ,  $n_g - n_p = 0,006$ . Наибольшие показатели преломления отмечаются в зеленых разностях. Для ярко-зеленого и изумрудного глинистого вещества установлены следующие показатели преломления:  $n_g = 1,575$ ,  $n_p = 1,558$ ,  $n_g - n_p = 0,17$ .

По данным химического и рентгеновского анализов глинистый цемент разного цвета сложен разными минералами. В составе пелитовой фракции (менее 0,001 мм) из отложений с характерным бледным желтым или бледно-зеленым цветом установлено наличие только диоктаэдрического монтмориллонита. В пелитовой фракции, извлеченной из цемента ярко-зеленых конгломератов и песчаников, присутствуют диоктаэдрическая гидрослюда (селадонит) как преобладающий компонент и диоктаэдрический монтмориллонит, встречающийся здесь также в значительном количестве. Нужно подчеркнуть, что для химического и рентгеновского анализов пелитовая фракция из пород выделялась по существующей методике, допускающей слабое растирание породы. Следовательно, эта фракция может включать помимо аутигенных и аллотигенные глинистые минералы. Поэтому для анализов были выбраны такие образцы, в которых отчетливо преобладают либо аутигенные, либо аллотигенные глинистые минералы. Результаты химического анализа разноокрашенного глинистого цемента и аллотигенного глинистого вещества представлены в таблице I. Полуколичественным спектральным анализом валовых проб пород установлено неравномерное содержание стронция и бария на изученном отрезке разреза. Стронций присутствует во всех исследованных горизонтах. Наибольшее его количество фиксируется в

Таблица I

## Химический состав аутигенных и аллотигенных глинистых минералов

Компо- ненты	Глинистый цемент изумрудно- зеленого цвета					Глинистый сизо-серый, бледно-зеленый цемент						Терригенное глинистое вещество	
	623I	85546a	85524	855I3	85508c	85523	855I2	855I0a	85563	85585	85593	6II2	6I3I
SiO <sub>2</sub>	53,6I	47,86	48,3I	39,2I	43,02	46,46	43,I4	47,34	46,75	52,77	48,47	49,64	49,36
TiO <sub>2</sub>	0,84	0,47	0,5I	0,48	0,79	0,47	0,60	0,53	0,48	0,35	I,4I	0,72	I,I8
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,88	5,7I	6,34	4,06	6,I5	8,89	9,65	IO,92	9,2I	II,I4	IO,49	I8,45	I8,57
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	I4,89	I6,09	I4,09	II,87	II,27	I2,37	9,4I	9,28	9,I4	3,27	8,02	5,26	5,86
FeO	2,6I	2,0I	I,54	2,I6	0,75	0,29	0,29	0,29	I,29	0,29	I,36	I,I3	I,57
MnO	-	0,I4	0,I4	0,I3	0,I5	0,I8	0,II	0,22	0,23	0,20	0,25	0,03	0,50
CaO	2,I0	2,28	I,92	4,4I	2,08	2,45	2,45	3,37	3,08	2,52	2,77	2,I2	I,22
MgO	5,60	5,83	5,62	4,68	2,59	5,I8	3,24	3,83	7,65	I,40	4,39	I,35	I,0I
N <sub>2</sub> O	0,68	0,3I	0,4I	6,76	8,28	0,87	5,99	2,I8	2,05	2,23	0,63	0,42	0,28
K <sub>2</sub> O	3,80	2,63	2,94	4,27	3,66	0,93	I,49	I,36	I,85	2,49	I,28	0,88	0,76
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,I8	0,I3	0,I4	0,I5	0,88	0,22	0,29	0,27	0,2I	0,08	0,24	0,II	0,I6
H <sub>2</sub> O-	4,I6							mm				5,20	4,07
		I5,5I	I5,26	II,58	II,38	I5,95	I2,46	I8,82	I3,39	I8,47	I5,I6		
H <sub>2</sub> O+	4,22											IO,47	9,I3
CO <sub>2</sub>	0,35	-	-	5,95	0,40	-	0,40		I,80	0,75	-	0,I4	0,26
C	0,42	-	0,26	0,40	I,03	I,02	I,47		0,96	0,97	0,64	2,74	3,83
Сумма	99,68	99,74	98,45	98,06	98,I8	99,I5	98,I2	98,20	98,92	99,73	IO0,29	99,32	98,88

горизонтах с ярко-зеленым цементом. Барий установлен только в части анализировавшихся пород. Его распределение не коррелируется с отложениями разной окраски.

Исследование распределения глинистых минералов цемента по разрезу показало, что смена ярко-зеленого селадонит-монтмориллонитового вещества в конгломератах на бледное сизо-серое или бледно-зеленое монтмориллонитовое в песчаниках происходит очень быстро, на расстоянии в несколько сантиметров. Обычно в этом же интервале происходит смена типа кристаллов цеолитов. В конгломератах и переслаивающихся с ними песчаниках присутствуют цеолиты, отличающиеся по структуре и составу. При переходе от пород ярко-зеленого цвета к породам с бледно-сизо-серым или бледно-зеленым глинистым веществом таблитчатые цеолиты с отрицательным удлинением замещаются игольчатыми цеолитами с положительным удлинением. В некоторых случаях в зоне перехода они встречаются совместно. В конгломератах таблитчатые кристаллы цеолитов с хорошо выраженной спайностью, отрицательным удлинением, прямым погасанием, с  $n_d = 1,484$  и  $n_p = 1,481$ ,  $n_d - n_p = 0,003$ . Очень часто они полностью заполняют все пространство пор. В песчаниках - это чаще отдельные игольчатые кристаллы и образованные ими ватообразные агрегаты. Удлинение кристаллов положительное, погасание прямое,  $n_d = 1,478$ ,  $n_p = 1,471$ ,  $n_d - n_p = 0,007$ . По данным рентгеновского анализа всей тонкой фракции в цементе песчаников и конгломератов удалось установить цеолиты только группы гейландита.

Аутигенный кальцит встречается редко и только в прослоях конгломератов в ассоциации с ярко-зеленым глинистым цементом и цеолитами. Представлен он бесцветными, водяно-прозрачными кристаллами, выполняющими центральные части пор, а также зияющие полости внутри глинистого вещества и между ними и обломочными зернами.

Выше уже отмечалось, что глинистое вещество цемента содержит мельчайшие (размером около 0,003 мм) выделения опала. Химический анализ валовых проб пород<sup>1)</sup> показал, что содержание аморфной кремнекислоты по разрезу сильно изменяется: от 1,66 до 6,00% (рис. 2). Сопоставление химических данных с результатами микроскопических наблюдений позволило установить, что наибольшее

1) Для конгломератов - это песчаный наполнитель.

количество аморфной кремневики содержится в тех образцах, где в цементе больше цеолитов. Обычно это приходится на горизонты конгломератов или пограничные с ними слои песчаников, но имеются и исключения, показывающие высокое содержание аморфного кремнезема вне поля развития глинистых минералов или цеолитов. Так например содержание 5,72% аморфной  $SiO_2$  установлено в образце из слоя пемзового туфа, в котором цеолиты встречаются в небольшом количестве, а глинистое вещество образует тончайшие пленки на поверхности пирокластики. При большом увеличении в этой породе видны колломорфные почковидные скопления опала, располагающиеся на обломках разного состава (вулканическое стекло, плагиоклазы). Следов коррозии обломков не видно, а цеолиты здесь представлены тончайшими иголочками в межзерновом пространстве. Напротив, в прослое конгломератов, в цементе песчаного заполнителя которого цеолиты закупоривают все поровое пространство, по данным химического анализа содержание аморфного кремнезема составляет 1,47%. Здесь скопления опаловых глобуль установлены только внутри пленок глинистого цемента. Эти данные показывают, что появление большего или меньшего количества выделений опала (вероятно так же как цеолитов и аутигенных глинистых минералов) может быть связано с химическим составом вод, циркулировавших в породах и с особенностями формирования комплекса минералов цемента из поровых растворов при общем незначительном влиянии вмещающих вулканотерригенных пород на состав этих растворов. Не составляет исключения и вулканическое стекло, входящее в состав этих пород. Судя по обломкам песчано-алевритовой фракции, оно изменено неравномерно. Сильнее изменены мелкие алевритовые обломки. При изучении степени замещения вулканического стекла глинистым веществом проводились петрографические исследования на образцах из горизонтов витрокластических туфов. Здесь глинистое вещество, замещающее стекло и заполняющее промежутки между обломками, отличается однородной микроструктурой, равномерно окрашено в бледно-зеленый цвет. Показатель преломления меньше или равен показателю балъзама. Основная масса глинистого вещества изотропна и лишь на некоторых участках оно слабо двупреломляет. По данным рентгеновского анализа во фракции менее 0,001 мм глинистые минералы в горизонтах туфов представлены только диоктаэдрическим монтмориллонитом. В этих же горизонтах постоянно фиксируется наличие цеолитов, однако кристаллы их настолько малы, что изу-

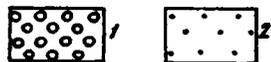
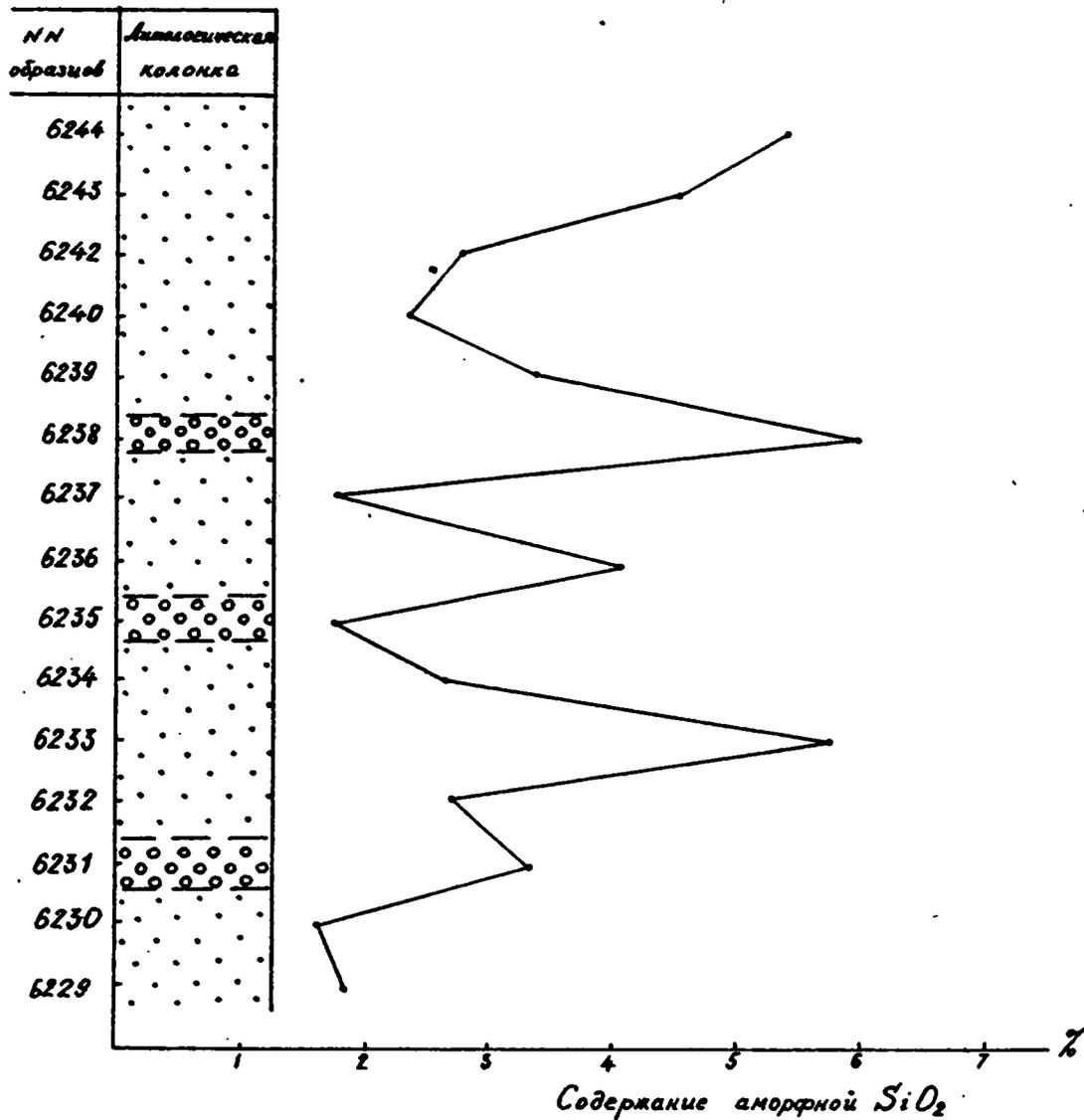


Рис. 2. Распределение аморфной  $SiO_2$  в породах этолонской свиты с разной интенсивностью изменения

- 1 - галечные и гравийные конгломераты окрашенные в ярко-зеленый цвет
- 2 - песчаники и алевролиты сизо-серого и светло-зеленого цвета

чить оптические свойства не представляется возможным. На основании рентгеновского анализа они могут быть отнесены к группе гейландита.

Глинистое вещество цемента, сформировавшееся раньше других аутигенных минералов, слабо корродирует некоторые алевритовые и песчаные зерна разного состава. Большая часть обломков пород и минералов в зоне распространения аутигенных глинистых минералов остается совершенно свежей, не затронутой процессами растворения. В тех случаях, когда такие следы имеются и происходит замещение обломочных зерен вторичными минералами, время их формирования может быть установлено исходя из соотношения кластогенных и аутигенных компонентов. При этом необходимо иметь в виду, что кавранские и более древние толщи дислоцированы и разбиты системой трещин. В шлифах отчетливо видны следы катаклаза обломочных зерен, произошедшего уже в твердых породах. Это часто встречающиеся треснувшие, раздробленные и раздавленные зерна кварца, плагиоклазов, пироксенов в месте их соприкосновения друг с другом. Время дислокаций и катаклаза обломочных зерен устанавливается довольно определенно по несогласному залеганию на дислоцированных отложениях кавранской серии (на эрмановской свите) недислоцированных энеметенских отложений. На рис. 3 показаны различные варианты соотношения аутигенных минералов и обломочных зерен. Глинистое вещество в виде сплошных пленок окутывает все зерна, включая и глобулярный глауконит и проникает по трещинкам и зонам дробления внутрь их. Это позволяет считать, что формирование глинистого цемента и более поздних минералов происходило уже в консолидированной породе спустя значительный период времени после отложения.

На примере этолонских отложений калаваямской синклинали установлено, что степень изменения и интенсивность развития цементирующего вещества зависят от гранулометрического состава, от пористости и проницаемости пород для подземных вод. Отмечено; что состав цемента меняется по разрезу неоднократно, а слои со сходным составом цемента повторяются многократно. Проницаемые слои содержат более полный комплекс вторичных минералов. Вероятно различная степень минерализации и отличия в составе цемента могут быть связаны с разными по интенсивности и продолжительности периодами промывания пород подземными водами.

В ряде других районов Тигильского поднятия кавранские отло-

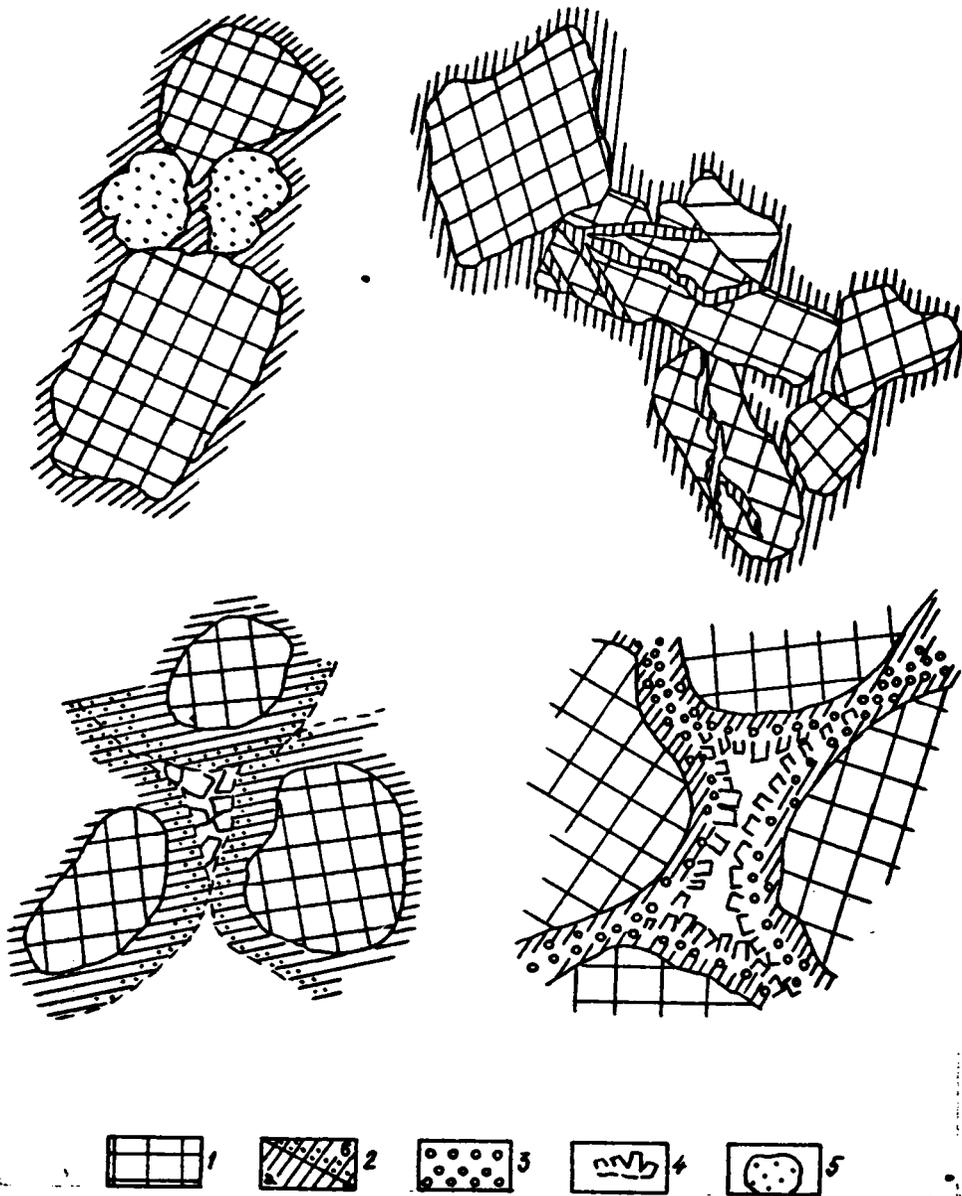


Рис. 3. Соотношение аутигенных минералов и обломочных зерен  
1 - обломочные зерна, аутигенные минералы, 2 - смектит-саладонитовый глинистый комплекс, 3 - опал,  
4 - цеолиты, 5 - глауконит

жения также включают прочно сцементированные слои и пачки песчаников и конгломератов; но минеральный состав цемента существенно отличается, главным образом, благодаря отсутствию селадонита в составе глинистой фракции. Так интенсивное изменение первоначального состава осадков кавранской серии отмечено в чернореченской синклинали, расположенной севернее рассмотренного района. Здесь ильинская свита (нижнее стратиграфическое подразделение кавранской серии) сложена прочно сцементированными конгломератами и грубозернистыми песчаниками. Цементируются эти отложения аморфным кремнеземом и цеолитами. Цементирующее вещество распределено неравномерно. На отвесных приморских обрывах это явление проявляется в наличии огромного количества округлых и овальных конкреций (в основном диаметром 10-30 см), часто вплотную примыкающие друг к другу. Некоторые слои практически полностью состоят из слившихся конкреций. Цеолиты и аморфный кремнезем в пределах конкреций образуют агрегат, пропитывающий тонкозернистый матрикс, заполняют все поровое пространство. Наиболее крупные кристаллы цеолитов развиты в крупных порах и замещают изометричные обломки вулканического стекла. В вышележащей какертской свите кремнисто-цеолитовые конкреции встречаются реже. Зато здесь есть несколько пластов песчаников, тоже прочно сцементированных аморфным кремнеземом и цеолитами. Обращает внимание отсутствие в составе цементирующего вещества глинистых минералов.

Еще севернее, в этолонской синклинали в нижней половине отложений этолонской свиты широко распространен селадонит-цеолитопаловый цемент. Селадонитовая минерализация здесь тоже приурочена к грубозернистым песчаникам и гравелитам. Следует подчеркнуть, что верхняя часть отложений этой свиты, сложенная тоже грубозернистыми песчаниками, лишена селадонитовой минерализации. Здесь развит только пленочный смектитовый, реже смектит-цеолитовый цемент.

По характеру изменения кластического материала и составу цементирующего вещества заметно отличаются кавранские отложения, расположенные ближе к Срединному хребту в Паланской впадине. Здесь в морских, лагунных, озерных, аллювиальных и болотных отложениях первичный состав тонкозернистого материала изменен полностью или очень в большой степени. Крупные песчаные обломки, гравий и галька большей частью остаются неизменными, хотя и

среди них встречаются замещенные глинистым веществом. В основном это обломки вулканического стекла. Грубозернистые породы сцементированы монтмориллонитовым, монтмориллонит-гидрослюдистоцеолитовым, реже монтмориллонит-цеолит-карбонатным порово-пленочным цементом. При движении по территории Паланской впадины с запада на восток, т.е. по направлению к Срединному хребту, интенсивность изменения обломочного материала и количество аутигенного глинистого вещества и цеолитов увеличивается. Преобладающим компонентом в составе глинистого вещества остается монтмориллонит. Ярко-зеленый селадонит встречен только в долине р.Седанки, где в толще грубых пемзовых туфов и тефроидов обнаружена вертикально секущая жила ярко-зеленого глинистого вещества в верхней части разветвляющаяся и горизонтально расходящаяся между туфами и перекрывающими их слоистыми тефроидами. Мощность жилы не превышает 3 см. Она выклинивается на протяжении нескольких десятков сантиметров.

На восточном склоне Срединного хребта, в районе озера Двухпроточного в обрывах ледникового трога вскрыты морские и наземные угленосные кавранские отложения. В составе морских большую роль играют грубозернистые вулканотерригенные песчаники с линзами и слоями гравийных и галечных конгломератов. В составе песчаников много переотложенного витрокластического материала. Сцементированы эти отложения смектит-цеолитовым порово-пленочным цементом.

#### Время и условия формирования вторичных минералов цемента

Выше было показано, что различная интенсивность переработки материала исходного осадка, наличие или отсутствие цементирующих минералов не коррелируется с изменениями минералого-петрографического состава кластических компонентов пород. Не может быть это явление объяснено и с точки зрения особенностей генетической или фациальной обстановки накопления, т.к. породы различной степени изменения встречаются среди осадков разного генезиса. Сходные аутигенные минеральные комплексы обнаружены в морских, наземных и вулканокластических отложениях. Вместе с тем бросается в глаза приуроченность наибольшей интенсивности вторичного минералообразования к грубозернистым и, следовательно-

но, хорошо проницаемым породам.

Смектит-селадонитовый и смектит-селадонит-цеолитовый комплекс образовался после формирования глауконита. Пленочный глинистый цемент и другие аутигенные минералы соотносятся с глобулами глауконита также как с терригенными и пирокластическими компонентами. Это особенно хорошо видно в горизонтах распространения селадонитового изумрудно-зеленого глинистого вещества, окутывающего глауконит и по трещинкам проникающего внутрь глобуль. Уже указывалось, что довольно часто встречаются катаклазированные, расщепавшиеся и трещиноватые зерна шпатов, цветных минералов, а иногда и глауконита. Новообразованное глинистое вещество цемента проникает по трещинкам внутрь обломков. Следовательно, можно сделать вывод о формировании комплекса вторичных минералов цемента в уже твердой породе во время или после ее деформации.

Цементация грубозернистых отложений смектит-селадонит-цеолитовым комплексом встречается локально на фоне более широко развитой смектитовой и смектит-цеолитовой вторичной минерализации. Характерный комплекс смектит-селадонитовых минералов располагается стратиформно, подчеркивая распространение подземных вод согласно горизонтам грубозернистых пород. Однако часто встречающееся локальное скопление смектит-селадонитового вещества в виде характерных обособлений с концентрической зональностью, секущей косую слоистость в песчаниках, а также конкреционно-подобное распространение этих минералов затрудняет реконструкцию условий образования минералов в процессе непрерывного химического осаждения из слабо минерализованных подземных вод. Анализ морфологии и взаимоотношения аутигенных глинистых минералов определенно указывает на то, что селадонитовый и смектит-селадонитовый калийсодержащий компонент цемента формировался после образования смектитового порово-пленочного глинистого вещества, образующего фоновую цементацию пород. Цеолиты появились после образования смектитового и селадонитового типов цемента и есть основание предполагать, что существовал какой-то промежуток времени между их формированием.

Химические анализы фракции менее 0,001 мм дают в значительной степени усредненные данные, т.к. из пород были извлечены одновременно смектитовая и селадонитовая составляющие глинистого цемента. Кроме того эта фракция в некоторых образцах могла

включать и терригенный пелитовый материал. При сопоставлении глинистого вещества из горизонтов изумрудно-зеленого цвета и вмещающих пород сизо-серого цвета видно, что в первых в глинистом цементе понижено содержание  $Al_2O_3$  и значительно больше закисного и окисного железа. В некоторых горизонтах глинистое вещество обогащено магнием, тогда как в других, по внешнему виду не отличающихся от них, этого элемента не очень много. Изумрудно-зеленое глинистое вещество содержит заметно больше  $K_2O$ , хотя в некоторых случаях окиси калия примерно столько же и в глинистом цементе сизо-серых песчаников (табл. I). Интересные результаты получены при микронзондировании глинистого цементирующего вещества. На снимках распространения петрогенных элементов легко увидеть, что в пределах пленок изумрудно-зеленого глинистого вещества некоторые элементы распределены неравномерно. Наиболее ярко это видно по распределению калия и железа. Глинистые пленки цемента, обращенные к внутренней части порового пространства, оказываются заметно обогащенными этими элементами. Вместе с тем, обращает внимание тот факт, что даже там, где глинистый материал содержит много калия, цеолиты, примыкающие непосредственно к нему, практически лишены этого элемента. Следовательно, необходимо допустить значительное изменение геохимической обстановки после формирования изумрудно-зеленого или сизо-серого глинистого вещества, обогащенного калием, и исчезновение или резкое понижение концентрации в растворе калия к моменту образования цеолитов.

Итак, исследование состава и распространения комплекса вторичных минералов в кавранских отложениях разных районов позволяет сделать следующее заключение. В отложениях разного возраста кавранской серии в разных районах Западной Камчатки и Среднего хребта встречен одинаковый комплекс вторичных минералов, состоящий из (в порядке образования): глинистых минералов, опала, цеолитов, кальцита. В составе глинистых минералов главную роль играют смектиты (Fe-монтмориллониты) и только локально в большом количестве присутствует селадонит. Интенсивность распространения вторичных минералов сильно меняется в зависимости от проницаемости пород, их гранулометрического состава. Стратиформное распространение смектит-селадонит-цеолитовой минерализации обусловлено положением в разрезе пород разной проницаемости. Во многих случаях было установлено, что границы рас-

пространения вторичных минералов секут седиментационную слоистость. Известны жильные образования, выделения типа конкреционной цементации иногда с четко выраженным концентрическим строением и с сохранившимися в центральной части выделений реликтами слабо измененных пород. Все эти данные свидетельствуют о наложенном характере вторичной минерализации и связи этого процесса с деятельностью подземных вод.

Дислоцированность стратиформных зон вторичной минерализации, а также цементация вторичными минералами раздробленных терригенных зерен позволяет с большой определенностью установить время формирования порово-пленочного смектит-селадонит-цеолитового цемента, совпадающее с этапом плиоценовой тектонической активизации в этом районе.

Катагенетические преобразования наиболее интенсивно происходили в прибрежно-морских, наземных и вулканокластогенных отложениях благодаря их грубозернистому составу и хорошей проницаемости для подземных вод. Однако, как показано выше, грубозернистые породы не везде содержат большое количество цементирующего глинистого вещества. При приближении к вулканическим районам увеличивается содержание аутигенных глинистых минералов, цеолитов, кальцита и возрастает количество кластогенных обломков, замещенных вторичными минералами. Это может рассматриваться как возможное доказательство влияния субвулканических тепловых очагов на интенсивность движения и агрессивность подземных вод. Очень важно подчеркнуть, что катагенетические изменения в кавранских отложениях разного генезиса и вещественного состава привели к формированию сходного комплекса вторичных минералов.

Выше уже говорилось, что характер взаимоотношения и особенности состава глинистых минералов, цеолитов и кремнистых минералов позволяет предположить наличие перерыва в образовании цементирующего вещества. Цеолиты и кремнистые минералы могли быть сформированы позже и с значительным отрывом во времени от глинистых минералов. Это находит подтверждение в том, что некоторые горизонты кавранских отложений сцементированы преимущественно или только цеолит-кремнистым комплексом. Очень ярким примером этого может быть сплошная, а местами интенсивная конкреционная цементация цеолит-кремнистым агрегатом, при очень незначительном содержании или отсутствии аутигенного глинистого вещества

цемента.

В подстилающих кавранские отложения толщах воямпольской серии тектонически выведенных в настоящее время на один с ним гипсометрический уровень, основным цементирующим веществом являются цеолиты и кремнистые минералы. Повсеместно эти толщи сложены более тонкозернистыми и, следовательно, менее проницаемыми породами. Много среди них и биогенно кремнистых отложений, первичный состав которых в настоящее время сильно изменен. В разрезе Чернореченской синклинали (устье р. Майнач) цеолит-кремнистая цементация обнаружена во всех толщах воямпольской серии независимо от фациальных особенностей и генезиса отложений. Цеолиты, аморфный кремнезем, тонкозернистые агрегаты халцедона заполняют полости пантырей диатомовых водорослей и пустоты другого происхождения, но особенно большое количество цеолитов и кремнистого материала (главным образом опала) заполняет секущие породу трещинки.

Образование глинистых минералов цемента, располагающегося стратиформно в толще дислоцированных отложений скорее всего произошло до нарушения первично горизонтального положения отложений. Цеолит-кремнистая конкреционная цементация, отмеченная для ильинской свиты в чернореченской синклинали, не имеет отчетливо выраженной стратиформности распространения. Здесь главную роль играет наличие толщи пород хорошей проницаемости во всем объеме. Цеолит-кремнистая трещинная и поровая цементация отложений воямпольской серии произошла во время или после дислокаций и связана с появлением трещиноватости.

Таким образом, изменение рассмотренных отложений определенно связано с деятельностью подземных вод. На ранних этапах эта деятельность связана с формированием смектитового цемента и только локально сменяющимся селадонитовым. Имеющиеся данные указывают на то, что селадонитовая минерализация накладывается или замещает смектитовую. Последующее изменение пород связано с этапом тектонических деформаций, образованием складок, разрывных нарушений и возникновением системы трещин. Вместо глинистого цемента на этом этапе начинает формироваться цеолит-кремнистое вещество. Образование цеолит-кремнистого цемента на относительно поздних этапах изменения рассматриваемых отложений указывает на возможный процесс перераспределения кремнезема разного происхождения при катагенетическом окремнении пород. Кремнезем в подземные воды мог поступать из вмещающих пород за счет растворения

остатков кремневых организмов и разнообразных вулканических продуктов. Состав кластической составляющей рассматриваемых отложений вполне допускает возможность заимствования подземными водами из вмещающих пород компонентов, необходимых для формирования смектитов и селадонита. Однако остается трудно объяснимым почему при постоянстве источника питания подземные воды сформировали фоновую смектитовую и локальную селадонитовую минерализацию.

#### Литература

- Гречин В.И. Миоценовые отложения Западной Камчатки (седиментация и катагенез). Тр. ГИН АН СССР, вып. 282. Наука, М., 1976, с.137.
- Кураленко Н.П. Отложения подножий вулканов различных климатических обстановок. Труды ГИН АН СССР, вып. 407, М.: Наука, 1986, с.109.

А.Р.Гелтнер

Генетические типы и фации базальтовой  
вулканокластики шельфа

В составе вулканогенно-осадочных толщ шельфа необходимо различать вулканокластику "местную", образовавшуюся здесь же при подводных извержениях и принесенную по воздуху или водными потоками с суши.

При наземных субаэральных извержениях базальтов образуется большое количество тефры. Это главным образом тефра лавового фонтанирования и фреатомагматических эксплозий. Небольшое количество тефры выбрасывается при фреатических эксплозиях. Лавовое фонтанирование характерно для особенно жидких расплавов, поступающих из жерла с большой скоростью. Фреато-магматические эксплозии возникают в результате соприкосновения расплава с подземными водами. Фреатические эксплозии образуются при парообразовании под слоем лавы, излившейся на водонасыщенный грунт. Во всех случаях наземных субаэральных извержений основная масса тефры не поднимается высоко и в связи с этим отлагается в радиусе первых километров, реже одного-двух десятков километров от центров извержения. Основная масса субаэральных базальтовых эксплозий состоит из литокластического типа тефры с подчиненным содержанием витрокластики.

Значительно больше базальтовой тефры образуется при гидроэксплозиях, происходивших в мелководных бассейнах или в толще протавшего льда. Тефра этого типа извержений состоит в основном из сильно пузырчатой витрокластики (сидеромелановое стекло). Несмотря на то, что гидроэксплозии дают огромное количество рыхлого материала основная масса его тоже отлагается в теле насыпного конуса и в непосредственной близости от вулкана. По воздуху как и в случае субаэральных извержений переносится лишь небольшое количество тефры. Значительно больше гидроэксплозивной тефры поступало в море с потоками талых ледниковых вод во время извержений в толще льда. Это - синхронно-переотложенная тефра, которая здесь рассматривается как вулканотерригенный материал.

По условиям образования в составе базальтовой вулканокластики, подводных извержений на шельфе выделяются две группы. Одна группа представлена вулканокластикой, образующейся во время извержения в результате раздробления, при дезинтеграции и пульверизации

жидкого расплава в воде. В составе этой группы в настоящее время различаются вулканокласты образующиеся при дезинтеграции наземных лав в зоне контакта с водой (1), при разрушении корки подушечных лав (2), при пульверизации жидкого расплава в толщу воды (3) и при гидроэксплозивных извержениях (4). Вулканокласты этих типов различаются достаточно определенно по петрографическому составу, структурно-текстурным особенностям, условиям залегания и характеру взаимоотношения с вмещающими отложениями.

Другую группу составляет вулканокластика, сформировавшаяся в результате синхронного переотложения и разрушения относительно более древних вулканокластогенных толщ. Это уже собственно вулканотерригенные отложения, которые здесь специально не рассматриваются. Конечно четкое разграничение синхронной вулканизму, синхронно-переотложенной и эпихронной вулканокластики нередко представляет значительные трудности и особенно сложно в районах преимущественного распространения базальтоидов тогда, когда разрушению и переотложению подвергаются еще свежие, не измененные лавы и вулканокласты.

Тэфра, тэфроиды и туффиты наиболее определенно распознаются в современных и значительно менее уверенно в древних осадках. В ледниковые периоды на шельф поступало большое количество тэфры как от подводных так и наземных, интрагляциальных извержений. Толщи гидроэксплозивной тэфры, накопившиеся в пределах вулканического конуса на шельфе в открытом море или во внутриледниковом бассейне практически не отличаются по составу гиадокластики и строению вулканокластических толщ. Кроме того необходимо иметь в виду, что вулканотерригенные отложения часто целиком состоят из продуктов переотложения относительно более древней, но свежей, несцементированной вулканокластики. Все это серьезно затрудняет генетическую интерпретацию отложений в петрографически однообразных толщах базальтовых гиадокластитов. В некоторых случаях для выявления характерных черт фациальной обстановки целесообразно провести сравнение с современными, хорошо изученными геологическими объектами. Так, например, особенности формирования и строения гидроэксплозивной тэфры насыпных конусов рассматриваются на примере хорошо изученного современного извержения вулкана Суртсей, произошедшего в 1963-67 гг. а шельфе к югу от Исландии (20, 21, 22, 23) и плейстоценовых морских и интрагляциальных вулканических построек. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные шельфовые отложения изучались в крупных естественных разрезах плю-

цен-плейстоценовых толщ в прибрежных районах на севере и юге острова, а особенности строения и состава мелководных вулканокластитов кроме того исследовались в толще плейстоценовых интрагляциальных отложений, формирование которых происходило в водоемах по глубине вполне сопоставимых с шельфовыми бассейнами (несколько десятков максимум сотня метров).

Среди вулканокластитов шельфовых отложений выделяется несколько фаций, которые генетически объединяются в четыре макрофации - отложений гидроэксплозивной вулканокластики (1), пульверизационной вулканокластики (2), вулканокластитов, связанных с образованием подушечных лав (3) и вулканокластитов, образующихся при деинтеграции наземных лав в воде.

#### Макрофация гидроэксплозивной вулканокластики.

При гидроэксплозивных извержениях образуется большое количество сидеромелановой гвалокластики. Отложения таких извержений известны в Исландии на шельфе, в мелководных наземных бассейнах и в толще протаявшего льда. Происходят они в момент соприкосновения расплава с водой. Парагенетическое соотношение гидроэксплозивной тефры с подушечными лавами не является обязательным, но в мелководных шельфовых и интрагляциальных отложениях встречается часто. Это свидетельствует о том, что эффузивный или эксплозивный тип извержения в толще воды определяется многими факторами, а контакт расплава с водой не является единственной причиной.

Рассмотрим основные особенности формирования и структуры базальтовой гвалокластики при гидроэксплозивных извержениях на примере уже упоминавшегося современного вулкана Суртсей. Извержение, начавшись как трещинное на глубине около 130 метров, затем локализовалось около одного жерла. На протяжении всего извержения местоположение активного жерла менялось несколько раз. Недалеко от вулкана Суртсей в этот же период произошло еще три менее продолжительных подводных извержения и на короткое время возникли подводные постройки из рыхлого материала.

Подводное извержение, особенно с момента появления на поверхности эксплозивных выбросов, сопровождалось интенсивным турбулентным движением воды и заметным повышением температуры (с 7 до 11°C).

Во время извержения различали два типа эксплозий: "мокрые" прерывистые выбросы тефры, воды и пара на небольшую высоту и непрерывные выбросы, образующие основные, высоко поднимающиеся

столбы пара и тефры. Изредка наблюдалось лавовое фонтанирование, происходившее в тех случаях, когда жерло вулкана оказывалось хорошо изолированным от подтока новых порций морской воды. Тогда из жерла выбрасывалось особенно большое количество раскаленного светящегося лавового материала, лавинами скатывавшегося вниз по склону насыпного тефрового конуса. В тех случаях, когда исследователям с самолета удавалось увидеть жерло, находившееся на 5-10 метров под водой, можно было заметить периодически появляющееся свечение расплава.

"Мокрые", прерывистые выбросы тефры, по форме напоминающие "петушиный хвост", происходили в момент прорыва моря в жерловину или при быстром доступе воды в жерло через толщу тефры. При затрудненном и более медленном поступлении воды в жерло извержения носили характер непрерывной эксплозии. Необходимо подчеркнуть, что в открытом морском бассейне с штормами и сильными волнами вероятность проникновения больших масс воды в жерло через частично размытый конус тефры и соответственно образование "мокрых", прерывистых эксплозий значительно возрастает. Для интрагляциальных озерных бассейнов более характерным были непрерывные эксплозии.

Полная изоляция магмоподводящего канала от морской воды произошла 4 апреля 1964 года и это явилось основной причиной смены эксплозивной деятельности вулкана на эффузивную. На протяжении всего извержения не отмечено химического изменения состава расплава. Смена эксплозивной деятельности вулкана Суртсей на эффузивную является ярким примером влияния обстановки на характер извержения базальтового вулкана.

В период подводной эксплозивной деятельности "мокрые", прерывистые выбросы тефры чередовались с периодами непрерывных эксплозий. Характер этого чередования показан на рис. I, заимствованной из работы С.Тораринссона (21). Наиболее интенсивно образование тефры и формирование вулканического конуса происходило в периоды непрерывных эксплозий, когда поднимающийся эруптивный столб содержал значительно больше тефры и меньше пара, чем во время отдельных "мокрых" извержений. В случае последних на внешние склоны вулкана нередко обрушивалось так много воды, что возникающие бурные потоки увлекали большое количество тефры в море.

Несмотря на то, что подводные взрывы дают огромное количество рыхлого материала, основная масса его отлагается в теле насыпного конуса и в непосредственной близости от вулкана. По воздуху переносится только небольшое количество материала. Так, напри-

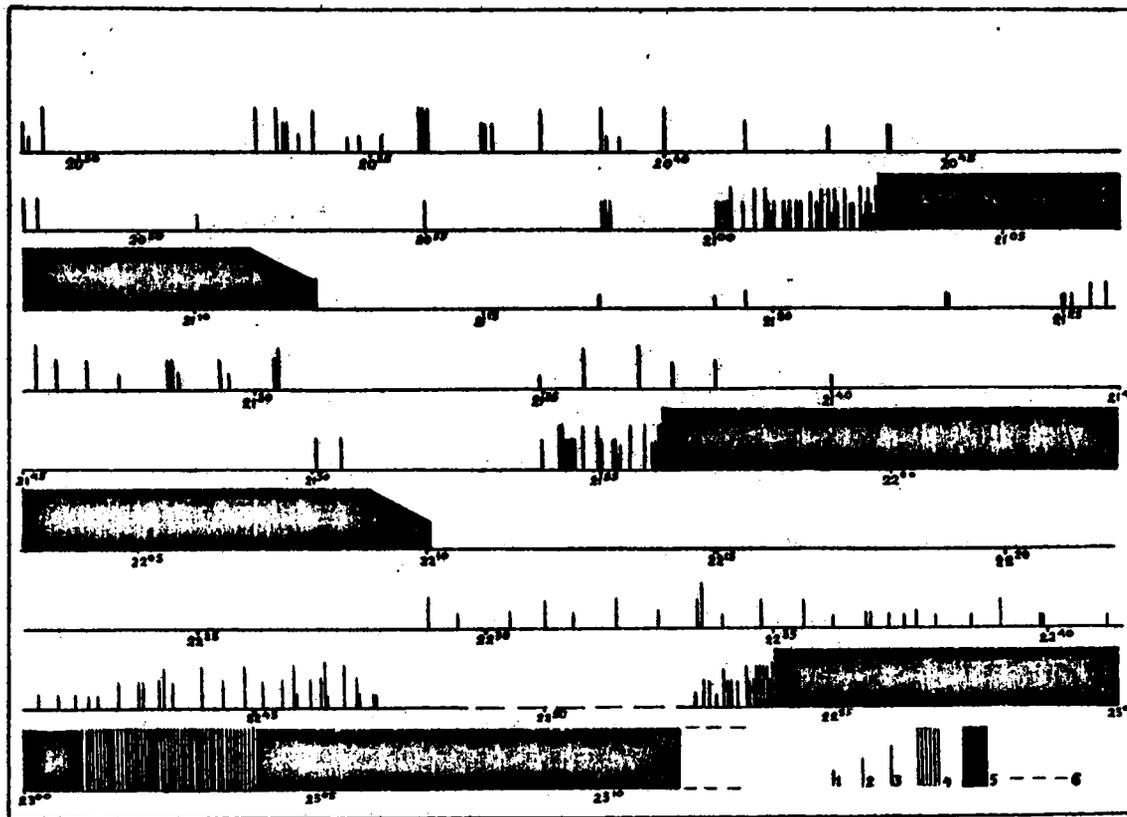


Рис. 1. Хронометрах типичной гидроэксплозивной деятельности подводного вулкана Сиртлингур, 24 августа 1965 г.; Эксплозии: 1 - малые, 2 - средние, 3 - большие; 4 - почти непрерывные выбросы, 5 - непрерывные выбросы, 6 - нет наблюдений (по данным 21).

мер, на расстоянии в 30 км от вулкана Суртсей отложился слой пепла, мощностью не более 0,1 см. Общая мощность выпавшей тефры на расстоянии около 20 км не превышает 1 см. Быстрое уменьшение на коротком расстоянии мощности отложений пеплопадов гидроэксплозий можно показать также на примере распространения тефры, подводных вулканов Сиртлингур и Йолнир (рис. 2).

Важно отметить, что при подводных извержениях образуется большое количество базальтовой пемзы, плавающей на поверхности воды вокруг вулкана и переносимое поверхностными течениями на большое расстояние.

Однако значительно больше тефрового материала во время подводных извержений перетлагается морем. Вулканические постройки Сиртлингур и Йолнир сразу после прекращения извержений начали разрушаться волнами и быстро перестали существовать как острова. Скорость разрушения вулканических построек, сложенных рыхлым материалом велика, понижение уровня дна на месте недавних вулканических сооружений происходило со скоростью до 1 м в месяц. С поступлением на подводные склоны вулканических построек большого количества рыхлого материала связывается возникновением турбидитных потоков и лавинного оползания материала (16).

Тефра вулкана Суртсей (как и всех других изученных подводных вулканических сооружений) состоит в основном из хорошо слоистого, тонкозернистого, но плохо сортированного материала (рис. 3). Строение и состав тефры насыпного конуса изучен по естественным обнажениям и скважине, пробуренной почти до глубины с которой началось извержение (10, 13). Скважина прошла 123 метра и не встретила подушечные лавы, предполагавшиеся в цоколе подводного вулкана. Основная масса тефры состоит из сильно пористого (до 40% газовых полостей) сидеромеланового стекла. Размер обломков колеблется от нескольких сантиметров до тончайшей пыли. Наиболее крупные имеют вид бомб типа "цветной капусты" или "коровьих лепешек". С поверхности они состоят из сидеромеланового стекла, а внутренняя часть - из тонко раскристаллизованного пористого базальта. Плоская форма бомб, глубокие трещины, пересекающие поверхность, следы пластичного состояния материала внутри раздвигающихся трещин и сильно вспененная центральная часть - все это доказательство того, что бомбы формировались еще в жерле из очень жидкого материала и уже потом отдельные порции расплава соприкасались с водой. Внешняя часть их остеклована в результате быстрой закалки, а внутренняя дольше оставалась пластичной и фор-

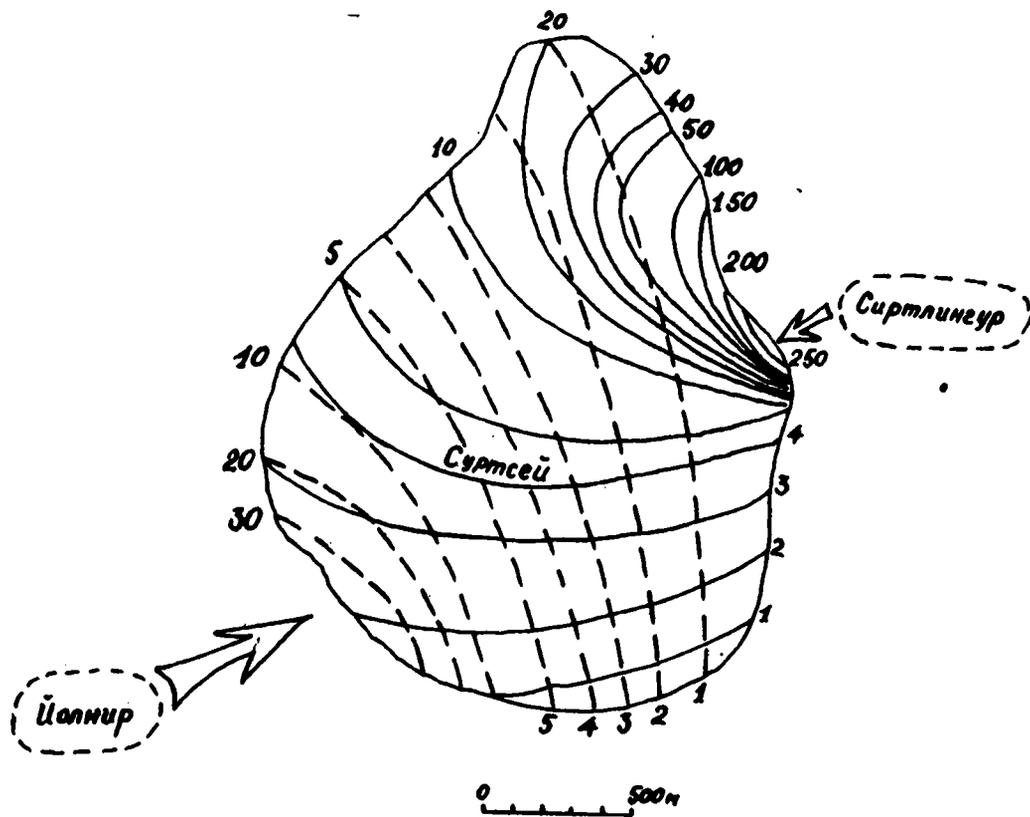


Рис. 2. Мощность отложений пеплопадов (в см) подводных вулканов Сиртлингур (сплошная линия) и Йолнир (пунктир) (по данным 2I).

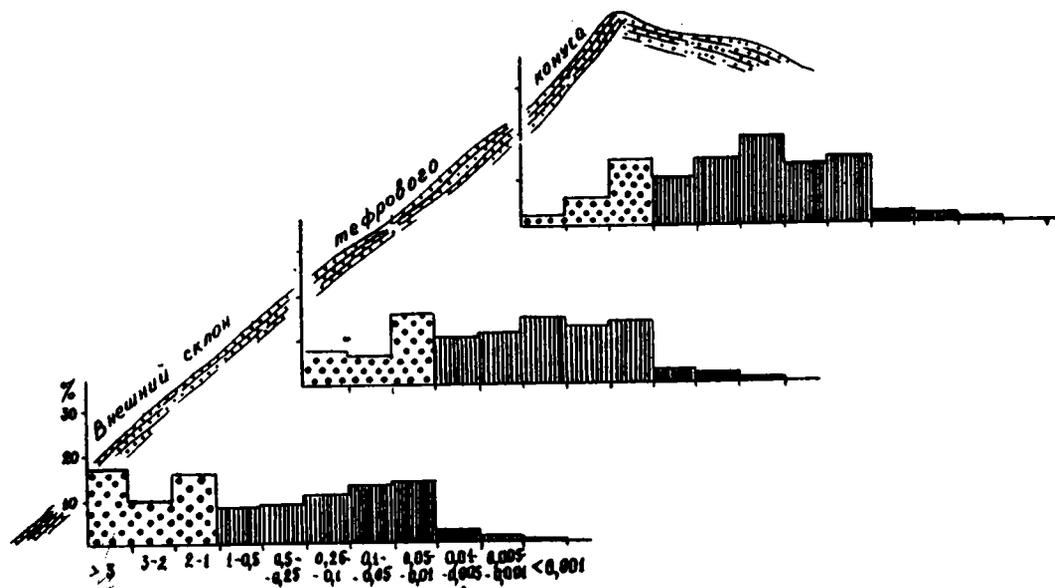


Рис. 3. Гранулометрический состав гидроэксплозивной тefры вулкана Суртсей.

мировалась в полете при выделении газа и при ударе о поверхность Земли. Наличие таких бомб в тонкозернистой толще сидеромелановой гвалокластике является свидетельством затрудненного в отдельные моменты проникновения морской воды в жерло вулкана и формирования вулканокластике в основном за счет газовой фазы расплава.

Тонкозернистые фации пепла состоят из сильно пористого сидеромеланового стекла. Значительно реже встречаются обломки, в которых стекло на отдельных участках забито рудной пылью или обломков целиком состоит из непрозрачной породы. Для сидеромелановой гвалокластике характерно наличие округлых и вытянутых газовых полостей. Типичным для гидроэксплозивной гвалокластике являются газовые полости с взломанными стенками и скученными мелкими обломками внутри полости. Взламывание стенок газовых полостей происходит в момент закалки и остеклования расплава.

Фракция тефры менее 10 мкм состоит в основном из остроугольных, часто клиновидной формы обломков сидеромеланового стекла. Форма частиц тонкозернистой тефры позволяет связывать ее образование с дроблением в момент извержения более крупной тефры.

В тахилитовой кластике рисунок газовых полостей часто более сложен. Наряду с округлыми, здесь присутствуют полости сложной "лабиринтной" формы. При больших увеличениях видно, что стенки между крупными полостями пронизаны многочисленными мельчайшими круглыми, с ровными краями отверстиями. В тонкоалевритовой фракции тахилитовая кластика представлена обломками неправильной формы.

Особенности строения газовых полостей сидеромелановой и тахилитовой кластике отражают мгновенное (в период закалки) формирование первой и несколько более замедленное остывание, расширение и удаление газовой фазы во второй.

Соотношение сидеромеланового и тахилитового (литокластического) материала во время извержения меняется, но в целом в составе тефры преобладает сидеромелановая гвалокластика. Петрографический состав тефры в разных гранулометрических фракциях тоже не остается постоянным (рис. 4). Крупные бомбы и лапилли состоят в основном из литокластике, но они не играют существенной роли в общем объеме образовавшейся гидроэксплозивной тефры. В лапиллиевой фракции литокластика составляет не более 16%, а по мере уменьшения размера обломков ее содержание уменьшается до 2-7%. В одном образце установлено заметное увеличение содержа-

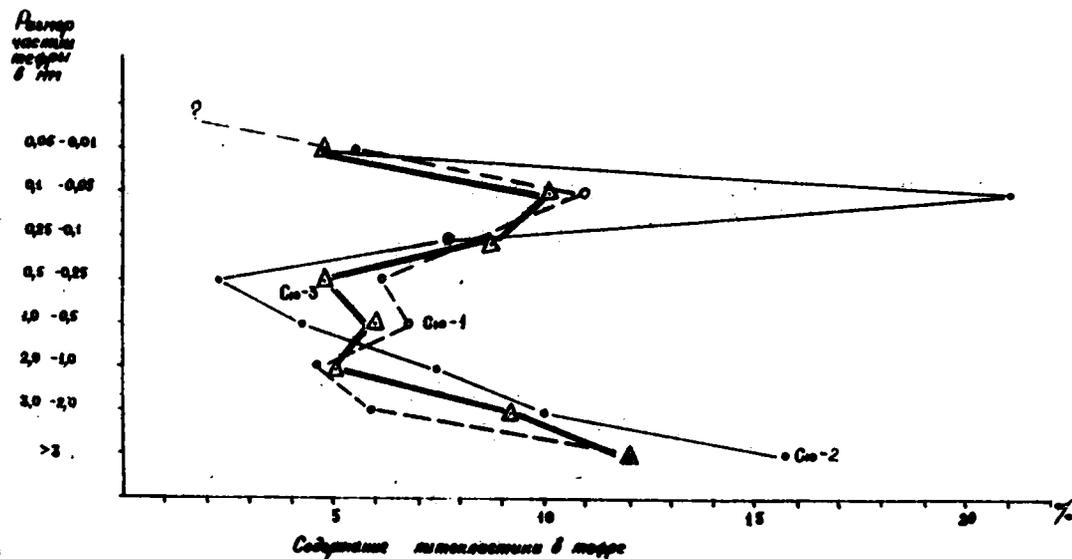


Рис. 4. Вещественный состав тефры вулкана Суртсей по гранулометрическим фракциям. Образцы (Сю - I, 2, 3) отобраны А.А.Красновым с поверхности насыпного конуса в 1971 г.

ния литокластики во фракции 0,1-0,05 мм (до 21%).

Таким образом, основным компонентом тефры гидроэксплозий являются сильно пузырчатые обломки сидеромеланового стекла. Литокластическая часть тефры, играющая подчиненную роль, представлена тоже сильно пористым тонко кристаллическим базальтом. Анализ состава и структуры тефры и характера происходивших эксплозий при извержении вулкана Суртсей позволяют считать, что обломочный материал при подводных эксплозиях образуется у устья жерла или в самой верхней его части. Об этом говорит наблюдавшееся сквозь слой воды свечение в жерле, лавовые фонтаны в периоды замедленного поступления в него воды, подъем температуры воды в зоне извержения. Преобладание в составе тефры сильно вспененного материала обусловлено резким спадом давления в быстро поднимающейся колонне магматического расплава и выделением хвентильной газовой фазы. Специальными химическими исследованиями установлено, что пар морской воды не участвовал в формировании вспененного и сильно пузырчатого сидеромеланового стекла (20).

#### Фаши, строение и состав гидроэксплозивной гиалокластики.

Отложения гидроэксплозивной тефры распространены в Исландии очень широко. Это основной компонент плюо-плейстоценовой формации Моуберг, в которую объединяют мощные толщи подушечных лав, подушечных брекчий и туфов (I3, I2, I8). В состав формации Моуберг входят отложения, образовавшиеся при извержениях в морских и внутриледниковых бассейнах. Выше уже отмечалось, что по строению и составу пород морские и интрагляциальные вулканические постройки практически ничем не отличаются. При распространении крупных ледниковых покровов на шельф, образовавшаяся в интрагляциальных условиях гидроэксплозивная тефра в большом количестве поступала в морской бассейн. Правда после исчезновения ледникового покрова крупные интрагляциальные постройки, возникшие на шельфе или в прибрежной зоне суши легко разрушалась и большие массы гидроэксплозивной гиалокластики отлагались в морском бассейне уже как вулкантерригенные осадки.

Шельфовая морская и интрагляциальная гидроэксплозивная гиалокластика включает несколько разновидностей тефровых осадков, которые по условиям накопления группируются в фаши (1) тефры и тефроидов насыпного конуса и (2) тефры пеплопадов гидроэксплозивных извержений.

### Фацция тефры и тефроидов насыпного конуса.

Отложения насыпного конуса гидроэкссплозий состоят из тефры и продуктов ее ближайшего переотложения - тефроидов. Здесь они рассматриваются совместно потому, что в большинстве случаев невозможно уверенно отличить переотложенную тефру от тефроида (синхронно-переотложенной тефры). Тефра и тефроиды слагают крутопадающие серви (или пачки) слоев, облекающие массивы подушечных лав и образующие насыпной конус. Основная масса подушечных лав залегает в нижней части вулканического комплекса. Иногда подушечные лавы встречаются и выше, в средней части вулканических построек. По характеру взаимоотношения с тефрой в большинстве случаев удается различать подушечные базальты, образовавшиеся при излиянии магмы в воду и при внедрении ее в рыхлый, насыщенный водой тефровый материал.

Одновременное извержение нескольких, близко расположенных центров явилось основной причиной формирования рыхлой толщи, построенной из крутонаклоненных, падающих в разном направлении, срезающих друг друга серий слоев тефры. Условия формирования первичного крутого залегания слоев тефры выявляются при рассмотрении строения современных или хорошо сохранившихся древних гидроэкссплозивных вулканических аппаратов. В наземной части насыпного конуса современного вулкана Суртсей зафиксировано очень крутое залегание рыхлой тефры. Здесь на фоне основной массы слоев, падающих под углом  $30-40^{\circ}$  к центру кратера, локально отмечены углы падения до  $72^{\circ}$ . В подводных условиях слои тефры часто падают тоже очень круто. Так например, в теле древнего (плиоценового) эродированного вулканического конуса Дрангсхлизарфьядл (Южная Исландия) тефра и ассоциирующие с ней склоновые тефроиды слагают мощные (до 20-40 м) крутопадающие и срезающие друг друга пачки. Углы наклона в пределах вулканического конуса варьируют от  $25$  до  $45^{\circ}$ . Слои тефры, отложившейся в подводной обстановке и облекающие подушечные лавы, наклонены максимально под углом в  $60-62^{\circ}$  (рис. 5). В подводных условиях, облекающие крутопадающие слои быстро выколаживаются. Поэтому здесь очень часто можно видеть прислонение к подушечным лавам полого наклоненные толщи тефры и тефроидов. Для подводных частей тефровой толщи характерны складки оползания, следы размывов и вложений.

Породы насыпного конуса обычно сложены неслоистой или неясно слоистой грубозернистой (лапиллиевой и грубопесчаной) размернс-

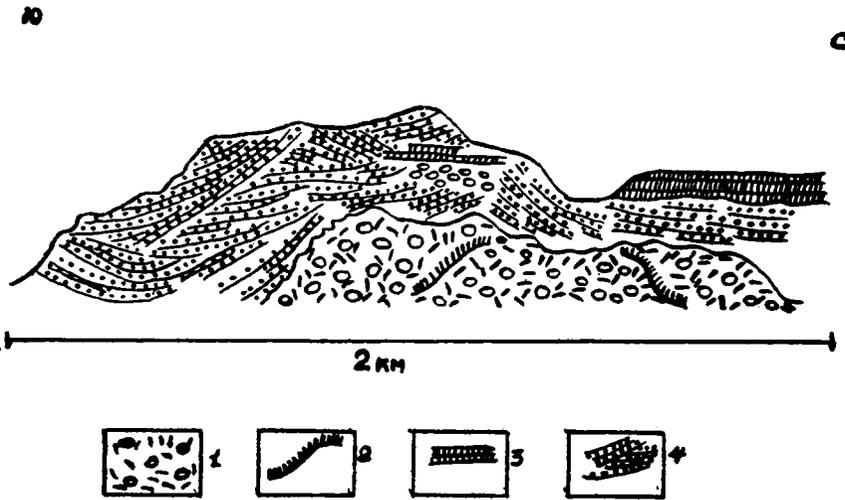


Рис. 5. Принципиальная схема строения вулканического массива Дрангслизарфьядл, Южная Исландия.

Условные обозначения:

1. Подушечные лавы и подушечные брекчии,
2. Лавовые покровы с текстурой типа куббаберг,
3. Субазральные лавовые потоки.
4. Тефра.

сти) тефрой. Тефроиды отличаются наличием хорошо выраженной линзовидной субпараллельной слоистости особенно отчетливо проявляющейся в тонкозернистых разностях пород.

Тефра, отлагавшаяся у растущей подводной лавовой постройки, включает прослой, линзы и отдельные обломки подушечных брекчий. Это очень хорошо видно в ряде разрезов интрагляциальных вулканов.

Например, нижняя часть такой вулканической постройки вскрыта в хребте Каульфстиндар (юго-западная Исландия), образовавшейся при подводном трещинном извержении. В одном из обнажений на уровне толщи подушечных лав, прислоняясь к ним лежит пачка неясно горизонтально слоистой тефры видимой мощности до 10-12 м. Нечеткая, с расплывчатыми очертаниями слоистость возникла в результате накопления тефры близкого гранулометрического состава. Основная масса породы сложена обломками сильно пузырчатого сидеромеланового стекла. Согласно с общей горизонтальной слоистостью на нескольких уровнях в тефровой пачке располагаются линзы подушечных брекчий. В одних условиях они образованы крупными обломками, расположенными цепочкой в один ряд или это скопление обломков, образующих слой. На других уровнях подушечные брекчии рассеяны в массе тефры или в виде отдельных редких вкраплений "взвешень" в ней. В некоторых пачках тефры отчетливо проявляется слоистость ряби волнения. Брекчии в толще тефры располагаются совершенно согласно со слоистостью. Образование четких слоев и линз, состоящих из целых или фрагментов подушечной отдельности лав или скопление таких обломков по отдельным горизонтам свидетельствует об одновременном образовании тефры и брекчий у крутого склона формирующейся постройки подушечных лав. Толщи гидроокисливной гваккластики, облегающие подушечные лавы и не содержащие горизонты и линзы подушечных брекчий, отлагались после прекращения эффузивной деятельности в спокойной обстановке.

Мощность слоев тефры по разрезу изменяется от нескольких сантиметров до 5-10 м, при очень незначительных изменениях по laterали. Мощность слоев тефроидов обычно много меньше, но она заметно возрастает в нижней, выполаживающейся части наклонно залегающих слоев, Максимальные наблюдавшиеся мощности слоев тефроидов, образовавшихся на подводных склонах не превышают 1-3 метров.

В составе отложений насыпного конуса гидроокисливных извержений легко распознается ряд генетических типов пород, характерные черты состава и строения которых отражают особенности формирования вулканической постройки в подводной или надводной обста-

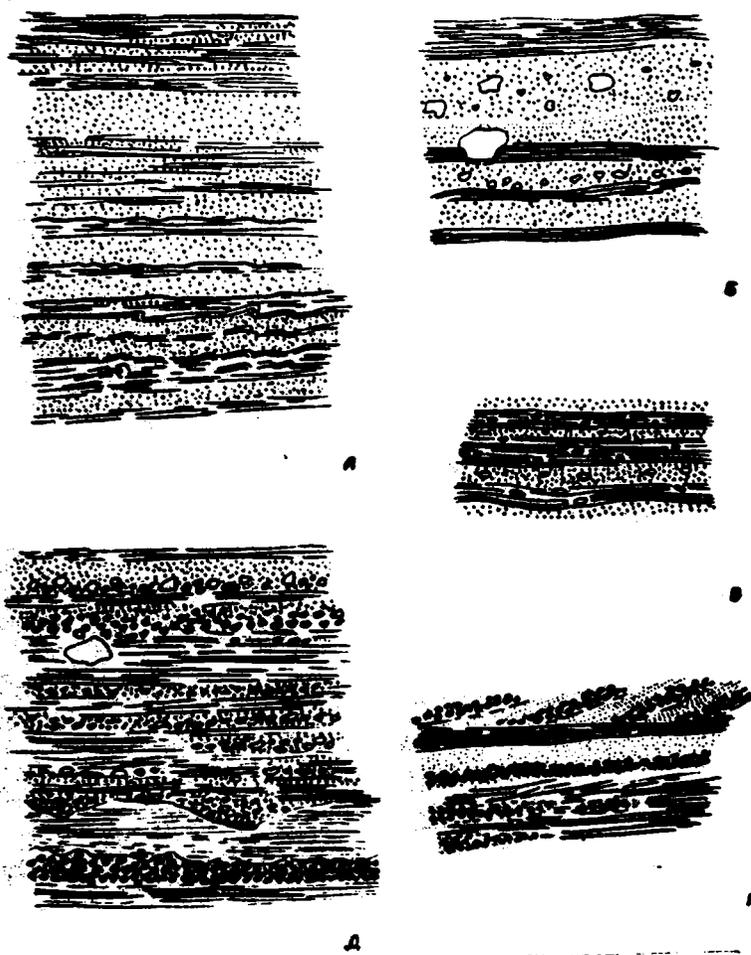


Рис. 6. Текстуры тейфродов насыпного конуса гидроэксплозивных извержений.

новках.

Надводная часть конуса сложена в основном неслоистой и несортированной псефитовой и псаммито-алевритовой тефрой и переслаивающимися с ней склоновыми тефроидами.

В верхней части конуса это несортированный, грубозернистый псефитовый туф с псаммитовым и алевритовым тефровым заполнителем, скоплением или отдельными обломками тефры валунной размерности. Вниз по склону конуса и в разрезе они сменяются мелкопсефитовым и псаммито-алевритовым туфом несортированным, реже неясно слоистым и с сортированным типом слоистости.

Для отложений тефроидов характерно частое чередование в разрезе слойков и сильно вытянутых линз, сложенных породами разного гранулометрического состава (рис. 6). Материал совершенно необработан, по составу полностью соответствует тефре этого же участка разреза. Как и в слоях тефры это обломки сидеромелановой и тахилитовой кластики при подавляющем преобладании первой. Для склоновых отложений наиболее типично частое переслаивание тонкозернистых, тонкослоистых пород (мощность слойков от 0,05 до 0,1 м) и несортированных, грубозернистых (мощность слойков от 0,05 до 0,2 м) пород.

В тех и других иногда в большом количестве присутствуют крупные, до 2-5 см бомбы, "плавающие" в основной, более тонкозернистой части пород. В подошве крупных бомб нередко видны следы вдавливания и погружения их в рыхлый грунт. Значительно реже в склоновых тефроидах встречается мелкая косая слоистость, а в маломощных слоях постепенная вертикальная прямая сортировка материала по крупности. Часто можно видеть, что грубозернистый материал в тефроидах сгружен и слагает несортированные линзы и прослои, в подошве которых обычны следы размыва. Линзовидное залегание грубозернистого тефроида, заполнение мелких рытвин несортированным материалом — это результат переотложения тефры водными потоками на поверхности склонов конуса во время извержений.

Характерным признаком склоновых тефроидов является наличие мелких, шарообразных катунов, максимальный размер которых обычно не превышает 1,5-2,0 см. В центре катунов располагается неокатанный, остроугольный обломок лавы или шлака лапиллевой размерности, а вокруг них сконцентрированы и более плотно упакованы, чем окружающая порода, мелкие частички сидеромеланового стекла. Исследование большого числа образцов показало, что катуны образуются только вокруг обломков, размер которых не превышает 1,5-

2 мм. Более крупные обломки лавы или шлака, выпадавшие на склоны вулканического конуса, были слишком тяжелы, чтобы свободно катиться вниз. Они поднимали под себя рыхлый пепловый материал и "топузу" в нем, захороняясь на месте падения. Часть обломков скатывалась настолько быстро, что вокруг них не успевала образовываться оболочка из частиц стекла, а медленно двигавшиеся обрастали ими как снежный ком. Наибольшее количество крупных катунов содержится в нижней части наклоненных пачек тефроидов. Образование аналогичных катунов отмечено в толще насыпного конуса современного вулкана Суртсей (13).

Подводная часть конуса сложена в основном псефитовыми и псаммитовыми туфами, несортированными, с слабонаклонной субпараллельной слоистостью. Для переслаивающихся с ними тефроидов характерно сочетание наклонной субпараллельной и крестовой слоистости с градиционной сортировкой материала по слоям.

Чередование в разрезе отложений насыпного конуса слоев тефры и тефроидов отражает общий ритмичный характер гидроэксплозивной деятельности подводных вулканов. Обычно мощность слоев тефры в десятки раз превышает мощность тефроидов.

Неслоистые и несортированные слои тефры образовались во время интенсивных выбросов рыхлого материала. Наиболее мощные слои могли формироваться в результате серии следующих друг за другом эксплозий. Во время прекращения или резкого ослабления эксплозивной деятельности на поверхности тефрового конуса в результате плоскостного смыва и гравитационного сползания происходило перетолжение и сортировка рыхлого материала. Водные потоки, скатывавшиеся во время извержения со склонов конуса проникали и в подводную часть вулкана. Здесь возникали глубокие ложбины, по которым нагруженные обломочным материалом турбидитные потоки выносили тефру разного гранулометрического состава.

Ниже приводятся основные генетические признаки отложений фаши тефры и тефроидов надводной и подводной частей насыпного конуса. 1) Широкий гранулометрический спектр обломочного материала. 2) Чередование неслоистых и неяснослоистых (тефра) и хорошо слоистых (тефرويد) отложений, 3) Крупные первичные углы залегания, следы размыва в основании несортированных, разнозернистых тефроидов, 4) Первично несогласное залегание срезающих друг друга круто залегающих пачек. 5) Наличие средне- и мелкозернистой массы тефры рассредоточенных бомб.

Фация тефры, пеплопадов гидроэксплозивных извержений.

В строении отложений этой фации принимают участие тефра и тефроиды, однако различить их здесь удается не всегда, т.к. выпавшая из воздуха и осевшая сквозь воду тефра дифференцируется по гранулометрическому составу и образует слоистые осадки. О наличие тефроидов можно говорить лишь в том случае, когда имеются данные о перестроении и сортировке тефры в воде течениями.

Состав и строение гвалокластитов пепловых туч зависит от характера гидроэксплозивной деятельности и расстояния на которое тефра выносится от вулкана. Выше уже говорилось, что основная масса псаммитовой тефры из пепловых туч гидроэксплозивных извержений выпадает в непосредственной близости от вулкана. Алевритовый материал воздушными течениями может переноситься на несколько десятков километров.

В непосредственной близости от вулкана на строение эоловых гвалокластитовых отложений оказывает большое значение погодные условия (наличие или отсутствие ветра, волнения). При спокойных условиях чаще наблюдается однообразный ритм эксплозий, который при сильном волнении существенно нарушается в результате прерывистого поступления в жерло морской воды. Соответственно в разрезе гидроэксплозивной гвалокластики можно различить несколько генетических типов пород, характерные черты строения которых сформировались в результате изменения интенсивности и продолжительности гидроэксплозий.

Однообразным условиям образования и накопления тефры сквозь толщу воды соответствует монотонное чередование горизонтов разного гранулометрического состава (разнозернистая псаммитовая и алевритовая тефра). Мощность слойков колеблется от 1-2 мм до 2-3 см и более. В наиболее мощных иногда видна сортировка материала по вертикали с наиболее грубозернистыми обломками сидеромеланового стекла в основании. Границы слойков четкие, ровные. Наиболее грубозернистые содержат отдельные псефитовые фрагменты тефры. Сидеромелановый и тахилитовый материал совершенно необработан. В хорошо слоистых отложениях встречаются текстуры типа ряби волнения.

В штормовые периоды с сильными волнениями частая смена ритма и интенсивности гидроэксплозивной деятельности находит соответствующее отражение в строении накопившихся тефровых толщ. Отложения этого типа были изучены на крайнем юге Исландии, в морс-

ких обрывах у г. Вук. Здесь в средней части обрыва высотой более 100 м обнажается горизонтально слоистая толща сидеромелановой тефры и тефроидов, залегающая на лавах с гигантской подушечной отдельностью. В западном направлении в хорошо слоистой толще появляются подушечные лавы и подушечные брекчии мощностью до 20 м. Детальное исследование характера слоистости одного из участков толщи тефры показало, что в составе горизонтально наслоенных пород, в основном сложенных сидеромелановой кластикой, может быть выделено четыре типа, отличающихся по характеру сортировки и слоистости (рис. 7).

Первый тип (А) состоит из тонкозернистой тефры с тонкой горизонтальной слоистостью. Слоистость с неясными границами проявляется благодаря изменению цвета в зависимости от относительного содержания и крупности обломков сидеромеланового стекла и тахилитовой кластики. Слоистость образовалась в результате спокойного осаждения частиц тефры близкого гранулометрического состава. Образование таких пород связывается с выбросами тефры во время слабых, возможно непрерывных гидроэксплозий. Второй тип (Б) сложен разномасштабной тефрой с отчетливо выраженным градиционным распределением обломков в слое. Нижние более крупнозернистые части слоя окрашены темнее и содержат больше тахилитовой кластики. Образование таких слоев связывается с редкими, сильными извержениями, дававшими тефру разного гранулометрического состава. Сквозь толщу воды быстрее опускались более крупные и тяжелые обломки тахилитовой кластики. Здесь же присутствуют редкие пемзовые обломки сидеромелана "взвешенные" в тонкозернистом матриксе. Характерны текстуры облекания. Третий тип (В) по составу и характеру слоистости мелкозернистой части сходен с тефрой первого типа (А). Отличается он присутствием крупных (до 2-3 см в поперечнике) обломков сильно пористой сидеромелановой пемзы в неровной границей подошвы. Эти отложения могли накапливаться в результате транспортировки тефры по подводному склону турбидными потоками и поэтому их можно рассматривать уже как тефроиды. Четвертый тип (Г) состоит из неслоистой, несортированной крупнозернистой тефры, в верхней части слоя иногда с небольшим количеством сидеромелановой пемзы. Характер распространения пемзы в разрезе позволил прийти к выводу, что накопление ее наиболее вероятно связано с эксплозиями, дававшими крупнозернистый несортированный материал отложений типа "Г". На дно она могла попасть с турбидными потоками, устремлявшимися со склонов насыпного конуса. Частично пемза, плавающая на поверхности, могла разноситься на очень боль-

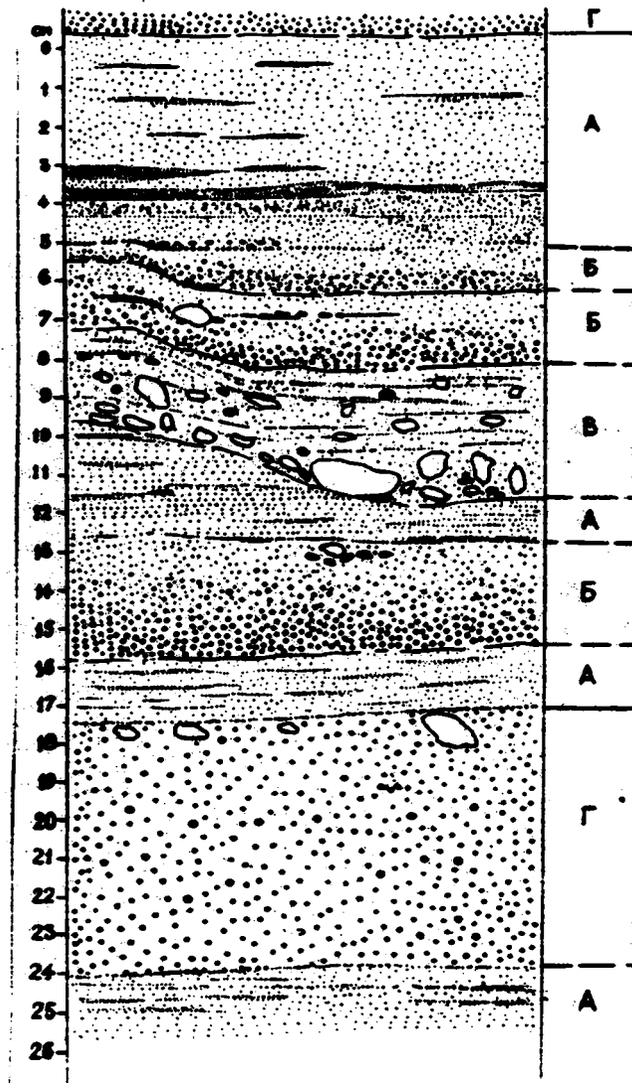


Рис. 7. Детальная зарисовка строения тефровой толще у г.Вака, Южная Исландия.

шее расстояние.

Сопоставление рассмотренного участка разреза с результатами наблюдений современной гидроэксплозивной деятельности вулкана Суртсей позволяет считать, что слой тефры мощностью около 30 см в окрестностях вулкана мог накопиться менее чем за час. Однако эта скорость накопления тефры вряд ли может быть распространена на весь разрез мощностью в несколько десятков метров. Не всегда основная масса тефры в течение продолжительного времени выпадает в одном и том же секторе по отношению к центру извержения. Кроме того, часть выпавшей тефры относилась течениями, размывалась и перерабатывалась.

По мере удаления от центров извержений в толще сидеромелановой тефры появляются слои вулканотерригенных осадков. Выделить их удается по наличию хорошо выраженной слоистости и более разнообразному составу слагающих компонентов.

В типичных случаях для отложений пеплопадов, удаленных от центров гидроэксплозивных извержений, характерно отсутствие заметной сортировки материала внутри слоя, четкие границы, а в подошве мощных слоев широко распространено явление выдавливания жидкого ила вверх под тяжестью выпавшей в большом количестве тефры.

Характерным примером взаимоотношения слоев сидеромелановой гидроэксплозивной тефры и вмещающих морских осадков может служить разрез формации Брейдавик, обнажающийся на берегу моря у устья реки Фоссгил. Здесь в составе морских горизонтальнослоистых тонкозернистых песчаников и алевролитов около 20 слоев (часть из них может быть крупными линзами) однородной по гранулометрическому составу сидеромелановой тефры. Мощность отдельных слоев колеблется от первых десятков сантиметров в нижней части до 3-4 метров максимально в основной части обнажения. Мощность слоев тефры заметно меняется по латерали, отмечены случаи прислоения и выполаживания мелких неровностей дна бассейна выпавшей вулканокластикой. Слои тефры черного или темнооливкового цвета хорошо отличаются от вмещающих морских отложений светло-серого цвета. Поэтому особенно хорошо видны многочисленные следы нагрузки в подошве слоя тефры и внедрения в нее подстилающих слоистых алевролитов и песчаников. Источник тефры неизвестен, но он не мог располагаться особенно далеко. Уже указывалось, что на расстоянии уже в 20-30 км накапливаются только маломощные слои гидроэксплозивной тефры. Отсутствие сортировки и слоистости

Таблица I

Генетические типы	Фация	Макрофация
<p>Неслоистая или неясно субпараллельно слоистая псефитовая и псаммито-алевритовая вулканокластика (тефра) с редкими рассеянными бомбами, иногда с отдельными обломками или линзами подушечных брекчий.</p>	<p>Тефры и тефроидов надводной и подводной частей на-сыпного ко-нуса.</p>	
<p>Частое субпараллельное и линзовидное переслаивание псефитовых, псаммитовых и алевритовых вулканокластитов (тефроидов), иногда с мелкой косою слоистостью, обычно с большим количеством мелких шарообразных катунов.</p>		
<p>Несортированная, неслоистая псефитовая и псаммитовая сидеромелановая вулканокластика (тефроиды), залегающая линзами с отчетливыми следами размыва в основании.</p>		<p>Гидроокс-пловивной вулканокластики.</p>
<p>Неслоистые и субпараллельно слоистые вулканокластиты (тефра) разной зернистости (основная масса в интервале псефито-алевритовой размерности); в отложениях синхронных оледенению вулканокластиты включают отдельные валуны, гальку, несущие следы ледниковой обработки. В подошве крупных обломков следы вдавливания в рыхлый грунт.</p>	<p>Тефры, выпавшей из пепловых туч.</p>	
<p>Несортированная псаммитовая и алевритовая вулканокластика (тефра), слагающая слои и линзы со следами конвективной неустойчивости в подошве.</p>		

Продолжение табл. I

Генетические типы	Фация	Макрофация
<p>Частое монотонное переслаивание псаммитовой и алевроитовой вулканокластики с прямой градиционной сортировкой материала в наиболее мощных слоях, некоторые слои содержат примесь крупных обломков пемзы.</p>		

в тефре рассматриваемого разреза, выдавливание подстилающего осадка свидетельствует о практически мгновенном накоплении даже самых мощных слоев.

Отложения фации тефры, выпавшей из пепловых туч, обладают следующим комплексом генетических признаков: 1) в основном псаммито-алевритовый материал, 2) отсутствие обработки и сортировки, реже слабо выраженная прямая градационная сортировка, 3) субпараллельная слоистость и слоистость ряби волнения, выполнение неровностей дна бассейна, облекание крупных обломков (бомб, гальки, валунов, выпавших из плавающего льда), 5) следы выдавливания подстилающих пород, 6) присутствие крупных обломков сидеромелановой пемзы в основной тонкозернистой массе гялокластики.

Основные генетические типы, фации тефры и тефроидов подводной и надводной частей насыпного конуса и фации тефры, выпавшей из пепловых туч суммированы в табл. I.

#### Макрофация вулканокластитов, связанных с образованием подушечных лав.

В составе макрофации вулканокластитов, образование которых генетически связано с формированием лавовых построек подушечных лав, различаются две фации, отличающиеся по составу, условиям залегания и генезису слагающих их пород. Это фация гялокластики шелушения корки подводных лавовых тел (1) и фация брекчий обрушения со склонов подводной растущей лавовой постройки (2). Состав, структурно-текстурные особенности и характер распространения пород этих фаций теснейшим образом связаны с процессом формирования подушечных лав.

К подушечным лавам относится все текстурное разнообразие субаквальных лав, образующих скопления разного размера и имеющие вид матрацев, подушек, шаров, колбас, булок, караваев и т.п. образований. Все эти морфологические разновидности лав указывают на единый способ их происхождения - спокойное излияние расплава под водой. Подушечная текстура формируется при подводных и подледных извержениях независимо от состава извергающейся магмы. Наиболее часто подушечные лавы отмечаются для основных и средних пород. Известны в Исландии крупные глобулярные образования и для кислых разностей, включая риолиты (7). Можно уверенно утверждать, что настоящие подушечные лавы в субаэральной обстановке не образуются. Существуют многочисленные исторические примеры излияний базальтов на снег или в мелководные водоемы, однако подушечная

отдельность в них отсутствует.

Субаквальные лавы, так же как и субаэральные бывают плотными, с небольшим количеством газовых полостей и сильно пористыми. Существует представление, что сильно пористые подушечные лавы формируются на меньших глубинах чем плотные. Однако известны примеры, когда и на малых глубинах формировались плотные подушечные лавы. Одна из возможных причин этого - предварительная дегазация лавы в процессе ее продвижения по суше от места извержения к воде (I4).

С поверхности все подводные лавовые образования покрыты сидеромелановой коркой закала, свидетельствующей о быстром охлаждении и закале расплава при соприкосновении с водой (и паром). В периферической части сильно пористых лавовых подушек, сложенных тонкокристаллическим базальтом, стенки газовых пустот часто бывают тоже покрыты оторочками сидеромеланового стекла. Здесь же можно видеть многочисленные полые вдутия стекла причудливой формы. Наличие пленки сидеромеланового стекла на поверхности газовых полостей позволяет считать, что в некоторых случаях пар, возникающий при подводных извержениях, проникает в расплав и вспенивает его. Важно подчеркнуть, что подобное явление обнаружено в пористых подушечных лавах подледных извержений, происходивших при низком внешнем давлении. Однако в пористых подушечных лавах инкрустация пор стеклом наблюдается далеко не всегда. Поэтому причины возникновения большей или меньшей пористости в них целесообразно искать исходя из особенностей отделения летучих компонентов лавы в момент ее извержения.

Типичными текстурами внутренних частей подушек являются: концентрически зональное распределение пузырьчатости, наличие вытянутых вертикальных газовых полостей, радиальная или розетковидная столбчатая отдельность. С поверхности подушечные лавы покрыты стекловатой коркой закалки. Корка эта ровная или собрана в мелкие морщины, образует наплывы и складочки. В периферической части подушек часто можно видеть плоско-выпуклую и вогнуто-выпуклую форму газовых пузырей. В пределах стекловатой корки закала вогнуто-выпуклые газовые полости иногда наложены друг на друга и в результате создается пузырьчато-скорлуповатая микроструктурность. Пузырчатая часть стекловатой корки часто сочетается с системой ветвящихся, параллельных газовых пустот, полого наклоненных к поверхности подушки.

Облекание одних подушек другими и указанные текстурные осо-

бенности подводных лав определено указывают на низкую вязкость магмы и на наличие пластических подвижек расплава. Движение расплава во внешней и внутренней частях лавовых обособлений прекращалось неодновременно в пределах даже отдельных подушечных обособлений. После отвердевания тонкой внешней корки закала внутренние части подушек какое-то время остаются пластичными, с низкой вязкостью. Только этим можно объяснить оседание тяжелых минералов, например вкрапленников оливина в нижнюю часть лавовых обособлений.

В процессе роста вулканической постройки перекрываясь все новыми порциями извергающегося расплава и при этом оставаясь некоторое время пластичными подводные лавовые обособления неизбежно должны были несколько изменить внешнюю форму. В результате происходило растрескивание и шелушение уже затвердевшей внешней корки. Так формировались десквамационные гялокластиты или гялокластиты шелушения.

В разрезах подводных вулканических построек очень часто видно, что лавовые постройки, особенно достигающие мощности несколько десятков метров и более, имеют довольно крутые склоны. В нижней части склонов таких лавовых построек обычно располагаются шлейфы подушечных брекчий, накапливавшихся в процессе гравитационного соскальзывания и механического разрушения отдельных подушечных образований (8).

#### Фашия десквамационных гялокластитов.

Обломочные отложения, образовавшиеся в результате раскалывания и шелушения корки закала подушечных лав Ритман (4) предложил называть гялоскластитамн. Первоначально это название имело строгий генетический смысл. Позднее термин гялокластит стал применяться более широко, утратил генетическое значение и употребляется сейчас в основном в широком петрографическом смысле для обозначения различных типов базальтовых обломочных пород, имеющих в своем составе большое количество стекла. В настоящей работе гялокластиты, образующиеся в результате шелушения стекловатой корки подушечных лав называются десквамационными. Гялокластиты этого типа никогда не образуют мощных скоплений или толщ. Это небольшие линзы и прослои, залегающие в толще подушечных лав. Состав и основные особенности структуры десквамационных гялокластитов определяются особенностями строения парагенетически связанных с ними подушечных лав. В центральной части лавовой по-

стройки десквамационные гиаокластиты заполняют промежутки между отдельными подушками, а в периферической части образуют линзы, залегающие между отдельными подушками и их скоплениями. Мощность линз десквамационных гиаокластитов обычно составляет первые сантиметры или максимум первые десятки сантиметров. Материал совершенно не сортирован, иногда с грубой слоистостью. Характерна слоистость облекания (рис. 8). Образование слоистых скоплений десквамационной гиаокластики позволяет предположить интенсивное турбулентное движение воды по периферии формирующейся лавовой постройки. Грубозернистая шелушащаяся гиаокластика переотлагалась течениями и накапливалась в западинах лавового рельефа. Облекание слоистыми гиаокластитамы подушечных лав свидетельствует о синхронности их формирования.

Обломки десквамационных гиаокластитов остроугольной, разной степени пузырчатости. Крупные фрагменты корки имеют многочисленные признаки пластического растяжения и скупивания материала. В шлифах удается наблюдать переход сидеромеланового стекла в тонко раскристаллизованный тахилитовый тип породы (рис. 9). Эти морфологические и петрографические особенности десквамационных гиаокластитов позволяют наиболее уверенно отличать их от базальтовой вулканокластики другого происхождения.

В тонких фракциях гиаокластика состоит в основном из осколков стекла изометричной формы с острыми гранями и углами, часто клиновидной формы. Для стекловатых разностей характерно небольшое количество круглых газовых полостей. В целом десквамационные гиаокластиты состоят из смеси разноразмерных, остроугольных разной степени пузырчатости обломков сидеромеланового стекла и тонкокристаллической литокластики.

#### Фация подушечных брекчий обрушения.

Подушечные брекчий генетически связаны с мощными куполовидными подводными постройками и не встречаются в ассоциации с пластовыми телами подушечных лав. Они также отсутствуют в тех случаях, когда подушечные лавы формировались при внедрении магмы в толщу обводненного осадка.

Подушечные брекчий изучались в разных районах Исландии в разрезах плю-плейстоценовых морских и внутриледниковых отложений. Наиболее мощные толщи подушечных брекчий встречены в южной Исландии. Здесь в обрывах долины реки Маркарфльоут изучено строевые толщи подушечных брекчий мощностью более 100 метров. образо-

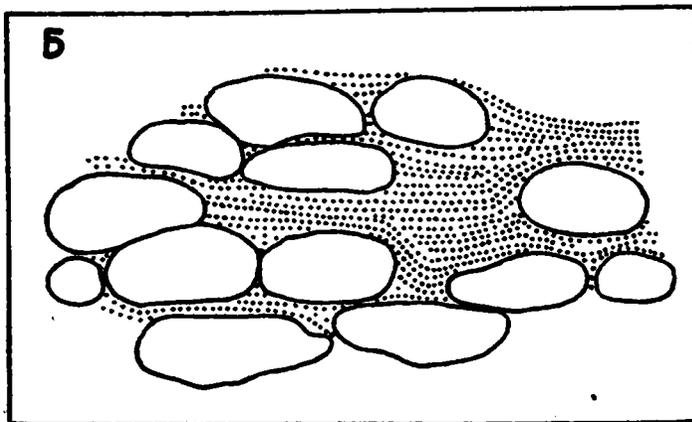
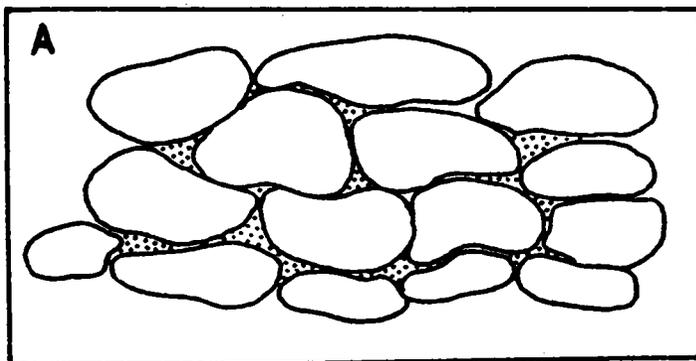
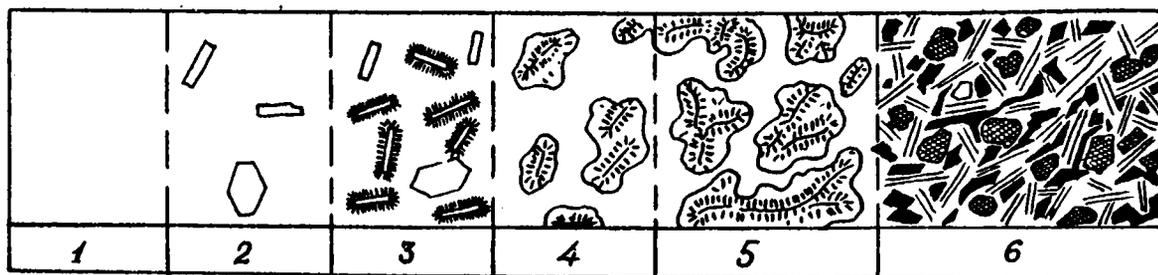


Рис. 8. Десквамационные гиалокластиты:  
А - в центральной части лавовой постройки;  
Б - у края лавовой постройки.



Направление вглубь лавового тела  
 Увеличение степени раскристаллизации

Рис. 9. Переход сидеромеланового стекла в тонко раскристаллизованный тахилитовый тип породы.

вание их связано с многократным извержением базальтового расплава, вероятно, в результате обширного внутриледникового озера.

В нижней части разреза залегают подушечные лавы, слагающие крупную вулканическую постройку с очень неровной поверхностью. Амплитуда неровностей на поверхности постройки подушечных лав достигает 20–30 метров. Перекрыты они мощной толщей подушечных брекчий, заполняющей и перекрывающей неровности лавового рельефа. В нижней части этой толщи в западинах подводного лавового рельефа залегают мелкозернистые, хорошо слоистые гиадокластиты, включающие отдельные линзы и прослои грубых брекчий. В зоне приклонения к вертикальным лавовым стенкам, слои рыхлых пород задвигаются вверх, а некоторые сматы складочками оползания. При удалении от подушечных лав поверхность слоев вулканокластитов быстро выполаживается и они залегают горизонтально. Для нижней части толщи подушечных брекчий характерно линзовидное напластование пород разного гранулометрического состава. Это в основном обломки лав и десквамационная гиадокластика.

Основная часть разреза толщи подушечных брекчий состоит из нескольких мощных пачек вулканокластитов, отличающихся гранулометрическим составом. Пачки несортированных, грубых подушечных брекчий, мощностью более 20 метров, переслаиваются с более тонкозернистыми (псефитовыми и псаммитовыми) линзовидно слоистыми вулканокластитами. Мощности линз слоистых вулканокластитов изменяются от 0,5 до 0,05 метра.

Очень часто подушечные брекчии состоят из хорошо различимых\* фрагментов подушечных лав. Размер обломков колеблется от 1–2 до 10–15 см. Среди особенно крупных обломков часто присутствуют отдельные элементы розетковидной отдельности, характерной для подушечных лав. На одной из торцовых поверхностей таких обломков нередко сохраняется стекловатая корка закала. Многие обломки имеют трапецевидную или прямоугольную форму и тоже несут остатки стекловатой корки закала. Обломочный материал подушечных брекчий всегда остроугольный.

Постепенные переходы от подушечных лав к брекчиям наблюдались неоднократно. В зоне перехода большое количество отдельных изолированных подушек погружено в брекчии, состоящие из частично или полностью развалившихся лавовых тел. Мощность зоны перехода достигает 3–5 метров.

В большинстве исследованных разрезов грубозернистые отложения подушечных брекчий сложены неяснослоистыми или слабослоистыми

ми отложениями, залегающими крутопадающими слоистыми сериями. Углы падения отдельных слоев достигают  $30-34^{\circ}$ , но чаще  $20-25^{\circ}$ , а по направлению от лавовой постройки они быстро выволаживаются. Слоистость выявляется в результате чередования материала различной крупности. Иногда наблюдается переслаивание подушечных брекчий с более тонкозернистыми и нередко хорошо слоистыми отложениями гидроэксплозивной тефры.

При движении от лавовых построек подушечные брекчии обычно сменяются отложениями гидроэксплозивной тефры и тефроидами. Подобное соотношение брекчий, тефры и тефроидов определенно указывает на то, что накопление их происходило в водной обстановке на склонах и у подножья формирующейся подводной лавовой постройки. Формирование подушечных брекчий связано с разрушением периферических частей лавовой постройки. Они накапливаются у подножья крутых склонов в результате гравитационного обрушения и разламывания изолированных подушек (I, 8, II). Отрывавшиеся от общей массы подушки скатывались вниз, часть их при этом разламывалась и распадалась на отдельные остроугольные куски. Разрушению лавовой постройки благоприятствовали сильные толчки и сотрясения, возникшие при вулканических извержениях. Подушечные брекчии, накапливавшиеся синхронно с гидроэксплозиями, в том или ином количестве бывают смешаны с тефровым материалом. Там где последнего особенно много обломки брекчий не соприкасаются друг с другом, а как бы "плавают" в тонкозернистом тефровом матриксе. У крупных склонов подводных лавовых построек в толще гидроэксплозивной тефры подушечные брекчии образуют линзы и маломощные горизонты, сложенные не только обломками, а иногда в целыми подушками.

В табл. 2 суммированы основные черты генетических типов фаций десквамационных гиадокластитов и подушечных брекчий.

#### Макрофашия пульверизационной вулканокластике.

В составе этой макрофашии на основании имеющихся материалов выделены две фации вулканокластике подводной дезинтеграции и пульверизации основного расплава. Это фация брекчий и гиадокластике прижерловой зоны и фация брекчий и гиадокластике, переотложенных во время извержения турбулентными потоками воды.

В настоящее время еще очень мало известно о том, как происходят извержения под водой и может ли там происходить лавовое фонтанирование или эксплозивная деятельность, сходная по своему ха-

Таблица 2

Генетические типы	Фация	Макрофация
<p>Вулканокластита псефито-псаммитовая, несортированная, неслоистая, заполняющая пространство между обособлениями подводных лавовых тел.</p>	<p>Шелушения корки подводных лавовых тел (деквамационных гиа-локластитов).</p>	
<p>Вулканокластита псефито-псаммитовая, несортированная с отчетливо выраженной слоистостью облекания лавовых ша-ров и подушек.</p>		<p>Вулканокла-ститов, свя-занных с об-разованием подушечных лав.</p>
<p>Вулканокластита грубозер-нистая, остроугольная, разно-размерная, состоящая из об-ломков или целых обособлений подушечных лав, грубая, часто крутонаклоненная слоистость облекания подводного склона лавовой постройки.</p>	<p>Брекчий обруше-ния со склонов подводной лаво-вой постройки (подушечных брекчий).</p>	

рактору с лавовым фонтанированием на суше. Многими вообще отрицается возможность подводных взрывов, а извержений под водой рассматривается как спокойное выдавливание в воду порций лавы. При этом обычно имеется в виду, что извержения происходят на достаточно больших глубинах. Действительно на глубине в 1-2 км или даже в несколько сотен метров из-за большого внешнего давления трудно представить возможность взрывных извержений. Видимо именно поэтому глубоководные подушечные лавы океанического дна не сопровождаются значительными накоплениями вулканокластиков. В то же время для некоторых мощных толщ вулканокластиков, образовавшихся на шельфе на глубинах не превышающих первые сто метров, с большой степенью вероятности можно допустить их формирование в результате пульверизации расплава в толщу воды наподобие того как это происходит в субаэральных условиях при лавовом фонтанировании. Здесь важно напомнить, что в наземных условиях лавовое фонтанирование часто достигает большой силы и сопровождается выбросами раскаленного материала на высоту до 500-700 метров.

В литературе уже давно существует представление о возможности формирования некоторых типов гиакокластитов в результате дезинтеграции и пульверизации раскаленного материала в момент его извержения в воду (5, 9). Прямым подтверждением возможности подводного гранулирования расплава на малых глубинах служат наблюдения, проводившиеся в 1973 г. Тр.Эйнарссоном (6), подводного свечения при извержении вдоль трещины, уходящей с острова Хеймаэй на дно залива с глубиной в 30-40 метров. Длительно наблюдавшееся под водой свечение могло происходить только в результате постоянного и быстрого внедрения в воду порций раскаленного расплава, его дезинтеграции и удаления образующейся вулканокластиков турбулентными течениями воды. В это же время на глубине в 2-10 метров на простирании трещины извержение носило взрывной характер, а из воды поднимались столбы пепла и пара.

Отложения пульверизационных вулканокластитов встречены и изучались во многих районах Исландии. Наиболее мощные разрезы этих отложений расположены на юге и севере неотектонической депрессии. Во многих местах здесь хорошо видно, что пульверизационные вулканокластиты пространственно связаны с подушечными лавами и подушечными брекчиями, но в отличие от последних латерально они распространяются на значительно большее расстояние.

Подушечные лавы, залегающие в толще вулканокластиков в виде линз или куполообразных построек маркируют местоположение под-

водных очагов извержений. Характер взаимоотношения подушечных лав и пульверизационной вулканокластике свидетельствует об одновременном или близком времени их образования. Многочисленные наблюдения показали, что мощные толщи пульверизационной вулканокластике в момент образования представляли рыхлую, сильно обводненную толщу. Внедрявшийся в нее расплав нередко формировал пластовые и мощные линзовидные тела силлов. Пластовые силлы часто осложнены лавовыми апофизами, отходящими вверх и ветвящимися, а линзовидные, амебообразные лавовые тела по периферии имеют прекрасно выраженную подушечную текстуру.

Мелководный характер образования пульверизационной вулканокластике следует из тесного пространственного взаимоотношения ее с наземными лавами, основными моренами, дельтовыми отложениями. В долине р. Лаксау (Северная Исландия) толща в основном пульверизационной вулканокластике общей мощностью более 300 метров лежит на пачке субаэральных лав, включающих горизонт тиллита (основной морены). На границе субаэральных лав и вулканокластике залегает мощный силл (мас. мощ. 20-25 м) плагиоклазовых порфирированных базальтов. Вдоль долины реки мощность силла сильно меняется, а местами он выклинивается совершенно. От силла вверх в толщу вулканокластике отходят лавовые апофизы, окруженные маломощной зоной подушечных лав. Толща вулканокластике перекрыта мощным потоком базальтов (мощностью 35-40 м), излившимся в воду. В основании потока отчетливо выделяется зона подушечной отдельности, которая вверх постепенно сменяется крупнотолчатыми лавами. Выше лежит 25 метровая толща вулканотерригенных отложений крупного конуса выноса.

#### Фашия брекчий и гиалокластике прижерловой зоны.

Вулканокластике этой фашии изучалась в непосредственной близости от подводных лавовых построек. К этому же типу отнесены породы образовавшиеся при впрыскивании расплава в обводненную толщу вулканокластике, и образовании серии вертикальных апофизов крупных горизонтальных силлов (рис. I0).

Во всех случаях пульверизационная вулканокластике представлена несортированными и неслоистыми породами, состоящими в основной массе из плотных или пористых остроугольных и "лохматых" обломков сидеромеланового стекла псефито-псаммитовой размерности и обломков лав галечно-валунной размерности, "плавающих" в основной массе сидеромелановой гиалокластике (рис. II). Иногда наме-

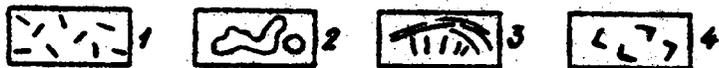
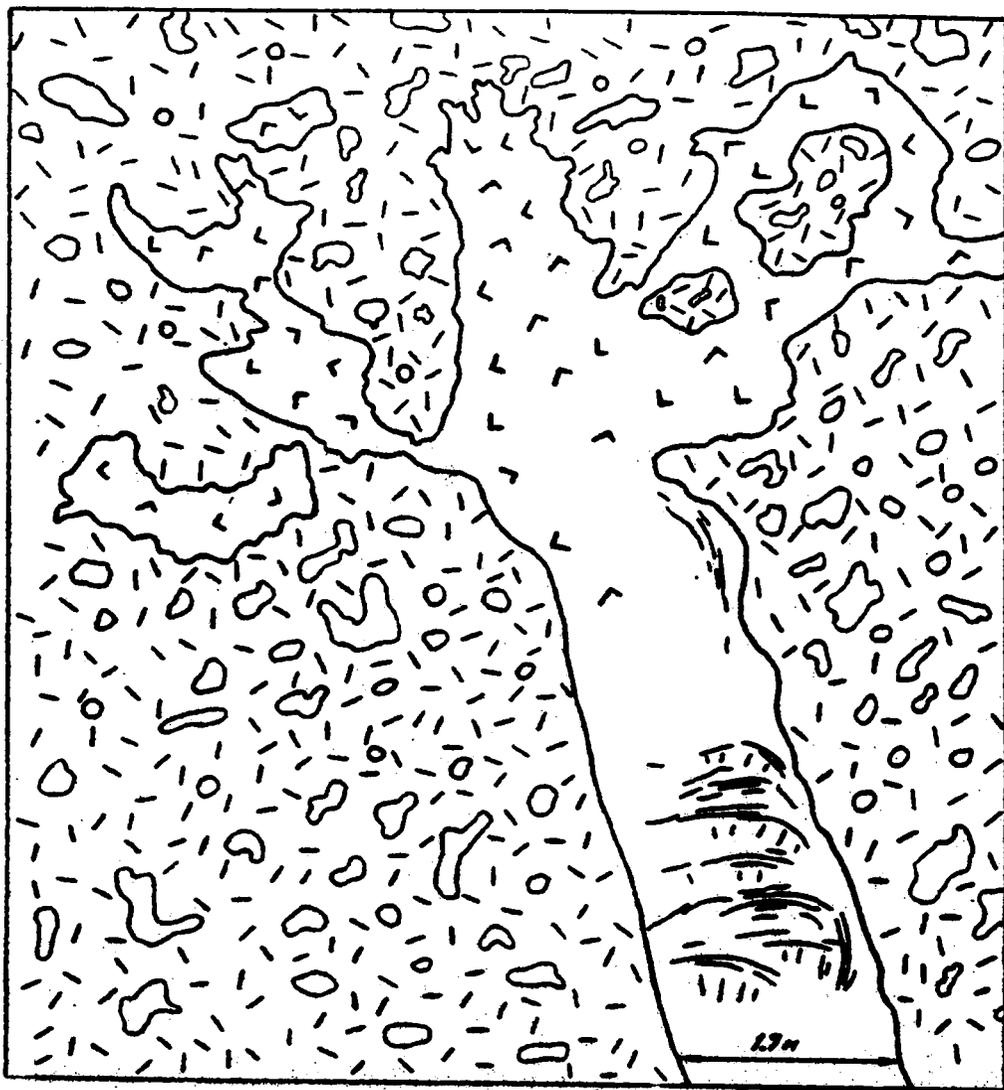


Рис. 10. Форма лавового тела инъецированного в толщу гвело-  
кластитов. Южная Исландия, район Киркюбейьярклаустура, зарисовка  
обнажения, масштабы горизонтальный и вертикальный равны.

Условные обозначения:

1 - Мелкозернистая лаво- в гвелокластита. 2 - Крупные сферои-  
ды и хлопьевидные обломки базальтов, покрытые с поверхности кор-  
кой закала. 3 - Элементы текстуры подушечной отдельности. 4 -  
Лавовое тело, состоящее из агрегатов остроугольных кусков непра-  
вильной формы.

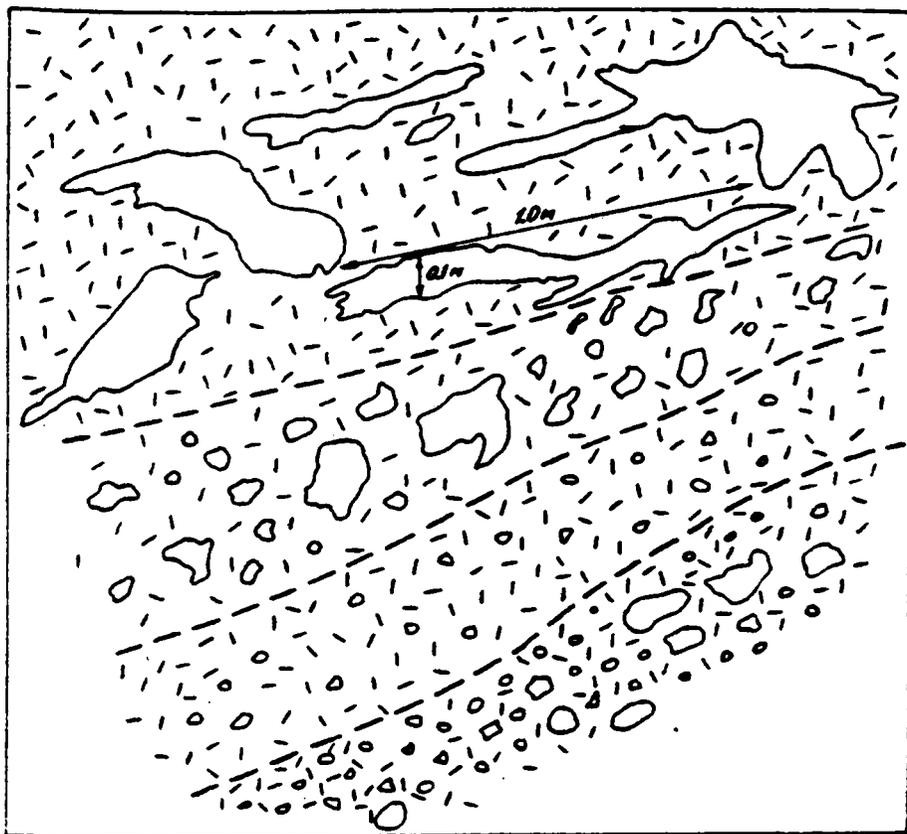


Рис. II. Распределение и форма крупных порций базальта, инъецированного в толщу пульверизационных гнейсов. Зарисовка обнажения. Южная Исландия, район Киркьюбайярклаустура, условные обозначения на рис. IС.

чается некоторая концентрация крупных обломков в линзы в слое. По морфологии среди крупных обломков выделяется несколько типов: остроугольные с неровной или "лохматой" поверхностью, иногда несущие сидеромелановую корку закала и наконец шаровые, овальные и близкие к ним по форме обломки почти всегда имеющие корку закала из сидеромеланового стекла.

Только в непосредственной близости от лав, в неслойстой толще вулканокластического материала в большом количестве встречаются изолированные шаровки, реже изометричные с плавными очертаниями образования базальтов размером от 1-5 до нескольких десятков сантиметров в поперечнике. Наиболее крупные шаровые образования по внутренней структуре напоминают отдельные индивидуумы подушечной отдельности. Помимо сфероидов здесь присутствуют хлопьевидные с мягкими очертаниями или оскольчатые, остроугольные куски базальта. У большинства из них как и у сфероидов с поверхности присутствует стекловатая корка закала. Ядро сфероидов разного строения. Отмечены сфероиды с ксенолитами сильно пористого или плотного базальта, захваченными извергавшимся расплавом из толщ вулканокластитов уже в поверхностных условиях. Однако большая часть сфероидов имеет плотное базальтовое ядро постепенно сменяющееся сидеромелановой коркой закала. Иногда видимая оболочка сфероидов состоит из нескольких слоев шелушащейся сидеромелановой корки, разделенных зонами сильно пористого базальта (рис. 12).

В обрывах древних клифов Южной Исландии в районе Гуннарседльвир в пульверизационных вулканокластитах располагается силла, внедрившийся между рыхлой толщей и подстилающим ее тиллитом. Вверх от этого силла в толщу вулканокластиков протягиваются лавовые апофизы. В силле в нижней части апофизов лавы несут черты подушечной отдельности и текстуру типа куббаберг. В верхней части апофизы ветвятся и распадаются на отдельные порции. Лавовый материал инъектированный в рыхлую толщу и отчленившийся от апофизов образует характерные, вытянутые с отростками и различными выступами крупные шмотки лав, покрытые с поверхности сидеромелановой коркой закала (фиг. II, 12).

#### Фация брекчий и гиадокластиков шлейфа подводных очагов извержений.

Отложения этого типа формируют мощные и протяженные шлейфы по периферии подводных лавовых построек. Особенно широко они распространены в случае трещинных подводных извержений. Мощные

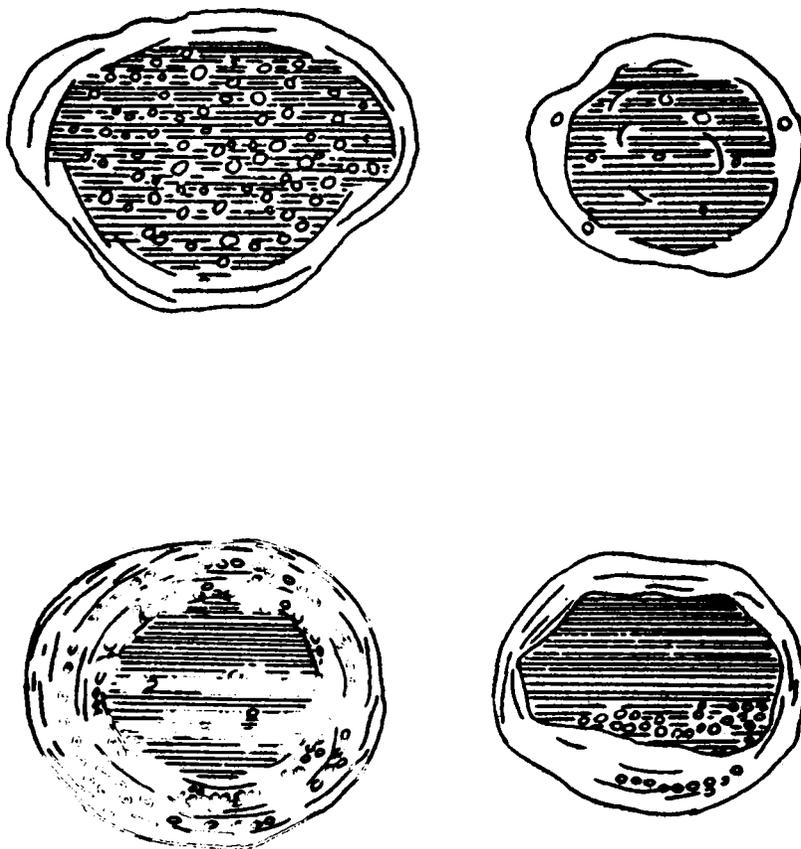


Рис. 12. Строение сфероидов из пульверизационных вулканокластитов. Натуральная величина.

и протяженные толщи состоящие из подушечных лав, подушечных брекчий пульверизационной вулканокластике и выдержанные маркирующие горизонты тиллитов были изучены на юге Исландии в обрывах древних береговых обрывов (38). Здесь отдельные горизонты подводных вулканитов прослежены на расстояние более чем 30 км. Наличие тиллитов в толще вулканитов послужило основанием для А.Ное-Нвагарда (15) считать, что извержения носили подледный характер на суше. Исследование строения толщ вулканокластиков и характер их взаимоотношения с протяженными горизонтами основных морен позволяет считать наиболее вероятным, формирование подводных лав в вулканокластике в пределах крупных водных бассейнов. На это прежде всего указывает распространение вулканокластике вдоль южного побережья на многие километры. В ряде разрезов вулканокластиков содержат линзы сортированных с хорошо окатанной галькой пород. Представляется вполне вероятным, что формирование вулканогенных толщ происходило на шельфе, куда спускался ледниковый покров. Исчезновение ледникового покрова могло вызываться не только климатическими причинами. Во время интенсивных извержений лед на значительной территории уничтожался и формирование вулканитов происходило уже в морском бассейне. Существенную роль в смене подводных условий наземными играли тектонические движения. Протяженные толщи субаэральных лав с тиллитами, подстилающие и перекрывающие подводные вулканиты, сформировались на прибрежной равнине в периоды высокого стояния острова над уровнем моря.

Условия залегания и характер взаимоотношения пульверизационных вулканокластиков с подушечными лавами и подушечными брекчиями отчетливо устанавливаются в пределах горного массива Ломагнудур, хорошо вскрытого в отвесных скалах древних береговых обрывов (рис. 13). Здесь можно определенно говорить о тесной пространственной связи подушечных лав и пульверизационных гиадокластиков. Подушечные лавы формировались при относительно спокойных подводных эффузивных извержениях. Пульверизационная вулканокластике, облекающая мощным шлейфом скопления подводных лав и формирующая мощные протяженные толщи образовалась в результате значительно более быстрого поступления расплава в воду, дезинтеграции расплава и перераспределения образующейся при этом вулканокластике мощными турбулентными течениями. Как видно из разреза смена подводных эффузий пульверизацией расплава повторялось многократно. В рассматриваемом случае нет оснований связывать изменение характера извержений с существенным изменением обстанов-

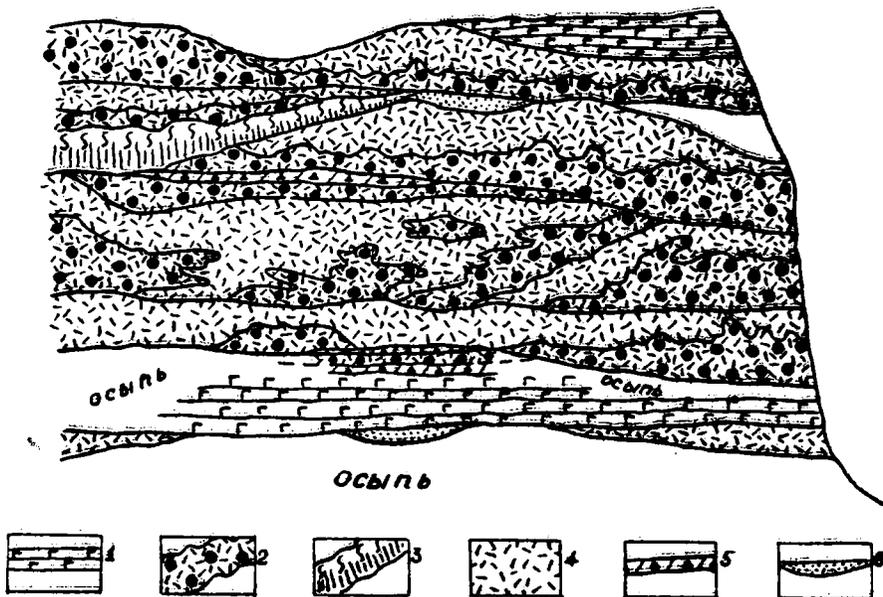


Рис. 13. Характер взаимоотношения пульверизационных вулканокластивов и подушечных лав.

Условные обозначения:

- 1 - Потoki наземных лав, 2 - подушечные лавы и подушечные брекчии, 3 - лавовые потоки типа куббаберг, 4 - пульверизационные вулканокластиты, 5 - тиллиты, основные морены, 6 - песчаники и гравелиты.

ки, например глубины водоема. Более правильным следует считать, что смена в разрезе подушечных лав пульверизационными гиадокластитамй отражает изменения эндогенного режима подачи расплава к поверхности, возможно, увеличение скорости поступления магмы в воду.

Основная масса пульверизационной вулканокластики сложена псефитовыми и псаммитовыми фрагментами сидеромеланового стекла и обломками тонкораскристаллизованных базальтов. Форма обломков разнообразная, часто неправильных, сложных очертаний. Это округлые, изометричные с плавными очертаниями, хлопьевидные или остроугольные гранулы разной степени пористости. Практически все наиболее крупные обломки базальтов, а среди более мелких многие с поверхности покрыты сидеромелановой коркой закала толщиной 0,2-0,5 мм. Встречены также вспученные, пористые обломки тонкораскристаллизованных базальтов с крупными газовыми полостями. Сложная лапчатая поверхность таких обломков тоже покрыта сидеромелановой коркой закала.

Обломки алевритовой размерности чаще оскольчатые, угловатые, образовались в результате разрушения псефитовых и псаммитовых гранул.

Характерной чертой состава пульверизационных гиадокластитов является наличие большого количества обломков с флициальной структурой, подчеркивающейся полосчатым расположением в сидеромелане вытянутых зон в точечных скоплениях вариолитов.

Мощные толщи пульверизационной вулканокластики в большинстве случаев характеризуются отсутствием признаков слоистости. Это массивные породы, в которых обломочный материал распределен хаотично, и только на выветренной поверхности иногда можно видеть слабо наклоненную или горизонтальную толстослоистую отдельность. Правда на отдельных линзовидных участках обломки отсортированы по крупности с концентрацией более крупных в нижней части. Заполнитель в таких породах по структуре и составу в разных гранулометрических разностях остается одинаковым. Это оскольчатые обломки сидеромелановой гиадокластики.

Итак, в настоящее время в составе макрофашии пульверизационной вулканокластики шельфа удалось установить отложения двух фаций, формирующихся в прижерловой зоне и по периферии подводных очагов извержения. Характерным диагностическим признаком вулканокластитов этих фаций является наличие лавовых сфероидов и фрагментов неправильной формы, имеющих с поверхности сидеромелановую корку закала (табл. 3).

Таблица 3

Генетические типы	Фация	Макрофация
<p>Вулканокластическая агломератовая, псефитовая и псаммитовая, несортированная и неслоистая, состоящая из хлопьевидных и сфероидных обломков тоннокристаллических базальтов с сидеромелановой коркой закалки.</p>	<p>Брекчий и глаукластические прижерловой зоны.</p>	<p>Пульверизационной вулканокластической.</p>
<p>Вулканокластическая, состоящая из псефитовых и псаммитовых гранул базальтов и сидеромеланового стекла с отдельными обломками тоннокристаллических базальтов агломератовой размерности с сидеромелановой коркой закала. Неслоистые и неслоистые породы в линзах сортированной по крупности вулканокластической, с алевроитовым заполнителем осколчатого сидеромеланового стекла.</p>	<p>Брекчий и глаукластические шлейфа подводных очагов извержения.</p>	

Макрофашия вулканокластиков, образующейся при деагрегации наземных лав при соприкосновении с водой.

Отложения этого типа на шельфе распространены локально, но благодаря особенностям условий образования приобретает большее значение при палеогеографических построениях. Рассматриваемый тип вулканокластиков особенно часто образуется в прибрежной зоне и при извержении на островах в результате дробления наземных лав при втекании в воду. На лавовых потоках, перекрывающих обводненные прибрежные равнины происходят фреатические эксплозивные извержения. В результате часть лавовых покровов, иногда достигающая значительных размеров, превращается в зону брекчий, а на отдельных ограниченных участках формируются конуса вторичных эксплозий.

В составе этой макрофашии выделено две фашии: брекчий подножья наземных лавовых потоков, втекавших в воду (1) и тефры, образующейся при вторичных эксплозиях на лавовом потоке (2).

Фашия брекчий подножья наземных лавовых потоков, втекавших в воду.

Отложения этого типа образуются в прибрежной части озера и морей и на островах при втекании с суши в воду. Брекчий подножья (отложения типа *foreset bedding*) описаны в ряде работ (I, II, I7 и др.). Современное образование брекчий наблюдалось в зоне островного вулкана Суртсей (22).

Существует представление, что глыбовые лавы, достигая береговой линии, обычно взрываются, образуя массу вулканокластиков, тогда как потоки волнистых лав спокойно вливаются в воду. Однако как стало ясно во время извержения вулкана Суртсей в пределах шельфа Южной Исландии, большое значение имеет скорость с которой лавовый поток продвигается в воду. С.Тореринссон (22), наблюдавший это извержение, указывает что при соприкосновении с водой медленно двигавшиеся волнистые лавы часто взрывались и дробились. При этом процесс фрагментации поверхностного слоя лавы был настолько быстрым, что лавовый язык никогда не пересекал линии прибой. Особенно сильно дробление происходило тогда, когда волны захлестывали край движущегося лавового потока. Быстро двигавшиеся лавовые языки скрывались под водой и их движение по дну можно было проследить по газовым пузырькам, поднимающимся к поверхности воды из подводного потока.

При дезинтеграции потоков втекающих в водный бассейн образуются несортированные агломератовые до глыбовой размерности брекчии. В результате гравитационного смещения обломков вниз по подводному склону вулкана формируется крутонаклоненное залегание брекчий. При последовательном перекрытии лавовыми потоками и дроблении их при соприкосновении с водой все новые порции образующихся брекчий скатываются вниз по склону. Постепенно формируется толща грубых, круто косонаслоенных брекчий, сверху перекрытая наземными лавовыми потоками. Грубообломочный брекчиевый материал переслаивается с линзами и прослоями средне- и тонкозернистых пород, состоящих из мелких остроугольных обломков базальтов и сидеромеланового стекла.

Граница раздела косонаслоенных вулканокластитов и наземных лавовых потоков соответствует верхнему уровню воды в бассейнах с приливно-отливными течениями, а для озерных бассейнов - это уровень поверхности, выше которой извержения носили наземный характер.

По сравнению с подушечной брекчией литокластика брекчий подножья отличается большим разнообразием структурных типов базальтов. Основная причина этого в том, что при гравитационном обрушении происходит смешивание обломков лав, брекчированных в наземной и подводной обстановках (II). В толще брекчий подножья наземных лавовых потоков иногда присутствуют рассеянные или группирующиеся в линзы хорошо окатанные обломки. Опыт изучения острова-вулкана Суртсей (22), а также наблюдения, проводившиеся геологами АН СССР в 1973 г. на острове Хеймаэй во время извержения вулкана Хельгафедль показали, что во фронтальной части лавовых потоков, выдвигавшейся в море, раздробленный лавовый материал быстро, буквально в течение нескольких месяцев, окатывается и формируются пляжевые отложения, включающие хорошо окатанные валуны и крупногалечный материал. Наличие хорошо окатанных обломков в толще брекчий подножья наземных лавовых потоков - определенное свидетельство интенсивных волновых движений, достигавших наибольшей силы в открытых морских бассейнах.

Фация тефры, образующейся при вторичных взрывах на лавовом потоке.

При втекании потока жидкой лавы на поверхность земли с высоко расположенными грунтовыми водами (аллювиальные и приморские равнины, обводненные днища долин), а также в болота и мелкие

озера в результате интенсивного парообразования и прорыва его сквозь раскаленный материал лавового потока, возникают вторичные эксплозии. Необходимо иметь в виду, что при затекании лав на сильно увлажненный грунт происходит раздробление и увеличение пористости потока (19).

Кратеры вторичных эксплозий на лавовом потоке распространены в Исландии очень широко. Они известны во всех районах голоценовых извержений и на некоторых исторических лавовых потоках. По данным С. Тораринссона (19) общее количество их в Исландии достигает нескольких сотен. Размеры вулканических построек, возникших в результате вторичных эксплозий варьируют в широких пределах от миниатюрных кратеров и вулканических жерл до внушительных размеров (25-30 метров высоты) шлаковых конусов. Объем наиболее крупных шлаковых конусов, внешний диаметр которых достигает 320 и более метров, составляет около 1 млн. м<sup>3</sup> (19).

Наиболее крупные шлаковые конуса располагаются там, где мощность потока в результате заполнения им понижений в рельефе была максимальной.

На базальтовых потоках можно видеть непрерывный ряд структур, связанных с образованием скоплений пара в подошве раскаленной лавы. На начальных стадиях разрушения потока или покрова это многочисленные и разнообразные по форме лавовые своды (максимально до 18-20 метров высоты) с подстилающими их шлаками. При более интенсивном выделении пара через поток образуются правильные по форме насыпные конусы, состоящие полностью из тефры. Часто встречаются вулканические жерла без тефры, представляющие мощные трубки продувки лавового потока. Строение насыпных вулканических конусов сходное. Основная масса постройки сложена лапилли, сильно пористыми шлаковыми и плотными фигурными бомбами. Жерло и внешние части конуса нередко покрыты сплошным слоем сильно пористых уплощенных лепешковидных "лохмотьев" лавы (так называемые коровьи лепешки). Спекшиеся порции выброшенной лавы образуют прочный слой мощностью от 0,2-0,5 до 2-3 метров, бронирующий поверхность конуса.

Большое разнообразие фигурных бомб, наличие сплошной стекланистой корки и закала на поверхности многих лапилли и более мелких частиц - все это определенные свидетельства низкой вязкости лавы разрушавшейся фреатическим паром. Нельзя исключить и того, что паровая продувка вызывала дополнительный разогрев лавы и соответственно понижение ее вязкости. Одновременно происходило

окисление, свидетельством чего является часто интенсивная гематизация тефры шлаковых конусов.

Характерно, что многие шлаковые конуса в составе тефры содержат большое количество шаровых бомб разного размера, а в песчаной и алевритовой размерностях тефры часто встречается много мелких стеклянных шариков. Можно представить, что пустотелые частицы тефры выдувались из раскаленной лавы подобно мыльным пузырям. Одновременно из более крупных лавовых фрагментов формировались шаровые бомбы.

Форма шарообразных бомб довольно типична. Очень часто встречаются правильной формы шары. К этой же группе вулканических бомб отнесены овальные, яйцевидные, эллиптические и другие подобные им образования. Поверхность шарообразных бомб ровная, если не учитывать прилипшие к ней хлопья пористой лавы. На поверхности некоторой части шарообразных бомб присутствуют глубокие, зияющие, пересекающие трещины. Размер бомб колеблется от 1-2 до 10-30 см. Редко встречаются шары до 0,5 метров в поперечнике. Во всех исследованных шарообразных бомбах четко выделяется две части: внутреннее ядро и оболочка. Особенности строения и состава ядра и характер его соотношения с оболочкой позволяет разделить шарообразные бомбы на две группы.

Первую составляют бомбы, ядром которых служит кусок или скопление мелких обломков лав или шлаков, по составу не отличающиеся от пород оболочки. Границы оболочки с ядром четкие или неясные, постепенные. Ко второй группе относятся бомбы в центре которых располагается инородная порода. Это обычно остроугольные или окатанные обломки подстилающих пород. Среди них встречены остроугольные (щебень) и окатанные обломки базальтов, аллювиальный песок, обломки гидротермально измененных эффузивных и туфогенных пород. Во всех случаях в этом типе шарообразных бомб граница ядра и оболочки четкая. Последняя образует округлую форму независимо от формы обломка в ядре.

У особенно крупных шарообразных бомб, когда мощность оболочки приближается к нескольким сантиметрам и более, в ней появляется неясно выраженная розетковидная столчатая отдельность. Внутреннее строение таких бомб напоминает структуру лав подводных извержений.

Замечено, что наиболее близкую к шару форму имеют те бомбы, у которых мощность оболочки значительно больше поперечника ядра. Яйцевидная или изометричная овальная форма характерна для бомб,

у которых крупные ксенолиты облекаются тонким слоем лавы. Концентрически зональная структура оболочки формируется, как можно судить из ее строения, в результате падения бомб обратно в кратер и выбрасывания их вверх вновь.

Тефра фреатических извержений на лавовом потоке отлагается главным образом около вулканического жерла, в пределах насыпного конуса. Во время этих извержений иногда происходило небольшое лавовое фонтанирование, разорывание жидкого расплава, разбрасывание крупных шмотков лавы вокруг жерла и выдувание мельчайших стеклянных пузырей. Слой шлаковой и лапиллиевой тефры (размер частиц до 1 см) согласно данным С. Тораринссона (19) протягивается от района вторичных эксплозий на расстояние не более 1 км. Появление шарообразных бомб указывает на извержение особенно жидких порций магмы. В сочетании с небольшими шлаковыми конусами и большой раздробленностью здесь же лавовых потоков этот тип тефры может служить достаточно точным указанием на изливание лав на обводненный грунт. Современные и исторические примеры показывают, что наиболее часто и в наибольшем масштабе такие условия реализуются на побережье моря, когда потоки базальтов растекались на приморскую аллювиальную равнину.

Суммируя сказанное выше следует подчеркнуть, что несмотря на незначительное распространение вулканокластики, образующейся при соприкосновении с водой базальтового расплава, излившегося на суше, значение изучения этих отложений несколько не уступает другим типам вулканокластики. Тефра и брекчии вторичных эксплозий на лавовом потоке так же как и брекчии подножья однозначно указывают соответственно на значительную увлажненность грунта (т.е. гипсометрическое положение и климатические условия) и позволяют определить положение береговой линии крупных водоемов. Так например, отсутствие отложений рассматриваемой макрофаши в разрезах миоценовых платобазальтов Исландии позволяет считать, что формирование лавовых покровов в это время происходило на приподнятой над уровнем моря и хорошо дренированной поверхности. Все известные сейчас разрезы платобазальтов формировались далеко от береговой линии моря или крупных пресноводных бассейнов.

В составе макрофаши, образующейся при дезинтеграции наземных лав оказалось возможным установить отложения только двух фаций (табл. 4). Выделение фации тефры вторичных эксплозий на лавовом потоке в древних толщах необходимо проводить в тесной связи с изучением текстурно-структурных особенностей парагене-

Таблица 4

Генетические типы	Фашия	Макрофашия
<p>Тефра, несущая следы пластического состояния извергнутого материала (крученые бомбы, "коровьи лепешки" и т.п.)</p>	<p>Тефры вторичных эксплозий на лавовом потоке.</p>	
<p>Тефра очень жидких порций расплава: шаровые бомбы (несколько типов), а в алевритовой фракции тефры стеклянные пузыри.</p>		<p>Вулканокластике, образовавшейся при дезинтеграции наземных лав в зоне контакта с водой или</p>
<p>Брекчии с переменным количеством гвалокластитового заполнителя, с грубой сортировкой материала гравитационного обрушения, крупной наклоненной, однонаправленной слоистостью.</p>	<p>Брекчии подножья лавовых потоков, стекавших с суши в воду.</p>	<p>сильно увлажненными грунтами.</p>

тически связанных потоков лав. При этом необходимо иметь в виду, что с прорывом паровых струй через лавовый поток связано не только образование тефровых конусов, но и интенсивное брекчирование самого потока. Зоны "газовой продувки" и повышенная пузырчатость отдельных частей потока наблюдались неоднократно и тогда, когда расплав ложился на сухую поверхность лав предыдущего излияния.

Литература

1. Гептнер А.Р. Характерные черты некоторых генетических типов континентальных отложений вулканических областей. В кн.: Процессы континентального литогенеза. Тр. ГИН, М., Наука, 1980, вып. 350, стр. 94-122.
2. Гептнер А.Р. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные формации Исландии. В кн.: Исландия и срединно-океанический хребет. Стратиграфия, литология. М., Наука, 1978, стр. 155-185.
3. Милановский Е.Е. Трифонов В.Г., Горячев А.В., Ломизе М.Г. Исландия и срединно-океанический хребет. Геоморфология, тектоника. М., Наука, 1979, 211 стр.
4. Ритман А. Вулканы в их деятельность, М., Мир, 1964, 335 с.

## Содержание:

Введение . . . . .	I
1. Строение и вещественный состав отложений гляциального палеошельфа Большеземельской тундры. Д.А.Лаврушин, И.А.Чистякова, А.С.Гайдаманчук, Ю.К.Голубев, В.П.Васильев. . . . .	3
2. Типы морских отложений Притиманья. И.А.Чистякова . . . . .	52
3. Современные процессы осадконакопления в верхней части континентального склона Баренцева моря. Д.А.Лаврушин, И.А.Чистякова, В.В.Алексеев, В.Б.Хасанкаев . . . . .	76
4. Типы и особенности формирования голоценовых осадков верхней части континентального склона на северо-западе Черного моря (по материалам колонки 5449). Т.А.Садчикова . . . . .	89
5. Строение и условия формирования воямпольского конуса выноса Западной Камчатки (на примере Майначского разреза). К.Г.Казаков. . . . .	III
6. Основные черты осадконакопления в зоне перехода от континента к океану на примере миоценовых отложений Камчатки. Н.П.Кураленко . . . . .	134
7. Фосфоритовые конкреции какертской свиты Западной Камчатки и условия их формирования. Н.П.Кураленко . . . . .	186
8. Катагенетическое изменение подземными водами кайнозойских шельфовых отложений Камчатки. А.Р.Гептнер, Н.П.Кураленко . . . . .	208
9. Генетические типы и фации базальтовой вулканолластики шельфа. А.Р.Гептнер . . . . .	228

# ТИПЫ МОРСКИХ ТОЛЩ ПРИТИМАНЬЯ И ИХ КОРРЕЛЯЦИЯ ПО РАЗРЕЗАМ СКВАЖИН

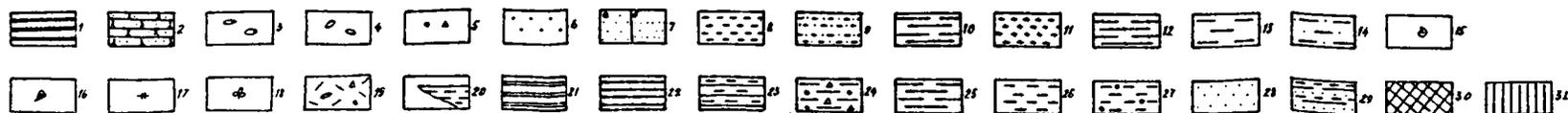
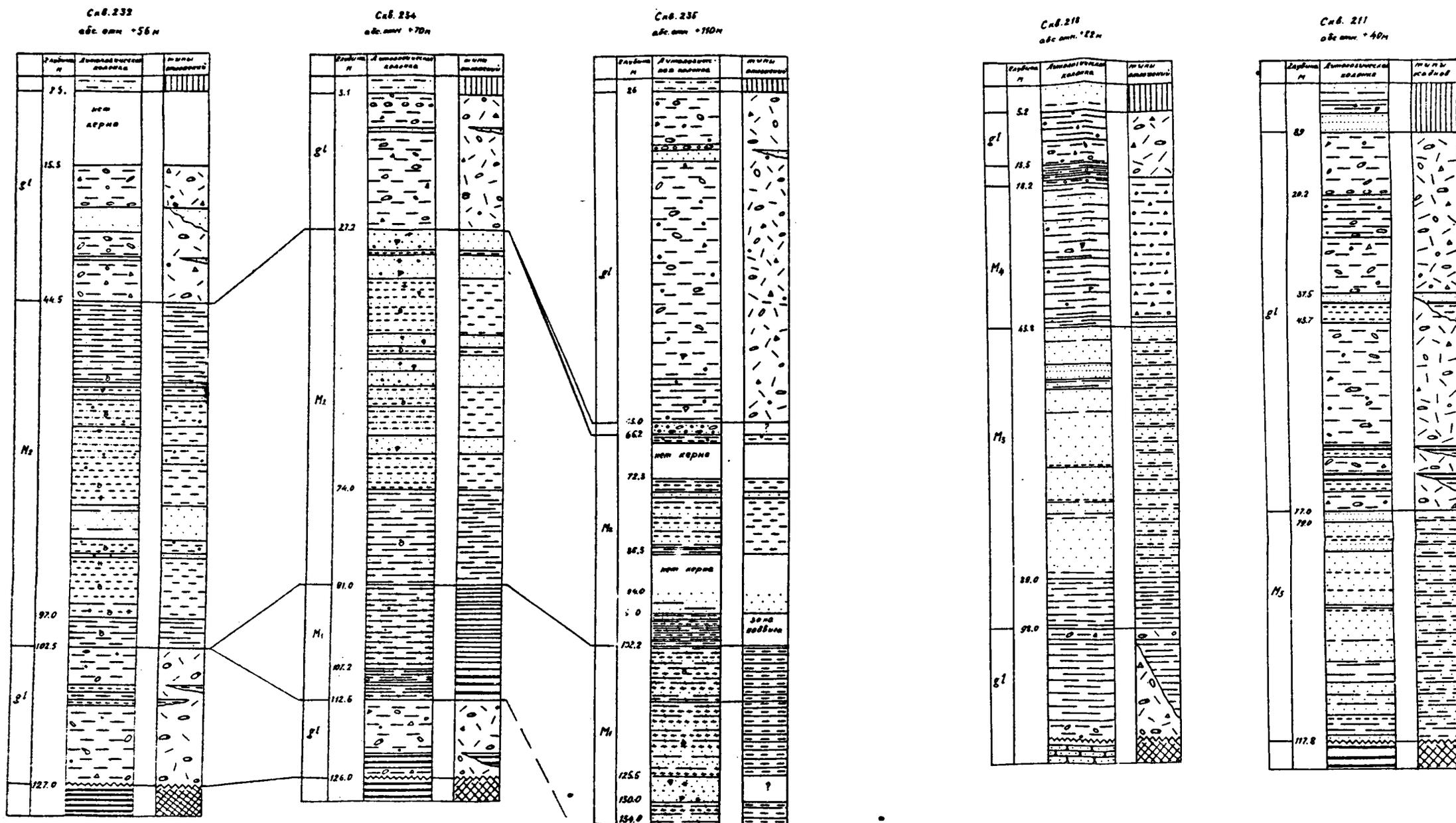


Рис. 2.  
1-2 - коренные породы: 1 - плотные глины, 2 - песчанки; 3 - валуны; 4 - галька; 5 - гравий и дресва; 6 - песок крупно- и грубозернистые; 7 - песок средне- и мелкозернистые (а - массивные, б - слоистые); 8-10 - осадки серого, зеленовато-серого цвета; 8 - алевролиты, 9 - песчаные алевролиты, 10 - глины; 11-12 - осадки коричневого и коричнево-серого цвета; 11 - алевролиты, 12 - глины; 13 - суглинка; 14 - супесь; 15 - фауна морских моллюсков; 16 - раковинный детрит; 17 - оолитовые;

18 - растительные остатки; 19-31 - типы отложений: 19 - морена, 20 - отторжения морских отложений в моренах, 21 - тонкие глинистые осадки ледниковой мути; 22-23 - осадки суспензионных потоков; 22 - глины, 23 - переслаивание алевролитов, глин и песков; 24 - ледово-морские осадки (глины с гравием и галькой); 25-28 - мелководно-морские отложения бореальной бессейны: 25 - глины, 26 - алевролиты, 27 - алевролиты с гравием, 28 - песчаные осадки подножья дельты; 29 - отложения приледно-отливной зоны (пески с прослоями тонкослоистых алевролитов и глин), 30 - коренные породы, 31 - комплекс покровных отложений