ГРАУВАККИ

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR

ORDER OF THE RED BANNER OF LABOUR
GEOLOGICAL INSTITUTE

GREYWACKES

Transactions, vol. 238

PUBLISHING OFFICE «NAUKA»
MOSCOW
1972

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ГРАУВАККИ

Труды, вып. 238

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА
1972

УДК 552.12+552.14+552.51

Граувакки. Труды ГИН АН СССР, вып. 238. М., «Наука», 1972 г.

Граувакки — одно из наименее изученных семейств терригенных пород, широко распространенных в тектонически активных областях.

В работе приведены результаты детального исследования разновозрастных граувакк, приуроченных к различным структурным и климатическим областям.

Авторами разработана петрографо-генетическая классификация граувакк, основанная на парагенезах обломочных компонентов, глинистого вещества и аутигенных образований. Установлена специфика преобразования первично-однотипного полимиктового материала в разных фациально-климатических условиях гумидной и аридной областей на примере изучения одновозрастных граувакковых толщ угленосных и красноцветных формаций верхнего палеозоя. Изучены особенности изменения граувакк разного петрографического состава на различных уровнях и этапах эпигенеза. Рассмотрены генетические связи граувакк с некоторыми полезными ископаемыми.

Табл. 52. Библ. 206 назв. Фиг. 128. Фототабл. 14.

Редакционная коллегия:

академик *А. В. Пейве* (главный редактор),
академик *В. В. Меннер*, *Т. Г. Павлова*, *П. П. Тимофеев*

Ответственный редактор

В. Д. Шутов

Editorial Board:

Academician *A. V. Peive* (editor-in-chief),
Academician *V. V. Menner*, *T. G. Pavlova*, *P. P. Timofeev*

Responsible editor

V. D. Shutov

Коллектив авторов:

В. Д. Шутов, *А. Г. Коссовская*, *В. И. Муравьев*,
Р. М. Юркова, *Т. Н. Соколова*

2-9-2
№ 587 — 1972 г.

ВВЕДЕНИЕ

О термине «граувакка». Граувакки относятся к группе пород, изученных значительно хуже других терригенных образований. Это связано со сложным составом их обломочной части, в которой основным компонентом являются не минеральные зерна, а обломки пород с мелкозернистой или афанитоподобной структурой, возникшие при разрушении главным образом эффузивных и осадочно-метаморфических комплексов низких ступеней метаморфизма. Геологическое распространение граувакк очень широко; они образуют мощные скопления, приуроченные, как правило, к предгорным и межгорным депрессиям. Широкое развитие граувакк в различных тектонически активных областях и разнообразие состава обломков пород, общей особенностью которых является только их мелкозернистая структура, создали известную неопределенность в толковании самого термина «*граувакка*». Здесь нецелесообразно останавливаться на всех этапах эволюции этого термина, но рассмотреть главнейшие точки зрения на его содержание необходимо [1].

Термин «граувакка» был предложен А. Вернером в 1767 г. применительно к палеозойским песчаникам Гарца. Наиболее яркая характеристика граувакк, подчеркивающая разнообразие и полимиктовость слагающего их обломочного материала и противопоставляющая тем самым их аркозам и кварцевым песчаникам, была дана в конце прошлого века Г. Розенбушем. Он понимал под граувакками *песчаные* и *брекчиевидно-микроконгломератовые породы* серого или бурого цвета, состоящие из продуктов разрушения главным образом магматических и метаморфических образований. Главной составной частью граувакк были, по его мнению, обломки различных пород и, в меньшей степени, минералов, сцементированных глинистым веществом хлорит-серицитового состава (Розенбуш, 1934).

Впоследствии объем понятия «граувакки» стали сужать. Ф. Петтиджон (Pettijohn, 1949) и многие американские исследователи (Tallman, 1949; Gilbert, 1954; Bokman, 1955; и др.) предложили понимать под граувакком только породу, значительно обогащенную глинистой цементирующей массой. Формирование таких пород связано с мутьевыми потоками (tirbidity currens), с высокой плотностью седиментационной среды.

Это сужение содержания термина неоправданно. Термин «граувакка» в первоначальном смысле отражал петрографический характер обломочного материала, определяемый типом материнских пород. Ис-

[1] История возникновения и изменения значения этого термина даны в статье В. Д. Шутова (1965).

пользовать этот термин для структурной характеристики породы было неверно, сколь бы ни были петрографически специфичны породы, связанные с мутьевыми потоками[1]. Чередование этого типа отложений с обычными песчаниками привело Ф. Петтиджона и его последователей к необходимости ввести для последних — граувакк по составу — термин «промытые граувакки», или «субграувакки». Однако этот термин стал также пониматься по-разному. Одни относили к субграувакам породы без глинистого цемента, другие применили это наименование к грауваккам, обогащенным кварцем. Все это привело к путанице, выходом из которой может быть только возвращение к первоначальному содержанию термина. Любопытно заметить, что еще Г. Розенбуш (1934, стр. 485) подчеркивал различную, часто весьма незначительную роль глинистого цемента в граувакках. Современное химико-минералогическое исследование литотипа граувакк — кульмовых песчаников Гарца, проведенное на основе количественного изучения всех компонентов породы, подтвердило варьирующее содержание в них глинистого вещества («matrixe»), часто не достигающего 10 и даже 5% от общего объема породы (Helmbold, 1952; Huckenholz, 1959; Mattiat, 1960).

Другой является точка зрения В. П. Батурина. Он считал, что граувакки представляют собой продукты переотложения изверженных пород только основного состава. Ортодоксальное выражение этой точки зрения отражено в классификации обломочных пород Г. Н. Бровкова, который к грауваккам относил породы, состоящие исключительно из обломков основных пород и плагиоклазов среднего и основного состава. Аркозы, в противоположность грауваккам, по Г. Н. Бровкову, также состоят в основном из обломков изверженных пород, в том числе эффузивов, но кислого состава. Такое подразделение не только запутывает всю номенклатуру песчаных пород, но и неприменимо практически. В большинстве случаев точное определение основности эффузивных пород в обломках песчаной размерности затруднительно. Определимые типы плагиоклазов встречаются не так часто. Кроме того, они, равно как и вся основная масса эффузивов, подвержены сильным вторичным изменениям. Поэтому такие необъективные признаки, как тип обломков пород и их количественное соотношение, не могут быть критерием для отнесения песчаников к принципиально разным группам — аркозам и грауваккам.

Существует еще формальное возражение против употребления термина «граувакка» применительно к любым песчаникам полимиктового состава, основным составляющим компонентом которых являются обломки пород. Это — цвет породы. Точно переводя термин «граувакка» (серая глинистая порода), казалось бы, следует его применить лишь к сероцветным породам. Однако еще Г. Розенбуш указывал на возможность присутствия среди граувакк не только серых, но и черных, бурых и коричневых разновидностей. Как известно, серая гамма тонов свойственна породам главным образом гумидных областей; при переходе к аридной зоне появляются спорадические коричнево-красные окраски, получающие преобладание в аридных областях. Петрографический состав песчаников при этом часто остается идентичным, несмотря на различную окраску. Было бы неправильным давать разные наименования петрографически однотипным породам, основываясь на таком легко изменяющемся признаке, как окраска. Вряд ли кто-либо счел бы

[1] В последнее время как синоним термина «граувакка» в понимании Ф. Петтиджона стали употреблять термин «турбидит». Вероятно, этот термин целесообразно сохранить для обозначения структурной разновидности песчаников любого петрографического состава (включая граувакки), генетически связанных с мутьевыми потоками.

целесообразным применить термин «граувакка» только к серым песчаникам, вводя другое название (например, «редвакка»— redwacka) для их красноцветных аналогов.

Учитывая вышесказанное, целесообразно сохранить *термин «граувакка», вошедший в геологическую литературу, в его наиболее широком смысле — для обозначения группы полимиктовых песчаников, главным составляющим компонентом которых являются обломки пород.* Именно в таком понимании грауваккковые породы ближе всего стоят к своему литотипу в описании Г. Розенбуша и современных немецких петрографов[1].

Задачи, связанные с исследованием граувакк, сводятся к подробному изучению последних и их типизации по минералого-петрографическому составу при выделении осадочных терригенных формаций. Анализ терригенного вещества облегчает определение состава и положения источников сноса, что поможет реконструкции палеогеографической обстановки и выяснению истории тектонического развития региона.

В минералогии осадочных образований граувакки представляют наиболее интересный, но слабо изученный объект. История и специфика минерального преобразования граувакк в различных климатических условиях и на разных стадиях постседиментационного процесса изучена значительно хуже по сравнению с аркозами и кварцевыми песчаниками. В то же время изучение граувакк не только имеет большое теоретическое значение — расширяет объем информации об общих закономерностях осадочного минералообразования, но и представляет практический интерес. Дело в том, что граувакки чаще всего являются продуктами переотложения эффузивных комплексов. С последними, как известно, связаны месторождения полезных ископаемых, в частности меди, свинца, цинка и др. Генетическая связь обусловливает потенциальную возможность нахождения и среди граувакк переотложенных рудных концентраций элементов, связанных с эффузивами. Естественно, что возникновение рудных концентраций в осадочных образованиях связано не только с источниками сноса; другим обязательным условием является наличие благоприятных для концентрации рудного вещества фациально-климатических обстановок. Таким образом, при выявлении возможной рудоносности граувакк наряду с минералого-петрографическим изучением требуется фациальный анализ.

Авторами было предпринято комплексное изучение граувакк, целью которого было попытаться в возможной мере решить поставленные выше задачи. При выборе объектов исследования предполагалось:

1) изучить несколько регионов, что дало бы представление о разнообразии граувакк и позволило бы типизировать их по петрографическому составу;

2) рассмотреть особенности минерального преобразования граувакк на стадии седиментогенеза в условиях разных климатических зон;

3) уловить связь рудопроявлений в грауваккках с минералого-петрографическими типами обломочного вещества и фациально-климатическими условиями;

4) выявить основные черты процесса изменения граувакк на стадиях эпигенеза и начального метаморфизма.

Для изучения процесса аутигенного минералообразования в грауваккках разных климатических зон были выбраны типичные формации — угленосные для характеристики гумидного и красноцветные для аридного преобразования.

---

[1] Следует подчеркнуть, что авторами ставилась задача изучить граувакки, связанные с собственно осадочными терригенно-полимиктовыми формациями. Вулканогенные граувакки эвгеосинклинальных областей, относимые Г. С. Дзоценидзе и И. В. Хворовой (1970) к типу «вулкано-терригенных» образований, не рассматриваются.

Объектами исследования послужили угленосные, меденосные и хромоносные формации.

Угленосные формации Уральского предгорного прогиба — Печорского бассейна (Р) и межгорной впадины — Карагандинского бассейна (С) представлены типичными граувакками. Оба разреза характеризуются большим диапазоном эпигенетических изменений, хорошо фиксирующихся марками углей от бурых и длиннопламенных до полуантрацитов. Это обстоятельство позволило, с одной стороны, в мало измененных частях разрезов уловить особенности аутигенного минералообразования в граувакках типичной гумидной зоны на ранних стадиях осадочного процесса, а с другой — проследить весь ход постепенных структурно-минералогических преобразований пород в глубинном эпигенезе и метагенезе.

Меденосные формации Оренбургского Приуралья (Р), Джезказгана (С) и Мангышлака (Р) также относятся к типичным граувакка м. Ни в одном из этих разрезов нет всех ступеней эпигенетического преобразования пород и формации как бы последовательно надстраивают друг друга. Представление о характере преобразования граувакового материала в аридных условиях дают мало измененные отложения Приуралья; формации Джезказгана и Мангышлака позволяют проследить стадии изменения меденосных граувакк при глубинном эпигенезе и метагенезе. На примере Джезказгана и Оренбургского Приуралья рассмотрены возможности выявления концентраций рудного вещества в граувакках при помощи фациального анализа. Выполнение последней задачи потребовало разработки методики фациально-циклического анализа применительно к красноцветным континентальным и прибрежно-морским отложениям. За основу была взята известная методика изучения угленосных формаций с внесением необходимых дополнений, связанных со спецификой фаций аридного климата.

Хромосомная формация Пермского Приуралья (Р) изучена в отложениях, содержащих рудные концентрации хромового минерала — волконскоита. Это представляет особенный интерес для типизации граувакк и выявления специфики их состава в меденосных и хромоносных формациях, развитых в аридном климате, формировавшихся в близких фациально-палеогеографических обстановках и находящихся на одной стадии раннеэпигенетического изменения.

КЛАССИФИКАЦИЯ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД И ГРАУВАКК

ОСОБЕННОСТИ ИССЛЕДОВАНИЯ ГРАУВАКК

ПОСТАНОВКА ВОПРОСА

Классификация терригенных пород, помимо решения узко классификационных и номенклатурных вопросов, должна способствовать общей генетической типизации терригенного вещества и отразить максимальное количество генетических признаков, с тем чтобы с их помощью выяснять пути формирования терригенных отложений. Классификационная схема должна быть, по образному выражению Роджерса (Rodgers, 1950 г., по Klein, 1963), «генетически действенна», т. е. содержать в себе обобщение комплекса признаков, необходимого для восстановления генезиса пород.

Эволюция минералогических классификаций песчаных пород (Klein, 1963; Шутов, 1965) показывает, что принцип треугольного поля в решении всех классификационных вопросов выдержал испытание временем и является наиболее рациональным и перспективным. Стало очевидным также, что совершенствование треугольной диаграммы должно пойти, с одной стороны, по линии детализации состава ее полюсов, в частности полевых шпатов и обломков пород, как это впервые дано в классификации А. Г. Коссовской (1962), а с другой — по уточнению внутреннего районирования минералогических полей в соответствии с генетическими особенностями формирования той или иной минеральной ассоциации.

Последний путь предусматривает анализ новых данных по минералогии песчаных пород, образованных за счет разрушения определенных источников сноса и сформированных в разных фациально-тектонических и климатических обстановках. Размещение на диаграмме большого количества новых анализов песчаников с известными условиями их образования должно внести генетическое уточнение во внутреннюю геометрию треугольного поля диаграммы. Оба указанных пути были использованы при разработке схемы, в которой основной треугольник с новой генетической конфигурацией внутреннего поля сочетается с дочерними треугольниками для полевых шпатов и обломков пород. Три таких треугольника несут информацию, необходимую для классификационного разделения песчаников и выяснения основных условий их формирования.

ВЫБОР ХАРАКТЕРИСТИК ПОЛЮСОВ ОСНОВНОГО КЛАССИФИКАЦИОННОГО ТРЕУГОЛЬНИКА

Анализ существующих классификаций показал, что выбор характеристик полюсов может быть сделан исходя из принципов: 1) чисто минералогического; 2) различного происхождения компонентов; 3) различной устойчивости компонента.

Нетрудно показать, что любой принцип, кроме первого, вносит заранее в классификацию элементы субъективизма, связанные с возможной неоднозначностью определения основных компонентов пород. Так, согласно Р. Л. Фолку (Folk, 1954) и Д. Ф. Губерту (Hubert, 1960), использовавшим принцип различного генезиса компонентов, по углам треугольника должны располагаться компоненты, заимствованные из осадочных, метаморфических и изверженных пород. Затруднительность вполне объективного определения компонентов в такой схеме приводит к несравнимым результатам анализа песчаников. Поэтому эта схема не может быть использована в качестве универсальной классификации.

Аналогичная попытка генетической трактовки одного из полюсов треугольника сделана в классификации Г. Н. Бровкова и А. Е. Могилева (1965). В их схеме одна из вершин треугольника не связана с постоянным компонентом, а отвечает различным типам обломков пород в соответствии с характером источников сноса; две другие вершины остаются неизменными и представлены кварцем и полевыми шпатами. Существуют пять вариантов заполнения переменного полюса диаграммы, отвечающих пяти типам обломков пород: 1) осадочных (терригенных и карбонатных); 2) кремнистых; 3) кислых изверженных; 4) основных изверженных; 5) смешанных. Эти типы обломков предопределяют выделение пяти групп песчаников (литокласты, кремниты, аркозы, граувакки и миктиты), каждая из которых делится более дробно.

Рассмотренная номенклатура вообще дискуссионна. Если ее принять, то к собственно аркозовым породам могут быть отнесены песчаники, сложенные на 75—100% обломками кислых эффузивов, а к граувакка м — песчаники, сложенные на 75—100% полевыми шпатами (как правило, альбитизированными) с незначительной примесью обломков изверженных пород основного состава. Независимо от этого принцип классификации вносит значительный элемент субъективизма, связанный с трудностью и неоднозначностью точного определения состава обломков пород песчаной размерности.

При выборе характеристик полюсов треугольной диаграммы по принципу различной устойчивости компонентов, многие авторы классификаций (Krynine, 1948; Pettijohn, 1954; Gilbert, 1954; и др.) помещают в один из полюсов треугольника обломки кремнистых пород вместе с кварцем. Такое объединение может быть оправдано для характеристики существенно кварцевых песчаников, где *окатанные* зерна кремнистых пород многократно переотлагались вместе с зернами кварца. Однако в случае, когда кремнистые обломки составляют с зернами эффузивов (от которых они микроскопически иногда трудно отличимы) основную породообразующую часть песчаников, объединять их с кварцем и отделять от обломков эффузивов нет основания. Вместе с тем различно группировать компоненты на полюсах единой диаграммы недопустимо. Это обстоятельство вынуждает отказаться от принципа группировки по различной устойчивости компонентов и, в частности, помещать кремнистые обломки в составе общей группы обломков пород.

Наконец, существуют попытки присоединять к основным полюсам диаграммы другие минералы, например слюду. Так, в ряде классификационных схем слюда помещается то вместе с обломками пород (Krynine, 1948 и др.), то в числе группы полевых шпатов (Варенцов, 1957; Dapples a. oth., 1953; и др.). Такие попытки неудачны, так как они не отражают генетических особенностей состава песчаников и вуалируют соотношения между главными компонентами, ибо в одних случаях слюда может быть связана с полевыми шпатами, а в других — с обломками пород.

Наиболее оправданным является размещение в полюсах диаграммы трех главнейших компонентов песчаника (кварц, полевые шпаты,

обломки пород), определение которых исключает элементы субъективизма. Все другие особенности состава песчаников, касающиеся как детализации основных породообразующих компонентов, так и связанные с присутствием дополнительных минералов, должны отражаться за пределами основного треугольника.

Дочерние треугольники должны детализировать полюсный состав компонентов — полевых шпатов и обломков пород.

Треугольник ассоциации полевых шпатов. Общеизвестно значение полевых шпатов в классификации изверженных пород. Не менее важны они для классификации и терригенных пород. Однако до последнего времени это недооценивалось. Дифференцированный состав полевых шпатов способен отразить характерную двойственность природы минерального состава обломочных пород, которая определяется исходным составом материнских образований и минералогической зрелостью обломочной ассоциации. Первая особенность выступает наиболее отчетливо в начальные этапы формирования песчаных пород за счет разрушения материнских изверженных и метаморфических образований и постепенно сглаживается по мере переотложения материала. Этот признак особенно важен при характеристике главным образом полимиктовых песчаников. Вторая особенность проявляется при созревании и переотложении обломочного материала, вплоть до формирования чисто кварцевых накоплений.

Характерным признаком полевых шпатов как индикатора материнских образований является их дифференцированный состав, с преобладанием какого-либо типа полевого шпата. Опыт работы с терригенными породами показывает, что уже трехчленное деление группы полевых шпатов на калиевые разности, кислые плагиоклазы и более основные плагиоклазы (выше № 20) дает удовлетворительные результаты для характеристики материнских образований (Шутов, 1961). Преобладание в песчаниках одного из трех типов полевых шпатов составит хотя и общее, но определенное представление о типах изверженных или метаморфических пород в области сноса. Петрографические типы материнских образований уточняются при более детальном изучении обломков пород и комплекса акцессорных минералов.

В том случае, когда полевые шпаты играют роль показателя минералогической зрелости обломочного материала, должны быть использованы признаки их дифференцированного состава, указанные в табл. 1.

Таблица 1

Состав полевых шпатов — индикатор степени минералогической зрелости обломочной ассоциации

(изменение в зоне осадкообразования)

Тип терригенного материала	Характер полевошпатовой ассоциации
Обломочный материал, образованный при непосредственном разрушении изверженных материнских пород	Пестрый состав полевошпатовой ассоциации в соответствии с типами материнских пород; как правило, присутствуют основные плагиоклазы (выше № 20)
Обломочный материал, испытавший по меньшей мере один цикл переотложения	Двухкомпонентный состав полевошпатовой ассоциации. Основные плагиоклазы отсутствуют
Материал, испытавший много циклов переотложения или подвергавшийся сильному выветриванию. Характеризуется кварцевым составом	В полевошпатовой ассоциации резко преобладают калиевые разности. Кислые плагиоклазы часто отсутствуют

Эволюция состава полевых шпатов в ходе общего переотложения обломочного материала связана с разной устойчивостью отдельных типов полевого шпата. Здесь на первый план выступает не сопротивляемость минералов к процессам механического истирания, а различная химическая устойчивость определенных типов полевого шпата.

Наибольшей химической устойчивостью обладают калиевые полевые шпаты, промежуточное положение занимают кислые плагиоклазы, наименее стойки основные плагиоклазы (выше № 20). Последние легко замещаются карбонатами, цеолитами в условиях диагенеза — начального эпигенеза, что исключает возможность их дальнейшего переотложения. С этим хорошо согласуется и тот парадоксальный факт, что основные плагиоклазы встречаются в терригенных породах всегда только в свежем состоянии. *Их присутствие — индикатор одноциклического образования осадков.*

Если исходить из особенностей эволюции состава полевых шпатов в процессе формирования песчаников, то районирование их дочернего треугольника должно отразить, с одной стороны, возможное разнообразие полевошпатовой ассоциации и преобладание в ней того или иного типа полевого шпата, а с другой — направление изменения ассоциации в сторону концентрации в ней наиболее устойчивых типов. Таким требованиям удовлетворяет районирование, показанное на треугольнике (см. фиг. 6, *Б*). Полимиктовые породы будут характеризоваться тремя полями, в которых преобладает один из типов полевых шпатов.

1. Поле с преобладанием калиевых полевых шпатов отвечает породам, возникшим при разрушении кислых и щелочных изверженных пород гранитоидной группы или соответствующего переотложенного материала.

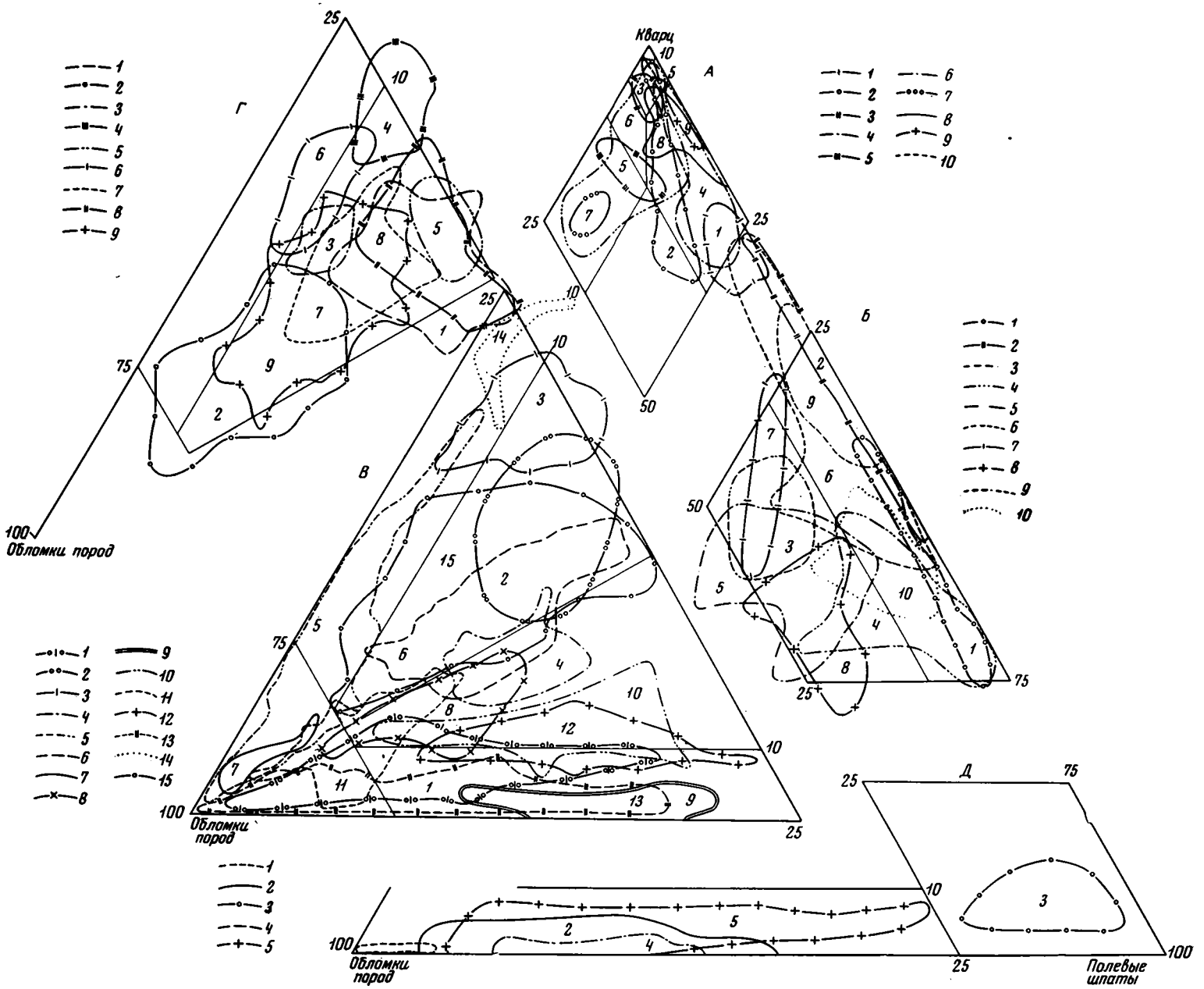
2. Поле с преобладанием основных плагиоклазов (выше №20) характеризует песчаники, возникшие в результате разрушения средних и основных изверженных пород.

3. Поле с преобладанием кислых плагиоклазов объединяет значительную группу изверженных, а также метаморфических пород, претерпевших сильное вторичное изменение, в частности диафторическое преобразование, или соответствующий переотложенный материал.

В процессе переотложения обломков и их минералогического созревания первичногенетические особенности полевошпатовой ассоциации постепенно стираются, и ее состав приближается к бикомпонентной смеси, располагающейся вдоль боковой стороны треугольника, соединяющей вершины калиевого полевого шпата и кислых плагиоклазов. Поэтому для пород кварцевой группы, с содержанием кварца более 50%, предусматриваются два поля с преобладанием кислых плагиоклазов для менее зрелых и калиевых полевых шпатов — для более зрелых песчаников.

Общее направление созревания полевошпатовой ассоциации показано на треугольнике стрелками (см. фиг. 6, *Б*).

Треугольник группы обломков пород. Полевые шпаты имеют универсальное значение для всех групп песчаных пород. Типизация обломков, уточняющих тип материнских образований, имеет большое значение главным образом для песчаников, формировавшихся в процессе непосредственного разрушения изверженных и метаморфических образований, т. е. при формировании пород граувакковой группы. Однако и для них узкие рамки классификации не могут охватить всего многообразия типов обломков пород, представляющих собой материнские образования. Поэтому приходится концентрировать внимание на обломках, принадлежащих к трем основным генетическим группам: осадочным, кислым и основным изверженным и метаморфическим



Фиг. 1. Конфигурация минералогических полей песчаников, сформировавшихся за счет различного разрушения определенных комплексов материнских образований

А — поля песчаников, образовавшихся в результате переотложения существенно кварцевых пород (или мощных кор выветривания). Отложения: *1* — верхнемеловые Вилюйской впадины, *2* — меловые Саратовского Поволжья, *3* — юрские Иркутского бассейна, *4* — юрские юго-западной части Ангаро-Чулымского прогиба, *5* — юрские южной части Ангаро-Чулымского прогиба, *6* — юрские Рыбинской впадины, *7* — пенсильванские Запада США, *8* — пенсильванские штата Иллинойс (США), *9* — нижнекаменноугольные тульского горизонта Подмосковной синеклизы, *10* — рифейские низов сердобского комплекса Пачелмского прогиба. *Б — поля песчаников, образовавшихся в результате разрушения гранитоидных комплексов.* Отложения: *1* — современные, аркозовая дресва (штат Техас, США), *2* — третичные Буреинского бассейна, *3* — альбские Таджикской депрессии, *4* — нижнемеловые Вилюйской впадины, *5* — верхнеюрские Приверхоянского прогиба, *6* — юрские Ангаро-Чулымского прогиба, *7* — юрские Рыбинской впадины, *8* — нижнепермские Западного Верхоянья, *9* — докембрийские, формация «Satakunta» юго-западного склона Балтийского щита, *10* — докембрийские, формация «Muhus» юго-западного склона Балтийского щита. *В — поля песчаников, образовавшихся в результате разрушения эффузивных комплексов.* Отложения: *1* — олигоценовые майкопской свиты (предгорья Малого Кавказа и Талыша), *2* — юрские Иркутского бассейна; *3* — нижнеюрские байлыкской свиты Западного Верхоянья, *4* — нижнетриасовые кельтерской свиты Западного Верхоянья, *5* — верхнепермские печорской свиты Печорского бассейна, *6* — татарского яруса Оренбургского Приуралья, *7* — верхнепермские Пермского Приуралья, *8* — казанского яруса Оренбургского Приуралья, *9* — верхнекаменноугольные шаханской свиты (Карагандинский бассейн), *10* — верхнекаменноугольные жиделисайской свиты (Джезказганская впадина), *11* — среднекаменноугольные джезказганской свиты (Джезказганская впадина), *12* — нижнекаменноугольные склонов Кокчетавского массива, *13* — нижнекаменноугольные ашлярикской свиты (Карагандинский бассейн), *14* — нижнекаменноугольные угленосной толщи восточного склона Урала, *15* — девонские Тувинского прогиба. *Г — поля песчаников, образовавшихся в результате разрушения полимиктовых толщ геосинклинали.* Отложения: *1* — плиоценовые акчагыльского яруса Западной Туркмении, *2* — олигоценовые майкопской свиты Юго-Восточного Кавказа, *3* — олигоценовые штата Техас (США), *4* — альбские Таджикской депрессии, *5* — баррема — апта Таджикской депрессии, *6* — валанжинские Таджикской депрессии, *7* — верхнеюрские Юго-Восточного Кавказа, *8* — аалена — нижнего байоса Юго-Восточного Кавказа, *9* — пермские Западного Каратау. *Д — поля вулканогенно-обломочных пород.* Отложения: *1* — плиоценовые акчагыльского яруса, пирокластические туфы Западной Туркмении, *2* — плиоценовые продуктивной толщи, пирокластические туфы Азербайджана, *3* — каменноугольные кристаллотуфы Австралии (по Crook, 1960), *4* — каменноугольные литокластические туфы Австралии (по Crook, 1960), *5* — девонские улутауской свиты, смешанные витролитокристаллотуфы Урала (по Хворовой, 1965)

породам. Соответственно дочерний треугольник для обломков пород делится на три поля (см. фиг 6, *В*). Более детальное определение обломков пород связано иногда со значительными трудностями и содержит элемент субъективизма, недопустимый при классификационной типизации. Поэтому их подробное изучение в случае необходимости проводится за рамками общей классификации.

С помощью вспомогательного треугольника обломков пород устанавливаются основные типы граувакк, сложенных преимущественно обломками кислых или основных изверженных и метаморфических пород (фельзит-порфировые и порфирит-базальтовые граувакки) либо обломками осадочных пород (лититовые или литокластовые граувакки).

ОБОСНОВАНИЕ КОНФИГУРАЦИИ ПОЛЕЙ ОСНОВНОГО КЛАССИФИКАЦИОННОГО ТРЕУГОЛЬНИКА

Попытаемся генетически обосновать минералогическое районирование основного типа треугольной диаграммы. С этой целью на треугольную диаграмму нанесем контуры полей, образованные песчаниками, принадлежащими к формациям, предварительно типизированным по петрографическому составу субстрата питающих их областей [1].

Из большого числа анализов были отобраны естественные ассоциации песчаных пород, формирование которых шло за счет разрушения более или менее однородных комплексов, представленных:

1) осадочными породами существенно кварцевого состава;

2) изверженными полнокристаллическими образованиями кислого и среднего состава, а также метаморфическими породами высоких ступеней метаморфизма;

3) эффузивными породами кислого, среднего и основного состава, иногда в ассоциации с фтанитовыми образованиями;

4) осадочными породами полимиктового состава;

5) вулканогенно-обломочным материалом, поступавшим непосредственно из очагов действующего вулканизма.

При подборе песчаных парагенезов учтены только объекты, для которых надежна палеогеографическая реконструкция их областей питания, сложенных одним из перечисленных выше комплексов. Вариации в составе песчаников, определяющиеся характером типизированных материнских пород и разнообразием условий их разрушения, должны обосновать генетическое выделение классификационных полей, отражающих петрографический тип материнских пород.

1. Минералогические поля, связанные с формированием *кварцевых песчаников*, локализуются в верхнем углу треугольной схемы. Они образуют у ее вершины характерное двухлучевое поле, раскрывающееся в сторону основания треугольника (фиг. 1, *А*). Обе ветви поля, представленные «полевошпатовыми» и «литокластовыми» породами, тяготеют к соответствующим боковым сторонам треугольника и пересекаются лишь у его вершины. Это говорит о том, что минеральная специфика кварцевых пород, связанная с их формированием за счет первичноаркозового или литокласто-грауваккового состава, сохраняется до последних стадий общего созревания обломочного материала и стирается лишь в узком поле собственно кварцевых образований. В соответствии с этим в породах кварцевого состава естественно различаются три минералогических по-

[1] Учтено более 3000 минералогических анализов песчаников, относящихся к 150 объектам, сформированным в разных фациально-тектонических и климатических обстановках. Большинство анализов выполнено в Лаборатории минералогии осадочных пород ГИН АН СССР; использованы также данные многих сотрудников института (Тимофеев, Еремеев, 1964; Копорулин, 1966; и др.).

ля: мономиктовые кварцевые песчаники (кварца $>90\%$; полевых шпатов $\leqslant 5\%$; обломков пород $\leqslant 5\%$), олигомиктовые кварцевые песчаники, среди которых выделяются полевошпат-кварцевые разности (кварца 65—95%; полевых шпатов 5—25%; обломков пород $\leqslant 10\%$) и литокласто-кварцевые разности (кварца 65—95%; обломков пород 5—25%, полевых шпатов $\leqslant 10\%$).

Все перечисленные породы характеризуются бикомпонентным составом полевых шпатов: калиевые шпаты и кислые плагиоклазы с отчетливым преобладанием первых.

2. Поля аркозовых песчаников, возникших в результате разрушения *полнокристаллических изверженных пород кислого и среднего состава,* а также метаморфических пород высоких степеней метаморфизма, примыкают к боковой стороне треугольника, ограниченной вершинами кварц — полевые шпаты (фиг. 1, *Б*).

Большинство полевых аркозовых песчаников располагается между уровнями с 75- и 25%-ным содержанием в них полевых шпатов. Широкие вариации этого породообразующего компонента определяются характером исходных материнских пород и условиями их разрушения. Об этом свидетельствуют конфигурации полей частных аркозовых парагенезов, которые образуют вытянутые полосы, начинающиеся и кончающиеся на разных уровнях содержания группы полевых шпатов. Как правило, начало аркозовых полей не спускается ниже 75%-ного содержания в них полевых шпатов. Наличие пустого поля у основания полевошпатовой вершины, уже отмечавшееся (Gilbert, 1954; Коссовская, 1962), подтверждается новыми данными. Менее определенны верхняя граница аркозовых пород и область их сопряжения с олигомиктовыми полевошпат-кварцевыми песчаниками.

Большинство аркозовых полей не выходит за границы 25%-ного содержания полевых шпатов. Случаи нарушения этого предела относятся к формированию пород за счет разрушения мощной коры выветривания, развитой на соответствующих кристаллических массивах — Буреинском бассейне Сибири, Хетском бассейне Чехословакии и др. Поля таких аркозов перекрываются полями олигомиктовых песчаников, однако в отличие от последних они, как правило, сопровождаются узким шлейфом полевошпатового материала, заимствованного из невыветрелых корней зоны выветривания в результате их разрушения.

Наряду с чистыми аркозами широко распространены их литокластовые разности. Поля таких пород расширяются в сторону внутренних частей треугольника, однако и они хорошо укладываются в соответствующие «аркозовые» уровни содержания группы полевых шпатов (фиг. 1, *Б*).

Важным дополнением для выяснения генетических номенклатурных особенностей аркозовых пород является их характеристика, получаемая с помощью дочернего треугольника полевошпатовой ассоциации. В нем концентрируются сведения о степени основности кристаллических материнских образований — типах полевых шпатов. Совокупность всех данных позволяет выделить чистые, или собственно аркозовые, поля (полевых шпатов 25—75%; обломков пород $\leqslant 10\%$) и поля литокластовых или граувакковых аркоз (полевых шпатов 25—65%; обломков пород 10—25%), а внутри указанных типов пород — соответствующие разновидности, различающиеся по составу полевых шпатов.

3. Поля песчаных парагенезов, возникающих за счет разрушения *комплекса эффузивных пород,* занимают на диаграмме максимальную площадь. Они концентрируются у вершины треугольника, представленной обломками пород, и образуют пучок полей, радиально расходящихся от вершины во все стороны треугольника (фиг. 1, *В*). Такая ориентировка частных полей связана, очевидно, с тонкозернистой природой

материнского субстрата, разрушение которого, сопровождавшееся измельчением материала, приводило к освобождению зерен кварца и полевого шпата в их первичном соотношении в исходных породах.

Анализируя причины отклонения радиальных направлений от горизонтального вдоль нижней стороны треугольника до направления, соответствующего его боковой стороне, мы констатируем, что главными факторами, обусловливающими то или иное развитие обломочных парагенезов, являются первичное соотношение в материнских породах кварца и полевого шпата, а также степень устойчивости основной массы эффузивных образований области сноса. При прочих равных условиях основные — полевошпатовые и кислые — кварцевые эффузивы являются основными питающими комплексами для двух крайних полей граувакового пучка песчаных пород. Первые соответствуют полям, примыкающим к горизонтальной стороне треугольника, вторые — полям вдоль боковой стороны. Однако такое соотношение нарушается по меньшей мере двумя обстоятельствами: 1) когда толщи основного состава преобразованы зеленокаменным изменением, при котором нарушается первичное соотношение в породе кварца и полевого шпата; 2) когда в парагенезе материнских пород наряду с эффузивами широко развит фтанито-яшмовый комплекс. Так, поля песчаных парагенезов, образующихся за счет размыва преимущественно неизмененных, чисто эффузивных комплексов среднего и основного состава, а также кислых порфировых образований с обилием полевых шпатов, ориентируются вдоль нижней стороны треугольника (см. фиг.1, *В*). В составе таких пород при переменном содержании в них группы обломков пород (25—100%) наблюдается постоянное преобладание зерен полевого шпата над кварцем.

Пространственное размещение различных песчаников (частных полей) делает целесообразным выделение здесь двух классификационных полей: собственно полевошпатовых граувакк с содержанием кварца $\leqslant 10\%$ и кварц-полевошпатовых граувакк, ограниченных содержанием кварца $> 10\%$ и линией равного соотношения в породе полевых шпатов и кварца (фиг. 1, *В*).

Вдоль боковой стороны треугольника концентрируются граувакки, образованные преимущественно в результате разрушения кислых эффузивов, вместе с яшмовидными породами зеленокаменной зоны питающих областей.

В итоге возникающая ассоциация граувакковых песчаников характеризуется присутствием большого числа устойчивых компонентов — кварца, обломков кремней, кислых эффузивов и др.— и постоянным преобладанием кварца над зернами полевых шпатов.

По аналогии с предыдущими типами граувакк, возникшими за счет разрушения чисто эффузивных комплексов, здесь также могут быть выделены два поля: кварцевых граувакк (полевых шпатов $\leqslant 10\%$) и полевошпат-кварцевых граувакк, ограниченное содержанием полевых шпатов $> 10\%$ и линией равного соотношения в породе кварца и полевых шпатов (фиг. 1, *В*).

Таким образом, районирование граувакового угла треугольника должно базироваться на выделении четырех радиальных полей, характеризующих ассоциации, различающиеся при переменном содержании обломков пород разным соотношением кварца и полевых шпатов. Однако проследить указанные ассоциации непосредственно у вершин радиально сходящегося пучка полей иногда очень трудно, поэтому целесообразно выделять еще одно поле незрелой ассоциации, представленной преимущественно обломками пород, которых содержится 75—100%, а кварца и полевых шпатов 0—25%. Оно представляет собой начальное звено в формировании той или иной ассоциации граувакковой группы.

Окончательная генетическая интерпретация типа граувакового пес-

чаника должна проводиться после установления его специфики, выявляющейся с помощью дополнительного дочернего треугольника для обломков пород.

4. Поля, связанные с разрушением *полимиктовых терригенных толщ* геосинклинального происхождения, накладываются на предыдущие поля треугольника, характеризующие ассоциации, возникающие в результате разрушения эффузивных комплексов. Однако и в этом случае принцип радиальной ориентировки поля не нарушается, переотложенные *полимиктовые ассоциации* укладываются в основном в минералогическое поле полевошпат-кварцевых граувакк (фиг. 1, *Г*). Во всех случаях источниками сноса были полимиктовые толщи, образованные в условиях геосинклинального погружения за счет разрушения и переотложения материала древних комплексов, в составе которых немалая роль принадлежала и эффузивно-осадочным образованиям.

Последнее обстоятельство проливает свет на явление *минеральной конвергенции.* Один и тот же состав песчаников возникает либо за счет непосредственного разрушения метаморфических или выветрелых эффузивно-осадочных комплексов главным образом кислого состава, либо в результате многократного переотложения материала из осадочных толщ, так или иначе связанных с комплексом эффузивно-осадочного состава. Оба пути формирования обломочной ассоциации связаны с частичной потерей неустойчивых минералов и обогащением ассоциации более стойкими компонентами. Следствием такого процесса является постоянное преобладание в составе соответствующих граувакк и переотложенных полимиктовых ассоциаций кварца над зернами полевого шпата. Отличительные признаки указанных ассоциаций должны заимствоваться из дополнительной дочерней диаграммы.

5. Поля, связанные с собственно *вулканогенно-обломочными породами,* в случае отсутствия разбавления терригенно-осадочным материалом концентрируются вдоль нижней стороны классификационного треугольника. Частично они перекрываются полями грауваккових пород, которые характеризуются низким содержанием кварца (фиг. 1, *Д*).

Следует отметить, что детальная типизация вулканогенно-осадочных пород, как и выяснение их взаимоотношений с собственно терригенными образованиями, не входит в тему настоящей работы. Однако полное игнорирование вулканогенных образований также недопустимо, так как обедняет и делает неполноценной предлагаемую классификацию песчаных пород. Поэтому необходимо показать в рамках треугольного поля то положение, которое занимают основные типы вулканогенно-осадочных пород. Как следует из анализа фиг. 1, *Д*, вулканогенно-обломочные породы локализуются в основном в двух участках треугольной диаграммы: 1) в пределах полей собственно граувакк и полевошпатовых граувакк, где сосредоточены пирокластовые, лититовые и смешанные литовитрокристаллотуфовые породы и 2) в ромбовидном поле у полевошпатовой вершины треугольника, где помещаются специфические кристаллотуфовые образования. Интересно отметить, что упомянутое ромбовидное поле является для собственно терригенных пород запрещенным полем (Коссовская, 1962). Таким образом, линия основания общего треугольного поля является как бы потенциальным концентратом различного вулканогенного материала. Поэтому всякое приближение на диаграмме к этой стороне треугольника должно настораживать на возможное присутствие материала вулканогенного происхождения. Однако было бы ошибочным ожидать такой материал только в песчаниках, располагающихся у основания треугольника. Смешанные вулканогенно-осадочные породы по составу могут распространяться на все поля диаграммы вплоть до существенно кварцевых песчаников. К сожалению, четкие критерии для обнаружения и количественной

стенки примеси вулканогенного материала разработаны еще очень слабо.

Характер материнских пород и процессов их разрушения позволяет провести полное районирование минералогических полей классификационной диаграммы (см. фиг. 1). Исключение составляет центральное мезомиктовое поле среди кварцевых пород. Его заполнение не связано с разрушением определенного петрографического комплекса, а происходит в результате разрушения пород широкого петрографического спектра в специфических тектонических и климатических условиях, на чем мы остановимся ниже.

АНАЛИЗ ДРУГИХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ, ОТРАЖАЮЩИХСЯ НА ДИАГРАММЕ

Проанализируем положение выделенных полей в отношении главнейших факторов формирования терригенных пород: тектоники, климата и процесса смешения материала различных источников сноса.

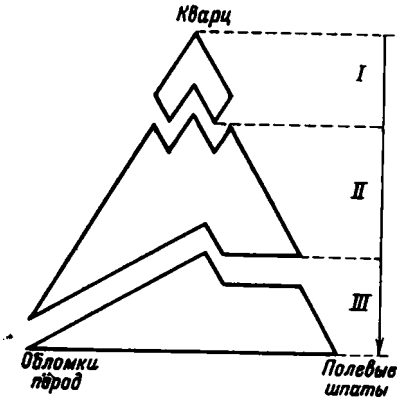
Тектонический режим. Его влияние на состав песчаных пород признается всеми авторами классификационных схем (Шутов, 1965). Предполагается, что более активный тектонический режим способствует большей полимиктовости состава песчаников. Иными словами, увеличение тектонической активности соответствует перемещению фигуративных точек состава песчаников из верхней, олигомиктовой, части треугольника к нижней, полимиктовой, его половине, т. е. к основанию (Страхов, 1960). Однако такая констатация роли тектоники носит слишком общий, качественный характер. Поэтому предпринята попытка ее конкретизации. Она проведена после предварительной типизации терригенных формаций по признаку степени активности тектонического режима при их формировании в платформенных и миогеосинклинальных областях вместе с примыкающими к ним краевыми прогибами. Отсутствие четкой зависимости между составом пород и режимом их формирования придало многим полям в средней части классификационного треугольника значение полигенетичности и неопределимости. Однако это не помешало сгруппировать поля и выделить в треугольнике три тектоно-полимиктовых уровня, соответствующих возрастанию активности тектонического режима формирования песчаных пород:

I — песчаники, образованные при вялом тектоническом режиме на платформе.

II — песчаники, образованные при разных тектонических режимах в платформенных и складчатых областях.

III — песчаники, образованные только при активном тектоническом режиме в складчатых областях.

Графическое изображение выделенных уровней дано на фиг. 2.



Фиг. 2. Тектоно-полимиктовые уровни в классификационном треугольнике — показатели интенсивности тектонического режима формирования песчаных пород

Уровни: *I* — вялый режим платформ, *II* — разнообразные режимы платформ и складчатых областей, *III* — интенсивный режим в складчатых областях. Стрелка показывает возрастание интенсивности режима

Климатический фактор. Аридные и гумидные особенности минерального состава песчаников отмечены впервые Н. М. Страховым (1960—1962). Нами проанализирован большой фактический материал по гумидным и аридным (соответствующим началу аридного этапа) отложениям с целью выявления пространственной ориентировки минеральных полей песчаников и специфики процессов минерального созревания пород в разных климатических обстановках.

В условиях гумидного климата имеет место тяготение всех полей к верхней части треугольника. При этом частные поля песчаников независимо от их положения на треугольнике отчетливо ориентируются параллельно одной из его боковых сторон (фиг. 3, *А*). Такая ориентировка связана с быстрым созреванием обломочной ассоциации, сопровождающимся увеличением содержания кварца и сокращением содержания менее устойчивых компонентов — полевых шпатов и обломков пород. Направленное изменение состава пород связано как с химическим выветриванием пород в областях источников сноса, так и с последующими процессами уничтожения нестойких компонентов в условиях отложения материала и его постседиментационных изменений.

Различные соотношения между влажностью климата и интенсивностью тектонического режима, в условиях которого происходит разрушение материнских пород, определяют бóльшую или меньшую вытянутость минералогических полей вдоль одной из боковых сторон треугольника, что, в свою очередь, приводит к завершению или незавершению процесса минерального созревания песчаных пород. Конечными продуктами первого являются чисто кварцевые породы с примыкающими к ним олигомиктовыми песчаниками. Незавершенное созревание не доходит до мономинеральных образований, а останавливается в поле кварцевых пород мезомиктового типа. Как правило, в условиях гумидного климата полное созревание пород происходит только при вялом тектоническом режиме, незавершенное — при более интенсивном (фиг. 3, *Б*).

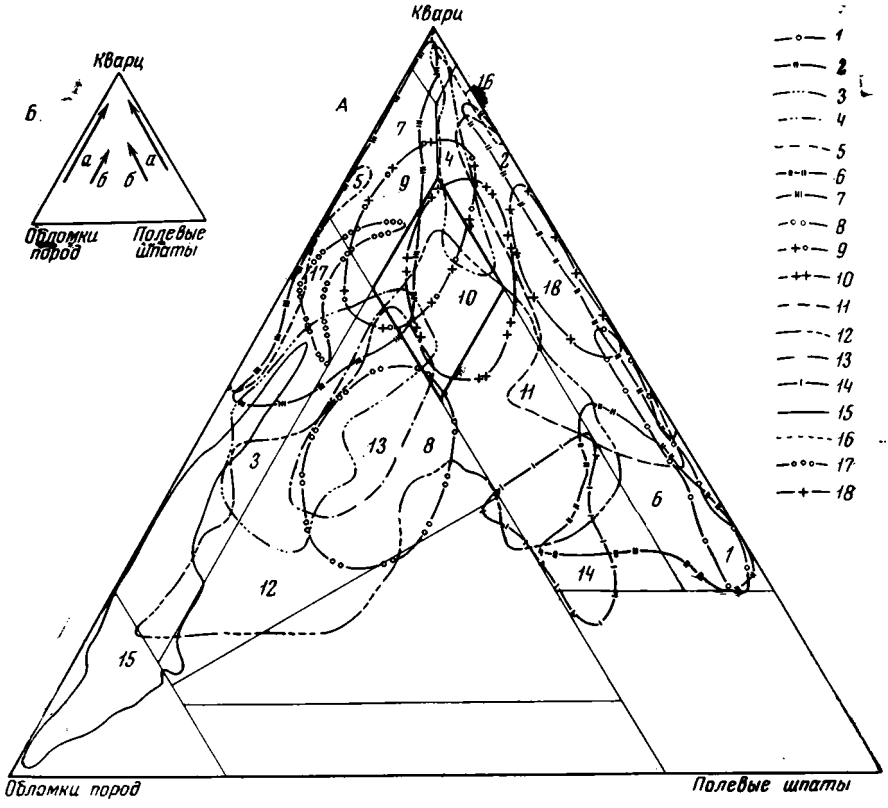
В условиях аридного климата и развития главным образом автохтонной седиментации образуются песчаники, свойственные преимущественно нижней половине классификационного треугольника (фиг. 4, *А*). Занимая нижнюю половину треугольника, поля аридных песчаников не стремятся вытянуться вдоль его боковых сторон. Наоборот, наблюдается тенденция полей направляться к центру классификационного треугольника. Это связано, очевидно, с очень медленным созреванием минерального состава пород, проходящим главным образом в результате простой дезинтеграции обломочного материала без селективного уничтожения нестойких компонентов. В условиях автохтонной седиментации конечные продукты процесса минерального созревания не могут подняться до уровня мезомиктового поля и, как правило, остаются в пределах полимиктовой половины треугольника (фиг. 4, *Б*).

Как показал Н. М. Страхов (1960—1962), в аридных обстановках широко распространен и процесс аллохтонной седиментации, который изменяет общий характер минерального созревания пород, свойственный аридным зонам.

Поступление существенно кварцевого материала из гумидных зон или его образование в результате размыва более древних кварцевых накоплений и смешение этого материала с собственно аридными ассоциациями приводят к формированию необычных для аридных условий пород мезомиктового состава (фиг. 4, *А*, *Б*). В этих случаях аридная аллохтонная седиментация как бы имитирует незавершенное минеральное созревание пород, свойственное породам гумидной зоны. При выяснении природы песчаников мезомиктового поля необходимо иметь в виду, что в случае формирования мезомиктовых пород за счет неза-

вершенного гумидного созревания прослеживается постепенное изменение обломочной ассоциации, в том числе ассоциации полевых шпатов. В случае, когда такое образование обусловлено аллохтонной седиментацией, в аридных условиях имеет место не направленное перерождение обломочной ассоциации, а контрастное смешение обломочного материала и образование смешанной ассоциации мезомиктового состава. В ней уживается гибридный набор минералов, в котором наряду с преобладающим кварцем присутствуют такие неустойчивые минералы, как основные плагиоклазы, обломки нестойких пород и др. Примерами таких ассоциаций мезомиктового состава являются песчаники продуктивной толщи Апшеронского полуострова и Кобыстана, миоцена Дагестана и альба западного и восточного бортов Таджикской депрессии; их минералогические поля, показанные на фиг. 4, *А* двойным контуром, обнаруживают специфическую вертикально вытянутую ориентировку.

Следовательно, можно констатировать различное размещение и разную ориентировку полей гумидных и аридных песчаников, а также различные направления их минерального созревания: в гумидном лито-



Фиг. 3. Конфигурация и ориентировка минералогических полей песчаников гумидного литогенеза

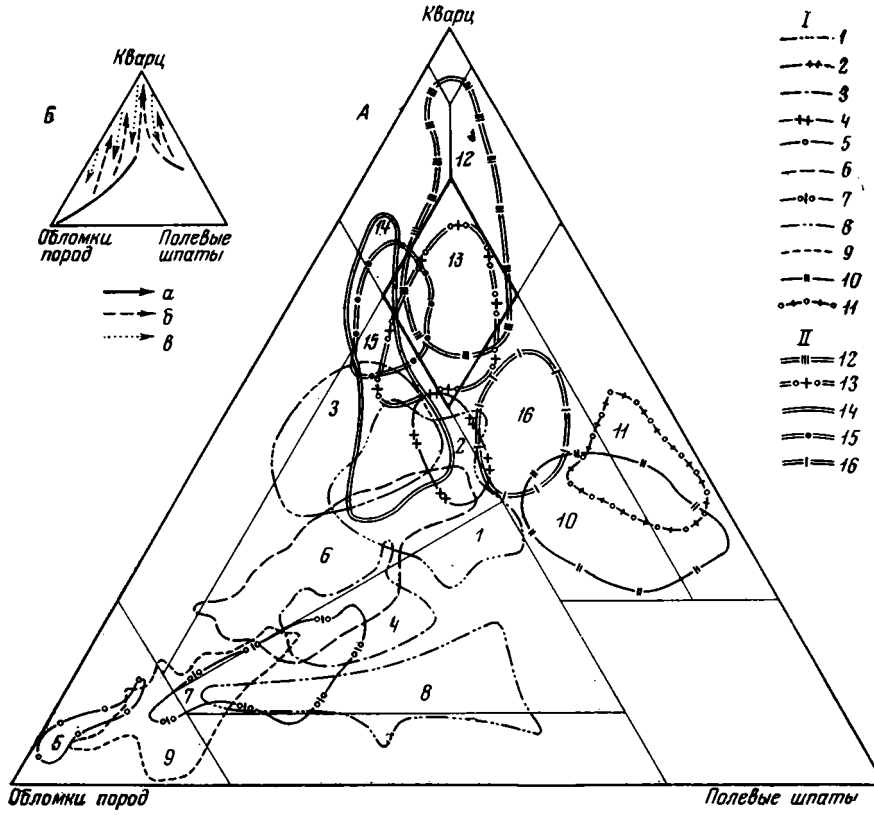
А — основной треугольник. Отложения: *1* — современные, аркозовая дресва (штат Техас, США), *2* — третичные Буреинского бассейна, *3* — третичные Индии, *4* — меловые Саратовского Поволжья, *5* — меловые Северо-Американской платформы, *6* — нижнемеловые Вилюйской впадины, *7* — меловые Венесуэлы; юрские: *8* — Иркутского бассейна, *9* — юго-востока Иркутского бассейна, *10* — Тулунского района Иркутского бассейна, *11* — Ангаро-Чулымского прогиба, *12* — нижнеюрские Приобья; *13* — верхнепермские Западного Верхоянья, *14* — нижнепермские Западного Верхоянья, *15* — пермские печорской серии Печорского бассейна, *16* — нижнекаменноугольные, угленосная толща Подмосковного бассейна, *17* — нижнекаменноугольные восточного склона Урала, *18* — докембрийские, формация «Satakunta» юго-восточного склона Балтийского щита. *Б — схема минералогического созревания песчаников гумидного литогенеза: а* — завершенного, *б* — незавершенного

генезе — завершенное и незавершенное, в аридном — автохтонное и аллохтонное.

Смешение материала различных источников сноса. Возникающие смешанные ассоциации чаще всего не укладываются в рамки классификационных полей треугольника и секут их границы. Характер пересечения классификационных границ соответствующим полем смешанной ассоциации дает известные сведения о восстановлении компонентов смешения.

Примеры смешения в области пород мезомиктового состава (аллохтонная седиментация) рассмотрены в предыдущем разделе. Здесь разберем характерные случаи смешения материала в нижней, полимиктовой, части треугольника.

1. В отличие от характерной для граувакк радиальной ориентировки поля смешанных парагенезов секут классификационные границы почти



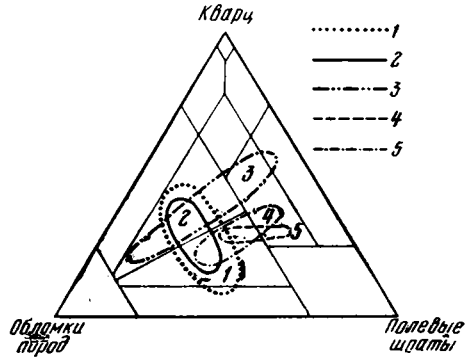
Фиг. 4. Конфигурация и ориентировка минералогических полей песчаников начального этапа аридного литогенеза

А — основной треугольник: *I* — поля песчаников автохтонных отложений: *1* — плиоценовых акчагыльского яруса Западной Туркмении, *2* — аптских Таджикской депрессии, *3* — валанжинских Таджикской депрессии, *4* — нижнетриасовых Западного Верхоянья, *5* — татарского яруса Пермского Приуралья, *6* — татарского яруса Оренбургского Приуралья, *7* — казанского яруса Оренбургского Приуралья, *8* — верхнекаменноугольных, жиделисайская свита Джезказганской впадины, *9* — среднекаменноугольные джезказганской свиты одноименной впадины, *10* — каменноугольные аркозы юга Тенизской впадины, *11* — докембрийские, формация «Muhus» юго-восточного склона Балтийского щита; *II* — поля песчаников аллохтонных отложений: *12* — плиоценовых, продуктивная толща Апшеронского полуострова, *13* — плиоценовые продуктивной толщи плато Кобыстан, *14* — миоценовые Дагестана, *15* — альбские восточного борта Таджикской депрессии, *16* — альбские западного борта Таджикской депрессии. *Б — схема минералогического созревания песчаников аридного литогенеза: а* — автохтонного, *б* — аллохтонного, *в* — направление привноса существенно кварцевого материала из гумидной зоны

под прямым углом. В качестве примеров можно привести отложения продуктивной (P) толщи Прикаспийской низменности и каратауский (P—T) комплекс Мангышлака (фиг. 5), которые формировались в условиях смешения полимиктового и литокластового материала, возникающего при разрушении изверженных пород.

2. Широко распространено смешение обломочного материала по границе состава полевошпат-кварцевых граувакк и грауваковых аркоз. Поля таких смешанных ассоциаций вытягиваются иногда поперек всего треугольника, пересекая его вертикальную ось под острым углом. Примеры: третичные отложения Сахалина и некоторые ярусы в Западно-Сибирской низменности (фиг. 5). Во всех случаях — это размыв осадочно-полимиктовых толщ, прорванных гранитоидами.

3. В предгорных областях часто присутствуют смешанные парагенезы, возникающие за счет разрушения комплекса изверженных пород,



Фиг. 5. Конфигурация и ориентировка минералогических полей смешанных ассоциаций

Отложения:

1 — плиоценовые продуктивной толщи Прикуринской низменности,
2 — пермские Восточного Каратау,
3 — юрские Западно-Сибирской низменности,
4 — юрские Каранцайского района Иркутского бассейна,
5 — каменноугольные граувакки Гарца

включающего и покровы и интрузии. Примеры: граувакки Центральной Европы и некоторые юрские отложения юга Сибири (фиг. 5). Поля этих смешанных парагенезов располагаются на стыке грауваковых аркоз и кварц-полевошпатовых граувакк.

Эти примеры наглядно показывают, что конфигурация и ориентировка минеральных полей, особенно в тех случаях, когда она не совпадает с направлениями естественного вызревания состава пород, могут использоваться для суждения о характере седиментационного смешения обломочного материала. Дополнительные признаки смешанных ассоциаций обнаруживаются в дочерних треугольниках.

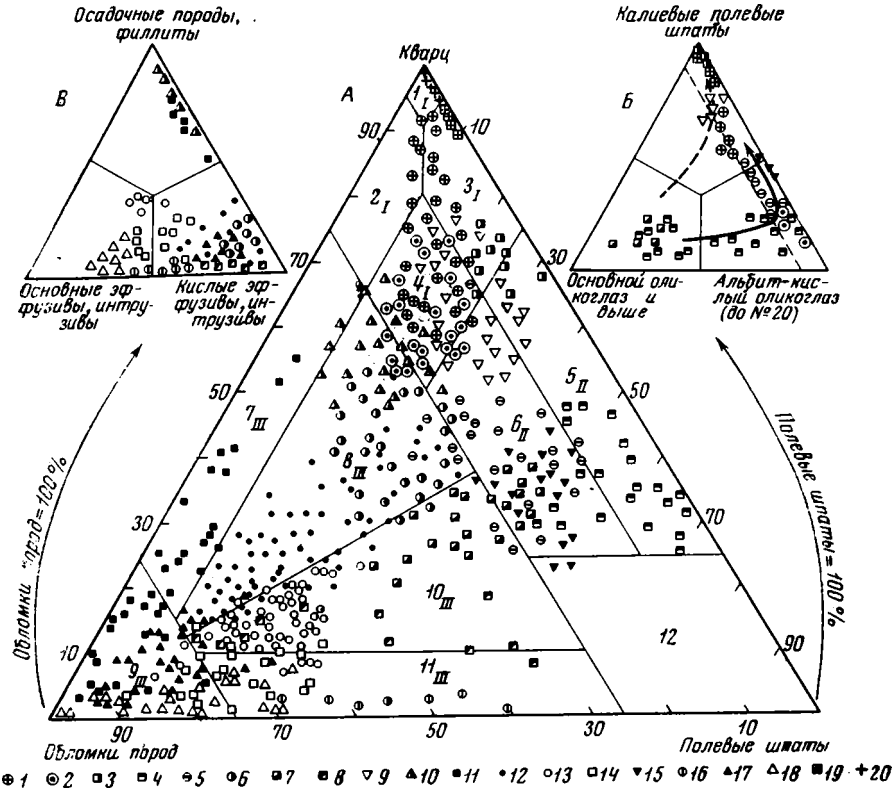
КЛАССИФИКАЦИЯ ПЕСЧАНИКОВ

В основу разработанной (Шутов, 1967) классификации песчаников положен их минеральный состав, так как он наиболее полно отражает главнейшую черту происхождения породы — источник сноса и позволяет по ряду особенностей состава судить об эволюции обломочного материала в зоне осадкообразования.

Треугольная диаграмма в минералогических полюсах делит все многообразие песчаников на три группы и 11 типов (фиг. 6). Поле № 12 характеризует нетерригенный тип породы (кристаллотуфы) и потому в классификации песчаников не учитывается. Два дочерних треугольника (треугольник полевых шпатов для аркозовых и некоторых кварцевых пород и треугольник обломков пород — для граувакк) дополнительно разделяют типы песчаников на разновидности (фиг. 6, табл. 2). Следует подчеркнуть, что все соотношения породообразующих компонентов в типах и разновидностях классификации даны на основании

естественного обособления пород, возникающих за счет различного разрушения тех или иных комплексов материнских образований.

Предложенная классификация и соответствующая номенклатура характеризуются минимальным количеством широко распространенных терминов, детализированных минералогическими определениями, и достаточно полно охватывают все многообразие состава песчаников. Вместе с тем они предусматривают выделение и наименование пород, изученных с различной степенью детальности, что имеет значение не только



Фиг. 6. Классификация песчаников

А — основная диаграмма. Отложения: *1* — плиоценовые продуктивной толщи Апшеронского полуострова, *2* — плиоценовые продуктивной толщи плато Кобыстан, *3* — верхнемеловые Вилюйской впадины, *4* — меловые Западного Приверхоянья, *5* — верхнеюрские Западного Приверхоянья, *6—9* — юрские Иркутского бассейна, *10* — нижнеюрские байлыкской свиты (Западное Приверхоянье), *11* — верхнепермские печорской серии одноименного бассейна, *12* — татарского яруса (Оренбургское Приуралье), *13* — казанского яруса (Оренбургское Приуралье), *14* — кунгурского яруса воркутской серии (Печорский бассейн), *15* — нижнепермские Западного Верхоянья, *16* — верхнекаменноугольные шаханской свиты (Карагандинский бассейн), *17* — среднекаменноугольные пачки песчаников, сложенных обломками кислых эффузивов (Карагандинский бассейн), *18* — среднекаменноугольные пачки песчаников, сложенных обломками средних и основных эффузивов (Карагандинский бассейн), *19* — нижнекаменноугольные тульского горизонта Подмосковного бассейна, *20* — докембрийские сердобского комплекса Печелмского прогиба. *Классификационные поля диаграммы.* Кварцевая группа (песчаники): 1_I — мономиктовые кварцевые, 2_I — кремнекластитокварцевые, 3_I — полевошпат-кварцевые, 4_I — мезомиктовые кварцевые. Аркозовая группа: 5_{II} — собственно аркозы, 6_{II} — граувакковые аркозы. Граувакковая группа (граувакки): 7_{III} — кварцевые, 8_{III} — полевошпат-кварцевые, 9_{III} — собственно граувакки; 10_{III} — кварц-полевошпатовые, 11_{III} — полевошпатовые; *12* — поле песчаников не чисто терригенного происхождения (кристаллотуфовые накопления). *Дочерние треугольники,* детализирующие состав полюсов диаграмм: *Б — полевых шпатов* (стрелки показывают главное и второстепенное направления минералогического созревания полевошпатовой ассоциации), *В— обломков пород*

Таблица 2

Классификация песчаников по минеральному составу

Группа кварцевых песчаников (кварц 100—50%)			Группа аркоз (полевые шпаты 75—25%)				Группа граувакк (обломочные породы 100—25%)		
Тип	Разновидность		Тип	Разновидность			Тип	Разновидность	
Мономиктовые кварцевые песчаники кварц > 90% полевые шпаты ⩽ 5% обломки пород ⩽ 5%			Собственно аркозы полевые шпаты 75—25% кварц 75—25% обломки пород ⩽ 10%	Калишпатовые (преобладают калиевые полевые шпаты)	Кислоплагиоклазовые (преобладают кислые плагиоклазы до № 20)	Среднеплагиоклазовые (преобладают средние плагиоклазы выше № 20)	Кварцевые граувакки обломки пород 75—25% кварц 75—15% полевые шпаты ⩽ 10%	Литокластовые (преобладают обломки осадочных пород + филлиты)	Фельзито-порфировые (преобладают обломки кислых эффузивов и интрузивов)
Олигомиктовые кварцевые песчаники (кварц 95—65%) Кремнекласто-кварцевые песчаники кварц 95—65% обломки пород 25—5% полевые шпаты ⩽ 10%							Полевошпат-кварцевые граувакки обломки пород 75—25% 10% < полевых шпатов ⩽ кварца		
Олигомиктовые кварцевые песчаники (кварц 95—65%) Полевошпат-кварцевые песчаники кварц 95—65% полевые шпаты 25—5% обломки пород ⩽ 10%			Грауваккковые аркозы полевые шпаты 65—25% кварц 65—25% обломки пород 25—10%				Собственно граувакки обломки пород 100—75% полевые шпаты 25—0% кварц 25—0%	Порфирито-базальтовые* (преобладают обломки основных эффузивов)	
Мезомиктовые кварцевые песчаники кварц 80—50% полевые шпаты 25—10% обломки пород 25—10%	Калишпатовые	Кислоплагиоклазовые (до № 20)					Кварц-полевошпатовые граувакки обломки пород 75—25% 10% < кварца ⩽ полевого шпата		
							Полевошпатовые граувакки обломки пород 75—25% полевые шпаты 75—15% кварц ⩽ 10%		

* Названия условные, могут быть заменены другими в соответствии с названием преобладающего типа обломков.

для быстрого, иногда полевого определения, но может найти применение при общей типизации терригенного вещества, когда необходимо использовать широкий спектр объединяющих признаков пород в ранге группы, подгруппы, типа или разновидности.

Использование классификации для установления генезиса песчаников

Необходимым условием генетически действенного характера предложенной классификации песчаников является целесообразный подбор материала для его изучения. Образцы должны отбираться из достаточно узких стратиграфических интервалов, не превышающих объема свит и подсвит, с тем чтобы не только устанавливать состав терригенного вещества, слагающего разрез, но и выявлять тенденцию его минералогического изменения в отдельные этапы (соответствующие свитам) тектонического развития области. Изучение разреза должно сочетаться с соответствующим исследованием образцов по площади распространения пород свиты или подсвиты. В пределах каждой «точки» исследованной площади изучаться должна также совокупность образцов, образующая на диаграмме минеральные поля. Необходимо иметь в виду, что только минералогические поля, образуемые набором фигуративных точек, являются тем элементом, который несет достаточную информацию о генетических условиях образования породы.

Положение минералогических полей на классификационной диаграмме вместе с данными из вспомогательных треугольников дают более или менее точные сведения:

1) о тектоническом режиме обстановки формирования — тектоно-полимиктовых уровнях;

2) о направленности и характере минералогического созревания пород и как следствие — об особенностях климатической обстановки формирования песчаников (завершенный или незавершенный тип созревания при гумидном литогенезе, автохтонное или аллохтонное созревание в аридном литогенезе);

3) о степени однородности пород в области питающих провинций и процессах седиментационного смешения материала — признак пересечения классификационных границ или соответствующая пространственная ориентировка минеральных полей;

4) о характере размывавшихся пород в области источников сноса — положение минералогических полей на классификационной диаграмме в совокупности с данными из вспомогательных треугольников.

Обобщение перечисленных генетических особенностей песчаников, изученных по разрезу и на площади, приведет к более или менее полному раскрытию условий их формирования.

Особенности петрографического изучения граувакк

Первым этапом в петрографо-минералогическом исследовании граувакк было самое общее изучение их в шлифах последовательно снизу вверх по всем выбранным разрезам. При этом обращалось внимание на присутствие или отсутствие того или иного вида обломков, на типы и состав цементов в песчаниках и алевролитах, на состав и текстурные особенности глин.

Следующий этап заключался в количественном изучении состава трех обломочных компонентов песчаников — кварца, полевых шпатов и обломков пород. Подсчет велся в шлифах. Подсчитывалось около 200 зерен, которые при определении процентных содержаний каждого из

Таблица 3

Признаки для определения типа гранитоидных обломков в сочлененных агрегатах

Структура в зарисовках	Состав и соотношение компонентов				Реликты темноцветных минералов, замещенные хлоритом и рудными	Тип гранитоидной породы
	Кварц	Калиевые полевые шпаты	Плагиоклазы кислые — средние	Плагиоклазы средние — основные		
Призматическизернистая, похожая на диабазовую, гипидиоморфнозернистая	Малое количество (до 5%)	(2—5%)	Незначительная роль (< 10%)	Преимущественная роль (80—90%)	Судя по характеру спайности — роговой обманки	Диорит
Гипидиоморфнозернистая	Незначительная роль 5—15%	До 10%	До 10—15%	То же (> 60%)	Биотита и роговой обманки	Кварцевый диорит
»	15—25%	20—30%	Преимущественная роль (50—60%)	—	То же	Гранодиорит
Гипидиоморфнозернистая или призматическизернистая	20—30%	Ед. зн.	То же (60—80%)	—	»	Плагиогранит
Гипидиоморфнозернистая	25—30%	40%	20—30%	—	»	Гранит

Таблица 4

Схема для определения типа гранитоидных обломков

№ анализа и петрографический тип обломков	Количество минеральных зерен в обломке	Состав и количество минеральных компонентов				Реликты темноцветных минералов	Наблюдаемая структура
		Кварц	Калиевый полевой шпат	Плагиоклаз** кислый — средний	Плагиоклаз средний — основной		
1 (гранодиориты)	4	2		2	—	Отсутствуют	Гранитовая
2 »	3	—	1	2	—	»	»
3 »	15	1	2	3	—	»	»
4 »	4	1	1	2	—	»	»
5 (диорит)	6	1	—	—	5 (с четким зональным строением)	Роговой обманки	Призматически-зернистая
Процентные содержания компонентов в сочлененном агрегате* . .	100	23	23	54			

* Состав пятого обломка в расчет не принимался.

** Состав плагиоклазов в одних случаях определялся по максимальному углу погасания, в остальных — по косвенным признакам, по аналогии.

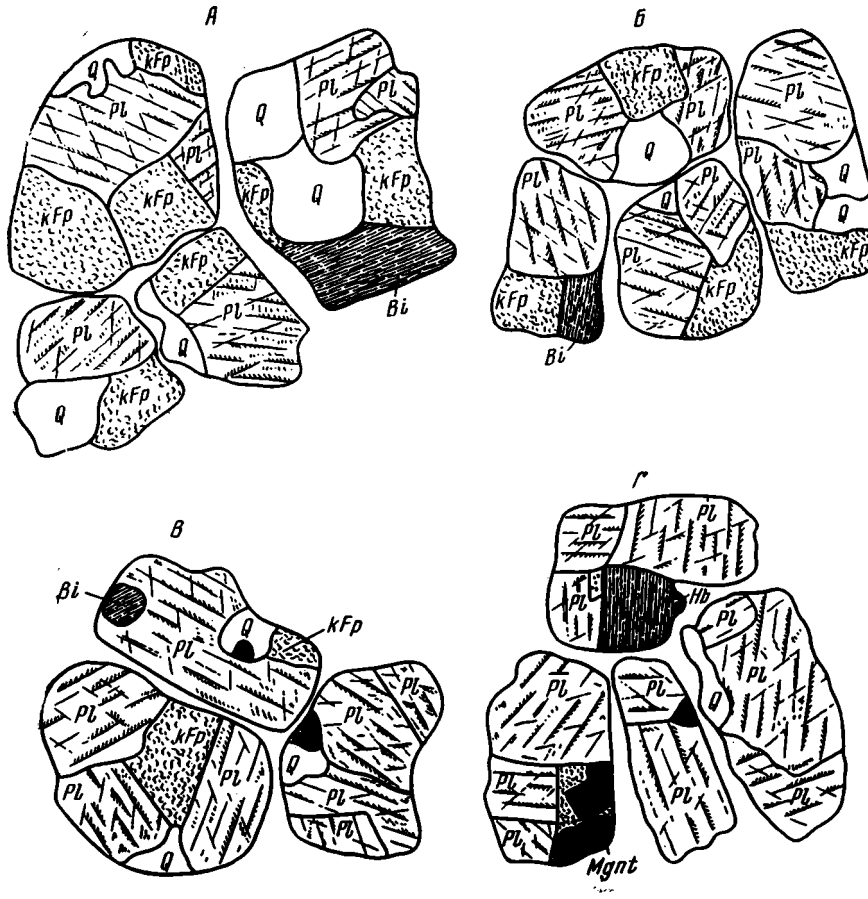
обломочных компонентов принимались за 100%. Одновременно рассчитывался средний диаметр обломков в породе. Образцы для подсчета выбирались в процессе первого этапа исследования таким образом, чтобы, по возможности, охарактеризовать каждый песчаный пласт разреза. В случае мощных (20—50 *м*) пластов образцы отбирались из нижней, средней и верхней его частей. В кремнистых толщах образцы песчаников отбирались из тонких прослоев и линзовидных слойков в опоковидных породах и аргиллитах. Принимались во внимание такие факторы, как характер распределения обломков и пределы колебаний размеров зерен. Отдавалось предпочтение образцам мелко-среднезернистых песчаников (0,15—0,40 *мм*) с равномерным распределением обломков. Результаты трехкомпонентного подсчета затем наносились на вышеописанную диаграмму (см. фиг. 1). Условными знаками оттенялись образцы довольно узких стратиграфических горизонтов (свиты, подсвиты). Группировки однозначных точек на диаграмме очерчивались и рассматривались как поля песчаников различных ассоциаций (см. фиг. 60).

В дальнейшем детализировался состав трех основных обломочных компонентов. Обломки пород, как наиболее информативная составляющая граувакк, изучались в первую очередь. Анализировался состав 100—150 обломков пород, попадающих на крест нитей окуляра при однонаправленном движении шлифа. Выявлялись петрографические типы обломков и их количество. Образцы для анализа выбирались так, чтобы наиболее полно при оптимальном количестве подсчетов охарактеризовать выделенные типы граувакк, проследить их взаимные переходы. Стратиграфические интервалы между последующими образцами контролировались результатами предыдущих подсчетов и, как правило, суживались к границам осадочных комплексов (формаций). При прочих равных условиях отдавалось предпочтение образцам с бо́льшим средним размером обломочных зерен.

Признаками, по которым выделялись петрографические типы обломков пород, служили структуры и минеральный состав зерен. Состав и структуры изверженных пород оценивались по А. Н. Заварицкому (1961), метаморфических — по Г. Розенбушу (1934) и Ю. И. Половинкиной (1966). Петрографическое название типам обломков давалось после того, как они прослеживались в ряде образцов и облик типа становился более или менее отчетливым — появлялась возможность воссоздать по разрозненным агрегатам характер породы в целом. При определении типа гранитоидов использовался прием соединения (сочленения) обломков в одно целое. Они сопоставлялись между собой и как бы складывались в единую породу. Для сочлененных таким способом агрегатов рассчитывались соотношения кварца, калиевых полевых шпатов и плагиоклазов, отмечались реликты темноцветных минералов, анализировались структуры (табл. 3). На первоначальных этапах изучения обломков гранитоидов соединение их в одно целое проводилось с помощью зарисовок, в дальнейшем, при массовых подсчетах,— умозрительно по схеме, приведенной в табл. 4. Примеры зарисовок показаны на фиг. 7.

По возможности предпринималось сопоставление результатов исследования обломков пород песчаной размерности с результатами изучения галек и гравия (табл. 5). Это очень помогало оценить состав тех или иных встречающихся в виде песчаных зерен обломков пород.

Следует отметить, что названия обломков отражали обобщенный петрографический тип породы, взятый вне связи ее с определенными материнскими геологическими телами. Несомненно, эти названия носят несколько условный характер, особенно для гранитоидов.



Фиг. 7. Зарисовка обломков пород и реконструкция исходной породы

Петрографические типы сочлененных агрегатов: *А* — гранит, *Б* — гранодиорит, *В* — кварцевый диорит, *Г* — диорит. *Pl* — плагиоклазы, *kFp* — калиевые полевые шпаты, *Q* — кварц, *Hb* — роговая обманка, *Bi* — биотит

Детализация состава полевых шпатов в песчаниках проводилась по методике В. Д. Шутова (1956). Трудоемкость исследований не позволяла изучить большое количество образцов, поэтому выбору их придавалось большое значение. Первые наметки образцов для изучения делались на первом этапе, при массовом просмотре шлифов. Они окончательно принимались после выделения типов граувакк и количественного изучения обломков пород. Кля каждого типа граувакк намечалось для изучения от 3 до 6 образцов в зависимости от однотипности или разнотипности состава обломков.

На основе сведений о соотношении и составе породообразующих обломков выделялись разновидности граувакк. Название разновидностям давалось по петрографическому типу обломков пород, характерных для граувакк. Пример выделения их разновидностей приводится в табл. 6.

Состав и типоморфные особенности акцессорных минералов изучались в иммерсионных препаратах, приготовленных из тяжелых фракций размерностью 0,25—0,01 *мм*. Особое внимание уделялось минералам, которые можно рассматривать как индикаторы петрографического типа пород, содержащихся в граувакках в виде обломков. К таким мине-

Таблица 5

Состав обломков пород (в %), содержащихся в виде галек и песчаных зерен в граувакках неогена Северного Сахалина

Состав пород	100 галек размером 1—10 *см*			200 песчаных зерен размером 0,15—0,5 *мм*		
	Слой 1000	Слой 1005	Слой 1014	Обр. 1000	Обр. 1005	Обр. 1014
Порфириты, их туфы	94	41	12	91	36	10
Андезито-базальты, их туфы	2	19	5	—	16	70
Кислые и кисло-средние эффузивы, их туфы	2	24	5	6	37	11
Гранитоиды (диориты, кварцевые диориты)	2	4	17	3	5	4
Глинистые сланцы, аргиллиты	—	4	23	—	2	2
Песчаники (граувакки)	—	4	33	—	4	4
Парасланцы	—	—	5	—	—	—
Зеленокаменные метаморфические породы	—	4	—	—	—	—

ралам в диоритовых граувакках относились *сфен и апатит,* в гранодиоритовых — *монацит и ксенотим.*

Следующий этап в минералого-петрографическом исследовании граувакк — изучение состава *глинистого вещества цемента песчаников* с применением комплекса методов микроскопического изучения, термографического, рентгеноструктурного и химического анализа. Порядок исследования следующий: 1) изучение в шлифах; 2) оптическое изучение ориентированных агрегатов; 3) термографический анализ; 4) рентгеноструктурный анализ; 5) химический анализ. Расшифровка состава многокомпонентного глинистого вещества в цементе песчаников и основной массе глин основывается главным образом на данных рентгеноструктурного анализа. Цикл минералого-петрографических исследований граувакк завершался изучением аутигенных образований и харак-

Таблица 6

Пример выделения разновидностей граувакк

Граувакки		Состав и содержание (в %) породообразующих компонентов								
				Обломки пород						
Тип	Разновидность	Кварц	Полевые шпаты	Всего	кисло-средние эффузивы	Кварцевые диориты и диориты	Гранодиориты и плагиограниты	Граниты	Альбитофиры	Прочие
Кварц-полевошпатовые	Кварцево-диоритовые и диоритовые	10—25	25—40	40—55	15—50	15—50	3—10	0—3	0—10	3—30
	Гранодиоритовые и плагиогранитовые	15—35	30—45	20—50	20—55	0—10	20—45	0—20	0—15	3—35
	Альбитофировые	15—40	30—50	30—55	30—55	—	2—25	0—20	15—45	2—20

Примечание. Выделены определяющие содержания обломков. Преобладающий состав полевых шпатов не выше плагиоклаза № 20.

тера вторичных изменений пород. Оно проводилось различными методами (изучение в шлифах и иммерсионных препаратах, термографический, рентгеноструктурный и химический анализы). В каждом конкретном случае перечисленные методы различно сочетались друг с другом.

Изложенная методика минералого-петрографического изучения граувакк чрезвычайно трудоемка. В первую очередь это относится к микроскопическому определению обломков пород в зернах песчаной размерности. Однако именно эта работа позволяет с максимальной надежностью типизировать граувакковые накопления. Поэтому она являлась абсолютно необходимой составной частью исследования каждой рассмотренной формации.

Глава вторая

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАУВАКК ГУМИДНОЙ ЗОНЫ

ГРАУВАККИ КАРАГАНДИНСКОЙ УГЛЕНОСНОЙ ФОРМАЦИИ

Угленосная формация Карагандинского бассейна ($C_1 - C_3?$) приурочена к одной из межгорных впадин, заложенных на консолидированном складчатом основании верхнепалеозойской геосинклинали Центрального Казахстана. Это сложный синклинорий широтного простирания, длиной до 100 *км*, шириной 30 *км*. Его северное крыло — пологое, южное — крутое. Синклинорий обрамлен со всех сторон выходами нижнепалеозойских, главным образом девонских, эффузивных пород. Это обрамление составляет естественную границу угленосной формации в плане, определившуюся еще в период предмезозойского размыва, уничтожившего сплошной покров каменноугольных отложений в пределах Центрального Казахстана.

Особенности структуры Карагандинского синклинория определяют сложное строение формационного тела. Синклинорий сильно погружается с востока на запад, где он резко обрывается мощным взбросом (Тентекским) с амплитудой около 5000 *м*. Поперечные поднятия расчленяют синклинорий на три обособленные мульды (с востока на запад): Верхне-Сокурскую, Карагандинскую и Чурбай-Нуринскую, каждая из которых осложнена дополнительными складками и разрывными нарушениями низших порядков.

Полный разрез угленосной формации мощностью около 4000 *м* встречен только в глубокой Чурбай-Нуринской мульде. К востоку мощность формации сокращается за счет постепенного эрозионного срезания верхних угленосных свит. В Карагандинской и Верхне-Сокурской мульдах породы юрского комплекса залегают на разных уровнях размытой поверхности карбона и девона (фиг. 8). Таким образом, верхняя граница формационного тела не одновозрастна, а представляет собой сложную поверхность мощного предмезозойского размыва. Нижняя граница формации проводится по основанию слабоугленосной аккудукской свиты, ниже которой залегают туфогенно-кремнисто-карбонатные породы терентинских слоев. Характер перехода угленосной формации в нижележащие отложения настолько постепенен, что Н. С. Шатский (1955) был склонен объединять терентинские слои и аккудукскую свиту в единую формацию кульма. В плане угленосная формация почти не испытывает сколько-нибудь значительных фациальных изменений, что определяется главным образом небольшими размерами современного формационного тела, представляющего собой реликт былого покрова карбоновых отложений, размытых в предмезозойское время. Степень эпигенетического преобразования пород и метаморфизм углей формации изменяются в широком диапазоне (марки углей от Г до Т), что связано в первую очередь с возрастанием дислоцированности по-

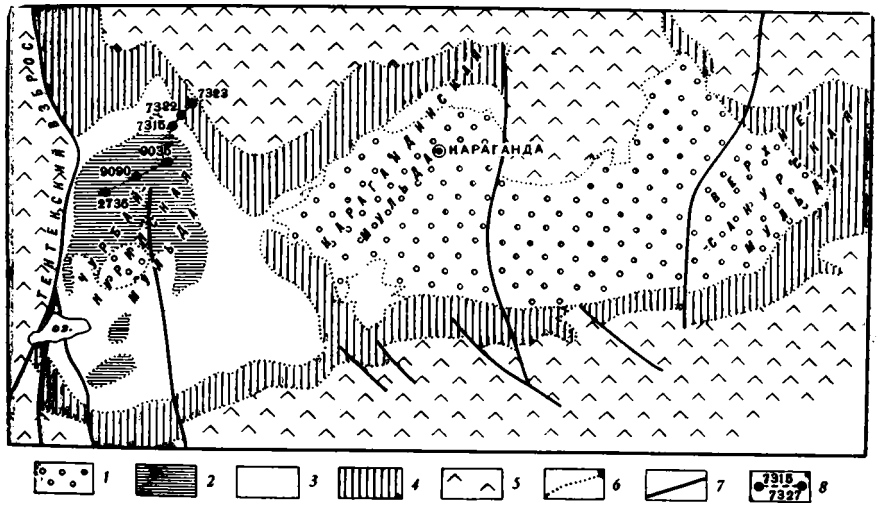
род при переходе от северного к южному крылу синклинория, а также с изменением пород и углей вниз по разрезу (правило Хильта).

Над вопросами стратиграфического расчленения и выяснения относительного возраста отдельных частей разреза карагандинского карбона работал большой коллектив главным образом ленинградских и казахских геологов: Л. Ф. Думлер (1955), Г. Л. Кушев (1963), Л. П. Монахова (1954), А. А. Петренко (1955, 1957), А. А. Петренко, Н. В. Ренгартен (1954), М. Б. Самсонов (1957), А. М. Симорин (1949, 1956), В. К. Щедров (1956) и многие другие.

Были выяснены основные литологические и фациальные особенности формирования свит угленосной формации. Работами Е. А. Слатвинской (1954, 1958, 1962), Т. А. Ишиной (1954, 1955), Н. В. Ренгартен (1954), В. В. Копериной (1956), А. А. Любер (1953), В. К. Щедрова (1958) и других создано современное представление о фациально-палеогеографических условиях формирования всей формации. Особо следует отметить литолого-формационные работы Н. С. Шатского (1955), впервые обосновавшего формационное расчленение карагандинского разреза.

В разрезе угленосной формации сверху вниз выделяются две подформации: 1) угленосная континентальная ($C_1v_3 — C_3?$), объединяющая шаханскую, тентекскую, долинскую, надкарагандинскую и частично (до ритма с пластом угля $К_7$) карагандинскую свиты; 2) угленосная паралическая C_1v_{1+2}, заключающая нижнюю часть карагандинской свиты, ашлярикскую и аккудукскую свиты.

Для составления и изучения сводного разреза был выбран участок северо-восточного крыла Чурбай-Нуринской мульды, где развит наиболее полный разрез формации и породы лежат относительно спокойно. Использованы два профиля разведочных скважин (скв. 2755—9090—9035 и скв. 7315—7332—7323). Первый из них пройден в отложениях континентальной части формации, второй — паралической (см. фиг. 1).



Фиг. 8. Обзорная схематическая геологическая карта Карагандинского угольного бассейна

1 — юрские угленосные отложения; *2—4* — угленосная формация карбона: *2* — отложения верхнего макроцикла континентальной подформации (шаханская, тентекская, долинская свиты), *3* — отложения нижнего макроцикла континентальной подформации (надкарагандинская, верхи карагандинской свиты), *4* — отложения паралической подформации (низы карагандинской, ашлярикская и аккудукская свиты); *5* — складчатое обрамление бассейна, сложенное в основном эффузивно-осадочным комплексом девона; *6* — стратиграфические границы свит; *7* — тектонические нарушения; *8* — профили исследованных скважин

В соответствии с методикой изучения постседиментационных изменений пород различного возраста изложение материала дается от более молодых отложений к древним, как бы вслед за ходом их эпигенетического преобразования.

КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ ПОДФОРМАЦИЯ

Впервые в таком объеме подформация была выделена Н. С. Шатским (1955) под названием континентальной (угленосной) молассы. Ее нижняя граница проводится по основанию пласта маломощного конгломерата (0,7 *м*), регионально прослеживаемого между пачками и пластами углей $К_7$ и $К_8$. На этом участке разреза наблюдается резкая смена фаций. Прибрежно-морские отложения, присутствующие в разрезе ниже пачки с углем $К_8$, исчезают, и широкое развитие получают континентальные слои. Г. Л. Кушев (1963) отмечает, что нижняя граница континентальной подформации обосновывается и палеонтологическими данными, разделяя слои со средне- и верхневизейской фауной и флорой. Верхняя граница определяется эрозионным срезом наиболее молодых слоев угленосной свиты. Мощность подформации достигает 2500 *м*.

По литолого-фациальному признаку континентальная подформация разбивается на два крупных цикла — макроциклы. Каждый из них характеризуется присутствием в нижней половине разреза более крупнозернистых пород, относящихся к собственно угленосным отложениям. По мере перехода к верхам макроциклов грубозернистые отложения сменяются более тонкозернистыми — алевролитами и глинами, лишенными угленосности и приобретающими постепенно признаки пестроцветных отложений. Первый макроцикл составляют породы карагандинской (начиная с пачки с углем $К_8$) и надкарагандинской свит; второй — породы долинской, тентекской и шаханской свит.

Литолого-фациальная характеристика

Типы пород. В строении описываемой подформации принимают участие шесть основных типов пород: 1) аргиллиты, как правило, плохо отмученные, иногда с обилием алевритового материала, характеризующиеся черной, серой, зеленовато-серой окраской; в верхах обоих макроциклов присутствуют аргиллиты бурой и кирпично-красной окраски, иногда образующей, в сочетании с серым и зеленовато-серым цветами, очень характерные неправильно-пятнистые текстуры; 2) алевролиты темно-серые, серые, зеленовато-серые, с разнообразными текстурными признаками и мощностью, достигающей иногда нескольких метров; 3) серые и зеленовато-серые песчаники, главным образом средне- и крупнозернистые, массивные или слоистые, с различными типами горизонтальной, косой или косоволнистой слоистости и очень сильно варьирующей мощностью от нескольких сантиметров до нескольких десятков метров, иногда до 100 *м*; 4) гравелиты и конгломераты, состоящие чаще всего из галек местных пород и имеющие очень ограниченное распространение и небольшую мощность, до 1—2 *м*; 5) витро-кристалло-кластические туфы кислого состава, образующие чаще всего пропластки мощностью в несколько сантиметров, в единичных случаях они достигают мощности 1,5—2 *м*; 6) угли.

По петрографическому составу выделяются два типа углей, соответствующих угленакоплению в пределах первого (карагандинский тип) и второго (долинско-тентекский тип) макроциклов (Любер, 1953). Угли верхнего макроцикла относятся к маркам Г и ГЖ с выходом лету-

чих компонентов от 30 до 38%. Угли нижнего макроцикла более метаморфизованы — марки К с выходом летучих компонентов от 25 до 29%. Мощность угольных пластов в обоих макроциклах колеблется обычно до 2 *м*.

Аргиллиты, алевролиты и реже песчаники континентальной подформации содержат в большом количестве фауну и флору. Первая относится к пресноводному типу и представлена главным образом филлоподами, остракодами и пелециподами; нередко присутствует чешуя ганоидных рыб. Флора представлена листьями, стеблями, иногда стволами различных типов мезокаламитов, каламитов, хвойных и других растений.

Тонкозернистые породы подформации изобилуют конкрециями, среди которых В. В. Коперина (1956) выделила две группы — кальцитовые и сидеритовые. В целях выяснения их стратиграфического значения и взаимосвязей с фациями В. В. Копериной разработана детальная морфологическая типизация конкреционных образований. Однако выделенные ею морфологические типы не получили ни стратиграфического, ни фациального значения. Взаимосвязь конкреций с фациальными условиями выявилась по минералогическому признаку и только для крупной группы фаций. Во влажных зонах озерных и болотных фаций подавляющее значение имели сидеритовые конкреции. В засушливой зоне — в делювии, временных потоках, среди фаций пересыхающих озер — резко преобладали кальцитовые конкреции.

Тип стратификации. Перечисленные выше типы пород образуют в разрезе повторяющиеся элементарные циклы, придающие всей подформации циклический характер. Элементарные циклы начинаются пачками, пакетами или единичными слоями песчаников, переходящих выше в пачки чередования алевролитовых и аргиллитовых слоев, к которым приурочены пласт или серия пластов и пропластков угля. Мощность отдельных циклов изменяется от нескольких до 100 и более метров. Циклы большей мощности приурочены к нижним частям макроциклов. Это элементарные циклы карагандинской свиты (нижний макроцикл) и низов долинской свиты (верхний макроцикл), где только песчаные пачки основания достигают мощности 100 *м* и более. По мере продвижения вверх по разрезу (верхи надкарагандинской свиты — нижний макроцикл, а также верхи тентекской и шаханской свит — верхний макроцикл) мощность элементарных циклов постепенно уменьшается, измеряясь первыми десятками метров. В самых верхах разреза макроциклов, где исчезают угольные пласты, а затем и сколько-нибудь мощные пакеты песчаников, элементарные циклы становятся маломощными (первые метры) и постепенно теряют границы, расплываясь в монотонном чередовании аргиллитовых и алевролитовых пропластков. Отметим, что нижний макроцикл, образованный в целом более тонкозернистыми породами, характеризуется непрерывным разрезом. Породы верхнего макроцикла более крупнозернистые, и в них чаще присутствуют пласты гравелитов и конгломератов. Свиты верхнего макроцикла разделены между собой отчетливыми перерывами, иногда со следами азимутального несогласия.

Фациальная характеристика. Формирование угленосных отложений происходило в континентальных обстановках. Песчаники основания циклов отлагались в условиях гидродинамически активных сред. Их фациальная природа изменялась от дельтовой до аллювиально-русловой и далее до конусов выноса горных рек. Такое направленное изменение ощущается как в пределах макроциклов, так и во всем разрезе. При переходе к верхним частям элементарных циклов — к пачкам переслаивания более тонкозернистых пород, часто с пластами углей — имеет место парагенез указанных дельтово-русловых песчаных фаций с

фациями озер и пойм, периодически зарастающих и превращающихся в торфяные болота. Такие парагенезы фаций прослеживаются в обоих макроциклах. Наряду с ними присутствуют и специфические континентальные фации, получившие после исследований В. В. Копериной (1954, 1956) наименование фаций сухих равнин. Они представляют собой совокупность делювия и осадков пересыхающих пойм и озер. Формирование их связано с некоторыми изменениями гумидного климата в сторону начальной аридизации. Поэтому фации сухих равнин наиболее распространены в верхах обоих макроциклов, где формируются безугольные свиты с признаками аридной пестроцветности (верхи надкарагандинской свиты нижнего макроцикла и шаханская свита верхнего макроцикла). В верхнем макроцикле эти фации встречаются шире, спускаясь в средние и даже нижние части разреза (тентекская и долинская свиты).

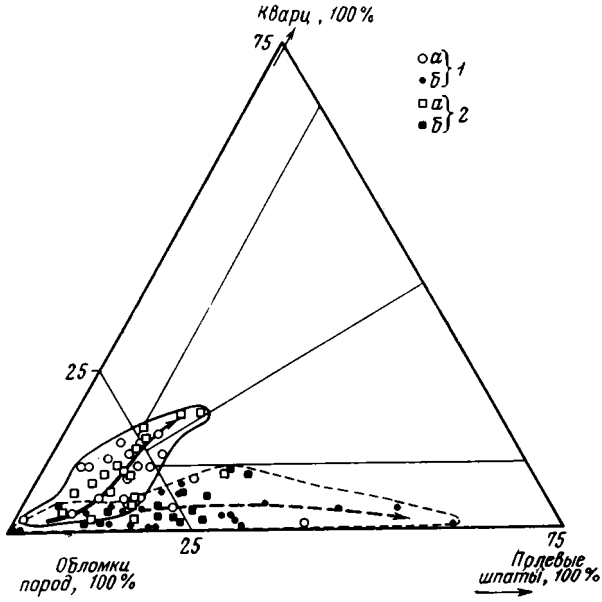
В целом, фациальные обстановки формирования осадков подформации эволюционировали в соответствии с изменением тектонической природы Карагандинского синклинория. Они изменялись от отчетливо гумидных дельтово-озерных обстановок начального этапа развития внутриконтинентальной плоской депрессии до пролювиально-аллювиальных обстановок межгорного прогиба гумидного и начала аридного климата.

Минералого-петрографическая характеристика

Песчаники

Соотношение породообразующих компонентов. Песчаники континентальной подформации представляют собой типичные граувакки. Они сложены грубозернистым материалом, изобилующим обломками разнообразных, главным образом эффузивных пород; резко подчиненное значение имеют зерна кварца и полевых шпатов. Иными словами, песчаные породы подформации относятся в соответствии с принятой классификацией к наименее зрелым типам собственно граувакк. Среди них обособляются две группы пород: 1) собственно граувакки, тяготеющие к полевошпат-кварцевым типам и сложенные, как убедимся ниже, в основном обломками кислых эффузивов (табл. I, *1*, *2*); 2) собственно граувакки, переходящие в полевошпатовые и сложенные преимущественно обломками порфиритов и их туфов (табл. I, *3*, *4*). Положение этих граувакк на диаграмме показано на фиг. 9. Оба типа граувакк встречаются по всему разрезу подформации, образуя обособленные многократно переслаивающиеся горизонты мощностью от 50—80 до 250—360 *м*. Впервые на такие горизонты обратила внимание Н. В. Ренгартен (1954), выделившая в верхней половине карагандинской свиты между пластами углей $К_{13}$ — $К_{18}$ и $К_{18}$ — $К_{20}$ два горизонта с песчаным материалом, соответствующим грауваккам первого и второго типов. Петрографическое изучение подформации позволило выделить в ее разрезе 12 аналогичных горизонтов. Тип обломочного материала в породах горизонтов, их мощность, а также привязка к соответствующим стратиграфическим реперам разреза — пластам угля даны в табл. 7.

Из таблицы видно, что горизонты, сложенные граувакками разного типа, строго чередуются: за горизонтом с одним типом обломочного материала следует горизонт с другим. Исключение составляет «фельзитовый» горизонт в основании долинской свиты, ложащийся с перерывом на аналогичный по составу горизонт верхов предыдущего макроцикла. Контрастный характер чередующихся горизонтов подчеркивается различной гранулометрией пород. Граувакки первого типа, как правило, более тонкозернисты, в них преобладают фракции 0,5—0,25

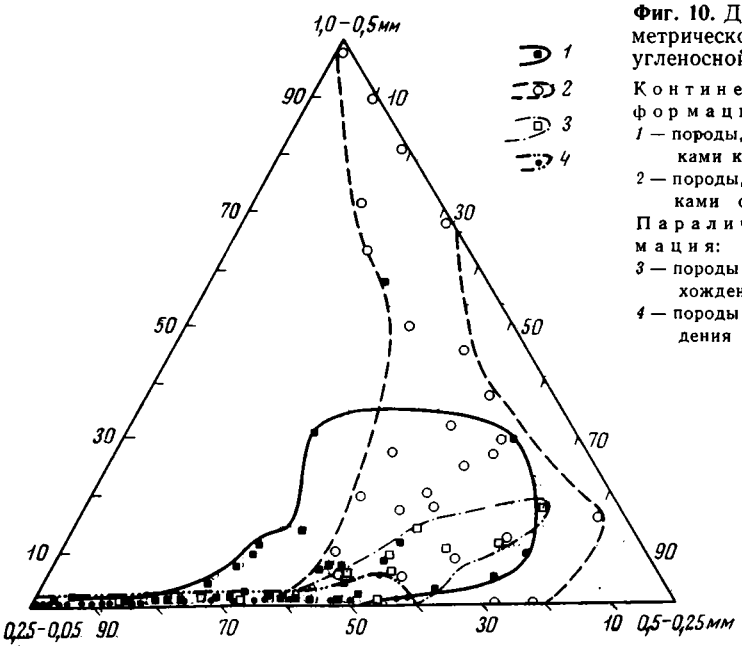


Фиг. 9. Диаграмма минералогического состава пород континентальной подформации

Верхний макроцикл:
1 — породы, сложенные обломками кислых (*а*) и основных (*б*) эффузивов.
Нижний макроцикл:
2 — породы, сложенные обломками кислых (*а*) и основных (*б*) эффузивов

и 0,25—0,05 *мм*. В граувакках второго типа существенная роль принадлежит фракции 1,0—0,5 *мм*. Это хорошо видно из гранулометрического треугольника (фиг. 10), где изображен фракционный состав обоих типов пород, а также следует из диаграммы распределения компонентов пород по разрезу подформации, где приведено значение вычисленного среднего диаметра зерен в песчаных породах (фиг. 11).

Типы обломков пород и их количественная роль. Правильное выделение главнейших типов обломков в песчаниках представляет собой основное и самое трудное звено во всей петрографической обработке материала. Среди кажущегося бесконечного многообразия обломков,



Фиг. 10. Диаграмма гранулометрического состава пород угленосной формации

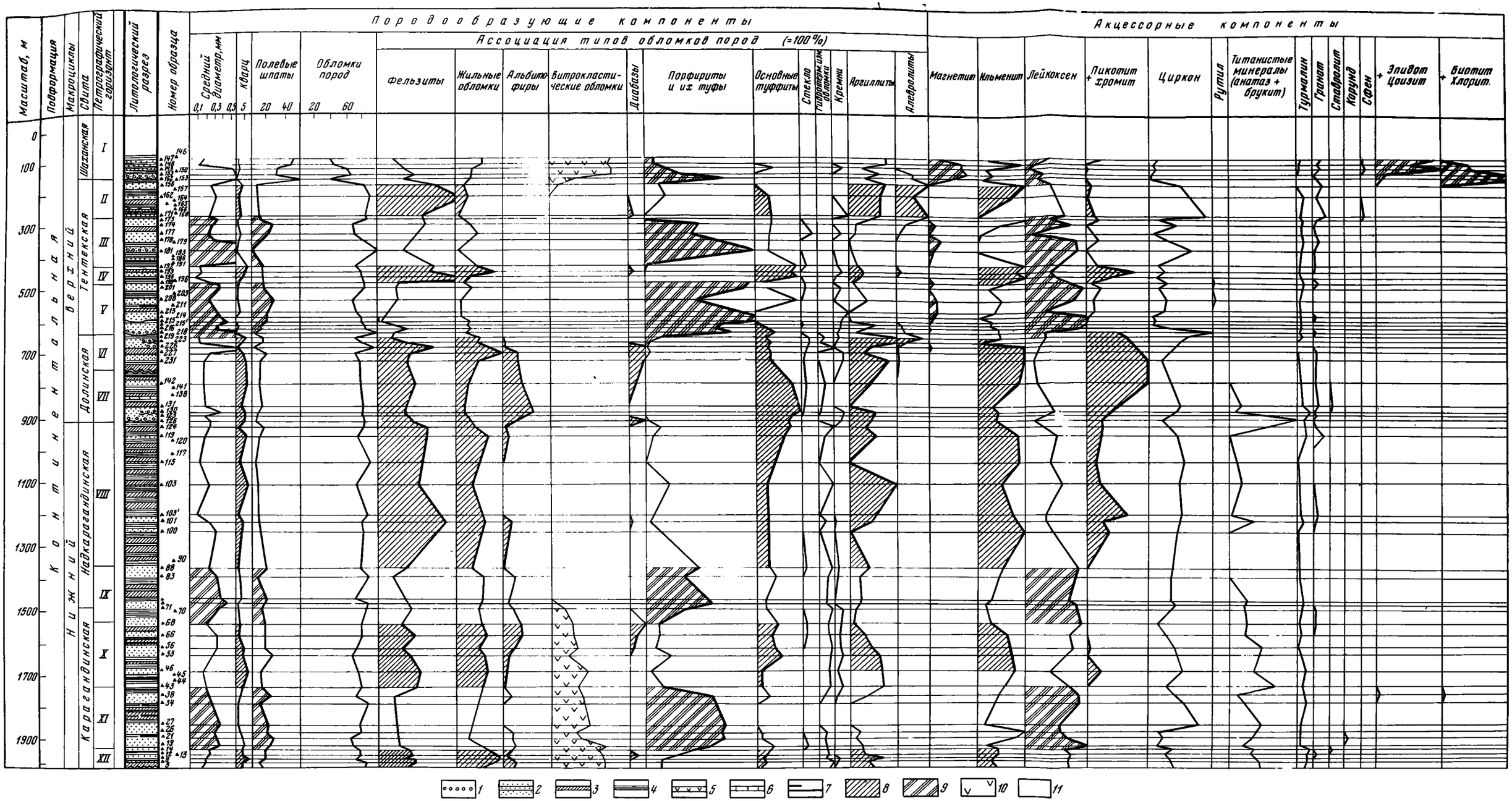
Континентальная подформация:
1 — породы, сложенные обломками кислых эффузивов,
2 — породы, сложенные обломками основных эффузивов.
Паралическая подформация:
3 — породы дельтового происхождения,
4 — породы морского происхождения

главным образом эффузивов, необходимо было выделить характерные устойчивые и вместе с тем достаточно емкие типы, представляющие собой совокупность тождественных или генетически близких образований, соответствующих петрографическим комплексам источников сноса. Решающими признаками при выделении таких типов были, во-первых, характер микроструктуры обломка — наиболее устойчивый признак, а во-вторых, его минералогический состав. В качестве дополнительного признака использовался парагенез обломков пород. Кроме того, помогало предварительное изучение петрографии пород, рассматриваемых как вероятные материнские, по литературным источникам. В нашем случае это петрография девонского, силурийского и ордовикского вулканогенно-обломочного комплекса с широким развитием в нем порфиритов, альбитофиров и соответствующих серий туфолавовых и туфогенных образований, развитых среди складчатого обрамления Карагандинского бассейна.

Таблица 7

Петрографические горизонты подформации

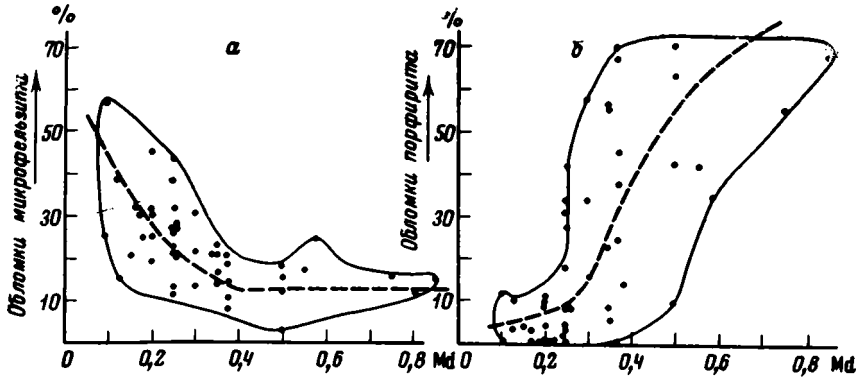
№ горизонта (сверху вниз)	Характер обломочного материала в породах горизонта		Мощность, м	Соответствующие номера угольных пластов	Свита	Макроцикл
1	Свежий материал порфиритов и их туфов	Обломки вулканического туфа	>50	Нет углей	Шаханская	Верхний
					Перерыв	
2	Выветрелый материал кислых эффузивов		160	T_{17}—T_{16}	Тентекская	
3	Свежий материал порфиритов и их туфов		80	T_{15}		
4	Выветрелый материал кислых эффузивов		100	T_{14}—T_{11}		
5	Свежий материал порфиритов и их туфов		160	T_{10}—T_{16}		
					Перерыв	
6	Выветрелый материал кислых эффузивов		120	T_5—T_1	Долинская	
7	То же		Перерыв в изучении разреза 170	$Д_5$—$Д_1$	Перерыв	
8	»		360	Нет углей	Надкарагандинская	Нижний
9	Материал порфиритов и их туфов		250	Нет крупных пластов угля		
10	Выветрелый материал кислых эффузивов	Обломки вулканического стекла или туфа	160	K_{20}—K_{18}	Карагандинская	
11	Свежий материал порфиритов и их туфов		210	K_{17}—K_{12}		
12	Выветрелый материал кислых эффузивов		120	K_{12}—K_{10} Перерыв в изучении разреза	До пачки с пластом угля K_7 Перерыв	



Фиг. 11. Минералого-петрографическая характеристика песчаных пород континентальной подформации

1 — конгломераты; *2* — песчаники; *3* — алевролиты; *4* — аргиллиты; *5* — туфы; *6* — известняки; *7* — пласты угля. Минералогическая характеристика компонентов: *8* — характерных для петрографических горизонтов, сложенных обломками кислых эффузивов, *9* — то же для обломков основных эффузивов, *10* — характерных для пирокластического материала, *11* — одинаково распространенных в разных петрографических горизонтах

Граувакки



Фиг. 12. Зависимость содержания петрографических компонентов от гранулометрии пород

а — зависимость содержания обломков микрофельзита в песчаниках континентальной подформации от величины медианного диаметра зерен; *б* — то же для обломков порфирита

В угленосной формации были выделены одиннадцать типов обломков пород, встречающиеся иногда с некоторыми постседиментационными изменениями.

1. Обломки микрофельзитовой основной массы, как правило, хорошо окатаны, бесцветны или окрашены в слабобуроватые тона. В скрещенных николях они либо изотропны, либо обнаруживают слабую точечно-агрегационную поляризацию. Эти обломки распространены по всему разрезу угленосной формации и являются ведущим типом в группе обломков кислых эффузивов. Обращает на себя внимание то, что, несмотря на максимальную механическую устойчивость основной фельзитовой массы, ее обломки хорошо окатаны и тяготеют к мелкозернистым граувакам (обломки $<0{,}30$ *мм*). При увеличении среднего диаметра зерен ($>0{,}30$ *мм*) содержание микрофельзитовых обломков вначале заметно снижается, а далее остается постоянным и уже не реагирует на возрастание крупности зерен в породе (фиг. 12*а*).

2. Обломки микрогранитовой, микропойкилитовой и (или) раскристаллизованной фельзитовой структуры основной массы неоднородны. Этот тип объединяет генетически близкие образования, характеризующиеся лучшей раскристаллизацией своей основной массы. Обломки также обычно хорошо окатаны. В них ясно различимы изометричные, ксеноморфные неделимые кварцы и альбиты. Присутствие мельчайших иголочек апатита придает всей структуре характерный микропойкилитовый облик. В целом этот тип устойчиво ассоциирует с обломками микрофельзита, заметно уступая последним по общему количественному содержанию.

3. Обломки с гипидиоморфнопризматическизернистой структурой основной массы состоят из вытянутых крупных призматических лейст альбита, обладающих характерными ксеноморфными ограничениями. Специфика последних заметно отличает всю структуру в целом от диабазового строения и присущим ему изоморфизмом неделимых плагиоклаза. Лейсты альбита группируются иногда в неяснолучистые агрегаты, в интерстициях которых часто присутствуют выделения кварца и, реже, остаточного стекла вместе со светло-зеленым хлоритом. По размерам обломки такого раскристаллизованного базиса, как правило, больше описанных выше обломков других типов. Генетически они тесно связаны с обломками и микрогра-

нитов, представляя собой в какой-то мере более глубинные корневые зоны альбитофировых излияний. Шире всего распространены они в песчаниках долинской свиты.

4. Обломки фельзитовой массы, измененной гидротермальной серицитизацией, распространены ограниченно, составляя единичные проценты от массы всех обломков. Обломки представляют собой округлые, иногда сферические образования, сложенные сноповидным микроагрегатом серицита. Отдельные просветы (промежутки) между агрегатами слюды обнаруживают микрофельзитовую природу.

5. Обломки стекловатого базиса с неясновитрофировой структурой в граувакках верхней континентальной подформации распространены крайне ограниченно, за исключением грубозернистых песчаников основания шаханской свиты и пород карагандинской свиты. Широкое региональное распространение обломки с витрофировой структурой имеют в песчаниках паралической подформации. В отличие от собственно микрофельзитовых обломков они сильно изменены — монтмориллонитизированы в постседиментационный период. В скрещенных николях эти обломки обнаруживают пеструю агрегатную интерференцию, позволяющую различать на фоне микрочешуйчатой основной массы более яркие реликты изогнутых рогулек, образующих, в свою очередь, специфический скелет витрофировой структуры. Их интенсивное преобразование в постседиментационном периоде связано с пирокластической природой обломков. В условиях бассейновых обстановок, в которых формировалась паралическая подформация, пирокластический материал непрерывно смешивался с терригенным. Следствием этого явилось, во-первых, обилие пирокластики почти во всех песчаниках паралической подформации, во-вторых, отсутствие или большая редкость в разрезе ашлярикской и низов карагандинской свит чистых прослоев пирокластических пород. В континентальной подформации соотношение обратное. Здесь многочисленны прослои и даже слои (до 3 *м*) чистых пирокластолитов, в то время как в песчаниках подформации обломки синхронной пирокластики полностью отсутствуют. Это связано как с общим ослаблением вулканической деятельности, так и с отсутствием бассейновых обстановок, необходимых для седиментационного смешения пирокластического материала с терригенным.

6. Обломки порфиритовой основной массы заметно меньше окатаны, угловатые, иногда неправильной формы. Специфичен их размер; в отличие от микрофельзитовых образований обломки порфиритов тяготеют к крупнозернистым фракциям. На фиг. 12, *б* показана зависимость процентного содержания порфиритов от среднего радиуса зерен песчаника. На графике видно, что по мере увеличения среднего диаметра зерен, начиная примерно с размера 0,30 *мм*, процент порфиритов резко возрастает. Среди зерен порфиритового базиса присутствуют два типа образований: а) обломки собственно порфиритов, в которых обнаруживается характерный «войлок» плагиоклазовых микролитов, погруженных в хлоритизированную массу бурого стекла; иногда присутствуют фенокристы плагиоклаза, относящегося к андезину — лабрадору; б) обломки, в которых микролиты плагиоклазов отсутствуют, а основная масса представлена флюидальным агрегатом темно-зеленого хлорита. В массе хлорита иногда улавливаются неясные очертания либо крупных микролитов, замещенных хлоритом, либо реликты витрофировой структуры. Вторая категория сильно хлоритизированных обломков всегда ассоциирует с обломками собственно порфировых образований; их генетическое родство несомненно. Возможно, они отвечают хуже раскристаллизованным первично более стекловатым

разностям порфиритов; не исключена возможность их принадлежности к порфиритовым туфам.

7. Обломки диабазов окатаны лучше порфиритовых, уступают им по размерам, концентрируясь в основном во фракции <0,30 *мм*. Они состоят из призматических лейст плагиоклаза, идиоморфных по отношению к хлоритизированному темноцветному компоненту. Основной плагиоклаз замещен альбитом. В интерстициях между призмочками полевых шпатов — обильный хлорит. Ряд обломков по структуре приближается к микродиабазам или даже диабазовым порфиритам.

8. Обломки основных туфитов по размерам и конфигурации зерен близки к обломкам диабаза. Характерный признак — терригенные остроугольные обломки полевых шпатов, погруженных в базальную массу флюидального агрегата зеленого хлорита.

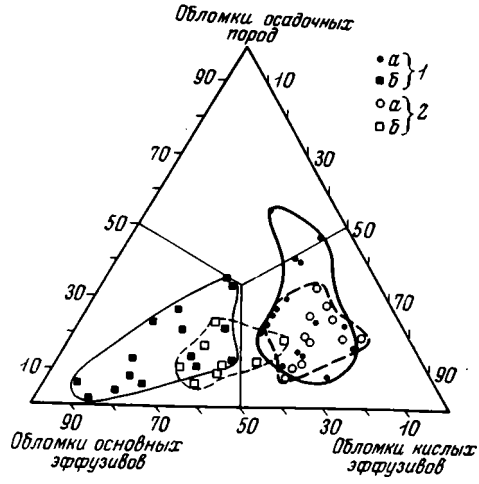
9. Обломки песчаников и алевролитов разновеликие, с разной степенью окатанности. Фиксируются в основном песчаники и алевролиты граувакового состава, бесцементные, а также с карбонатным, хлоритовым, хлорит-слюдистым и другими типами цемента.

10. Обломки тонкозернистых пород — аргиллитов, углистых сланцев, угля и других обладают всегда характерной удлиненной формой, слабо окатаны, что свидетельствует о местных размывах и переотложении материала главным образом из угленосной формации.

11. Обломки кремнистых сланцев представлены слабо окатанными, иногда удлиненными образованиями, сложенными разнозернистым халцедоновым веществом, как правило, слабо реагирующим на поляризованный свет. От зерен микрофельзита кремнистые образования отличаются неправильной формой и более высоким средним показателем преломления.

Все описанные типы обломков делятся на три генетические группы, соответствующие кислым (типы 1—5), основным (типы 6—8) эффузивам и осадочным породам (типы 9—11). Некоторой натяжкой при таком объединении является присоединение синхронной пирокластики (тип 5) к группе обломков кислых эффузивов. Первые, хотя и являются производными кислой магмы, генетически отличны и поэтому должны быть обособлены от прочих терригенных обломков кислых эффузивов, связанных в своем происхождении с размывом альбитофировых образований девона (и, возможно, ордовика). В верхней континентальной подформации, как говорилось выше, роль пирокластических обломков незначительна — они локально обогащают песчаники шаханской свиты и присутствуют в песчаниках карагандинской свиты (см. фиг. 11). На диаграмме показано обобщенное распределение типов обломков пород в граувакках двух макроциклов континентальной подформации. При этом пирокластические образования шаханской и карагандинской свит не выделялись в качестве самостоятельного компонента, а суммировались с другими обломками кислых эффузивов (фиг. 13). В таком виде особенности состава парагенезов обломков в граувакках первой и второй групп выявляются достаточно четко. Граувакки первой группы (собственно граувакки, переходящие в полевошпат-кварцевые) сложены абсолютно преобладающими обломками кислых эффузивов, которые в песчаниках верхнего макроцикла частично смешиваются с обломками осадочных пород. Граувакки второй группы (собственно граувакки, переходящие в полевошпатовые) представлены преобладающими обломками средних и основных эффузивов. В верхнем макроцикле это соотношение выдерживается наиболее четко; в нижнем макроцикле в составе обломков несколько увеличивается содержание пород кислой группы.

Типы полевых шпатов и их количественные соотношения. Полевошпатовая ассоциация двух разных типов граувакк заметно отличается



Фиг. 13. Диаграмма состава типов обломков пород в песчаниках континентальной подформации

Верхний макроцикл:
1 — породы, сложенные обломками кислых (*а*) и основных (*б*) эффузивов.
Нижний макроцикл:
2 — породы, сложенные обломками кислых (*а*) и основных (*б*) эффузивов

одна от другой (фиг. 14). В граувакках первого типа она состоит из кислых плагиоклазов (до № 20) и небольшой примеси калиевых полевых шпатов при относительно низком содержании (0—15%) полевых шпатов вообще. В граувакках второго типа общее количество полевого шпата резко увеличивается (10—50%), хотя в составе ассоциации присутствуют только плагиоклазы. Сверху вниз по разрезу, в пределах горизонтов, сложенных граувакками соответствующего типа, характер плагиоклазов изменяется. В них быстро убывают основные члены ряда (андезит № 30—50) и остаются кислые плагиоклазы, причем отчетливо доминируют обломки альбита (до № 8).

Сама по себе группа кислых плагиоклазов, доминирующая среди полевых шпатов обоих типов граувакового материала, также неоднородна. В ней выделяются три типа обломков, легко различающихся морфологически и имеющих различное происхождение.

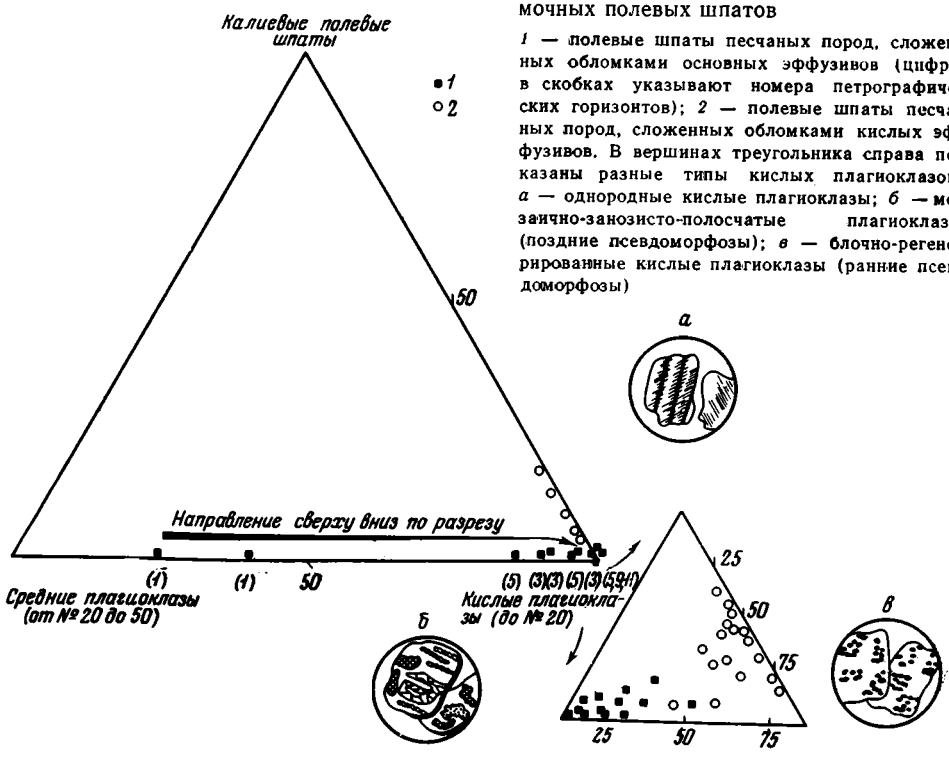
Обломки первого типа представляют собой сложную псевдоморфозу альбита, реже кислого олигоклаза по более основному плагиоклазу. Сложность таких псевдоморфоз определяется тем, что, помимо альбита, они содержат многочисленные мелкие выделения кальцита, анкерита, хлорита, пренита, гидрослюды и каолинита. Часто перечисленные минералы присутствуют одновременно, образуя, по меньшей мере, две наиболее типичные ассоциации: 1) альбит — хлорит — пренит — карбонат; 2) альбит — хлорит — гидрослюда — каолинит — карбонат. Стадийность образования вторичных минералов соответствует указанной последовательности, которая устанавливается по очень редким случаям пересечения одних новообразований другими. Однако, как правило, все эти новообразования развиваются по полевому шпату изолированно друг от друга; их агрегаты причудливо оконтуривают друг друга, заходя иногда выступами одного агрегата в западины другого, но сохраняя разделяющую тонкую каемку из полевошпатовой ткани. Многообразна и форма таких минеральных агрегатов; они имеют конфигурацию то занозисто-удлиненную, почти полосчатую, то изометричную с прямоугольными ограничениями, то, наконец, сложноизвилистую. В совокупности все агрегаты образуют сложную мозаику, наблюдающуюся на поверхности или в сечениях зерен кислого плагиоклаза (табл. II, *1, 2, 3*). Изолированность новообразований свидетельствует о паразитическом их развитии за счет материала более основных плагиоклазов. В процессе их деанортизации «строительный материал» шел не только на формирование альбита, но и, в соответствии с общей средой поро-

ды, на образование вторичных минералов, указанных выше. С этой точки зрения понятна и та связь, которая обнаруживается между минеральным составом полевошпатовых включений и цементирующей массы граувакк. Для граувакк верхнего макроцикла (горизонты 1, 3, 5) минеральный ряд хлорит — пренит — карбонат прослеживается как на оконтуривающих друг друга включениях в плагиоклазе, так и в поровопленочном цементе грауваковых пород. В граувакках нижнего макроцикла (горизонты 9, 11) ряд хлорит — гидрослюда — каолинит — карбонат также отмечается и во включениях и в цементе.

В каждую стадию образовывались мозаично-занозистые сложные псевдоморфозы кислого плагиоклаза по более основному члену этого ряда. Нижняя стадийная граница — зона глубинного эпигенеза. Это доказывается тем, что в конформном сочленении зерен, наблюдающемся в песчаниках зоны глубинного эпигенеза, соответствующие швы между обломками одновременно рассекают все типы паразитирующих включений, развитых на зернах полевых шпатов. Такое соотношение позволяет считать, что все включения развились на соответствующих зернах полевого шпата задолго до процесса конформного растворения обломочных зерен.

Поскольку массовое развитие конформации происходит уже в начале глубинного эпигенеза, можно считать, что образование сложных псевдоморфоз альбита и других вторичных минералов по более основным плагиоклазам имело место на стадии начального эпигенеза.

Верхняя стадийная граница менее определенна. Судя по тому, что псевдоморфозы встречаются уже в самых верхах разреза, где они находятся в парагенезе с еще не деанортозированными основными плагиоклазами (см. фиг. 14), не исключена возможность, что начало их формирования находится еще за пределами осадочных пород — в эф-



Фиг. 14. Диаграмма состава типов обломочных полевых шпатов

1 — полевые шпаты песчаных пород, сложенных обломками основных эффузивов (цифры в скобках указывают номера петрографических горизонтов); *2* — полевые шпаты песчаных пород, сложенных обломками кислых эффузивов. В вершинах треугольника справа показаны разные типы кислых плагиоклазов: *а* — однородные кислые плагиоклазы; *б* — мозаично-занозисто-полосчатые плагиоклазы (поздние псевдоморфозы); *в* — блочно-регенерированные кислые плагиоклазы (ранние псевдоморфозы)

фузивном комплексе области сноса. Однако основная их масса формировалась, несомненно, в начальные стадии эпигенеза.

Обломки второго типа представляют собой простые псевдоморфозы по тем же минералам — средним и основным плагиоклазам. В отличие от сложных псевдоморфоз обломки этого типа состоят из одного минерала — кислого плагиоклаза, чаще всего альбита (до № 6—8). Об их былой, более основной, природе свидетельствует неоднородная блоковая структура зерен, вырисовывающаяся за счет резкой замутненности, а иногда и несколько иной оптической ориентировки блоков по сравнению с всегда прозрачным межблочным «цементом», представленным тем же альбитом. По зернам этого типа вторичные новообразования, как правило, не развиваются; исключение составляет карбонат. В процессе конформации обломков растворению подвергаются в равной мере как замутненные блоки, так и чистый «цемент».

По всей вероятности, эти псевдоморфозы в осадок поступали уже как терригенные компоненты, заимствованные из средних и основных эффузивов, испытавших процессы альбитизации in situ. Поэтому в отличие от предыдущего типа — поздних псевдоморфоз описанные обломки псевдоморфоз отнесены к категории ранних, образовавшихся в материнских породах.

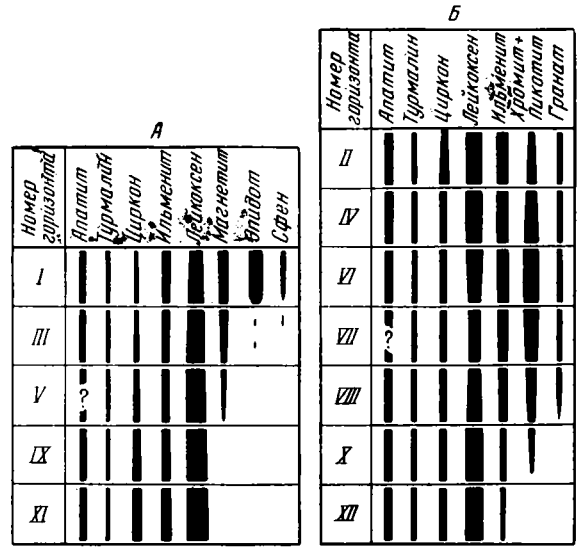
Обломки третьего типа представляют собой однородные зерна кислых плагиоклазов (кислый олигоклаз, но чаще альбит) с полисинтетическими, простыми двойниками и, реже, вообще без двойников. Все зерна свежие, иногда равномерно замутненные. Вероятно, эти минералы унаследованы в неизмененном виде от эффузивных альбитофиров, представлявших собой материнские образования в зоне сноса.

Таким образом, кислые плагиоклазы четко расчленяются на три типа обломков, количественное соотношение которых показано на фиг. 14.

Суммируя все сказанное об обломочных полевых шпатах, еще раз подчеркнем, что в устойчивой ассоциации граувакк I типа почти отсутствуют поздние сложные псевдоморфозы альбита, и, наоборот, среди нестабильной ассоциации граувакк II типа минимальные значения имеют ранние простые псевдоморфозы, особенно зерна однородных первичных кислых плагиоклазов.

Характер обломочного кварца. Общее содержание в породах кварца, как правило, не превышает первого десятка процентов. В граувакках I типа оно чуть выше (около 10%), в граувакках II типа — несколько ниже (2—3%). Однако морфология зерен кварца остается постоянной во всех типах граувакк. Это изометричные, монокристальные зерна водяно-прозрачного кварца, обладающие часто реликтами кристаллографической огранки, в виде комбинации двух ромбоэдров, придающих зернам специфический бипирамидальный габитус. Характерно, что во всех зернах, где сохранились элементы кристаллографической огранки, присутствуют одни ромбоэдры, при полном отсутствии граней призмы. Такой характер кварцевых кристалликов присущ, как известно, высокотемпературному кварцу эффузивных пород и указывает на источник терригенного кварца — кислые эффузивы.

Типы акцессорных минералов и их распределение по разрезу. Для граувакк подформации характерно общее низкое содержание тяжелой фракции (от следов до 0,1—0,2 и реже до 0,3%). В направлении сверху вниз по разрезу идет постепенное его уменьшение в соответствии с вышеприведенными цифровыми интервалами. Среди терригенных компонентов тяжелой фракции присутствуют магнетит, ильменит, лейкоксен, хромит, пикотит, апатит, циркон, турмалин, рутил, гранат, ставролит, сфен, эпидот, цоизит и биотит. Их количественное распределение показано на фиг. 11, где видно, что комплексы тяжелых минералов в го-



Фиг. 15. Минералогическая зональность тяжелых минералов в породах континентальной подформации. Горизонты, сложенные породами с обломками основных (*А*) и кислых (*Б*) эффузивов

ризонтах разного состава несколько различаются количественно и качественно. В обобщенной форме это различие показано на фиг. 15. С граувакками основных пород связаны, помимо общего комплекса, сложенного лейкоксеном, ильменитом, апатитом, цирконом и турмалином, такие минералы, как магнетит, эпидот, сфен. Своеобразие ассоциации дополняется характерными типоморфными особенностями циркона, представленного в подавляющей массе изометричными мелкими кристалликами с хорошо развитыми гранями бипирамиды и почти редуцированными гранями вертикальной призмы. Однако следует подчеркнуть, что характерные минералы тяжелого комплекса обнаруживаются только в самых верхних горизонтах; ниже по разрезу они исчезают в результате внутрислойного растворения, на чем подробнее мы остановимся ниже (см. стр. 94).

С граувакками, сложенными преимущественно обломками кислых пород, связан другой комплекс тяжелых акцессориев. Помимо минералов, общих с граувакками предыдущего типа, здесь присутствуют хромит, пикотит и гранат. Кроме того, специфическими особенностями обладают цирконы, представленные кристаллами разной величины, формы и окатанности. Характерные минералы тяжелого комплекса прослеживаются почти по всему суммарному разрезу соответствующих горизонтов и лишь в самых нижних горизонтах также исчезают в результате внутрислойного растворения (см. фиг. 15). Реликты растворенных кристаллов граната в виде черепитчатых дендритов или полностью разобщенных частей былого кристалла, погруженных в кварцевые или кальцитовые новообразованные агрегаты, особенно обильны в низах общего разреза.

Обращает на себя внимание интересное и важное обстоятельство, заключающееся в несоответствии тяжелых акцессориев породообразующим компонентам граувакк, сложенных преимущественно обломками кислых эффузивов. В самом деле, с породообразующими обломками кислых эффузивов связаны такие акцессории, как хромит, пикотит, гранат, представляющие собой характерный комплекс тяжелых минералов сугубо основных пород. Такое совместное нахождение чуждых друг другу породообразующих компонентов и акцессориев может возникнуть только при одновременном разрушении в области сноса кислых и ос-

новных пород с последующим вызреванием смешанного состава, при котором все неустойчивые элементы должны сокращаться, а устойчивые, наоборот, увеличиваться. В породообразующей части следует ожидать обогащения такими минералами, как кварц, калиевые полевые шпаты и натриевые плагиоклазы, а также обломками кислых эффузивов. Для акцессорных компонентов созревание смешанного комплекса минералов приведет к уничтожению всех фемических и неустойчивых рудных минералов и накоплению более стойких, в том числе и некоторых устойчивых акцессорных — хромита, пикотита и граната.

Возвращаясь к детальной характеристике обломочного материала граувакк I типа, можно констатировать, что эта ассоциация удовлетворяет всем признакам смешанного, достаточно зрелого обломочного материала. Наличие последнего также подтверждается анализом состава глинистых минералов в цементирующей массе граувакк.

Типы структур и цементации изменяются в зависимости от состава граувакк, а внутри групп в зависимости от положения пород в разрезе. Для граувакк, сложенных преимущественно обломками средних и основных пород, типичны *обломочные структуры с порово-пленочным цементом* (в горизонтах I, III и частично V). Вниз по разрезу обломочные структуры сменяются на конформно-мозаичные, а порово-пленочный тип цемента — на фрагментарную поровую цементацию с сохраняющимся зонально-концентрическим строением отдельных пор (частично горизонт V, а также IX и X горизонты). Как правило, порово-пленочный цемент представлен темно-зеленым хлоритом типа рипидолита (с $N_m = 1{,}620$—$1{,}625$) и мелкочешуйчатым агрегатом гидрослюды, содержащей, судя по данным рентгенографического анализа, неупорядоченные смешанно-слойные пакеты разбухающего минерала. Хлорит образует крустификационные каемки вокруг терригенных зерен, а гидрослюдистые агрегаты слагают центральные участки пор (табл. III, *1*, *2*). В некоторых породах, практически присутствующих во всех горизонтах, сложенных соответствующим грауваковым материалом, наблюдается обратное соотношение, когда двупреломляющие агрегаты гидрослюды в виде тонких каемок располагаются по периферии отдельных пор, а в центре сменяются хлоритовым минералом (табл. III, *3*, *4*). Наблюдения показали, что случаи обратного соотношения глинистых минералов в порах сопровождаются появлением в породе пигмента из гидроокислов железа, концентрирующегося по периферии терригенных зерен в виде тоненьких корочек железистого вещества метаколлоидной структуры.

Создается впечатление, что при эпигенезе породы, когда шло растворение обломочных фемических компонентов, и формирование каемок аутигенного хлорита нарушалось вторжением вод, насыщенных свободным кислородом. Процессы внутрипластового окисления консервировали минеральный аутигенез. Сформированные каемки хлорита окислялись, превращались в железисто-пигментные корочки. Оставшееся глинистое вещество пор — устойчивая гидрослюда, содержащая известный процент разбухающих пакетов,— концентрировалось вокруг окисленных каемок, образуя в процессе гравитационного уплотнения песчаников тонкие субпараллельные оболочки. Только после того, как общее погружение пород выводило слои из зоны активного водообмена, в породах возобновлялись процессы аутигенного минералообразования, требующие восстановительной среды. В центральных участках пор продолжалось формирование хлоритового агрегата.

Характер чередования пород с нормальным и более редким обратным расположением глинистых минералов в порах песчаника свидетельствует о гидрогеологических особенностях эпигенеза угленосной формации и, в частности, позволяет констатировать редкое присутствие

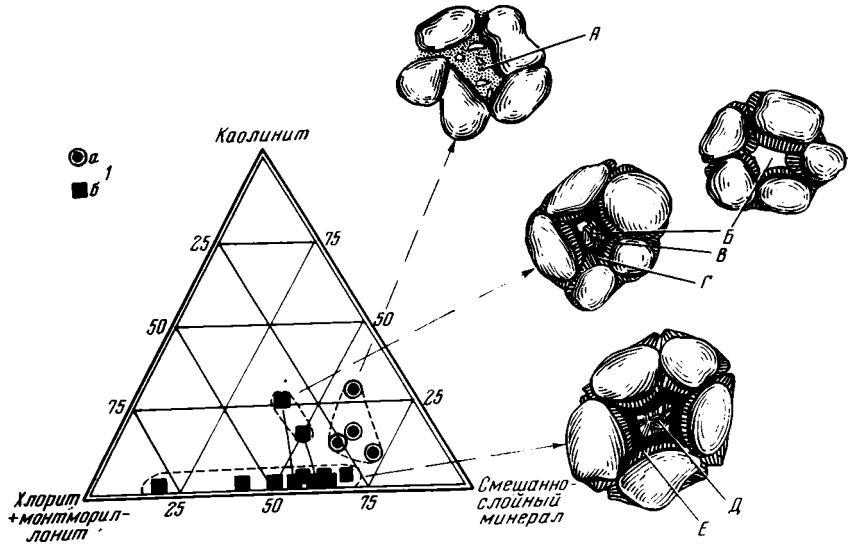
в разрезе водоносных горизонтов с повышенным содержанием растворимого кислорода.

Минерализация пор не исчерпывается хлоритом и слюдой. В некоторых породах, особенно часто в граувакках верхнего макроцикла (III и V горизонты), центральные участки пор заменяются агрегатом пренитоподобного минерала. В других породах, чаще среди граувакк нижнего макроцикла (IX и XI горизонты), центральная часть пор, занятая гидрослюдой, замещается каолинитом, причем наблюдаются все стадии замещения, от самой начальной, когда среди двупреломляющих чешуек гидрослюды появляются отдельные островки каолинитовых агрегатов, до конечной, когда почти все поры выполнены каолинитом и лишь периферийные части представлены более ранним минеральным образованием — крустификационной оболочкой хлорита (табл. IV, *1, 2*). В породах всех горизонтов широко распространено замещение глинистых минералов пор карбонатными минералами: кальцитом, анкеритом и сидеритом. Чаще всего оно распространяется лишь на центральную часть пор (табл. IV, *3, 4*), но иногда захватывает всю породу целиком и даже распространяется на смежные зоны терригенных зерен.

Важно отметить, что вся первичная поровая минерализация проходила не столько за счет постепенной раскристаллизации первичного глинистого вещества — «matrix», сколько в результате ионного синтеза в поровых пустотах, использующего в качестве строительного материала катионы и анионы, поступающие в интерстиционные воды при разрушении неустойчивых, главным образом фемических компонентов граувакк.

Дальнейшее стадийное преобразование минералов в порах проходило в соответствии с химизмом и динамикой подземных вод горизонта. При пассивных режимах первичная поровая минерализация сохранилась и консервировалась; повышенный подземный водоток, наоборот, способствовал выносу компонентов и замещению первичного парагенеза минералов каолинитом и (или) карбонатом. О преимущественном синтезе минералов в порах, в частности каемок хлорита, а не о раскристаллизации их за счет первичноглинистого вещества, свидетельствует морфологическое совершенство соответствующих крустификационных оболочек хлорита. Они испытывали с общим погружением пород не дальнейшую окристаллизацию, как это можно было ожидать в случае раскристаллизационного происхождения поровых минералов, а наоборот, деградацию. Последняя была связана с искажением первичных агрегатов при нарастающем уплотнении пород и конформном преобразовании терригенных зерен.

В граувакках, сложенных преимущественно обломками кислых пород, наблюдаются *обломочные структуры с типичной цементацией механического заполнения пор.* Вниз по разрезу обломочные структуры сменяются *мозаичными*, конформными. При этом минерализованные поры становятся изолированными, как бы впаянными в мозаику из терригенных компонентов. Однако минералогический характер выполняющего поры цемента практически не изменяется. В горизонтах верхнего макроцикла глинистое вещество, заполняющее поры, раскристаллизовано еще очень плохо; минеральные чешуйки не различаются, оно кажется однородным и не реагирует на поляризованный свет. Начиная с долинской свиты и ниже в соответствующих горизонтах нижнего макроцикла глинистое вещество пор постепенно раскристаллизовывается, превращаясь в полиминеральный тонкочешуйчатый агрегат каолинита, гидрослюды и хлорита. Почти во всех случаях преобладает каолинит, бросающийся в глаза благодаря крупности своих частиц, представленных таблитчатыми кристаллами или стопочковидными агрегатами.



Фиг. 16. Количественно-минералогический состав и структура цемента песчаников континентальной подформации

1 — породы, сложенные обломками кислых (*а*) и основных (*б*) эффузивов; *А* — чешуйчатый агрегат каолинита, смешанно-слойного минерала и хлорита; *Б* — каолинит; *В* — реликты смешанно-слойного минерала; *Г* — хлорит; *Д* — агрегаты смешанно-слойного минерала; *Е* — крустификационные каемки хлорита

Единственными минералами, замещающими первичное глинистое вещество в порах, являются карбонаты.

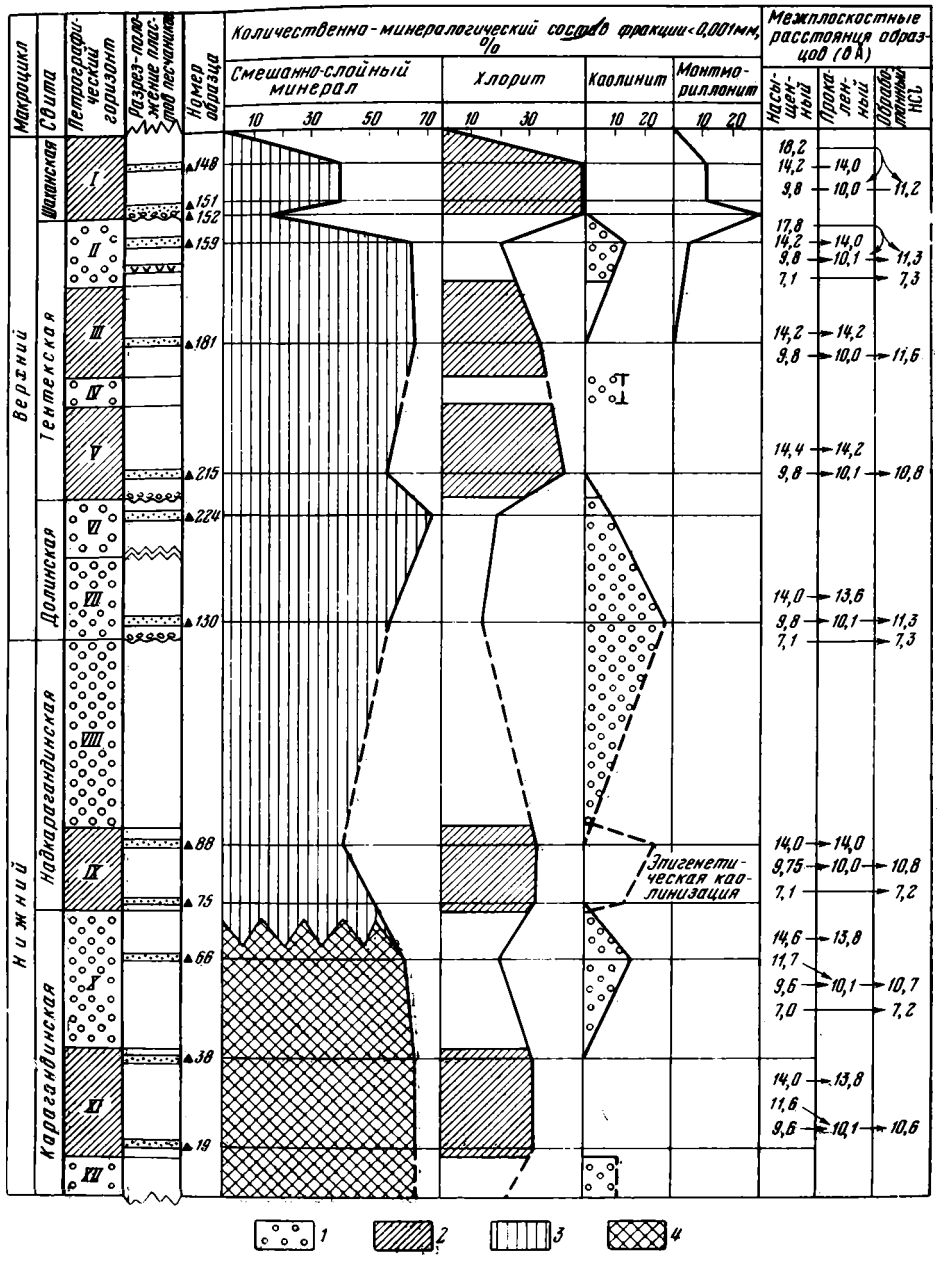
Таким образом, в отличие от граувакк, сложенных обломками средних и основных пород, где цемент представляет собой четко выраженный *стадийный комплекс*: аутигенный хлорит — гидрослюда (смешанно слойный минерал) — эпигенетический каолинит и (или) карбонат, цементирующая масса граувакк, сложенных преимущественно обломками кислых эффузивов, имеет *обломочно-раскристаллизованное* происхождение и представлена полиминеральным микрочешуйчатым агрегатом каолинита, хлорита и гидрослюды (смешанно-слойного минерала).

Типы глинистых минералов цемента и их соотношение. Характеристика состава и структуры цемента граувакк, данная выше на основе его микроскопического изучения, дополняется в настоящем разделе результатами рентгеноструктурного исследования коллоидных фракций, выделенных из цемента различных по составу песчано-гравийных пород. Соответствующая методика количественного рентгеновского анализа дается в следующем разделе, при описании аргиллитов формации.

Количественные рентгеновские исследования подтвердили своеобразие минерального состава цемента в граувакках первого и второго типов. Среди первых, помимо основного смешанно-слойного минерала и малых количеств хлорита ($\leqslant 25\%$), всегда присутствует каолинит. Цемент второго типа состоит из хлорита ($>25\%$) и смешанно-слойного минерала; характерно полное отсутствие каолинита, исключение составляют породы горизонтов с эпигенетической каолинизацией. Эти данные, увязанные с соответствующими структурными типами цементации, хорошо видны на треугольной диаграмме фиг. 16.

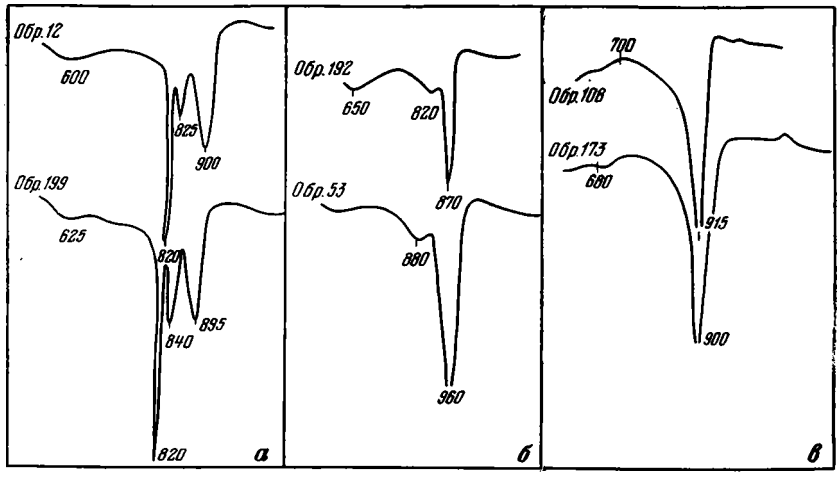
Помимо двух отчетливых парагенезов глинистых минералов, определяемых составом граувакк с обломками кислых и основных эффузивов, намечается третий, редуцированный тип глинистого парагенеза, который не связан с предшествующими типами, а как бы накладывает-

ся на них. Речь идет о минеральном составе цемента граувакк самых верхов и самых низов разреза, где, независимо от более основного или более кислого состава песчаников, постоянно присутствует либо чистая фаза монтмориллонитового минерала, либо почти упорядоченное смешанно-слойное образование гидрослюдисто-монтмориллонитового состава. Такое наложение монтмориллонитоподобного минерала



Фиг. 17. Минералогическая характеристика цемента песчаников континентальной подформации

1 — горизонты, сложенные песчаниками с обломками кислых эффузивов; *2* — горизонты, сложенные песчаниками с обломками основных эффузивов; *3* — неупорядоченный смешанно-слойный минерал; *4* — упорядоченный смешанно-слойный минерал



Фиг. 18. Термические кривые анкерита в различной смеси с кальцитом

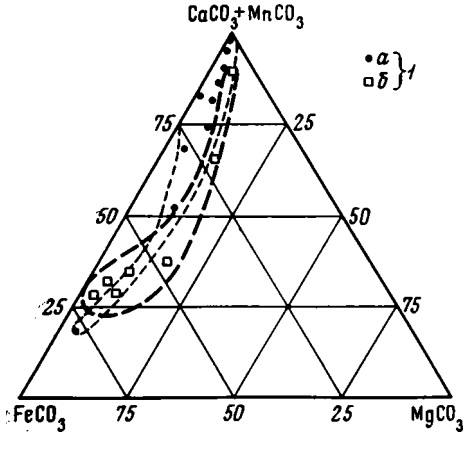
а — общая карбонатность ≈ 40%, содержание анкерита ≈ 40—80%, n_0 анкерита = 1,703—1,722;

б — общая карбонатность ≈ 40%, содержание анкерита ≈ 30—25%, n_0 анкерита = 1,703—1,720;

в — общая карбонатность ≈ 30%, содержание анкерита ≈ 15—20%, n_0 анкерита = 1,703

Фиг. 19. Химический состав карбонатных минералов в породах континентальной подформации

1 — карбонаты в песчаных (*а*) и аргиллитовых (*б*) породах



на различного состава цемент песчаника хорошо коррелируется с присутствием в породах обломков пирокластического материала (см. фиг. 11).

Обогащение соответствующих интервалов разреза вулканогенными обломками уже отмечалось при общем описании типов обломков в граувакках континентальной подформации. В верхах разреза оно связано не столько с синхронным вулканизмом, сколько с размывом мощного туфового слоя в верхней части разреза тентекской свиты (фиг. 17). В низах разреза, в карагандинской свите, оно определяется, наоборот, синхронной пирокластикой. Однако последняя не образовывала прослоев, а рассеивалась среди терригенных осадков, формировавшихся в обстановках, приближавшихся к бассейновым условиям (дельты, крупные озера).

Типы карбонатных минералов в цементе граувакк. Содержание карбонатных минералов в песчаниках изменяется в широких пределах — от 0—2 до 60—75%, т. е. от практически бескарбонатных пород до пород, которые должны рассматриваться как конкреционные образования. Состав карбонатных минералов довольно пестрый. Исследования показали, что, вопреки предшествующим представлениям о значительной роли доломита (Коперина, 1956), наиболее распространенными кар-

бонатными минералами конкреций и цемента песчаников являются кальцит, анкерит и сидерит, а доломит не подтверждается.

Среди кальцита отмечаются две разновидности: чистый кальцит с $No = 1{,}658$ и кальцит, у которого кальций частично замещен катионами Mg и Fe (?), повышающими преломление минерала до 1,661—1,666. Термические кривые обоих кальцитов идентичны.

Анкериты представлены минералами от собственно анкерита (или парааанкерита, по Винчеллу) с $No = 1{,}703$ до более железистых разновидностей минерала с $No = 1{,}715$—$1{,}722$. Чаще всего они образованы бесцветными или светло-бурыми, слабо ожелезненными кристалликами ромбоэдрического габитуса. Дифференциально-термические кривые анкерита характеризуются наличием трех эндотермических обстановок в интервалах температур 820—825°, 825—840° и 895—900°, связанных в некоторой мере с диссоциацией соответствующих окислов (Fe, Mg и Ca), участвующих в строении минерала. Однако столь характерная термика минерала проявляется лишь при замедленной съемке образцов с помощью высокочувствительных термопар. Как показал Д. А. Виталь, немалую роль в получении качественных кривых минерала, в частности карбоната, играет его концентрация в пробах (фиг. 18). Плохая термическая фотогеничность «анкерита» была причиной ошибочного определения его в качестве доломитового минерала.

Сидериты характеризуются тонкозернистой структурой, затрудняющей их детальное оптическое исследование. Показатели преломления их агрегатов всегда намного выше светопреломления последней жидкости иммерсионных наборов ($\gg 1{,}780$), что наряду с очень низким содержанием в минерале окислов магния (фиг. 19) свидетельствует о его высокой железистости. Термические кривые сидеритов характеризуются присущей им экзотермикой около 600°.

Все перечисленные карбонаты связаны между собой стадийной последовательностью формирования: сидерит — анкериты — железистые кальциты — чистый кальцит. Однако одновременное присутствие в породе всех членов указанного ряда представляет скорее исключение, чем правило. Обычно в песчаниках наблюдается парагенез только двух минералов, являющихся, как правило, смежными членами стадийного ряда. Исключение составляет железистый кальцит, встречающийся в виде мономинерального образования, никогда не ассоциирующего ни с чистым кальцитом, ни с анкеритом. Некоторое представление о количественном составе карбонатных минералов в цементе песчаных пород дает диаграмма на фиг. 19. Она составлена на основе химических анализов карбонатной части пород. Обращает на себя внимание большое содержание кальцита, малое — сидерита и ничтожное — магнезиального компонента, участвующего в строении магнийсодержащего анкерита.

Забегая вперед, отметим, что комплекс карбонатных минералов в конкрециях, развитых среди аргиллитов, отличен от соответствующих минералов песчаных пород. В аргиллитах среди карбонатных минералов отчетливо преобладает сидерит, а не кальцит; магнезиальный компонент остается примерно на том же уровне. Наблюдения в шлифах хорошо подтвердили, что специфика карбонатного парагенеза не связана с типом петрографического материала, представленного обломками то кислых, то основных эффузивов, а зависит от общей гранулометрии терригенного осадка и соответствующей фациальной обстановки. Крайний случай этой закономерности — различие карбонатного парагенеза в песчаных и аргиллитовых породах.

Однако существует и другая, более завуалированная связь состава карбонатных минералов с фациально-климатическими условиями формирования осадков. Работами В. В. Копериной (1954, 1956) на примере изучения карбонатных конкреций в верхних свитах угленосной

формации Караганды установлено, что сидеритовые минералы свойственны осадкам более влажных, а собственно кальцитовые минералы — более засушливых зон (или периодов).

Мы полагаем, что значительные колебания состава карбонатных минералов внутри существенно сидеритовых или кальцитовых ассоциаций, распространенных в аргиллитовых и песчаных породах, определяются упомянутыми выше причинами. Достаточно, например, указать, что в верхах обоих макроциклов, среди частично пестроцветных безугольных пород надкарагандинской и шаханской свит, как в песчаниках, так и среди аргиллитов развит исключительно кальцитовый комплекс минералов, что говорит о накоплении соответствующих слоев в условиях начального этапа аридизации климата. Наоборот, в низах макроциклов среди пород карагандинской и долинской свит, характеризующихся максимальной угленосностью и наиболее влажным климатом, развит преимущественно сидеритовый комплекс минералов. Интересно отметить, что содержание магниевого компонента в обеих ассоциациях карбонатных минералов, среди аргиллитов и песчаников, остается примерно на одинаково низком уровне (фиг. 19). Это свидетельствует о том, что зависимость формирования анкерита от изменения фациально-климатических обстановок менее выражена, чем у других карбонатных минералов, в частности у кальцита и сидерита.

Другие типы аутигенных минералов. К их числу в цементе песчаных пород относятся пирит, барит и титанистые новообразования.

Пирит чаще всего образует сферические микроконкреции, которые обогащают песчаник вблизи включений органических остатков или на его контакте с более тонкозернистыми и углистыми породами.

Барит наблюдается почти повсеместно. Он образует рассеянный гнездовидный, иногда пойкилитовый цемент в песчаниках. Его новообразования корродируют и замещают все терригенные зерна, особенно обломки полевых шпатов. Формирование барита связано, очевидно, с взаимодействием бария, поступающего в интерстиционный раствор за счет разрушения зерен плагиоклаза, и серной кислоты, возникающей при окислении органического вещества, содержащего дисперсные выделения пирита. Характерным признаком таких баритов является обилие в их новообразованных кристаллах включений углистого вещества.

К числу новообразованных *титанистых минералов* можно относить, с известной долей условности, часть лейкоксеновых агрегатов, поскольку в ряде песчаников хорошо прослеживается их взаимосвязь с обломочными зернами ильменита и титаномагнетита. Однако лейкоксен сам по себе не стойкий компонент и переходит в агрегат аутигенных кристаллов анатаза и брукита. Иногда можно наблюдать все стадии постепенной раскристаллизации лейкоксеновых сгустков и формирования из них полупрозрачных кристалликов, обладающих плоскобипирамидальным или четырехугольнотаблитчатым габитусом со смоляным блеском, характерной штриховкой на гранях и аномальными цветами интерференции. Такие новообразования появляются в песчаных породах начиная с середины разреза подформации (см. фиг. 11).

Эпигенетическая перекристаллизация титанистых минералов в песчаниках столь интенсивна, что в последнее время этот процесс привлек внимание литологов и стал использоваться в качестве показателя общего уровня эпигенетического преобразования пород (Прозорович, 1967). Введен соответствующий коэффициент, отражающий степень завершенности этого процесса и представляющий собой отношение титанистых минералов обломочного и новообразованного происхождения $T_{обл}/T_{нов}$.

По мере продвижения вниз по разрезу значения коэффициента постепенно снижаются. Более детальное обсуждение этой закономерности уместно провести после описания паралической подформации.

Аргиллиты подформации представлены тонкодисперсными, достаточно уплотненными и не размокающими в воде породами. Основная их масса сложена относительно ограниченным набором глинистых минералов, среди которых в порядке распространения различаются следующие разности: 1) неупорядоченный смешанно-слойный минерал состава диоктаэдрическая гидрослюда-монтмориллонит, являющийся основным породообразующим компонентом. В нижней части подформации, начиная с осадков карагандинской свиты, он сменяется более упорядоченным аналогичным минералом; 2) триоктаэдрический хлорит типа рипидолита с примерно равным соотношением окислов железа и магния; 3) каолинит — псевдомоноклинный, низкой степени совершенства; 4) диоктаэдрический монтмориллонит, распространенный в самых верхах разреза.

Для выявления связей между типом обломочного материала, фациальными обстановками и минеральным составом глинистых пород необходимо применить количественный метод изучения глинистых парагенезов, ибо, как уже подчеркивалось, их качественный состав оказался недостаточно выразительным для решения этой задачи. *Для количественного определения глинистых минералов* в смеси был использован метод, предложенный В. А. Дрицем (1958).

Определения концентрации минералов производятся на основании сравнения интенсивности их характерных рефлексов и последующего решения системы уравнений:

$$\frac{I_1}{I_2} = K_1 \frac{X_1}{X_2}; \qquad \frac{I_2}{I_3} = K_2 \frac{X_2}{X_3} \cdots \frac{I_{(n-1)}}{I_{(n)}} = K_{(n-1)} \frac{X_{(n-1)}}{X_{(n)}},$$

$$X_1 + X_2 + X_3 + \ldots + X_{n-1} + X_n = 1,$$

где I — интенсивность рефлексов соответствующих минералов; X — содержания минералов в смеси; n — число присутствующих минералов; K — соответствующие коэффициенты пропорциональности, определяемые эмпирически на основании химико-минералогического расчета фазового состава эталонных образцов.

Применительно к глинистому веществу пород угленосной формации, состоящему из четырех минералов,— хлорита, каолинита, монтмориллонита и смешанно-слойного образования гидрослюдисто-монтмориллонитового состава, уравнения могут быть представлены в виде системы:

$$\frac{I_{\text{см.-сл.}} + I_{\text{монт.}}}{I_{\text{хл.}}} = K_1 \frac{X_{\text{см.-сл.}} + X_{\text{монт.}}}{X_{\text{хл.}}}$$

$$\frac{I_{\text{см.-сл.}}}{I_{\text{кал.}}} = K_2 \frac{X_{\text{см.-сл.}}}{X_{\text{кал.}}}$$

$$\frac{I_{\text{монт.}}}{I_{\text{см.-сл.}}} = K_3 \frac{X_{\text{монт.}}}{X_{\text{см.-сл.}}}$$

$$X_{\text{см.-сл.}} + X_{\text{монт.}} + X_{\text{хл.}} + X_{\text{кал.}} = 100\ \%.$$

Интенсивности базальных рефлексов исследуемой смеси минералов замерялись на трех дифрактограммах одного и того же образца, снятого с разными предварительными обработками:

1) прокаленного до t +550° для выяснения интенсивности рефлексов с d = 10 Å (смешанно-слойный минерал + монтмориллонит) и 14 Å (хлорит);

2) обработанного 10%-ным раствором HCl для выяснения соотношения интенсивности рефлексов с d = 10,6—11,5 Å (смешанно-слойный минерал) и 7 Å (каолинит);

3) насыщенного глицерином для выяснения соотношения интенсивности рефлексов с d = 9,7—9,8 Å (смешанно-слойный минерал) и 17,6 Å (монтмориллонит).

Формула для окончательного определения количества каждого из четырех минералов смеси имеет следующий вид:

$$X_{\text{см.-сл.}} = \frac{100}{1 + \frac{I_{\text{монт.}}}{5I_{\text{см.-сл.}}} + \frac{0{,}8\left(1 + \frac{I_{\text{монт.}}}{I_{\text{см.-сл.}}}\right) I_{\text{хл.}}}{I_{\text{см.-сл.}} + I_{\text{монт.}}} + \frac{I_{\text{кал.}}}{I_{\text{см -сл.}}}};$$

$$X_{\text{монт.}} = \frac{I_{\text{монт.}} \cdot X_{\text{см.-сл.}}}{5I_{\text{см.-сл.}}}; \qquad X_{\text{кал.}} = \frac{I_{\text{кал.}} \cdot X_{\text{см.-сл.}}}{I_{\text{см.-сл.}}};$$

$$X_{\text{хл.}} = \frac{\left(X_{\text{см.-сл.}} + \frac{I_{\text{монт.}} \cdot X_{\text{см.-сл.}}}{5I_{\text{см.-сл.}}}\right) \cdot 0{,}8I_{\text{хл.}}}{I_{\text{см.-сл.}} + I_{\text{монт.}}}.$$

Надо сказать, что общая точность метода невысока. Относительная ошибка определения может достигать 30—50%, что объясняется большим разбросом значений частных коэффициентов пропорциональности (табл. 8). Такая низкая точность приближает данный метод к полуколичественной оценке содержания того или другого минерала в смеси. Однако и приблизительное определение компонентов достаточно для выявления особенностей распределения минералов по разрезу и установления связи глинистых парагенезов с типами обломочного вещества.

Распределение глинистых минералов по разрезу. Применение количественного метода дает возможность рассмотреть распределение каждого глинистого минерала по разрезу. Это целесообразно делать раздельно для всех групп фаций — для непосредственно связанных с формированием углей, осадки которых подвергались сильному воздействию кислой среды торфяных болот, и для прочих, условно названных «нейтральными», так как их осадки не подвергались воздействию кислых вод и не испытали существенного изменения в диагенезе (фиг. 20). Распределение глинистых минералов среди «нейтральных» фаций напоминает аналогичное распределение минералов в цементе песчано-граувакковых пород (см. фиг. 18). Как и в случае распределения глинистых минералов в цементе песчаников, здесь фиксируется сопряженность состава аргиллитов с типом петрографического горизонта. С «основными» горизонтами связаны существенно хлоритовые аргиллиты, а с «кислыми» — каолинитовые.

Хлоритовая специфика аргиллитов, связанных с основными граувакками, выражена значительно слабее, чем в ассоциации глинистых минералов цемента песчаников. Это объясняется более благоприятными

Таблица 8

Химико-минералогический расчет эталонных фракций <0,001 *мм*

№ обр.	Общий химический состав, %										
	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	P_2O_5	Na_2O	K_2O	H_2O^+
254	46,57	1,44	27,56	2,44	2,09	1,27	1,47	0,11	0,63	5,00	5,44
153	50,88	0,51	23,82	2,15	3,96	0,85	2,69	0,08	0,78	4,50	5,48
331	47,24	1,21	28,61	1,41	1,95	0,68	1,26	0,05	0,53	5,30	5,69
32	47,59	1,29	27,59	2,24	3,23	1,02	1,78	0,14	0,31	3,38	7,85
2	49,46	1,17	27,69	2,59	2,31	0,55	0,57	0,02	0,36	3,80	7,54
134	50,15	0,99	23,39	2,27	3,32	0,85	2,10	1,21	0,73	3,19	7,98
151	47,90	1,17	17,62	4,16	3,83	0,07	5,69	Нет	1,22	2,36	10,01
152	48,30	0,93	20,27	2,85	4,51	0,22	2,81	»	0,76	1,80	7,47
146	52,11	0,57	21,45	3,94	2,44	1,53	3,19	0,25	0,97	3,31	6,79

условиями формирования аутигенного хлорита в песчаных породах — значительным поровым пространством и обилием обломочных фемических компонентов, по которым развиваются хлоритовые новообразования.

Количество и распределение каолинита в аргиллитах, развитых среди «кислых» петрографических горизонтов, очень близко к характеру распределения этого минерала в цементе «кислых» граувакк (см. фиг. 18). Это связано с одинаковым происхождением каолинита, являющегося типичным обломочным компонентом как в поровом цементе соответствующих песчаников, так и среди основной массы аргиллитов, развитых в «кислых» петрографических горизонтах, среди фаций, осадки которых были мало затронуты диагенезом.

Разрезу подформации — двум макроциклам — независимо от различных петрографических горизонтов соответствуют два крупных периода, в течение которых наблюдается последовательное уменьшение содержания каолинита от подошвы к кровле разреза. В самых верхах макроциклов содержание каолинита в аргиллитах падает до нуля (см. фиг. 20). Одновременно с исчезновением каолинита в верхах каждого макроцикла исчезают также все пласты угля. Это имеет место и в нижнем (в верхах надкарагандинской свиты) и в верхнем (в шаханской свите) макроциклах. Выпадение пластов угля сопровождается появлением среди пород, в частности среди аргиллитов, пестроцветов. Эти признаки говорят об изменении климата в периоды формирования верхних слоев каждого макроцикла. Отчетливо гумидный климат, характерный для времени отложения нижних частей макроциклов, сменялся в завершающие этапы более засушливым — начальноаридным

Полная аналогия в распределении глинистой ассоциации в цементе песчаников и в составе основной массы аргиллитов выдерживается и по другим компонентам, в частности по монтмориллонитовому и смешанно-слойному минералам. Распространение монтмориллонита в аргиллитах ограничивается самыми верхами разреза континентальной подформации. Как и в цементе песчаников, он связан с размывом и переотложением туфового пласта в верхах тентекской свиты. Стратиграфически ниже этого пласта монтмориллонит в аргиллитах отсутствует.

Распространение смешанно-слойного минерала в аргиллитах такое же, что и в цементе песчаников. Вниз по разрезу до пород карагандинской свиты смешанно-слойный минерал представлен неупорядоченным переслаиванием гидрослюдистых и монтмориллонитовых пакетов. В переслаивании сохраняется отчетливое преобладание гидрослюды над

(определение значений коэффициентов пропорциональности)

				Общий минералогический состав, %							
H_2O-	CO_2	C	Σ	Смешанно-слойный	Хлорит	Каолинит	Монтмориллонит	Альбит	Кварц	Прочие	Остаток SiO_2+H_2O
5,21	Нет	0,48	99,75	71,0	10,0	Нет	Нет	5,6	0,9	6,4	6,1
2,73	0,29	0,54	99,17	55,3	17,8	»	»	6,9	5,4	3,7	8,2
5,83	0,02	0,57	100,37	75,0	9,3	»	»	4,4	0,3	5,4	5,1
2,12	0,25	1,03	99,85	41,5	13,1	24,2	»	2,6	4,0	8,6	6,0
2,31	Нет	0,77	100,08	46,3	10,5	21,0	»	2,7	5,4	7,5	6,6
1,58	2,09	1,25	100,26	41,9	14,3	1,9	»	5,8	5,1	11,3	9,7
4,11	0,25	1,20	99,79	26,0	28,0	Нет	6,5	9,8	3,5	13,5	12,7
8,98	0,48	0,59	100,06	19,8	19,0	30,9	30,9	6,8	3,5	12,3	7,7
2,30	Нет	0,99	99,93	37,5	15,8	Нет	11,1	8,3	4,8	10,2	12,3

пакетами разбухающего компонента. Об этом свидетельствует значение межплоскостного расстояния с $d = 9{,}70$ Å (в образцах, насыщенных глицерином), наблюдаемая во всех аргиллитах указанного интервала (см. фиг. 20).

В аргиллитах карагандинской свиты картина иная. Появляется упорядоченный или почти упорядоченный смешанно-слойный минерал. Его появление совпадает с присутствием в песчаниках однородных витрокластических обломков синхронного пирокластического материала. По аналогии с постседиментационным изменением вулканического стекла в чисто пепловых накоплениях (см. стр. 60) появление упорядоченного или, в нашем случае, почти упорядоченного смешанно-слойного минерала с рефлексом $d = 12$ Å в насыщенном состоянии, по-видимому, связано с изменением чистого монтмориллонита, сформированного при диагенезе за счет тонкого пирокластического материала и преобразованного в условиях эпигенеза в ректоритоподобную фазу. Упомянутый рефлекс представляет собой второй порядок от субпериода с $d = 24$—27 Å, характерного для более упорядоченных смешанно-слойных фаз ректоритового типа. При прокаливании соответствующих образцов базальный рефлекс сокращается до значений $d = 10$ Å.

При переходе к другим фациям, распространенным под угольными пластами, мы наблюдаем нарушение четкой связи между характером обломочного материала и минералогическим составом тонкодисперсного вещества. Нарушение выражается в постоянном присутствии среди основной массы аргиллитов каолинита. Он наблюдается как среди кислых, так и среди «основных» горизонтов. Тот факт, что аргиллиты нейтральных фаций «основных» горизонтов не содержали каолинита, позволяет рассматривать его появление в подугольных пластах в качестве собственно диагенетического новообразования. Установление диагенетического каолинита позволяет расчленить весь каолинит аргиллитовых пород на три типа: а) обломочный каолинит — в аргиллитах «кислых» горизонтов среди «нейтральных» фаций; б) аутигенный каолинит — в аргиллитах «основных» горизонтов среди подугольных фаций; в) обломочно-аутигенный каолинит — в аргиллитах «кислых» горизонтов среди подугольных фаций.

Распределение выделенных трех типов каолинита в разрезе показано на графике (см. фиг. 20). Надо полагать, что они будут разли-

Таблица 8 (окончание)

№ обр.	Состав глинистых минералов, %				Соотношение интенсивностей			Коэффициенты пропорциональности		
	Смешанно-слойный	Хлорит	Каолинит	Монтмориллонит	$I_{хл}/I_{см.-сл.}$	$I_{кал}/I_{см.-сл.}$	$I_м/I_{см.-сл.}$	частные	общие	
254	88	12	Нет	Нет	20/80	Нет	Нет	$K_1^1 = 0{,}6$		
153	76	24	»	»	40/60	»	»	$K_1^2 = 0{,}5$		$K_1 = 0{,}8$
331	89	11	»	»	12/88	»	»	$K_1^3 = 0{,}9$		
32	54	16	30	»	26/74	33/67	»	$K_1^4 = 0{,}8$	$K_2^1 = 1{,}1$	
2	59	14	27	»	21/79	29/71	»	$K_1^5 = 0{,}9$	$K_2^2 = 1{,}1$	$K_2 = 1{,}0$
134	62	21	17	»	33/67	27/73	»	$K_1^6 = 0{,}7$	$K_2^3 = 0{,}8$	
151	42	47	Нет	11	57/43	Нет	57/43	$K_1^7 = 0{,}8$	$K_3^1 = 5{,}0$	
152	28	27	»	45	50/50	»	90/10	$K_1^8 = 1{,}0$	$K_3^2 = 5{,}6$	$K_3 = 5{,}0$
146	58	25	»	17	33/67	»	60/40	$K_1^9 = 0{,}9$	$K_3^3 = 5{,}1$	

чаться и некоторыми особенностями строения, в частности степенью совершенства кристаллических структур. Однако невысокое содержание каолинита в породе и в смеси с другими глинистыми минералами не позволило уловить эту специфику при рентгенографическом изучении соответствующх тонких фракций.

Распределение по разрезу типов каолинита в совокупности, а также данные о распределении породообразующих и акцессорных компонентов в песчаниках и аргиллитах свидетельствуют о периодическом развитии в области складчатого обрамления Карагандинского угленосного бассейна мощной каолинитовой коры выветривания. В периоды, когда на эффузивах была развита каолинитовая кора, терригенный материал, как грубообломочный, так и тонкодисперсный, поступавший в Карагандинскую впадину, характеризовался большей зрелостью. В угленосном бассейне он образовывал петрографические горизонты, сложенные устойчивыми, преимущественно кислыми компонентами. Последние сопровождались каолинитовой ассоциацией глинистого вещества в цементе песчаников, а также в сопутствующих глинах. В периоды, когда каолинитовая кора выветривания отсутствовала и в области сноса шло непосредственное разрушение материнских пород, поступавший обломочный материал был незрелым; формировались горизонты с неустойчивой ассоциацией, в которой преобладали основные компоненты. Особо следует подчеркнуть отсутствие каолинита как среди глинистого вещества песчаника, так и в основной массе аргиллита. Естественно, что локальное появление каолинита в подугольных фациях только подчеркивает первичный безкаолинитовый состав тонкодисперсного материала.

Периодическое появление каолинитовой коры выветривания в одном и том же комплексе эффузивов области сноса было связано с изменениями тектонического режима складчатого обрамления угленосного бассейна. В периоды вялых тектонических поднятий имело место непосредственное разрушение эффузивов, при котором каолинитовая кора не успевала формироваться. О тектонической природе периодического развития коры говорит четкая корреляция состава переотложенного материала с его гранулометрией. Материал минералогически неустойчивого характера, полученный в результате непосредственного разрушения материнских пород, обладал всегда более грубозернистым составом, и, наоборот, кислый, устойчивый материал, связанный с размывом коры выветривания, характеризовался мелкозернистостью (см. фиг. 10 и 11).

Помимо тектонических причин, более или менее полное развитие каолинитовой коры определялось общими изменениями гумидного климата в сторону аридизации. За время формирования осадков континентальной подформации наблюдалась всего лишь двукратная аридизация, каждый раз в ее конце при образовании соответствующих макроциклов. В отличие от тектонической климатическая причина уменьшения и исчезновения каолинитовой коры в области сноса коррелируется с другими литолого-климатическими особенностями строения формации — исчезновением угольных пластов и появлением в карбонатсодержащих породах пестроцветных окрасок.

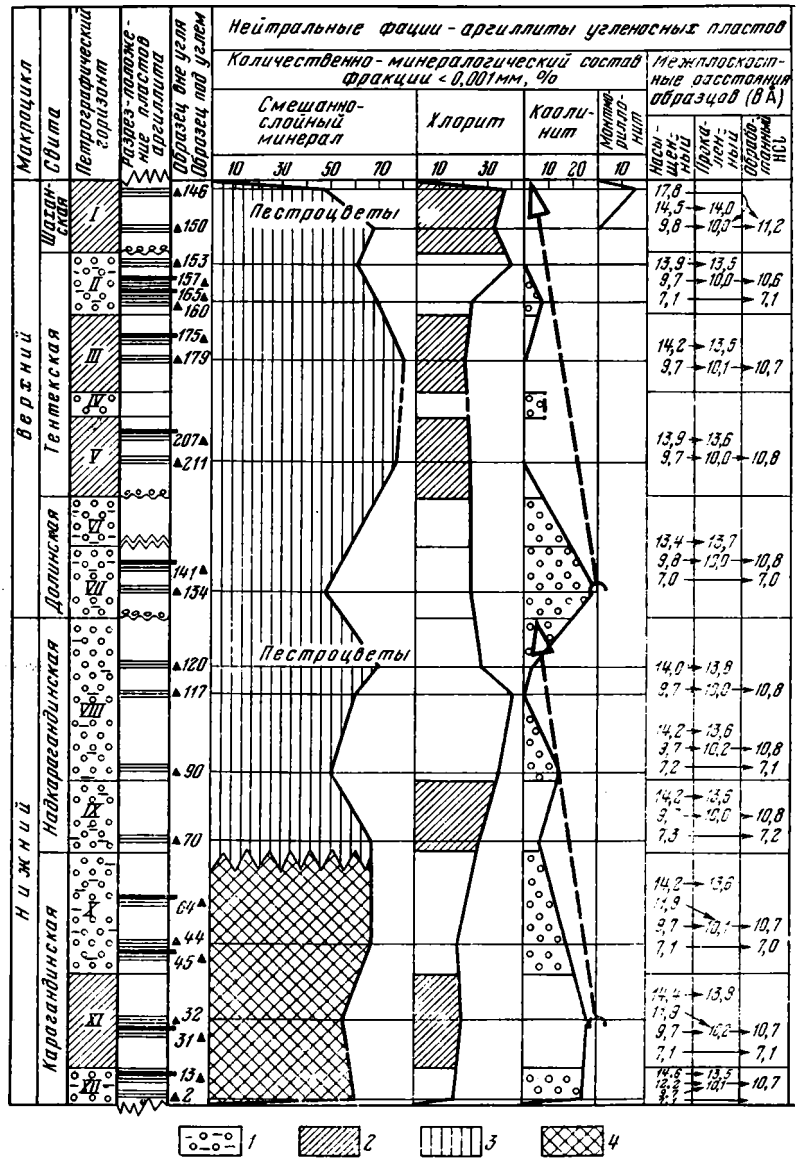
Пирокластические туфы

Прослои пирокластических туфов распространены по всему разрезу подформации. Как правило, их мощность измеряется сантиметрами или первыми их десятками. Лишь в двух случаях в кровле тентекской и долинской[1] свит мощность туфов составляет соответственно 3 и 2 *м*.

[1] Образцами из мощного пласта туфов в кровле долинской свиты мы не располагаем.

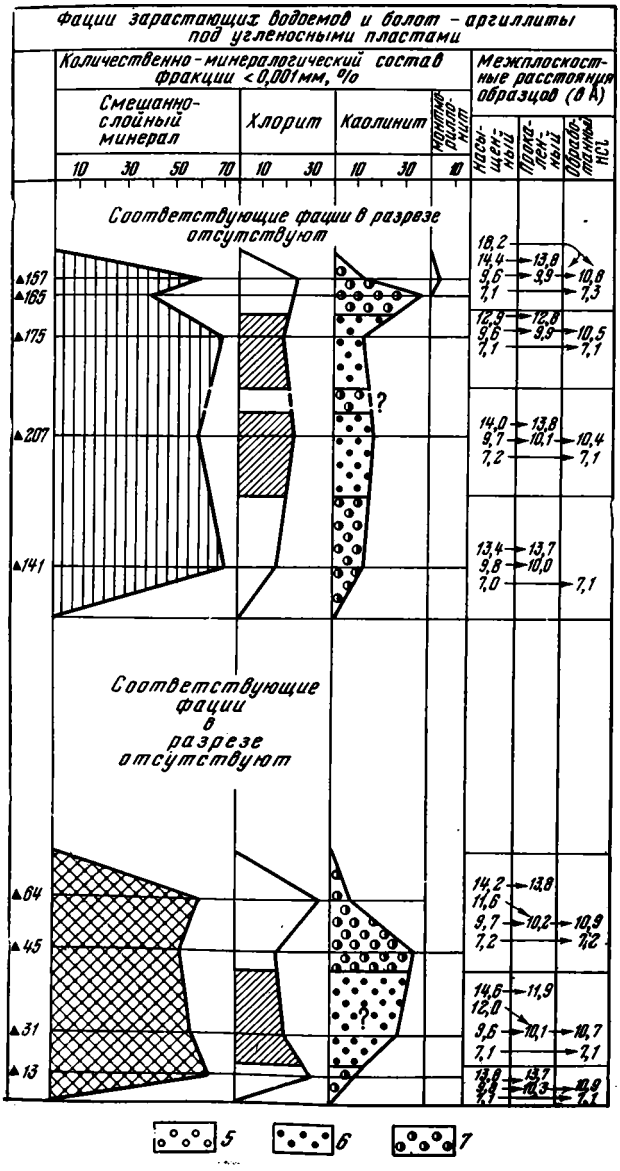
Чистые туфовые — пепловые — образования встречаются среди фаций, характеризующихся минимальным содержанием или полным отсутствием разбавляющего терригенного материала. К таковым относятся фации «сухих равнин» и фации зарастающих водоемов, переходящих в торфяные болота. Осадки последних располагаются в разрезе непосредственно под пластами углей и более сильно диагенетизированы.

Вариации в *составе и структуре туфов* связаны с примесью в их составе различных минеральных зерен и обломков пород. В более мощных слоях количество кристалло-литокластических компонентов максимально; характерно их послойное распределение, выражающееся в чередовании слойков (несколько миллиметров), состоящих из зерен плагиоклаза (№ 15—25) и обломков пород, со слойками витрокластического состава. По мере общего уменьшения мощности туфовых слоев литокластические компоненты исчезают, и породы приобретают облик пеплов. Их основными компонентами являются специфические обломки



вулканического стекла; наряду с ними присутствуют таблички биотита, иногда с четкими гексагональными ограничениями, и небольшая примесь зерен плагиоклаза (№ 15—20). Из тяжелых минералов наиболее широко развиты апатиты, среди которых отмечаются бесцветные призматические кристаллики и бурые плеохроичные образования, переполненные мельчайшими включениями гематита. В верхних прослоях туфа (верхи тентекской свиты) наряду с указанным минералом присутствуют роговая обманка, эпидот и гранат.

Характер витрокластической массы туфовых пород, независимо от их типов и мощности слоев, изменяется сверху вниз по разрезу. В верхних слоях туфа обломки вулканического стекла, образующие основную массу пород, раскристаллизованы и деформированы еще очень слабо. Лишь по периферии каждого обломка наблюдается тонкая начальная каемка монтмориллонитоподобного вещества. Высокое двупреломление таких каемок хорошо указывает на самую начальную стадию дефор-



Фиг. 20. Минералогическая характеристика глин континентальной подформации

Петрографические горизонты и наиболее характерные для них компоненты в составе аргиллитов:

1 — принадлежащие граувакка с обломками кислых эффузивов,

2 — принадлежащие граувакка с обломками основных эффузивов,

3 — неупорядоченный смешанно-слойный минерал,

4 — упорядоченный смешанно-слойный минерал.

Типы каолинитового минерала в аргиллитах:

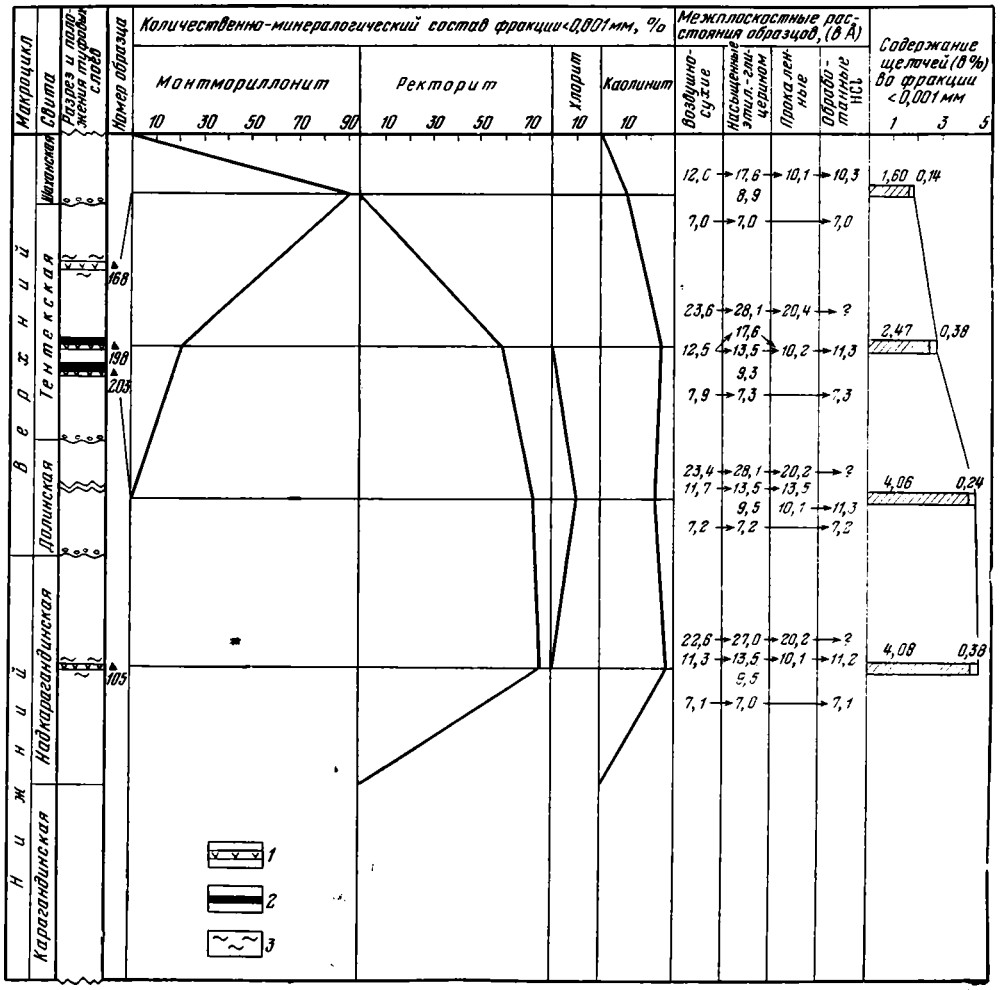
5 — каолиниты переотложенные,

6 — каолиниты аутигенные,

7 — сочетание переотложенных и аутигенных минералов

мации пирокластического скелета породы. Она выражается в появлении субпараллельной текстуры у основной массы, которая видна все более отчетливо по мере перехода от верхних прослоев туфа к нижним. Вторичная природа такой текстуры выясняется на участках ранней — диагенетической — карбонатизации туфовых пород, где наблюдаются полные псевдоморфозы кальцита по первичным обломкам еще не деформированного стекла. Такие участки имеют вид изометричного, не текстурированного, агрегата, образованного неправильными осколками стекла, обладающими часто характерной рогульчато-трехлучевой конфигурацией.

В туфовых слоях, развитых непосредственно под углем, интенсивна каолинизация полевых шпатов и биотита. Первые замещаются непосредственно тонкозернистым агрегатом каолинита, не меняя формы первичных кристалликов, в то время как пластинки биотита предварительно деформируются, разбухают до бочкоподобных образований и далее замещаются каолинитом. Иногда среди полных псевдоморфоз каолинита по стадийно измененным пластинкам биотита видны единичные волокна гидрослюды, монтмориллонита и хлорита ранних стадий



Фиг. 21. Распределение в разрезе и минералогическая характеристика прослоев туфогенных пород

1 — прослои вулканических пеплов и туфов; *2* — пласты угля, перекрывающие пеплы и туфы; *3* — осадки фации «сухих равнин», покрывающие и подстилающие вулканические прослои

изменения слюдистого минерала. В туфовых слоях, развитых среди фаций «сухих равнин», процессы каолинизации наблюдаются в зачаточной стадии. Так, наряду со свежим биотитом наблюдаются его пластинки, сильно деформированные и расщепленные на отдельные пакеты и волокна, в промежутках между которыми располагаются линзовидные скопления тонкозернистого каолинита (табл. VI, *1, 2*). В отличие от подугольных слоев полных псевдоморфоз каолинита по полевым шпатам нет. Наблюдается лишь частичное замещение их периферических участков.

Можно констатировать, что процессы постседиментационной каолинизации туфов, независимо от их местонахождения среди болотных или наземных фаций, распространяются только на кристаллокластические компоненты, не затрагивая основной витрокластической массы. Последняя испытывает постепенную раскристаллизацию и текстурирование, приводящие к замещению пирокластического скелета ориентированным агрегатом монтмориллонитоподобного минерала. Отдельные стадии этого процесса видны на фотографиях (табл. VI, *1—4*). На них видно, что процессы монтмориллонитизации и текстурирования наложены на диагенетическое каолинитообразование. Это устанавливается по обтеканию разбухших и каолинизированных «бочек» биотита ориентированными агрегатами монтмориллонитоподобного минерала (табл. VI, *4*).

Минералогический состав фракций <0,001 *мм*. Выделение из туфов фракций <0,001 *мм* преследовало цель изучить монтмориллонитоподобный минерал, формировавшийся в процессе раскристаллизации стекла, а затем испытавший в эпигенезе преобразование по мере погружения слоев на бóльшие глубины. Разница в стратиграфическом положении наиболее поверхностного и крайне глубинного прослоев туфа составляет около 1500 *м*. Для палеозойских отложений эта величина соответствует глубинам, на которых обычно проходит граница между зонами начального и глубинного эпигенеза. При более или менее однородном составе всех туфовых прослоев можно было ожидать, что коллоидные фракции, выделенные из четырех прослоев туфа (фиг. 21, табл. 9, обр. 168, 198, 203 и 105), последовательно погруженных на бóльшие глубины, будут характеризовать монтмориллонитоподобный минерал на разных стадиях его изменения в начале и конце глубинного эпигенеза. Положение исследованных фракций в разрезе показано на фиг. 21. Основным породообразующим минералом коллоидной фракции является диоктаэдрический монтмориллонит (обр. 168) и сменяющий его при переходе к более низким уровням разреза, в остальных образцах, ректоритоподобный минерал, представляющий собой упорядоченную или почти упорядоченную смешанно-слойную фазу гидрослюда-монтмориллонитового состава. В табл. 9 и 10 приведены химический состав и межплоскостные расстояния для серии монтмориллонит-ректоритовых фракций, выделенных из туфа.

Для выявления более детальной кристаллохимической специфики стадийного перехода монтмориллонита в ректорит был применен метод Фурье-преобразований в варианте, предложенном Ю. С. Дьяконовым (1962).

Этот метод на основании измерения межплоскостных расстояний и интенсивностей базальных отражений позволяет получить вероятностно-статическую картину распределения в исследуемых образцах слоев различного типа[1]. Для расчетов использовалась следующая формула:

$$\varphi(Z) = \frac{1}{\pi}\int_0^{\infty} I(\mu)\cos \mu Z d\mu,$$

[1] Специфика кристаллохимического преобразования монтмориллонита исследовалась совместно с В. А. Дрицем и Б. А. Сахаровым.

Таблица 9

Химический состав (в %) монтмориллонит-ректоритовых фракций <0,001 *мм* туфов

Компонент	Этап преобразования монтмориллонита				Компонент	Этап преобразования монтмориллонита			
	I (обр. 168)	II (обр. 198)	III (обр. 203)	IV (обр. 105)		I (обр. 168)	II (обр. 198)	III (обр. 203)	IV (обр. 105)
SiO_2	49,18	50,76	50,98	46,74	Na_2O	0,14	0,38	0,24	0,38
TiO_2	0,10	0,36	0,78	0,20	K_2O	1,60	2,47	4,06	4,08
Al_2O_3	24,42	28,06	28,48	30,35	H_2O^-	6,73	8,01	7,41	6,81
Fe_2O_3	1,25	0,62	0,03	0,90	H_2O^+	13,47	5,97	4,54	8,55
FeO	0,36	0,42	0,58	0,18	CO_2	Нет	Нет	0,06	0,12
MnO	0,01	Нет	0,01	0,01	C	0,07	0,46	0,52	0,10
CaO	1,19	0,64	0,73	0,81	SiO_2 кварца	Нет	0,10	0,11	0,48
MgO	0,94	1,53	1,12	0,78	P_2O_5	Не опр.	0,21	Не опр.	Нет
					Сумма	99,46	99,99	99,66	100,49

Таблица 10

Межплоскостные расстояния (в Å) и интенсивности отражений монтмориллонит-ректоритовых фракций <0,001 *мм*

Этап преобразования монтмориллонита															
I (обр. 168)				II (обр. 198)						III–IV (обр. 203–105)					
Насыщенный гликолем		Прокаленный при t=550°C		Воздушно-сухой		Насыщенный гликолем		Прокаленный при t=550°C		Воздушно-сухой		Насыщенный гликолем		Прокаленный при t=550°C	
I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	t	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$
					23,6	10	28,0		?	10	22,6	8	27,0 (001)	6	19,6
10	17,6					10	18,5								
				10	12,5	8	13,5			10	11,3	10	13,5 (001)	10	9,9
5	8,9	10	10,1			6	9,3	10	10,2			8	9,5 (003)		
3	7,03			3	7,2	9	7,1			2	7,1	3	7,07 (004)	1	6,5
4	5,8	5	4,94	3	5,0	2	5,5	7	4,9	3	5,6	4	5,5 (009)	6	4,94
4	4,42			10	4,5	5	4,6			2	4,59	5	4,65 (006)		
				1	4,12					1	3,58	1	3,94 (007)		
6	3,53			2	3,54	9	3,57			2	3,26	6	3,44 (008)	8	3,27
		3	3,34	3	3,34	9	3,43								
2	3,33	7	3,23	2	3,22	4	3,32	9	3,33						
3	2,92			5	2,59	3	3,04	9	3,18	0,5	2,99	4	3,08 (009)	1	3,03
1	2,52			2	2,49							1	2,756 (001)		
				2	2,39					1	2,55	2	2,519 (0011)		
				1	2,248					2	2,058	2	2,12 (0013)		
2	1,969			2	1,987	2	1,987	2	1,985			3	1,973 (0014)	2	1,973
				2	1,824					2	1,661				
				4	1,708										
				2	1,609										
				5	1,496					2	1,499				

где $\mu = \frac{4\pi \sin v}{\lambda}$, v — угол отражения, λ — длина волны рентгеновского излучения, Z — расстояние между идентичными слоями вдоль нормали к (001).

Смысл функции $\varphi(Z)$ состоит в том, что она дает полную информацию, во-первых, о типах слоев, присутствующих в данном объекте,

Таблица 11

Межплоскостные расстояния и относительные интенсивности базальных рефлексов насыщенных глицерином образцов стадийного ряда монтмориллонит — ректорит*

Обр. 168		Обр. 198		Обр. 105*		Обр. 168		Обр. 198		Обр. 105 *	
d	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*
		35,0	27,8	27,93	53,2	3,4955	11,2	3,474	178,5	3,445	42,3
17,68	55,4	18,52	14,7			3,035	21,8	3,105	49,1	3,091	20,1
				13,72	32,8					2,755	5,0
9,134	66,9	9,394	99,1	9,327	22,2			2,545	34,6	2,620	4,3
5,858	19,7	5,553	25,0	6,970	2,0					2,285	1,4
5,639	16,7	4,530	71,0	5,496	2,3					2,119	5,6
4,537	56,1			4,663	17,4	1,983	50,4	1,982	91,3	1,983	24,8
				3,951	2,4						

* Слабые рефлексы, принадлежащие каолиниту, опущены.

и о количественных их соотношениях, а во-вторых, о частоте встречаемости различных сочетаний слоев.

В пределах континентальной подформации для указанного выше исследования было выбрано три образца (обр. 168, 198, 105). Образцы, предварительно насыщенные глицерином, были отсняты на рентгенографическом аппарате ДРОН-I (табл. 11). Все последующие расчеты по приведенной выше формуле были выполнены на электронно-вычислительной машине Урал-2.

Полученные значения $\varphi(Z)$ представлены графически на фиг. 22. Верхняя кривая исходного образца (№ 168) показывает, что он содержит монтмориллонитовые слои (пик при $Z = 18$ Å), которые мы будем обозначать буквой В, и слюдистые слои (пик при $Z = 10$ Å), обозначаемые А. Соотношение высот А и В пиков свидетельствует о резком преобладании монтмориллонитовых слоев над слюдистыми. Анализ других основных пиков, имеющихся на кривой $\varphi(Z)$, показывает, что в исходном образце имеются три основных пика сочетаний слоев, условно выраженных как ВВВВ, ВВАВВ. Следует обратить внимание на отсутствие сочетаний типа АА, так как пик при $Z = 20$ Å отсутствует.

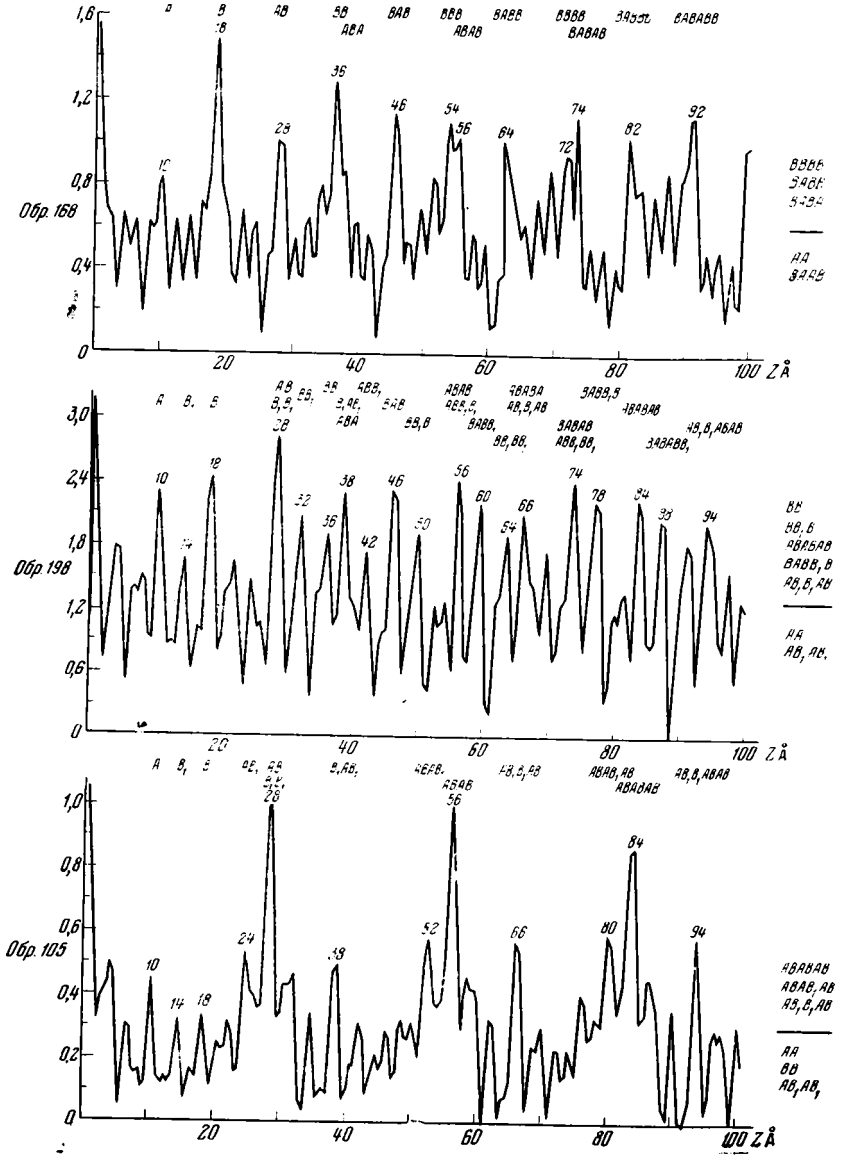
В следующую стадию (обр. 198) происходят существенные изменения: 1) увеличивается содержание слюдистых слоев, т. е. возрастает высота пика 10 Å; 2) появляются 14 Å слои, обозначаемые через B_1. Их существование связано с бо́льшим, по сравнению с другими монтмориллонитовыми слоями, содержанием К в межслоевых промежутках и поглощением только одного слоя молекул глицерина; 3) повторяемость монтмориллонитовых соседних слоев (В) резко сократилась и не превышает двух пакетов (ВВ); сокращение произошло за счет появления сочетаний BB_1BB_1; 4) увеличилось содержание ректоритовых зон, т. е. сочетаний типа АВАВАВ, с двух в обр. 168 до трех пакетов.

Запрещенными сочетаниями являются пакеты АА и AB_1.

Наконец, завершающая стадия в ряду монтмориллонит — ректорит реализуется в обр. 105. На кривой $\varphi(Z)$ для этого образца видно, что главными пиками являются пики при $Z = 28$, 56, 84 Å и т. д., т. е. ректоритовый закон чередования слоев типа АВАВАВ становится основным в строении образца.

Важно отметить, что ректоритовая последовательность иногда нарушается за счет того, что 18 Å слои замещаются 14 Å слоями и формируются сочетания типа $ABAB_1AB$.

Запрещенными на этой стадии являются сочетания АА, ВВ и AB_1AB_1. Более подробная интерпретация кристаллохимических особенностей преобразования монтмориллонита дана после изложения анало-



Фиг. 22. Кривые $\varphi(Z)$ для монтмориллонит-ректоритовых минералов, выделенных из туфов и пеплов континентальной подформации

гичных данных по дальнейшему изменению ректоритовой фазы, наблюдаемому в туфогенно-пепловых прослоях нижней паралической подформации.

Анализ современного минералогического состояния пород континентальной подформации

Общая стадийная история формирования угленосной формации может быть реконструирована с помощью:

а) выделения частных минеральных парагенезов, представляющих собой сочетания породообразующих и акцессорных обломочных компонентов с тонкодисперсными минералами глин, слагающими цемент песчаников и основную массу сопряженных с ними аргиллитов;

б) выяснения условий образования и постседиментационного изменения этих парагенезов путем раскрытия внутренних связей между структурно-минералогическими компонентами гранулометрического ряда песчаник — аргиллит;

в) последующего суммирования парагенезов и их корреляции с другими литолого-фациальными особенностями угленосной формации.

В континентальной подформации выделяются следующие минеральные парагенезы:

1) сложенный обломками главным образом порфиритов в сочетании с рудными и фемическими акцессориями и хлорит-смешанно-слойной (гидрослюда—монтмориллонит) ассоциацией глинистых минералов;

2) образованный главным образом кислыми фельзитовыми обломками в сочетании с гетерогенным устойчивым акцессорным комплексом и каолинит-хлорит-смешанно-слойной (гидрослюда — монтмориллонит) ассоциацией глинистых минералов;

3) собственно вулканических туфов и пеплов, состоящих из сочетания крупных фрагментов вулканических стекол, биотита и тонкодисперсного цементирующего материала, представленного монтмориллонит-ректоритовой ассоциацией глинистых минералов;

4) сложенный главным образом переотложенными обломками кислых вулканических туфов и пеплов с биотитом, железистым апатитом и монтмориллонит-ректоритоподобной ассоциацией глинистых минералов.

Перечисленные парагенезы образуют в разрезе подформации либо чистые обособленные горизонты (парагенезы 1 и 2) или прослои (парагенез 3), либо горизонты смешанного состава, состоящие из смеси двух парагенезов (1 и 4 или 2 и 4).

Поскольку в континентальной подформации наиболее полно представлены два первых парагенеза, мы рассмотрим условия формирования только этих парагенезов. Условия формирования двух следующих парагенезов даны после изложения материалов по характеристике паралической подформации, в строении которой указанные парагенезы играют главнейшую роль.

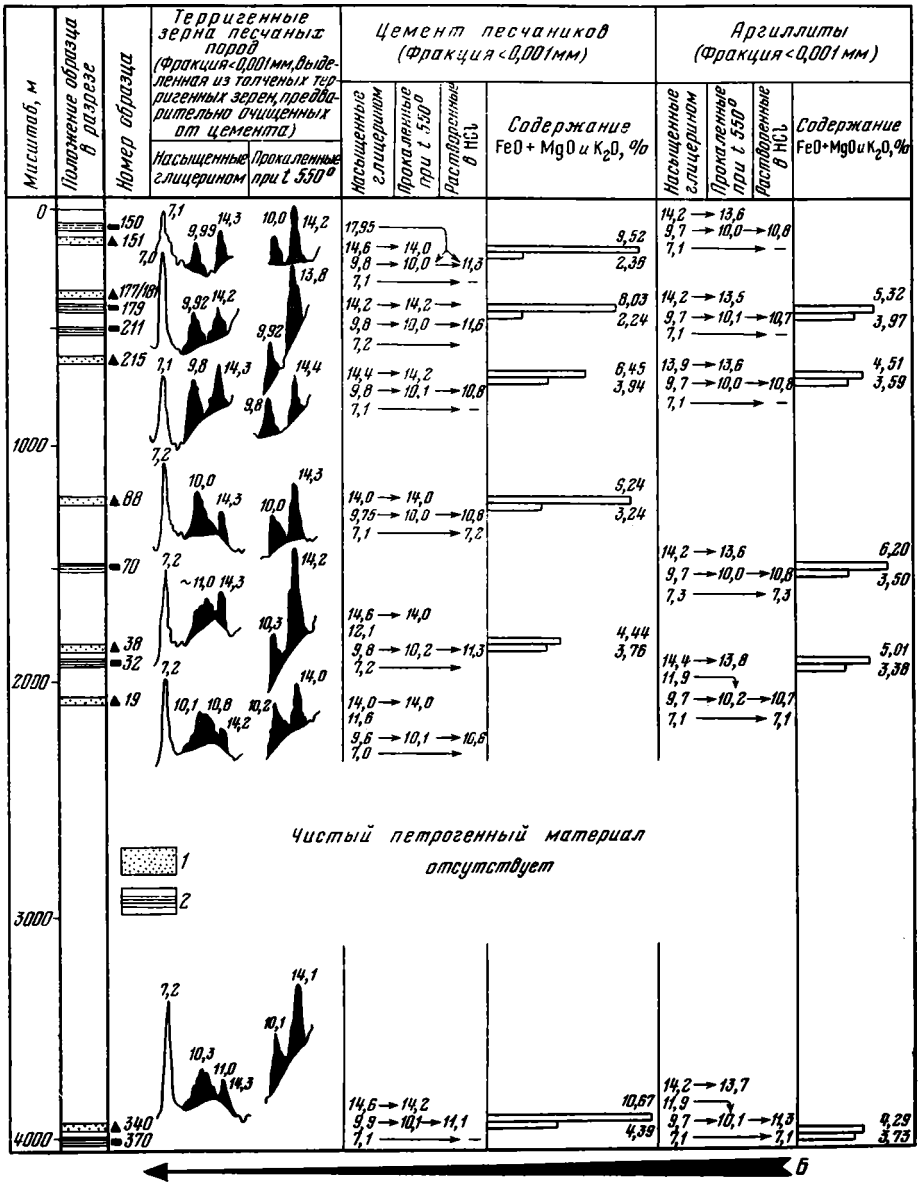
Этапы формирования первого парагенеза (петрогенный стадийный парагенез). Детальная характеристика структурно-минералогических компонентов парагенеза дана при описании пород континентальной подформации. Напомним лишь, что характерными его особенностями является наличие грубозернистых песчаников (см. фиг. 10), сложенных обломками главным образом порфиритов (см. фиг. 11, 13), вместе с соответствующим комплексом акцессориев (см. фиг. 15) ассоциирующих с бескаолинитовыми аргиллитами хлорит-гидрослюдистого состава. Каолинитовый минерал в составе аргиллитов появляется лишь локально среди слоев, тяготеющих к подугольным фациям (см. фиг. 20).

История формирования парагенеза растягивается на ряд стадий. Прежде чем перейти к их характеристике, остановимся на одном из важных вопросов — о внутренней связи обломочных породообразующих компонентов с соответствующим тонкодисперсным материалом. В минеральных парагенезах та или иная взаимообусловленность между этими структурно-минералогическими компонентами может определяться разными причинами. Нам представляется, что характер этой связи и причины его обусловливающие, являются одним из существенных признаков диагностики того или иного типа минерального парагенеза.

Для выяснения характера этой связи в породах парагенеза было проведено сравнительное изучение тонкодисперсных компонентов, выделенных из разных структурных элементов пород парагенеза. Сравнивались глинистые минералы фракции $<0{,}001$ *мм*, выделенные из основной массы аргиллитов, цементирующей массы граувакковых песчаников и обломочных зерен граувакковых песчаников, представленных главным образом порфиритами, предварительно оттертыми и стмытыми

от примазок глинистых минералов цемента. Во всех трех случаях наблюдается один и тот же состав глинистых минералов — гидрослюда и хлорит (см. фиг. 23). Однако наряду с общностью состава выявляется ряд особенностей минералов, характерных для разных фракций.

В частности, для *гидрослюды* фиксируется последовательное увеличение числа разбухающих пакетов при переходе от ассоциации, выделенной из терригенных обломков, к минералам цемента и далее к глинистым минералам основной массы аргиллитов. Это фиксируется по изменению межплоскостного расстояния d первого базального рефлекса (при насыщении минерала глицерином) равного 10,0 А → 9,8 А →



Фиг. 23. Глинистые минералы гранулометрического спектра порфирит-петрогенного стадийного парагенеза

Стрелками показано: *А* — появление и увеличение в составе аргиллитов каолинита (развитые коры выветривания на суше), *Б* — окристаллизованность глинистых минералов
1 — песчаники; *2* — аргиллиты

→ 9,7 Å, что, в свою очередь, указывает на увеличение числа разбухающих пакетов от 0 до 20 и даже 30%. Такой характер изменения гидрослюдистого минерала из различных структурных компонентов парагенеза выдерживается по всему разрезу, составленному из горизонтов, сложенных породами только данного парагенеза.

Характеристика *хлорита* не изменяется в пределах трех групп. Некоторая специфика минерала фиксируется лишь в аргиллитовой фракции, где постоянно отмечается наибольшая дефектность — обводненность бруситовой сетки минерала, приводящая к сокращению его базального рефлекса в прогретом состоянии до 13,8—13,6 Å. Хлорит остальных фракций лишен таких признаков деградации и характеризуется полноценным значением базального рефлекса с $d = 14{,}0$—$14{,}2$ Å после прокаливания. Указанное соотношение выдерживается также по всему разрезу, сложенному горизонтами данного парагенеза (фиг. 23). Можно предположить, что такое распределение особенностей строения глинистых минералов связано в основном с их унаследованно-седиментационным происхождением.

Эффузивы, главным образом порфириты источников сноса, содержали как унаследованный, так и новообразованный в процессе гипергенного разрушения пород комплекс глинистых минералов, представленных хлоритом и гидрослюдой. Естественное измельчение и отмучивание порфиритовой дресвы, возникшей за счет непосредственного разрушения эффузивов, приводило к обособлению и концентрации глинистых минералов в тонкой фракции формирующихся осадков. В ходе разрушения и переотложения вещества оно испытывало изменение. Наиболее сильная деградация имела место в тонких фракциях, слагающих основную массу глинистых осадков, что связано с длительностью пребывания тонкодисперсного вещества в седиментационной среде.

Значительно меньшую деградацию испытывали глинистые минералы цемента песчаников, обособившиеся от материнской дресвы значительно позже. И, наконец, совсем неизмененными оказывались глинистые минералы, запечатанные в терригенных, еще не дезинтегрированных обломках в песчано-граувакковых породах.

Важным аргументом в пользу высказанного предположения об унаследованно-седиментационном происхождении глинистых минералов граувакк является то, что раздробленные и отмученные порфириты и их туфы из девонских и ордовикских отложений складчатого обрамления Карагандинского бассейна [1] — предполагаемого источника сноса — обнаружили тот же комплекс глинистых минералов, что и недезинтегрированные обломки пород в карбоновых граувакках. Как следует из анализа соответствующих дифрактограмм (фиг. 24), глинистые минералы материнских порфиритов и их туфов характеризуются не только тем же количественным составом, что и ассоциация глинистых минералов из обломков пород в граувакках, но и теми же особенностями их строения — отсутствием разбухающих пакетов у гидрослюды и свежим состоянием бруситовой сетки у хлорита.

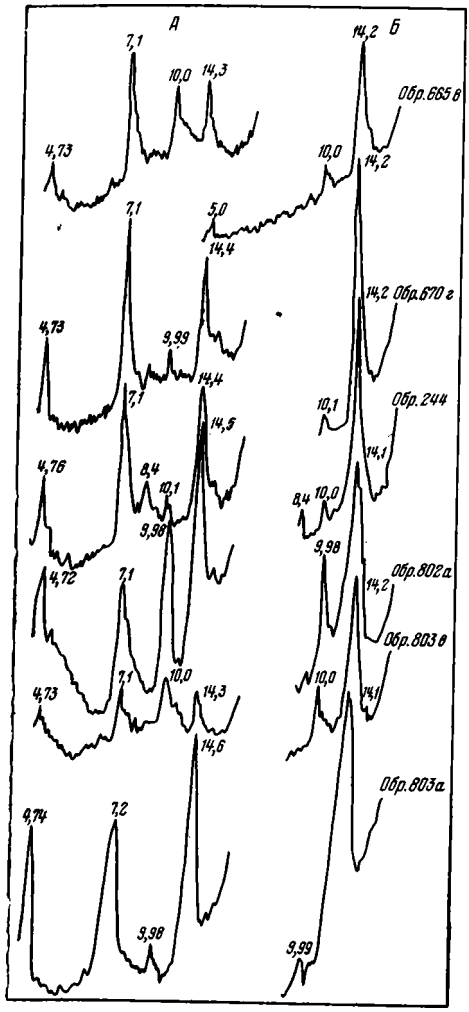
Другим доводом, аргументирующим исходное терригенное происхождение глинистых минералов в граувакках, является изменение соотношения хлорита и гидрослюды в аргиллитах по отношению к исходным глинистым минералам порфиритов и их туфов. В аргиллитах наблюдается резкое снижение содержания хлорита и увеличение — гидрослюды. Вероятно, такое изменение количественного состава стоит в прямой связи с различной устойчивостью — хрупкостью хлорита и относительной стабильностью гидрослюды.

---

[1] Образцы порфиритов и их туфов предоставлены С. Г. Самыгиным, за что автор выражает свою искреннюю благодарность.

Косвенным подтверждением терригенности остаточного хлорита в аргиллитах является его смешанная дифракционная характеристика, не соответствующая по распределению интенсивностей базальных рефлексов ни одному из известных типов хлоритового минерала. На это обстоятельство обратили недавно внимание В. А. Дриц и В. И. Муравьев (устное сообщение). Они же показали, что по мере перехода к более низким частям разреза и усиления соответствующей перекристаллизации глинистых минералов смешанная дифракционная характеристика уступает место чистой, свойственной одному из типов чистого хлоритового минерала.

Формирование глинистых минералов граувакк не ограничивается седиментационной или седиментационно-диагенетической стадиями, а продолжается в эпигенезе.



Фиг. 24. Дифрактограммы фракций <0,001 *мм*, выделенных из ордовикских и девонских порфиритовых пород складчатого обрамления Карагандинского бассейна

А — образцы, насыщенные глицерином и прокаленные при t = 550° С, *Б* — сбразцы, прокаленные при t = 550° С

В стадию эпигенеза имеет место либо перекристаллизация исходного глинистого вещества, либо трансформация, либо, наконец, его новообразование. Если процесс перекристаллизации носит автоэпигенетический характер, т. е. происходит без привноса новых компонентов (такова, очевидно, начальная перекристаллизация гидрослюдистого минерала), то трансформация и, тем более, новообразование протекает на основе поступления необходимого материала.

Сопоставление песчаников рассматриваемого парагенеза с материнскими породами — порфиритами и их туфами обнаруживает, что в составе первых отсутствует ряд фемических компонентов — пироксенов, роговых обманок и других, являющихся породообразующими минералами эффузивных порфиритов. Несомненно, все эти фемические компоненты присутствовали в первичном составе песчаников, но вследствие процессов внутрислойного растворения исчезли. О былом присутствии фемических минералов свидетельствуют по меньшей мере два факта. Во-первых, распределение тяжелых минералов в разрезе, который образован горизонтами, сложенными только материалом первого минерального парагенеза, обнаруживает четкую вторичную зональность, связанную с последовательным исчезновением нестойких минералов (см. фиг. 15) по мере перехода от его верхних частей к нижним. В изученном разрезе последовательно исчезают эпидот, сфен, а ниже и магнетит. Естественно предположить, что более неустойчивые компоненты — пироксены, амфиболы и другие уже пре-

терпели полное внутрислойное растворение и исчезли из пород на предыдущих стадиях эпигенеза. Во-вторых, фактом, подтверждающим внутрислойное растворение, является присутствие в песчаниках аутигенного минерала — заместителя фемических компонентов — хлорита.

Трансформация и новообразование хлорита протекали только в тех породах, где первоначально присутствовали обломочные фемические компоненты. Этим объясняются наличие аутигенных форм этого минерала в песчаниках и отсутствие их в аргиллитах. Аутигенные формы хлорита обосновываются наличием тонкоигольчатых крустификационных оболочек вокруг всех терригенных зерен, а также хорошо образованными кристаллохимическими структурами минерала с полноценной бруститовой сеткой, о чем свидетельствует межплоскостное расстояние базального рефлекса с $d = 14{,}0—14{,}2$ Å, не изменяющееся, в отличие от хлорита аргиллитов, ни при насыщении образцов глицерином, ни после их прокаливания (см. фиг. 24). Селективное новообразование хлорита только в песчаниках хорошо ощущается и при анализе некоторых особенностей химического состава пород.

Таблица 12

Распределение железа и магния в различных породах и фракциях <0,001 *мм* петрогенного минерального парагенеза

Тип пород	Порода в целом		Фракция <0,001 *мм*	
	Число анализов	Среднее содержание FeO+MgO, %	Число анализов	Среднее содержание FeO+MgO, %
Аргиллиты	3	4,83	7	4,96
Песчаники	3	6,26	6	8,04

В табл. 12 приведены среднестатистические данные по распределению суммы основных фемических элементов в песчаных и аргиллитовых породах парагенеза, а также в их фракциях <0,001 *мм*. Обращает на себя внимание тот факт, что в аргиллитах имеет место точный баланс соответствующих компонентов, в то время как в песчаниках содержание FeO + MgO в цементе значительно выше общего их содержания в породе. Это свидетельствует о том, что в отличие от аргиллитов в песчаниках наблюдается миграция фемических элементов, направленная из обломочной части пород в ее дисперсно-аутигенную цементирующую массу. Такая миграция еще раз указывает на то, что источниками материала для аутигенных хлоритов были внутрислойно растворяющиеся обломки фемических компонентов — пироксенов, роговых обманок,— отсутствовавшие в аргиллитах, где они уничтожены на более ранних стадиях формирования пород.

Заканчивая на этом обсуждение путей формирования первого минерального парагенеза, необходимо подчеркнуть, что процессы его образования протекали на разных стадиях породообразования. Эта особенность должна найти отражение в общем названии рассмотренного парагенеза. Его целесообразно назвать *стадийным минеральным парагенезом.*

Другая характерная особенность этого стадийного парагенеза заключается в том, что на всех этапах его развития фигурирует парагенез минералов, образующийся за счет исходных пород определенного петрографического состава. Поэтому такие стадийные парагенезы, в которых петрографический состав материнских пород как бы про-

свечивает через все стадии их развития, обусловливая формирование унаследованных или новообразованных ассоциаций, выводимых непосредственно из состава пород области сноса, мы называем *петрогенным стадийным парагенезом.*

В дополнение к общему названию следует указывать характер петрографического субстрата (в нашем случае — порфиритового), за счет которого парагенез возник.

Этапы формирования второго парагенеза (апосапрогенный стадийный парагенез) характеризуются следующими особенностями:

а) все песчаники парагенеза относятся к категории мелкозернистых пород (см. фиг. 10), характеризуясь гетерогенным устойчивым комплексом акцессориев, в котором присутствуют минералы, типичные как для кислых, так и для основных эффузивов пород (см. фиг. 11, 15);

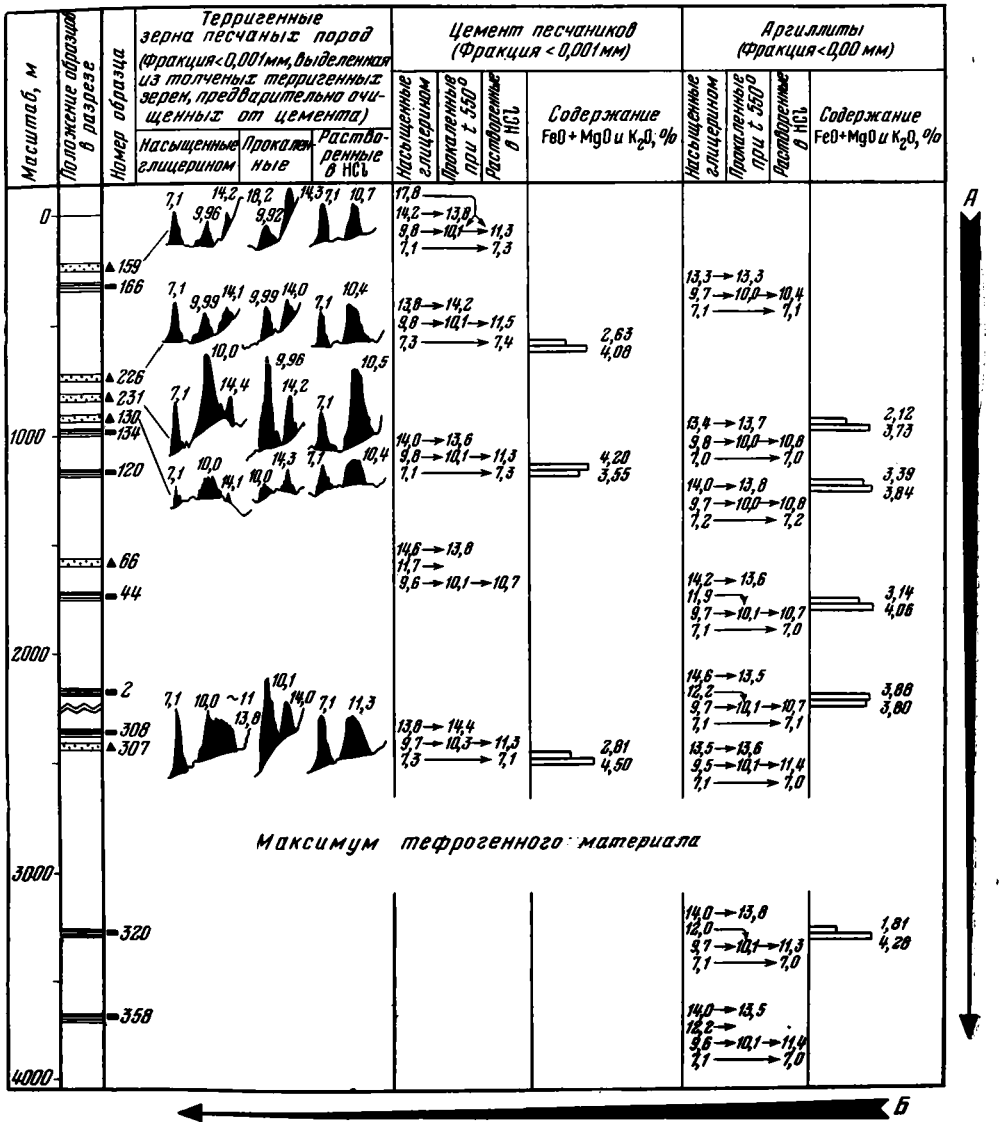
б) в отличие от песчаников предыдущего парагенеза, фигуративные точки которых располагались вдоль основания классификационного треугольника (см. фиг. 9), совокупность точек в рассматриваемом парагенезе указывает на отчетливую тенденцию к минералогическому созреванию общего состава песчаных пород;

в) все песчаники парагенеза содержат в цементе каолинит (см. фиг. 17); ассоциирующиеся с ними аргиллиты, независимо от их фациальной природы, наряду с хлоритом и гидрослюдой также содержат в качестве постоянного компонента каолинит (см. фиг. 20).

Указанные особенности парагенеза позволяют рассматривать его как переотложенную ассоциацию, сформированную в коре выветривания. Предполагаемая кора выветривания должна была быть развитой в данном случае на том же комплексе девонских эффузивов, который размывался и ранее при формировании первого — петрогенного парагенеза, в те периоды, когда высокий темп поднятий питающей провинции не позволял формироваться достаточно мощной коре выветривания. Напротив, образование пород рассматриваемого парагенеза происходило при медленных поднятиях области сноса, о чем говорит мелкозернистость песчаников (см. фиг. 10). Каолинитовая кора ощутимой мощности, предположительно образовавшаяся при этом, могла способствовать уничтожению менее стойких порфиритов, а также других основных пород и накоплению обломков кислых эффузивов с устойчивыми акцессориями как основной, так и кислой групп. Раннее, доседиментационное формирование минерального парагенеза определило и своеобразный характер внутренней связи между дисперсными и обломочными компонентами парагенеза. Так же как и в первом примере, из различных структурных компонентов этого парагенеза была выделена ассоциация глинистых минералов. Сравнительные данные по характеру глинистых минералов, выделенных из терригенных обломков песчаника, его цемента и из основной массы аргиллитов, даны на фиг. 25.

Обращают на себя внимание два факта. Во-первых, во всех трех фракциях меньше 0,001 *мм* виден трехкомпонентный состав глинистых минералов с обязательным присутствием каолинита. Это может свидетельствовать о зарождении каолинита еще в коре выветривания и о последующем переотложении каолинизированных обломков вместе с тонкодисперсной каолинитсодержащей взвесью, давшей начало основной массе аргиллитов и цементу песчаных пород. Во-вторых, наблюдается большая деградация глинистых минералов основной массы аргиллитов и цемента песчаников по сравнению с петрогенным парагенезом. Особенно четко это видно для хлоритового минерала. Так, если для *гидрослюдистого компонента* наблюдается тот же ряд с последовательным увеличением числа разбухающих пакетов от нуля — в ассоциации, выделенной из обломков пород, до 20% — в цементе песчаников и до 30% в основной массе аргиллитов (фиг. 25, ряд значений базального рефлек-

са с $d = 10{,}0$; 9,8; 9,7 Å), то для *хлорита*, как в составе аргиллитов, так и в цементе песчаников, характерна одинаково сильная гидратация его бруситовой сетки. Об этом свидетельствует понижение значения базального рефлекса от $d = 14{,}0$—14,6 Å в насыщенном состоянии до значений $d = 13{,}8$; 13,6 и даже 13,5 Å в прогретых образцах хлорита из цемента песчаников и основной массы аргиллитов. Одинаковый характер минерала в различных породах, с одной стороны, свидетельствует об едином унаследованно-терригенном происхождении (см. генезис петрогенных аргиллитов), а с другой — об отсутствии эпигенетической трансформации хлорита в песчаниках, подобно тому, как это имело место в песчаных породах петрогенного парагенеза. Отсут-



Фиг. 25. Глинистые минералы гранулометрического спектра апосапрогенного стадийного парагенеза

Стрелками показано: *А* — увеличение содержания каолинита во всех фракциях песчаников и аргиллитов, *Б* — окристаллизованность глинистых минералов

Условные обозначения см. на фиг. 23

ствие эпигенетической трансформации хлорита подчеркивает, что основные процессы минералообразования в настоящем парагенезе имели место в стадию образования коры выветривания в области сноса. Уже на этой стадии была создана основная ассоциация глинистых минералов и ликвидированы все запасы фемических компонентов, которые могли быть использованы в качестве источников материала для трансформаций и новообразований хлорита в эпигенезе.

Таблица 13

Распределение железа и магния в различных породах и фракциях <0,001 *мм* апосапрогенного парагенеза

Тип породы	Порода в целом		Фракция <0,001 *мм*	
	Число анализов	Среднее содержание FeO+MgO, %	Число анализов	Среднее содержание FeO+MgO,%
Песчаники	3	5,36	2	3,33
Аргиллиты	3	4,85	7	3,05

Сказанное находит подтверждение и при анализе некоторых особенностей химического состава пород. В табл. 13 приведены среднестатистические данные по распределению суммы основных фемических элементов в песчаниках и аргиллитах парагенеза, а также во фракциях меньше 0,001 *мм*, выделенных из них.

Обращает на себя внимание тот факт, что как в аргиллитах, так и в песчаниках процент фемических элементов в породах в целом намного выше, чем во фракциях меньше 0,001 *мм*. Это показывает, что в породах данного парагенеза никакого перетекания фемических элементов из их обломочной части в тонкодисперсные фракции, как это имело место в эпигенезе песчаных пород петрогенного парагенеза, не происходит. Благодаря этому тонкочешуйчатый, полиминеральный агрегат глинистых минералов — каолинита, смешанно-слойного минерала и хлорита, выполняющий поровые пространства песчаников, испытывает в эпигенезе лишь общую раскристаллизацию. Она приводит только к укрупнению отдельных частиц глинистых минералов, не меняя их состава и взаиморасположения, определяющего чешуйчато-зернистую структуру пор песчаных пород.

Заканчивая на этом описание этапов формирования разбираемого парагенеза, необходимо еще раз подчеркнуть его особенность, заключающуюся в том, что основные связи между отдельными компонентами песчаного и глинистого вещества оформились в парагенезе еще в стадию образования коры выветривания материнских пород.

Такого рода парагенезы, в которых петрографический состав материнских пород как бы отходит на второй план, а выступают парагенетические связи, зародившиеся в коре выветривания материнских пород и как бы просвечивающие через все стадии их развития, следует именовать петро-апосапрогенными стадийными парагенезами, в отличие от собственно апосапрогенных парагенезов, в которых все особенности исходных материнских пород полностью стерты в зоне коры выветривания. Кроме того, следует указывать минералогический характер материнской коры выветривания, в нашем случае — каолинитовый.

ПАРАЛИЧЕСКАЯ ПОДФОРМАЦИЯ

Паралическая подформация ($C_1v_{1+2} — v_2$) объединяет паралический парагенез пород, характерный для нижних свит угленосной серии Карагандинского бассейна. Таким образом, в паралическую подформацию включаются аккудукская, ашлярикская и низы карагандинской свит. Нижняя граница подформации расплывчатая. Она проводится по подошве аккудукской свиты. Последняя содержит в самых низах многочисленные прослои кремнистых и пирокластических образований, что делает эту границу очень условной, так как терентинские слои, подстилающие аккудукскую свиту, сложены почти целиком из вулканогенно-кремнистых пород, сходных с отдельными прослоями аккудукской свиты. Тем не менее нижнюю границу подформации нужно проводить между этими двумя свитами. Объединение аккудукской свиты с терентинскими слоями в самостоятельную формацию кульма разрывает парагенез пород паралической подформации. Единство этого парагенеза определяется не только периодическим угленакоплением, но и постоянным присутствием пирокластического материала, игравшего важную породообразующую роль в разрезе подформации. Так, в породах аккудукской, ашлярикской и карагандинской свит рассеянный пирокластический материал встречается в обломках и в виде связующей массы во всех песчаниках, а также составляет основную массу почти всех аргиллитов.

Возможно, что наиболее правильным было бы деление угленосной и кульмовой формации внутри аккудукской свиты, с отнесением ее верхов к угленосной формации, а низов, содержащих прослои пирокластических туфов и кремнистых пород,— к формации кульма. Однако такое расчленение необходимо обосновать данными по распространению отложений на площади, чем мы не располагали.

Верхняя граница паралической подформации более четкая и проводится по подошве элементарного цикла карагандинской свиты, в составе которой впервые исчезают собственно морские осадки (цикл с углем K_7). Мощность подформации достигает 2000 *м*.

Литолого-фациальная характеристика

Типы пород. Набор пород паралической подформации заметно отличается от типов пород, свойственных верхним слоям континентальной подформации. Прежде всего породы более тонкозернисты и характеризуются лучшей сортировкой обломков. Встречаются следующие породы: 1) аргиллиты, среди которых распространены как алевролитовые разности, так и чистые, тонкоотмученные породы, почти отсутствующие в континентальной подформации; все аргиллиты темно-серые и черные; 2) алевролиты темно-серые и черные, горизонтально или волнистослоистые, образующие часто пачки тонкого переслаивания либо с аргиллитами, либо с мелкозернистыми песчаниками; 3) песчаники, среди которых различаются два типа: а) мелкозернистые серые или зеленовато-серые породы с горизонтальной или волнистой слоистостью; эти песчаники содержат фауну брахиопод и пелеципод; б) среднезернистые породы, окрашенные в зеленые тона с характерной косой и частично косоволнистой слоистостью. Для среднезернистых песчаников характерны включения крупных фрагментов растительных остатков. Первый тип песчаников характерен для собственно морских обстановок (прибрежное мелководье, песчаные отмели, бары и др.), второй тип — для подводно-дельтовых обстановок; обращает на себя внимание отсутствие крупно- и грубозернистых песчаников, столь характерных для осадков

континентальной подформации; 4) пирокластические туфы, встречающиеся в виде отдельных единичных прослоев мощностью 0,2—0,3 *м* Они сильно хлоритизированы и замещены карбонатными минералами Необходимо отметить, что указанные прослои чисто туфовых пород имеют локальное распространение. Они единичны в ашлярикской свите и более часты в низах аккудукской свиты. Формирование обеих свит проходило в спокойных условиях мелководной лагуны. Так, палеогеографическая обстановка раннеаккудукского времени способствовала обособлению вулканогенных образований. Периодическое поступление вулканогенно-пирокластического материала продолжалось в течение всего времени формирования осадков паралической подформации, однако в морском бассейне он уже не образовывал изолированных прослоев, а сильно перемешивался с терригенным материалом. Этому способствовала гидродинамически активная среда прибрежно-морского бассейна.

Каменные угли паралической подформации характеризуются высокой зональностью и относятся к маркам К и ОС с выходом летучих 25—18%.

Аргиллиты, алевролиты и некоторые типы песчаников содержат богатую фауну брахиопод, пелеципод и, в меньшей степени, гастропод. Остатки флоры встречаются значительно реже; они представлены детритом и более крупными фрагментами стеблей и коры. Тонкозернистые породы изобилуют сидеритовыми, анкеритовыми, кальцитовыми и пиритовыми конкрециями.

Тип стратификации. Разрез паралической подформации имеет также ярко выраженный циклический характер. Однако элементарные циклы по строению отличаются от циклов континентальной подформации. Они не содержат четких следов размыва в основании цикла, а характеризуются непрерывной сменой пород одних фаций другими. Нижняя часть цикла сложена песчаной пачкой, в основании которой находятся породы с морской фауной, а в кровле — песчаники с включениями крупных растительных фрагментов. Средняя часть цикла образована пластом угля, подстилаемого иногда прослоями углистых алевролитов или аргиллитов. В случае выпадения пласта угля соответствующая часть цикла представлена углистыми алевролитами или аргиллитами. И, наконец, верхняя часть цикла сложена тонкозернистыми породами, содержащими почти всегда морскую фауну.

Мощность элементарных циклов сильно изменяется и составляет либо метры, либо первые десятки метров. В разрезе подформации наблюдается направленное изменение мощностей элементарных циклов. В отличие от разрезов макроциклов континентальной подформации в паралической подформации увеличение мощностей циклов идет снизу вверх. Самые крупные циклы наблюдаются в низах карагандинской свиты, циклы умеренной величины характеризуют ашлярикскую свиту и, наконец, минимальные циклы фиксируются в аккудукской свите. В разрезе последней свиты сверху вниз наблюдается последовательное сокращение, а затем полное выпадение всех песчаных слоев. Элементарные циклы, таким образом, теряют границы и сменяются монотонным чередованием маломощных слоев алевролитов и аргиллитов.

Фациальная характеристика. Формирование пород подформации проходило в прибрежно-морских условиях. По данным Е. А. Слатвинской (1962), вся территория Карагандинского бассейна представляла собой крупный морской залив, глубоко вдающийся в юго-восточном направлении в сушу. Об этом свидетельствует наличие подводно-дельтовых отложений, роль которых последовательно увеличивается при движении с запада на восток. В том же направлении проходило сильное опреснение бассейна, определившее постепенную смену брахиоподовой фауны пелециподовой. Мелководный характер залива приводил

к тому, что колебательные движения даже небольшой амплитуды изменяли прибрежно-морской ландшафт. Периодически залив испытывал обмеление. Оно сопровождалось активным развитием песчаных валов и баров, приводивших к отчленению залива от морского бассейна. Залив заносился песчаными осадками подводно-дельтовых выносов, и его территория превращалась в приморские болота, в которых шло формирование углей и пластов углистых алевролитов или аргиллитов. Однако небольшие прогибания приводили вновь к проникновению морских вод и быстрому затоплению торфяных болот. После этого шло образование тонкозернистых морских осадков зоны прибрежного мелководья.

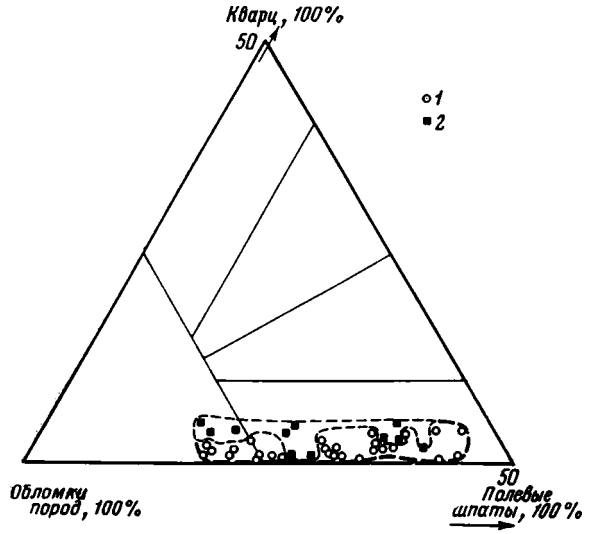
Периодическое изменение приморского ландшафта обусловливалось колебательными движениями все возраставшей амплитуды по мере перехода от нижних слоев подформации к верхним. Это и приводило к последовательному увеличению мощностей элементарных циклов и постепенному сокращению роли собственно морских осадков за счет более широкого развития прибрежно-континентальных отложений. К концу формирования паралической подформации море навсегда покинуло территорию Карагандинского бассейна.

Минералого-петрографическая характеристика

Песчаники

Соотношение породообразующих компонентов. Песчаники паралической подформации относятся к типу полевошпатовых граувакк. Основные их компоненты — разнообразные обломки эффузивно-вулканогенных образований и зерна кислых плагиоклазов. Кварц присутствует в минимальных количествах, составляя единицы процентов от всех обломочных зерен (1—3, реже до 5%). На классификационной диаграмме песчаники подформации образуют вытянутое поле, ориентированное параллельно основанию треугольника (фиг. 26). В его пределах намечаются две группы пород, первая из которых тяготеет к нижней части общего поля песчаников, а вторая — к верхней. Иными словами, при равном содержании всех прочих компонентов, первая группа песчаников характеризуется очень низким, вторая — относительно повышенным содержанием кварца. Такие незначительные различия намечающихся групп хорошо подчеркиваются другими особенностями, в частности гранулометрией пород и составом слагающих их обломков. Более кварцевые песчаники характеризуются и более грубой гранулометрией. Это в основном среднезернистые песчаники, в которых преобладают фракции 0,1—0,5 *мм* и 0,25—0,05 *мм* (фиг. 27, см. фиг. 10). В разрезе паралической подформации они слагают пачки в нижней части элементарных ритмов, относимые к фации подводно-дельтовых выносов. Как уже говорилось, для подводно-дельтовых песчаников очень характерны включения крупных растительных остатков: стеблей, фрагментов коры и др. Песчаники максимально обогащены терригенными компонентами. В них присутствуют и часто преобладают обломки кислых и основных эффузивов. Мощность и положение соответствующих пачек в разрезе подформации показаны в табл. 14.

Другая группа бедных кварцем пород представлена более мелкозернистыми песчаниками и алевролитами. Основной для этих пород является фракция 0,25—0,05 *мм*. В качестве примеси часто присутствует фракция 0,5—0,25 *мм*; более грубые фракции отсутствуют (см. фиг. 10 и 27). Такие песчаники относятся к собственно морским и прибрежно-морским фациям. Они слагают основную часть разреза подформации. Одним из главных компонентов морских песчаников

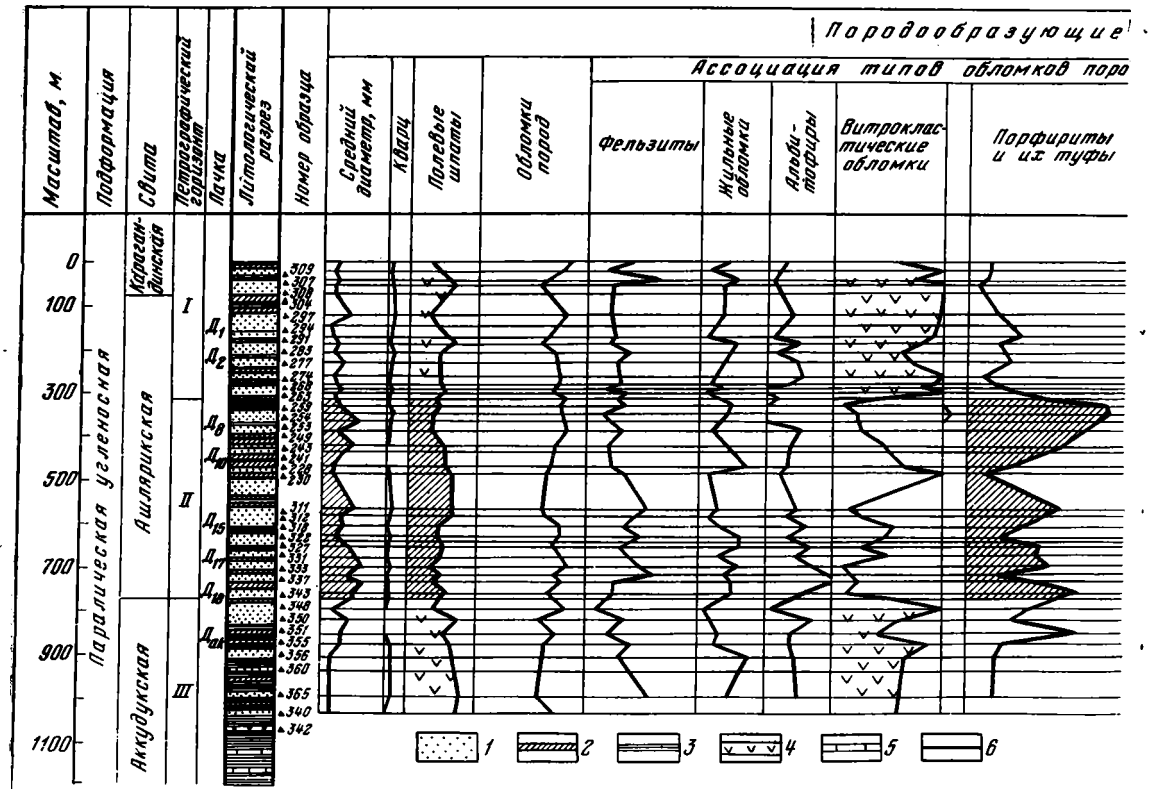


Фиг. 26. Диаграмма минералогического состава пород паралической подформации

1 — песчаники прибрежно-морских отложений;
2 — песчаники дельтовых отложений

Фиг. 27. Минералого-петрографическая характеристика песчаников паралической подформации

1 — песчаники; *2* — алевролиты; *3* — аргиллиты; *4* — туфы; *5* — известняки; *6* — угли. Минералогическая характеристика компонентов: *7* — связанных с петрогенным материалом, поступавшим с суши, *8* — связанных с пирокластическим материалом, *9* — одинаково присутствующих в обоих типах материала



являются обомки витрокластических туфов и вулканических пеплов. По характеру обогащения пород указанными компонентами в пределах паралической подформации выделяются три петрографических горизонта. Первый располагается в кровле подформации, его мощность более 400 *м*. Он содержит максимальное количество пирокластических обломков. Второй горизонт, примерно такой же мощности (около 400 *м*), содержит в общем минимальное количество пирокластических обломков. Для него характерно наличие подводно-дельтовых пачек с несколько повышенным содержанием обломков основных эффузивов. Наконец третий горизонт, мощностью более 400 *м*, соответствует аккудукской свите и содержит вновь (см. табл. 14) больше туфогенного материала.

Типы обломков пород и их количественное соотношение. Качественно обломки пород в песчаниках паралической подформации не отличаются от аналогичного набора обломков в породах континентальной подформации. Здесь выделяются те же 11 типов обломков, которые легко группируются в три группы, связанные генетически с осадочными породами и эффузивными породами основного и кислого состава. В обобщенном виде треугольник обломков пород для песчаников нижней подформации представлен на фиг. 28, *а*. На нем видны два поля, соответствующих составу морских и подводно-дельтовых песчаников. По сравнению с породами континентальной подформации парагенезы обломков пород нижней подформации имеют более кислый состав и характеризуются отсутствием или незначительным количеством обломков осадочных пород. Это обстоятельство проливает дополнительный свет на характер осадконакопления в континентальной подформации. Обилие обломков осадочных пород в граувакках верхней подформа-

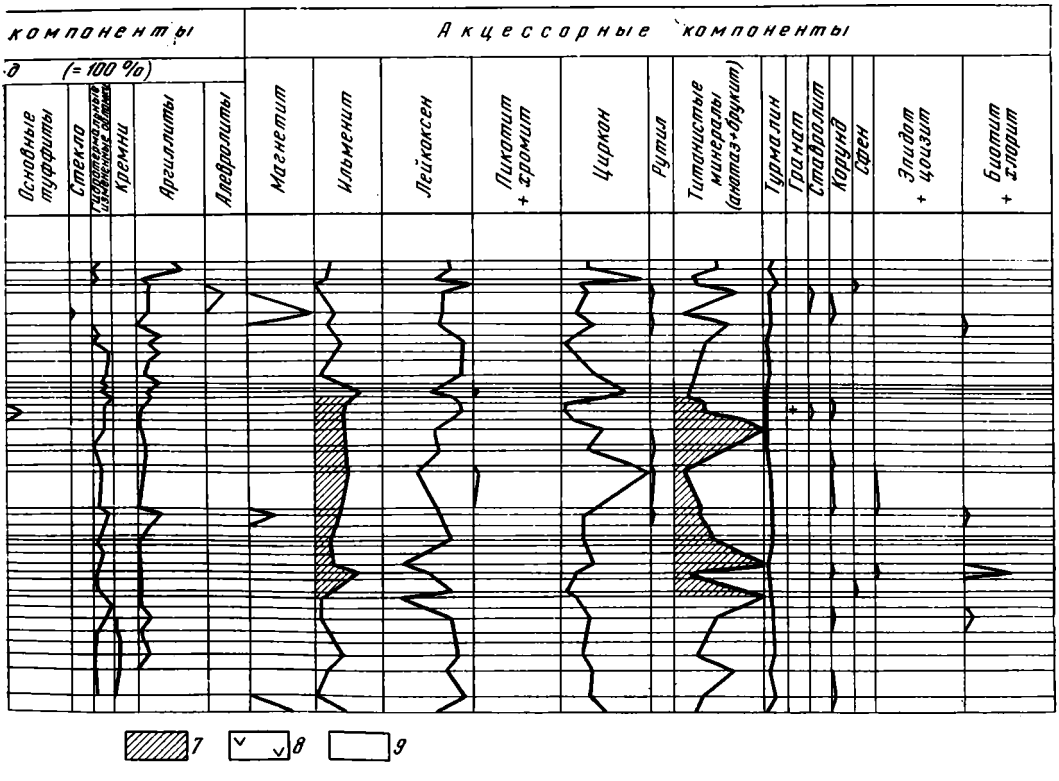


Таблица 14

Петрографические горизонты подформации с указанием главнейших пачек песчаных пород подводно-дельтовой фации

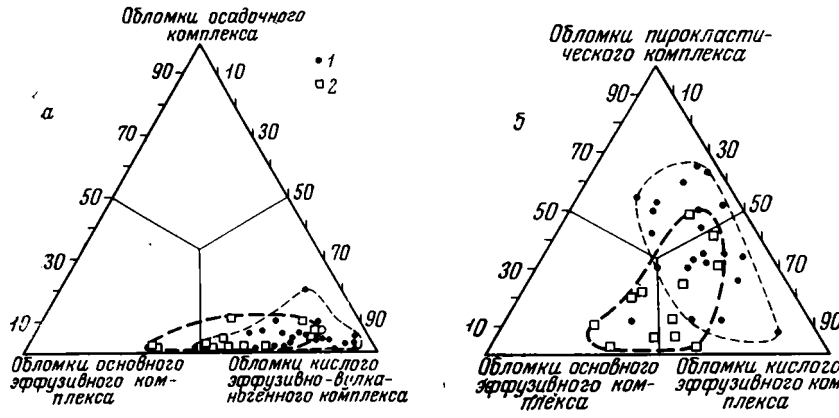
(Чурбай-Куринский участок)

№ горизонта	Характер обломочного материала в петрографических горизонтах	Мощность горизонта, м	Индексы пластов угля*	Индекс дельтовой пачки в соответствии с номером пласта угля	Мощность дельтовой пачки, м	Свита
I	Смешанный материал с преобладанием обломков вулканических туфов и пеплов (тефрагенный материал)	400	$К_2$—$а_7$	$Д_1$ в кровле — пласт $а_1$ $Д_2$ в кровле — пласт $а_2$ $Д_3$ в кровле — пласт $а_3$	25 35 20	Карагандинская — ашлярикская
II	Смешанный материал. Характерно присутствие дельтовых пачек, обогащенных обломками порфиритовых пород	400	$а_8$—$а_{18}$	$Д_{10}$ в кровле — пласт $а_{10}$ $Д_{14}$ в кровле — пласт $а_{14}$ $Д_{15}$ в кровле — пласт $а_{15}$ $Д_{17}$ в кровле — пласт $а_{17}$ $Д_{18}$ в кровле — пласты $а^1_{18}$ и $а^2_{18}$	12 50 (нет керна) 25 34 ?	Ашлярикская
III	Смешанный материал. Преобладают обломки пирокластики. Есть обособленные прослои туфов	400	Крупных пластов угля нет	Верхи аккудукской свиты	4	Аккудукская

* В низах карагандинской свиты в интервале углей $К_2$–$К_7$ материал не был собран.

ции свидетельствует о частично унаследованном характере осадконакопления в ней, когда наряду с основными источниками сноса — эффузивными породами, располагавшимися в пределах складчатого обрамления Карагандинского бассейна, размывались и переотлагались породы периферийного участка бассейна — нижние слои угленосной формации.

Однако наиболее существенная разница между количественным набором обломков в различных подформациях выявляется после того, как группа кислых эффузивов дифференцируется на собственно эффузивные обломки кислого состава и обломки кислых пирокластолитов. Последние — синхронные обломки в составе песчаников континентальной подформации практически отсутствовали. Исключением являлись слои шаханской свиты и в некоторой мере низы карагандинской свиты, где общее число пирокластических обломков составляло 5—15, а иногда до 30% от общего состава обломков. Почти полное отсутствие собственно осадочных обломков позволило пересчитать весь набор обломков пород на трехкомпонентный состав: кислые эффузивы, основные эффузивы, кислые пирокластолиты (фиг. 28, *б*). Поля морских и подводно-дельтовых песчаников сохраняют свою индивидуальность. Первые в значительной степени сложены обломками пирокластических туфов; вторые содержат их значительно меньше.



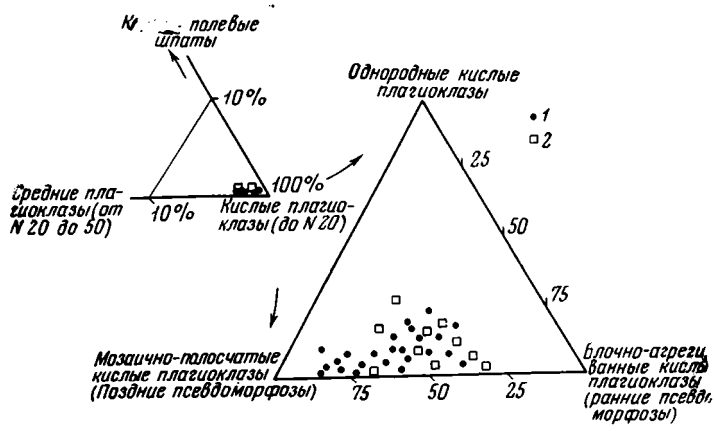
Фиг. 28. Диаграммы типов обломков пород

а — треугольник состава с учетом обломков осадочных пород; *б* — треугольник состава с учетом обломков пирокластических пород
1 — породы морских отложений; *2* — породы дельтовых отложений

Общий облик обломков туфов по сравнению с их обломками в шаханской свите континентальной подформации сильно изменяется в результате постседиментационных — эпигенетических преобразований вулканического стекла, являющегося основным компонентом обломков. Обломки представляют собой, как правило, хорошо окатанные образования, состоящие из мелкочешуйчатого, иногда текстурированного агрегата монтмориллонитоподобного минерала. Реликты первичной рогульчатой формы обломков, как и первичной витрофировой структуры, заметны в них очень редко.

Типы полевых шпатов и их количественные соотношения. Одной из характерных особенностей песчаников паралической подформации является высокое содержание в них полевых шпатов (20—45%). Оно намного выше, чем среднее их содержание в породах верхней подформации. Все полевые шпаты граувакк нижней подформации относятся к группе кислых плагиоклазов, среди которой, в свою очередь, подавляющее большинство минералов представлено собственно альбитом (фиг. 29). Зерна альбита гетерогенны, наряду с крупными, часто призматическими обломками присутствуют мелкие кристаллы или их обломки в виде неправильных клиновидных или выпукло-вогнутых сколов. Размеры зерен варьируют от 0,02—0,05 до 0,30—0,45 *мм*.

Морфологические типы альбита, выделенные среди полевых шпатов континентальной подформации, легко устанавливаются и в породах описываемой подформации. Среди них преобладают зерна, относимые к первому типу обломков. Это сложные мозаичные псевдоморфозы альбита и других вторичных минералов, таких, как кальцит, анкерит, каолинит, гидрослюда, хлорит и другие, развитые по зернам плагиоклазов — *поздние псевдоморфозы*. Однако их происхождение в качестве исходного терригенного компонента не однородно. С одной стороны, это средние и, возможно, более основные плагиоклазы, поступающие в бассейн вместе с породообразующими обломками порфиритов; с другой — это обломки плагиоклаза, парагенетически связанные с пирокластическим веществом. Первые представлены более крупными зернами, вторые — более мелкими обломками, обладающими часто характерным габитусом пирокластового материала. Последние иногда несут с собой обрывки монтмориллонитового агрегата, развитого за счет вулканиче-



Фиг. 29. Диаграмма типов полевого шпата в песчаниках паралической подформации

1 — породы морских отложений; *2* — породы дельтовых отложений

ского стекла. Однако надежных критериев для точных количественных подсчетов пирогенных и собственно терригенных обломков, к сожалению, пока нет.

Другую, менее значительную, часть полевых шпатов составляют обломки блочно-агрегированного альбита, относящиеся к ранним псевдоморфозам, возникшим по более основным плагиоклазам еще в материнских породах. В граувакках они присутствуют в качестве устойчивых компонентов, по которым вторичные минералы, как правило, не формируются.

И, наконец, третий тип обломков — однородные альбиты, являющиеся, очевидно, первичными минералами кислых эффузивных пород области источников сноса. В песчаных граувакках подформации содержание таких зерен незначительно.

Общее количественное соотношение типов терригенного альбита в песчаниках паралической подформации показано на фиг. 29. Обращает на себя внимание более или менее однотипный состав обломков полевого шпата в песчаниках различных фациальных обстановок. Во всех случаях преобладают альбитовые минералы, представляющие собой ранние или поздние псевдоморфозы по более основным плагиоклазам. Однако при этом намечается некоторая концентрация ранних псевдоморфоз альбита в подводно-дельтовых отложениях, а поздних псевдоморфоз альбита — в песчаниках морского происхождения. Это связано с большим обогащением собственно морских отложений пирокластическим материалом, в частности свежими плагиоклазами ряда основного олигоклаза — андезина, преобразованными в эпигенезе в сложные мозаичные псевдоморфозы альбита.

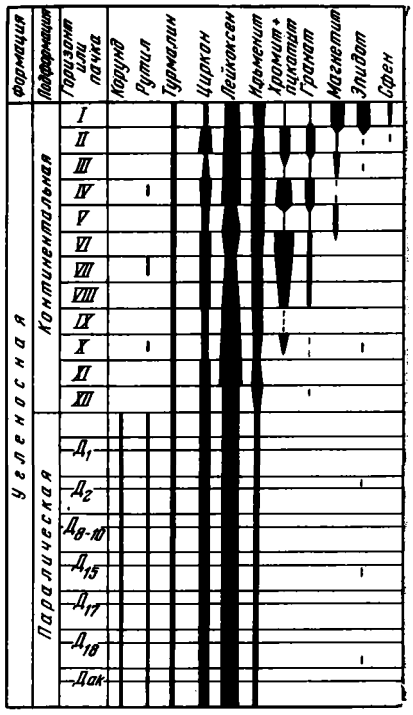
Типы акцессорных минералов и их распределение по разрезу. Содержание акцессорных минералов тяжелой фракции в песчаниках паралической подформации невелико; ее выход, как правило, не превышает сотых долей процента. Напомним, что в песчаниках континентальной подформации содержание таких минералов значительно выше, особенно в ее верхах (до 0,3—0,5%) и снижается в нижних частях разреза. Еще меньшее количество тяжелых минералов в песчаниках паралической подформации как бы продолжает общую закономерность — уменьшение тяжелой фракции сверху вниз по разрезу угленосной формации.

Конкретное распределение тяжелых минералов в разрезе паралической формации приведено на фиг. 28. Обобщенная картина, совместно с распределением соответствующих минералов в верхней континентальной подформации, изображена на фиг. 30. Анализ диаграмм позволяет отметить два важных обстоятельства. Во-первых, тяжелые минералы паралической подформации представлены более ограниченным набором минералов, чем в породах континентальной подформации. Такое сокращение ассоциации тяжелых минералов произошло за счет исчезновения малостойких компонентов, таких, как хромит (?), гранаты, магнетит, эпидот и сфен, тогда как устойчивые компоненты либо остались на том же уровне, либо испытали, по сравнению с верхней подформацией, некоторое количественное увеличение. Кроме того, наряду с цирконом и турмалином в породах паралической подформации почти постоянно присутствуют рутил и корунд, причем появление последнего отмечается здесь впервые. Во-вторых, в породах различного петрографического и фациального состава отсутствует специфический набор тяжелых минералов. Судя по различной гранулометрии и специфике состава ряда породообразующих компонентов, песчаники прибрежно-морских и дельтовых отложений должны характеризоваться некоторым различием набора тяжелых акцессориев. Однако такой разницы в современном составе морских и дельтовых пород нет; она уничтожена внутрислойным растворением всех неустойчивых и малостойких компонентов. В результате этого все породы паралической подформации характеризуются одинаково — бедным комплексом устойчивых минералов и минералов рудной группы, представленной только лейкоксеном и ильменитом.

Следует отметить, что формирование такой скелетной ассоциации тяжелых минералов завершилось еще в низах континентальной подформации, где она возникла в результате постепенного внутрислойного растворения минералов, относящихся к двум качественно различным их наборам, связанным с кислыми и основными граувакками (см. фиг. 15, *а* и *б*).

К такой скелетной ассоциации минералов в паралической подформации добавляются еще два устойчивых компонента — рутил и корунд, которых ранее не было или они встречались единичными зернами, а здесь как бы проявились в результате общего сокращения числа тяжелых минералов[1] (фиг. 30).

Структуры и типы цементации граувакк паралической подформации характеризуются большим разнообразием, что обусловливается очень пест-



Фиг. 30. Минералогическая зональность тяжелых минералов в разрезе угленосной формации

[1] Пробы обрабатывались кислотой, что искажало содержание этого минерала; учесть распределение в разрезе апатита не представилось возможным.

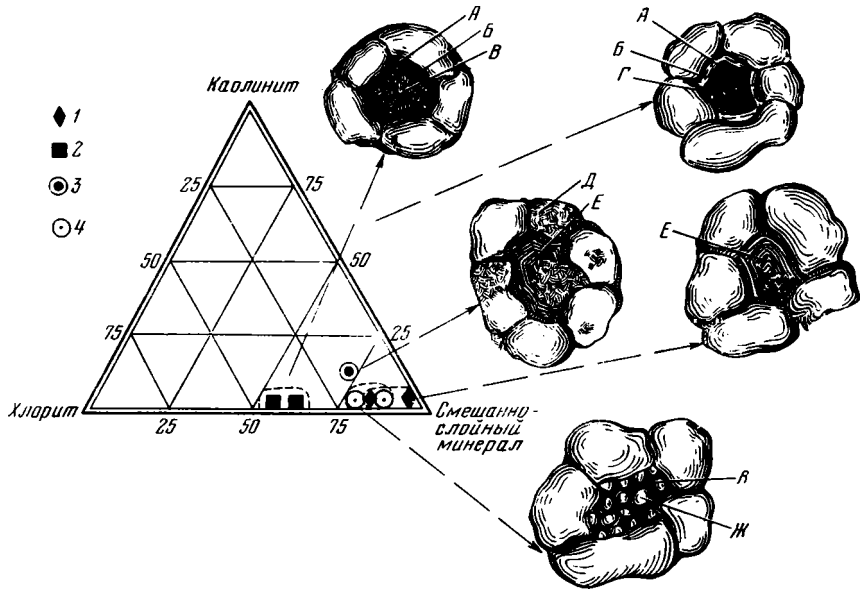
рым составом исходного вещества, слагающего породы. Терригенное вещество, поступавшее в бассейн, характеризуется, во-первых, набором обломков кислых эффузивов, кислыми плагиоклазами вместе с дисперсными агрегатами каолинита, представляющих собой продукты разрушения каолинитовых кор выветривания, развитых на пологих, слабо всхолмленных участках континента, и, во-вторых, набором обломков эффузивных пород, в котором наряду с кислыми породами присутствуют и основные, сочетающиеся с более широким спектром зерен кислых и средних плагиоклазов и хлорит-гидрослюдистой массой тонкодисперсного материала. Перечисленные компоненты являются продуктами непосредственного разрушения эффузивного комплекса в области сноса. Такой материал поступал главным образом в относительно редкие моменты резких поднятий на прилегающих участках суши, приводящих к быстрому смыву остатков каолинитовых кор и разрушению свежих материнских пород (пачки $Д_{10}$, $Д_{18}$, $Д_{аккуд}$ — см. табл. 14). Указанные грубозернистые пачки (см. фиг. 27) являются зародышами тех петрографических горизонтов с обломками основных пород, которые связаны с резкими поднятиями, получившими более широкое распространение в континентальной подформации.

Помимо собственно терригенного вещества, большую породообразующую роль в формировании структур и типов цементации пород играл пирокластический материал, представленный обломками стекла и кристаллами кислых и средних плагиоклазов. Следует отметить, что пирокластический материал, поступавший в морской бассейн, активно обрабатывался в нем — дробился, окатывался, что лишало его характерных морфологических форм, присущих пирокластическим обломкам, и приближало к тефрогенному типу туфогенного материала.

Известная пестрота исходного терригенного материала обусловила три типа цементации граувакк.

А. Гидрослюдисто-кварц-каолинитовая цементация связана с материалом, поступавшим с суши в результате разрушения каолинитовых кор выветривания. Минералогически он выражается двумя видами. Первый вид представлен первичнопоровым слабо гидрослюдизированным каолинитом. В современных структурах породы хорошо наблюдаются реликты первичных пор, заполненных каолинитом. В эпигенезе этот минерал перекристаллизован в крупночешуйчатые агрегаты. Однако число таких ненарушенных пор невелико. Основная масса перекристаллизованных агрегатов каолинита потеряла структурную связь с первичными порами и была включена в сложную мозаику конформированных обломков. В ассоциации с перекристаллизованным каолинитом встречаются обломки нацело каолинизированных полевых шпатов. Об их обломочном происхождении свидетельствует пестрая гамма плагиоклазов, в разной степени замещенных каолинитом: от полных (I) до почти чистых зерен, не затронутых каолинизацией Различия в степени изменения плагиоклазов исключают эпигенетическую каолинизацию и заставляют предполагать поступление обломочных полевых шпатов, затронутых каолинизацией еще в коре выветривания. Это подтверждается и структурными наблюдениями, в частности наличием ректоритоподобных крустификационных оболочек, развивающихся непосредственно вокруг свежих плагиоклазов или по периферии зерен, в разной степени замещенных каолинитовым агрегатом (фиг. 31; табл. II, *4*).

Второй вид цементации, связанный с материалом, поступающим с континента, представлен своеобразной ассоциацией кварца с альбитом и гидрослюды, образованных за счет эпигенетической раскристаллизации обломочного вещества in situ. Эта ассоциация выполняет все первичные и вторично деформированные поровые пространства пород.



Фиг. 31. Количественно-минералогический состав и структура цемента песчаников паралической подформации

Тип цементации: *1* — ректоритовый, *2* — хлорит-гидрослюдистый, *3* — с каолинитом, *4* — гидрослюдисто-кварцевый

А — зеленый хлорит, *Б* — светлый хлорит, *В* — смешанно-слойный минерал, *Г* — гидроокислы железа, *Д* — каолинит, *Е* — смешанно-слойный минерал (ректоритоподобный), *Ж* — гранулоподобные выделения кварца (реже альбита)

Кварц и реже альбит в новообразованной ассоциации образуют водяно-прозрачные глобулеподобные выделения, которые либо прикреплены к одной из стенок пор, либо включены непосредственно в агрегат, выполняющий поровое пространство. Во всех случаях глобули кварца и альбита оконтурены чешуйчатыми оболочками высокодвупреломляющей гидрослюды. При большом числе таких глобулеподобных выделений структура порового выполнения напоминает сеточку из высокодвупреломляющих чешуек гидрослюды, сплетенных вокруг прозрачных ядрышек кварца (фиг. 31).

Характерная особенность новообразованной ассоциации — очень широкие вариации в соотношениях аутигенных минералов даже в пределах одной породы. Так, в некоторых порах почти полностью исчезают глобулеподобные выделения кварца и альбита и остается один чешуйчатый агрегат гидрослюды. В других порах, наоборот, резко сокращается содержание гидрослюды и почти все поры заполняются прозрачным кварцем и реже альбитом. В этих случаях они лишаются глобулеподобного облика и принимают форму пор. Иногда ориентировка порового кварца как бы наводится смежным обломочным зерном этого минерала с формированием структурных взаимоотношений типа «припая».

Изменчивый набор аутигенных минералов в описанном виде цементации свидетельствует о неоднородном составе исходного вещества — «matrixe», являющегося, в свою очередь, природным продуктом измельчения терригенного вещества. Не исключена возможность былого присутствия среди вещества «matrixe» дисперсного каолинитового минерала. Косвенным подтверждением выветрелой природы «matrixe» являются полное отсутствие среди новообразований, возникших за счет ее

раскристаллизации, фемических минералов и соответствие новообразованной кварцевой или кварцево-гидрослюдистой ассоциации общему составу терригенных зерен, среди которых присутствуют только обломки кислых эффузивов.

Любопытно распределение описанных выше видов цемента в породах всего разреза подформации. Первый существенно каолинитовый вид цемента характеризует породы самых верхов и самых низов разреза, сформированных в условиях лагун и прибрежно-морских обстановок. Второй вид цемента, имеющий кварцево-гидрослюдистый состав, характерен для пород средней части разреза паралической подформации, сформированного в наиболее выраженных морских условиях. Создается впечатление, что расположение видов цемента описанного типа контролируется, наряду с составом обломочного материала, фациальными условиями формирования пород.

Б. Гидрослюдисто-хлоритовая цементация является менее распространенным типом связующего материала, сформированного также за счет преобразования терригенного вещества. Она развита среди пород, обогащенных обломками основных эффузивов. Первоначально обломочные структуры этих пород характеризовались, очевидно, развитием порово-пленочного типа цементации. В глубинном эпигенезе указанные структуры были переработаны в мозаично-конформные, реликто-поровые образования. Среди реликто-поровой минерализации вырисовывается зонально-концентрическое расположение хлоритового и гидрослюдистого агрегатов (табл. V, *1*). Как и в континентальной подформации, здесь намечаются две последовательности выделения поровых минералов: 1) хлорит → менее железистый хлорит → гидрослюда и 2) окисно-железистые пленки → гидрослюда → хлорит. Первая последовательность имеет более широкое распространение. Темно-зеленый хлорит изотропного строения с показателем преломления около 1,620 сменяется в ней агрегатом более светлого хлорита (с $Nm = 1{,}590 - 1{,}605$), образующего расплывчатую крустификационную каемку со слабой поляризацией в серых тонах.

Ориентированные агрегаты светлого хлорита сменяются в центре бывших пор чешуйчатыми выделениями гидрослюды и (или) ректоритоподобного минерала. Ряд другой последовательности начинается с ориентированной каемки гидрослюдистого минерала, однако ему предшествует выделение гидроокисного железа, покрывающего в виде пигментной корочки поверхность многих обломков. Изотропные агрегаты хлорита размещаются в центральных участках былых поровых пространств (см. фиг. 31).

Помимо двух указанных рядов, существует еще одна, промежуточная последовательность формирования аутигенных минералов цемента. Начинается она с хлорита, однако ее дальнейший постепенный переход в светлый хлорит обрывается пленкой гидроокислов железа, после которой в центре пор помещается чешуйчатый агрегат гидрослюды и (или) ректоритоподобного минерала (табл. V, *2*, *3*). Наличие различных рядов стадийного минералообразования в породе свидетельствует, так же как и в слоях континентальной подформации, о нарушениях нормального хода саморазвития породы, связанных с проникновением подземных вод, обогащенных свободным кислородом. Такие вторжения палеогипергенного фактора как бы ловят процессы регионального эпигенеза, временно останавливая их течение до выхода соответствующих слоев из зоны активного водообмена.

Хлоритовый тип цементации обнаружен в породах подводно-дельтовых пачек $Д_3$, $Д_{10}$ и $Д_{аккуд.}$ (см. табл. 14).

В. Цементация ректоритоподобным минералом. В тех случаях, когда в породе преобладает тефрагенный материал,

цементом песчаников служит ректоритоподобный минерал. Он образует реликто-поровый или контактовый тип цемента в сложных конформно-мозаичных структурах граувакковых пород. Ректоритоподобный минерал представлен петельчато-чешуйчатым бесцветным или желтоватым агрегатом, поляризующим в серых или ярко-желтых тонах. Такой агрегат выполняет все сохранившиеся после общей конформации поры. В контакте с терригенными обломками он перекристаллизован в тонкую (несколько сотых миллиметра) пленку или каемку, состоящую из субпараллельных чешуек, облекающих поверхность обломочных зерен. Аналогичные каемки широко распространены и между всеми конформированными зернами. В некоторых первичных недеформированных порах наблюдаются крустификационные каемки. Последние иногда сильно разрастаются и заполняют весь объем соответствующих пор конвертоподобными агрегатами (см. фиг. 31; табл. V, *4*, *5*). Помимо порового выполнения, наблюдаются участки, в которых ректоритовый агрегат образован непосредственно за счет метасоматического замещения витрокластических обломков. В мозаично-конформированных породах такие новообразования имеют вид включений, зажатых между другими обломочными зернами и часто оторванных от материнских обломков вулканического стекла. Следует отметить, что с уменьшением гранулометрии песчаных пород количество ректоритоподобного цемента увеличивается; резко возрастает и число метасоматических агрегатов ректорита по обломкам стекла. Это объясняется седиментационной сортировкой туфогенного материала и обогащением терригенными обломками мелкозернистых песчаников и алевролитов.

Наиболее типичная цементация ректоритоподобным минералом наблюдалась в породах собственно морских пачек в низах ашлярикской свиты (между пачками $Д_{10}$ и $Д_{15}$; $Д_{15}$ — $Д_{17}$ и др.), а также в самых верхах подформации, в породах как морских, так и подводно-дельтовых пачек (дельтовые пачки $Д_1$, $Д_2$ и др.; морские пачки $Д_1$ — $Д_2$, $Д_2$ — $Д_8$ и др.).

Типы глинистых минералов в цементе и их количественные соотношения. Структурно-минералогическое исследование цемента было дополнено результатами рентгеновского анализа. Изучались коллоидные фракции, выделенные из различных типов цемента граувакковых пород. Их исследование по описанной выше количественной методике хорошо подтвердило специфику минерального состава главнейших типов цемента, выявленных в граувакках паралической подформации. Результаты приведены на фиг. 32. Ректоритоподобный и кварцево-гидрослюдистый типы цемента характеризуются очень высоким содержанием смешанно-слойного компонента (естественно, что наличие гранулоподобных выделений кварца во втором типе цемента здесь не учитывалось). Это почти мономинеральные образования с содержанием основного компонента 80—95%, которые отличаются друг от друга характером строения смешанно-слойного минерала.

Каолинитсодержащий цемент характеризуется очень низким содержанием каолинита (менее 10%), которое не соответствует количеству каолинита в исходной породе, что, очевидно, объясняется известной крупнозернистостью каолинитовых агрегатов и их более трудной диспергацией по сравнению со смешанно-слойными образованиями. Поэтому коллоидные фракции, выделенные из каолинитсодержащего цемента, искусственно объединены этим компонентом.

Хлоритсодержащий цемент является природной смесью двух компонентов: хлорита и смешанно-слойного минерала; их соотношения примерно равны (55—45%, 60—40%).

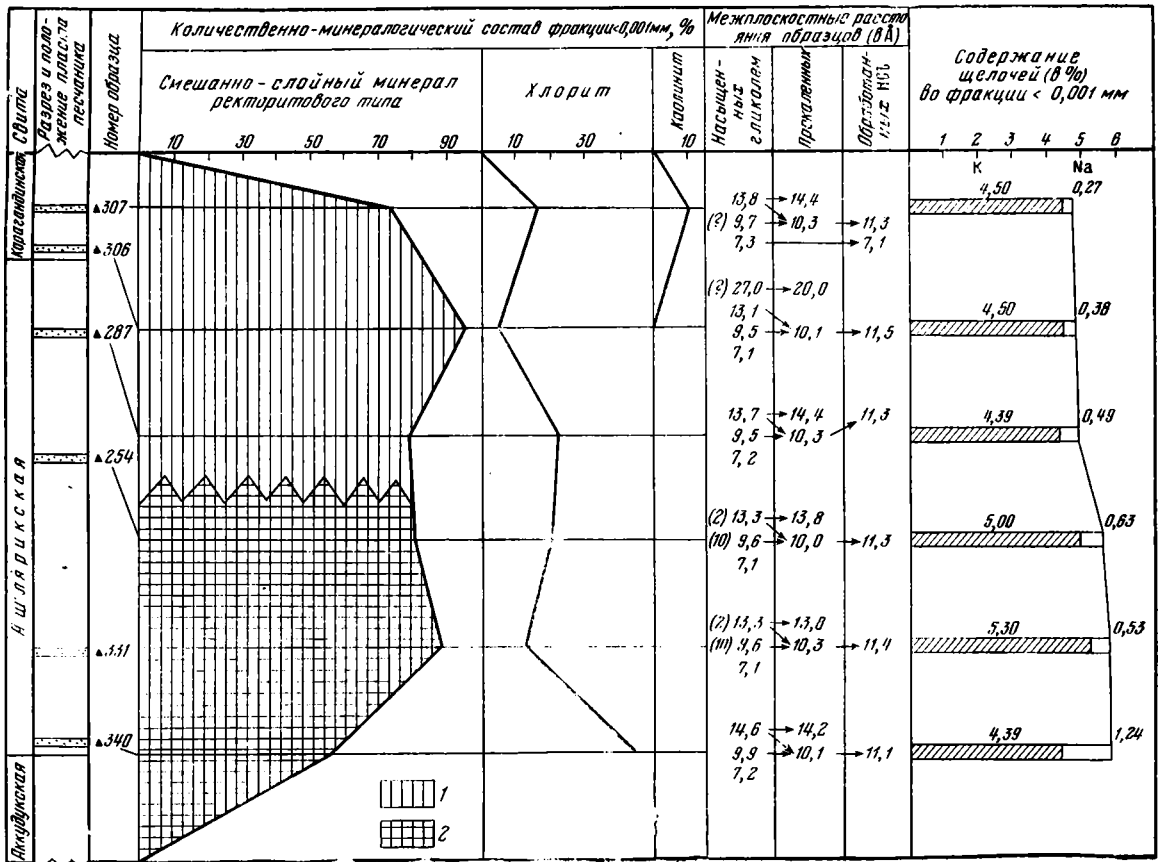
Специфика состава каждого типа цемента не исключает наличия общего и вместе с тем преобладающего компонента, который как бы

объединяет все выделенные ассоциации минералов цемента в единую группу. Такой компонент — смешанно-слойный минерал, образованный переслаиванием гидрослюдистых и монтмориллонитовых пакетов.

Показательно распределение этого минерала по разрезу паралической подформации (фиг. 32). В верхах разреза, в породах карагандинской свиты, минерал представлен квазиупорядоченными смешанно-слойным образованием с соотношением разбухающих и неразбухающих пакетов, близким к 1 : 1. Об этом говорит целочисленная серия рефлексов с $d \cong 30$; 13,1; 9,5; 7,1; 5,4; 4,7 Å и т. д., являющихся более высокими порядками субпериода в 27 Å, присущего ректоритовому минералу, насыщенному глицерином (обр. 306). Однако сам рефлекс в 27 Å имеет очень расплывчатую форму, что свидетельствует об относительно низкой степени упорядоченности ректоритоподобного минерала. Такая характеристика минерала сохраняется примерно до середины разреза ашлярикской свиты, что находит отражение не только в однородной дифракционной картине, но и в соответствующем химическом составе минерала, в частности в постоянном содержании в нем окислов калия (фиг. 32). В нижней части разреза ашлярикской свиты, характеризующейся преобладанием морских условий и развитием в породах кварцево-гидрослюдистого цемента, наблюдается резкое изменение в структуре смешанно-слойного минерала. Оно выражается в постепенном ослаблении собственно ректоритовых рефлексов и усилении рефлексов, свойственных гидрослюдистому минералу, содержащему единичные пакеты разбухающего компонента. Так, интенсивность рефлекса в 13,3 Å, являющегося вторым порядком субпериода в 27 Å, сначала резко падает (фиг. 33, обр. 254 и 331) [1], а потом сокращается до нуля (обр. 340). Наоборот, интенсивность рефлекса с $d = 9{,}5$ Å постепенно возрастает сначала до 9,6Å и далее до 9,9Å. Последнее значение рефлекса свойственно уже не ректориту, а собственно гидрослюдистому компоненту с присутствием в его структуре небольшого числа разбухающих слоев. В соответствии со структурными изменениями минерала изменяется и его химический состав, в частности повышается содержание окиси калия (см. фиг. 32).

Формирование ректоритоподобного минерала связано с постседиментационными стадийными изменениями монтмориллонита. Эти изменения проходили в стадию начального эпигенеза, что нашло отражение в распределении монтмориллонита и ректорита в разрезе континентальной подформации. Собственно монтмориллонитовый компонент, связанный в породах угленосной формации Караганды с наличием и соответствующим преобразованием туфогенного материала, развит только в самых верхах разреза (см. фиг. 20). При погружении в более глубокие зоны он замещался минералом, состоящим из упорядоченного или квазиупорядоченного переслаивания монтмориллонитовых и гидрослюдистых пакетов, находящихся в соотношениях, близких к 1 : 1. Следует подчеркнуть, что такое формирование упорядоченного минерала происходило только по монтмориллониту, первоначально образованному за счет изменения однородного туфогенного материала. Поэтому реликтоподобный минерал, как и чистая фаза монтмориллонита, всегда ассоциирует с однородным туфогенным материалом. В этом смысле породы паралической подформации не являются исключением. Ректоритовый минерал в них также связан с наличием туфогенных (тефрогенных) обломков. Однако если в континентальной подформации и в самых верхах паралического комплекса ректорит еще устойчив, то к низам последнего, в связи с общим

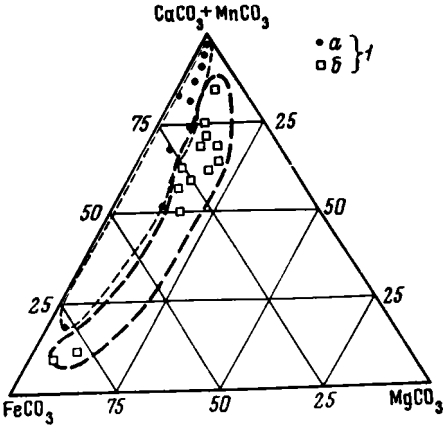
[1] На рентгенограммах обр. 254 и 331, предварительно насыщенных глицерином, в области **13,5 Å** присутствует **двойной** рефлекс, одна часть которого соответствует ректориту, другая — хлоритовым минералам.



Фиг. 32. Минералогическая характеристика цемента песчаников паралической подформации

1 — упорядоченный смешанно-слойный минерал (50 : 50);

2 — гидрослюдизированный упорядоченный смешанно-слойный минерал (50 : 50)



Фиг. 33. Химический состав карбонатных минералов в песчаниках угленосной формации

1 — карбонат песчаников континентальной (*а*) и паралической (*б*) подформаций

погружением пород на достаточно большую глубину, ректоритовый минерал делается нестабильным и испытывает дальнейшее стадийное преобразование. В частности, монтмориллонитовые промежутки в его составе постепенно замещаются гидрослюдистыми пакетами. Этот процесс можно рассматривать как глубинно-эпигенетическую гидрослюдизацию ректоритоподобного минерала.

Более детально этот процесс рассмотрен на стр. 91.

Типы карбонатных минералов в цементе граувакк. Общее содержание карбонатных минералов подвержено, как и в породах континентальной подформации значительным колебаниям (от 0 до 60—70%). По составу карбонаты паралической подформации относятся к трехкомпонентным образованиям: кальцит, сидерит, анкерит. Их характеристика ничем не отличается от соответствующих минералов в породах континентальной подформации. Отметим лишь полное отсутствие в описываемых породах железистых кальцитов с повышенным, против нормы, светопреломлением, достигавшем в минералах континентальной подформации величины 1,661—1,666.

Остановимся на количественных соотношениях карбонатных минералов в песчаниках паралической подформации (фиг. 33). На диаграмме показано содержание в песчаниках $CaCO_3$, $FeCO_3$ и $MgCO_3$, определенных химическим путем. Для сравнения приведены соответствующие цифры по этим же компонентам в карбонатной части песчаников континентальной подформации. При этом можно отметить, во-первых, отсутствие чисто кальцитовой ассоциации и, во-вторых, преобладание анкеритовой ассоциации, значение которой по сравнению с соответствующим парагенезом континентальной подформации возросло в несколько раз (фиг. 33). Оба факта отражают специфику паралической подформации, выражающуюся, с одной стороны, в ее формировании в более гумидных условиях, исключающих наличие даже кратковременных периодов с засушливым климатом (отсюда и отсутствие чисто кальцитовой ассоциации в песчаниках и аргиллитах), а с другой — в том, что накопление осадков происходило главным образом в прибрежно-морских обстановках, в условиях более соленых вод.

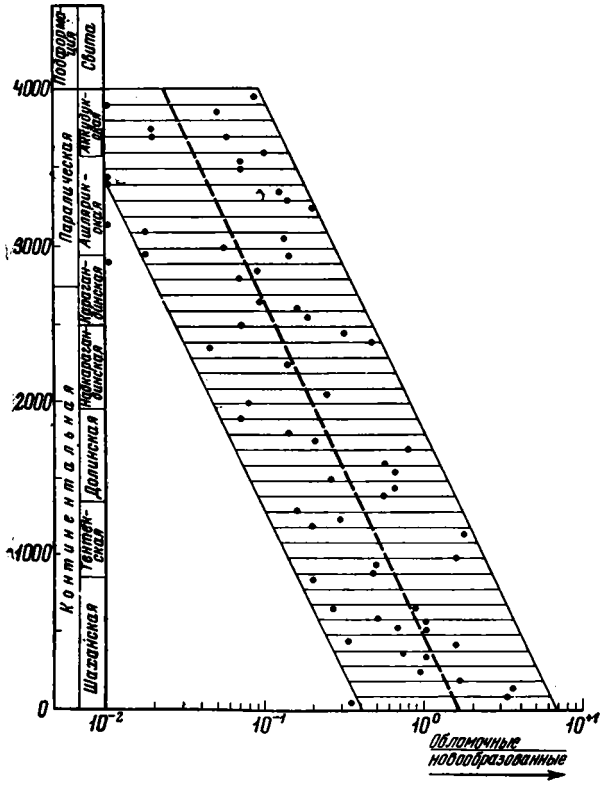
Другие типы аутигенных минералов. К числу прочих аутигенных минералов относятся пирит, барит и титанистые новообразования — анатаз и брукит. В разделе, посвященном континентальной подформации, отмечалось, что по мере погружения пород в более глубокие зоны земной коры имеет место процесс перекристаллизации титанистых минералов, сопровождающийся уменьшением числа обломочных минералов титана — титаномагнетита, ильменита — и увеличением количества соответствующих новообразований — лейкоксена, анатаза, брукита. Иными словами, в эпигенезе в породах шла «перекачка» титана из обломочных форм в аутигенные. Г. Э. Прозорович показал, что величина отношения количества обломочных минералов титана к количеству его новообразованных форм ($T_{обл.}/T_{новобр.}$) закономерно изменяется с глубиной. Это изменение пропорционально общему ходу эпигенетического преобразования пород (Прозорович, 1967). Для отложе-

ний мезозоя Западно-Сибирской низменности, достигающих мощности 3000 *м*, величина указанного отношения изменяется от 10—50 до 0,01—0,02. Аналогичное отношение вычислено и для пород всего разреза угленосной формации (фиг. 34). На графике видно, что искомое отношение ($T_{обл.}/T_{новообр.}$) уменьшается сверху вниз по разрезу от величины 3,2—3,8 в шаханской свите до значения 0,01—0,02 в низах аккудукской свиты. Зависимость ($T_{обл.}/T_{новообр.}$) от положения в разрезе имеет ярко выраженный линейный характер.

Следует иметь в виду, что в отличие от данных по мезозою Западно-Сибирской низменности наш график построен таким образом, что связывает титановый показатель не с глубиной погружения соответствующих пород, а с их положением в разрезе угленосной формации. Естественно, что сводный разрез формации составлялся из разрезов отдельных свит, вскрытых скважинами на различных глубинах, причем часто не соответствующих их стратиграфическому положению. Однако, не взирая на такое несоответствие, изменение отношения ($T_{обл.}/_{новообр.}$) имеет единонаправленный и линейный характер. Это, в свою очередь, свидетельствует о том, что такое отношение может служить определенным показателем степени эпигенетического преобразования пород независимо от их современной глубины нахождения, а на основе былого погружения пород и их геологического возраста, что в совокупности зафиксировано общей стратиграфической последовательностью пород в угленосной формации.

Аргиллиты

Аргиллиты широко распространены в низах паралической подформации — в аккудукской свите, где они слагают мощные пачки тонкого чередования с алевролитовыми породами. В верхней половине разреза

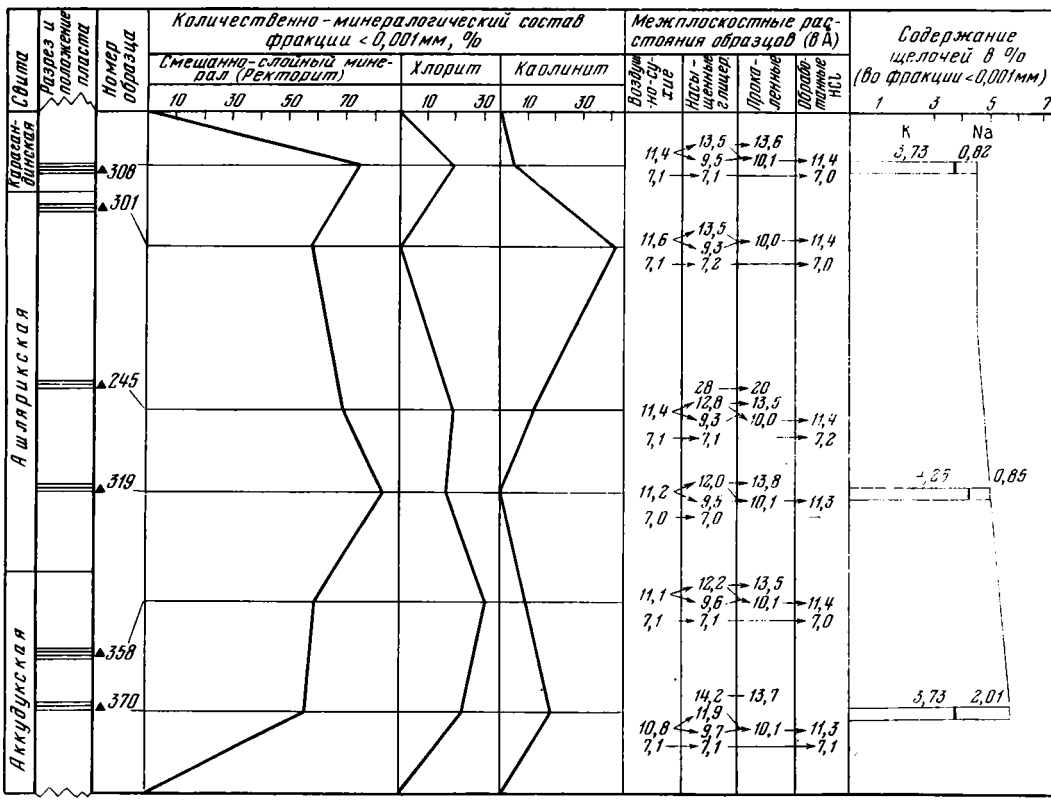


Фиг. 34. Соотношение обломочных и аутигенных форм титанистых минералов

аргиллиты встречены в виде отдельных пластов или пакетов небольшой мощности. Типично их размещение в верхней части элементарных циклов среди пород, охарактеризованных морской фауной; среди фаций, тяготеющих к суше, аргиллитовых пород нет. Они отсутствуют и в подугольных пластах, уступая место песчаникам и реже алевролитам. Таким образом, подавляющая часть аргиллитов верхней половины разреза — ашлярикской свиты — имеет морское происхождение. Аргиллиты низов подформации — аккудукской свиты — образовались в условиях прибрежной лагуны.

Независимо от фациального происхождения аргиллиты в основном характеризуются довольно однообразным составом глинистых минералов: квазиупорядоченное смешанно-слойное образование типа ректоритоподобного минерала, триоктаэдрический хлорит и каолинит.

Распределение глинистых минералов по разрезу. Применение количественного метода изучения коллоидных фракций, описанного в предыдущем разделе, дало возможность проследить распределение каждого глинистого минерала по разрезу подформации. В отличие от континентальной подформации, где наблюдалось очень пестрое распределение глинистых минералов по разрезу, в данной подформации оно характеризуется предельной простотой. Все три компонента, участвующие в строении аргиллитов, обнаруживают однородное или близкое к нему распределение по разрезу. Смешанно-слойный минерал, являющийся главным компонентом в аргиллитах, присутствует в количестве 60—85%; хлорит составляет 15—30% и, наконец, содержание каолинита колеблется в пределах 5—40% (фиг. 35). Каолинит распределен



Фиг. 35. Минералогическая характеристика аргиллитов паралической подформации

в разрезе наименее однородно. Большее или меньшее его содержание связано, очевидно, с разным удалением соответствующего участка от прилегавшей суши, с которой непрерывно поступала взвесь каолинитового состава. Квазиупорядоченный состав смешанно-слойного минерала связан с тем обстоятельством, что значительная его часть формировалась по однородному вулканическому стеклу. Кристалло-литокластические компоненты поступавшей пирокластики концентрировались и отлагались среди песчаных осадков, образуя характерные тефрогенные породы, в то время, как более хрупкие витрокластические компоненты дробились и выносились в отдаленные участки моря, где отлагались вместе с пелитовым материалом. Поэтому упорядоченный ректоритоподобный компонент, тяготеющий к отдаленным участкам моря, и каолинитовый минерал, концентрирующийся, наоборот, вблизи суши, являются типичными антагонистическими компонентами. Такой антагонизм наглядно вырисовывается в зеркальном характере соответствующих кривых, отражающих количественное распределение обоих минералов (см. фиг. 35).

Постоянное присутствие в морских глинистых осадках каолинитового минерала и его тяготение к прибрежным фациям свидетельствуют о том, что на прилегавшей суше непрерывно размывалась каолинитовая кора выветривания. Наличие коры выветривания дает основание для вывода о том, что при формировании паралической подформации господствовал жаркий и влажный климат. Те же данные позволяют считать, что тектонический режим на суше характеризовался преимущественно вялыми движениями, сохранявшими почти всегда уваловидные формы рельефа в области сноса. Следует отметить, что указанные климатические и тектонические особенности характерны только для периода формирования паралической подформации. При переходе к верхней подформации они существенно меняются, порождая иной парагенез пород, свойственный континентальным отложениям межгорной впадины.

Изменение характера глинистых минералов по разрезу. Разрез паралической подформации находится в зоне глубинного эпигенеза, что обусловило появление отчетливых признаков постседиментационного или постдиагенетического изменения глинистых минералов, слагающих аргиллиты. Однако не во всех минералах они проявляются в одинаковой степени. В нашем конкретном случае выявить такие признаки удалось только в смешанно-слойном минерале, в то время как хлорит и каолинит их не обнаруживают.

Смешанно-слойный минерал в верхней части разреза представляет собой упорядоченное или почти упорядоченное переслаивание гидрослюды и монтмориллонита в соотношении 1 : 1. Такое соотношение устанавливается по наличию субпериода, равного в насыщенном глицерином образце 27 Å и соответствующего целочисленной серии рефлексов более высокого порядка: 13,5; 9,5; 7,0 Å и т. д. Неполная упорядоченность фиксируется по тому факту, что не все образцы характеризуются наличием субпериода в 27 Å. В большинстве образцов он отсутствует, хотя более высокие его порядки, в виде рефлексов 13,5; 9,5 Å и т. д. постоянно присутствуют. От верхов разреза к его низам происходит направленное изменение структуры смешанно-слойного минерала. Число монтмориллонитовых пакетов сокращается и минерал постепенно приближается к собственно гидрослюдистому образованию. Об этом говорит последовательное изменение базального рефлекса смешанно-слойного минерала, уменьшающегося в природных образцах от 11,4 до 10,7 Å и увеличивающегося в насыщенных образцах от 9,2—9,3 до 9,7 Å. Вместе с тем приближение к собственно гидрослюдистому компоненту происходит, в отличие от аналогичного процесса в це-

Таблица 15

Ряд значений первого и второго базальных рефлексов ректоритоподобного минерала в разрезе паралической подформации

d первого рефлекса, Å	*d* второго рефлекса Å	Направленность изменения
13,5	9,3	Вниз по разрезу
12,6	9,2	
12,8	9,3	
12,0	9,5	
12,2	9,6	
11,7	9,7	
→10 Å ←		

менте песчаника, не резким скачком, а очень постепенно, с *тенденцией к сохранению квазиупорядоченного строения смешанно-слойного минерала.* Об этом свидетельствует закономерное изменение двойного базального рефлекса (cd = = 13,5 и 9,3 Å) в серии образцов, характеризующих разрез подформации. Это изменение направлено на последовательное сближение значения межплоскостных расстояний дублета, стремящееся приблизиться к базальному рефлексу собственно гидрослюдистого минерала со значением d = 10 Å. Направление изменения значения d базального дублета имеет следующий вид (табл. 15).

Этот ряд свидетельствует о том, что ректоритоподобный минерал с соотношением 1 : 1 постепенно изменяется к низам подформации до квазиупорядоченного соотношения 1 : 4 или 1 : 5. Таким образом, прослеженная гидрослюдизация ректорита является как бы последней страницей в истории постседиментационного или постдиагенетического изменения монтмориллонитового минерала. Более ранний период этой истории — становление ректоритоподобного минерала из монтмориллонита был прослежен в разрезе верхней континентальной подформации.

Пирокластические туфы

Прослои пирокластолитов в пределах паралической толщи распространены ограниченно. Это связано главным образом с прибрежно-морским ее происхождением; пирокластический материал, поступавший в бассейн, непрерывно смешивался с собственно терригенным веществом и не образовывал изолированных прослоев. В низах карагандинской и ашлярикской свит единичные прослои пирокластических пород встречены среди подугольных и надугольных слоев. В аккудукской свите серия пирокластических туфов приурочена к ее низам, сложенным мелководными глинистыми осадками прибрежных лагун.

Состав и структура пирокластических пород. Пирокластические туфы в верхах разреза паралической толщи выделяются светлыми, белесыми оттенками. В низах толщи светлые оттенки утрачиваются, но сохраняется неоднородно-витрокластическая текстура пород, рельефно выделяющаяся на однородном фоне черных аргиллитовых слоев.

В отличие от соответствующих пород континентальной подформации пирокластические туфы паралической толщи сильно изменены эпигенетическими процессами. Их основная витрокластическая масса перекристаллизована и превращена в текстурированный агрегат монтмориллонитоподобного минерала. Наряду с ним в нижних прослоях туфа основная масса содержит в большом количестве хлорит. Текстурированная масса породы не однородна. В нее включены кристаллики кислых плагиоклазов, деформированно-волокнистые таблички биотита и многочисленные бурые сгустки неясной природы. Вся порода в целом сильно карбонатизирована, что очень затрудняет ее детальное изучение. Карбонат представлен дендритовидными выделениями кальцита и анкерита.

Целью изучения *минералогического состава фракции* $< 0{,}001$ *мм* было установление одних из конечных продуктов стадийного преобразования монтмориллонитового минерала, сформированного по вул-

Таблица 16

Химический состав (в %) ректорит-гидрослюдистых фракций (>0,001 *мм*), выделенных из туфа

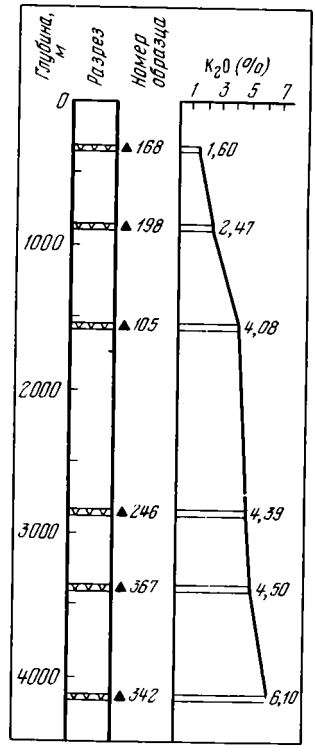
Компонент	Этапы преобразования ректорита			Компонент	Этапы преобразования ректорита		
	I, обр. 246	II, обр. 367	III, обр. 342		I, обр. 246	II, обр. 367	III, обр. 342
SiO_2 . . .	51,62	46,61	42,12	Na_2O . . .	1,88	2,01	1,24
TiO_2 . . .	0,86	0,78	0,86	K_2O . . .	4,39	3,73	4,39
Al_2O_3 . . .	25,25	25,81	26,84	H_2O^+ . .	6,72	5,32	5,82
Fe_2O_3 . . .	2,18	1,20	1,68	H_2O^- . .	3,82	2,75	3,97
FeO	0,72	2,87	7,30	CO_2 . . .	0,54	1,26	0,18
CaO . . .	1,25	1,98	1,15	C	0,40	3,22	0,30
MgO . . .	0,75	1,42	3,37				
MnO . . .	Сл.	0,01	0,02	Сумма . .	100,38	99,97	99,24

каническим обломкам в начальные стадии преобразования стекла и измененного в эпигенезе по мере общего погружения пород в более глубокие зоны земной коры. Положение всех исследованных фракций в разрезе показано на фиг. 36.

Основными породообразующими минералами коллоидной фракции в туфах и пеплах паралической толщи являются ректоритовый минерал (обр. 246), представляющий собой упорядоченное переслаивание монтмориллонитовых и гидрослюдистых пакетов, и сменяющий его при переходе к более низким уровням разреза собственно гидрослюдистый минерал, содержащий в качестве реликтовых слоев ректоритовый компонент (обр. 367, 342). Помимо указанных минералов, во фракции присутствуют каолинит и хлорит. В таблицах 16 и 17 приведены химический состав и межплоскостные расстояния для серии ректорит-гидрослюдистых фракций, выделенных из туфа.

Так же, как и в континентальной подформации, для выявления более детальной кристаллохимической специфики стайдинного изменения упорядоченного смешанно-слойного минерала применен метод Фурье-преобразований в варианте Ю. С. Дьяконова.

Для детальных исследований стадийного преобразования ректорита (табл. 18) были выбраны образцы 246, 367 и 242, предварительно насыщенные глицерином, отснятые на аппарате ДРОН-I и обсчитаны по соответствующей формуле (см. стр. 59) на электронно-вычислительной машине Урал-2 полученные значения φ_z представлены графически на фиг. 37. На верхней кривой обр. 246 видно, что он состоит в основном из ректоритовой фазы, в которой слой А (10 Å) и слой В (18 Å) закономерно чередуются по закону АВАВ. Об этом свидетельствуют наиболее высокие пики в 28 и 56 Å. Наряду с ректоритовой цепочкой типа АВАВ присутствует цепочка, в которой 18 Å



Фиг. 36. Распределение по разрезу формации прослоев пирокластики

Таблица 17

Межплоскостные расстояния (в Å) и интенсивности отражений ректорит-гидрослюдистых фракций <0,001 *мм*

Этапы преобразования ректорита																	
I, обр. 246						II, обр. 367						III, обр. 242					
Воздушно-сухой		Насыщенный глицерином		Прокаленный при t=550°С		Воздушно-сухой		Насыщенный глицерином		Прокаленный при t=550°С		Воздушно-сухой		Насыщенный глицерином		Прокаленный при t=550°С	
d	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*
22,2	10	30,14	10	21,0	6			14,2	6	13,7	6	14,6	5	14,6	2	14,2	5
10,9	10	13,31	10	13,8	1			13,51	8								
		9,46	7	10,04	9	10,8	10	9,59	5	10,8	8	10,6	9	9,7	5	10,1	10
		6,97	3			7,1	4	7,1	8			7,12	10	7,2	10		
		5,42	1	4,9	6	4,9	1	5,32	5	4,9	5	5,3	4	5,1	1	4,97	5
4,46	9	4,7	8			4,49	9	4,72	5			4,7	7	4,69	3	4,54	2
3,33	2	3,98	2					4,49	3								
		3,43	9	3,27	10	3,47	2	3,42	6			3,55	9	3,55	5	3,55	2
		3,11	3			3,34	7	3,31	10	3,31	10	3,31	8	3,36	4	3,34	8
2,55	8	2,54	2					3,02	3								
1,48	7	1,98	2			1,53	2	1,99	5	1,98	4	1,53	6	1,99	2	1,98	2
						1,49	7			1		1,49	7	1			

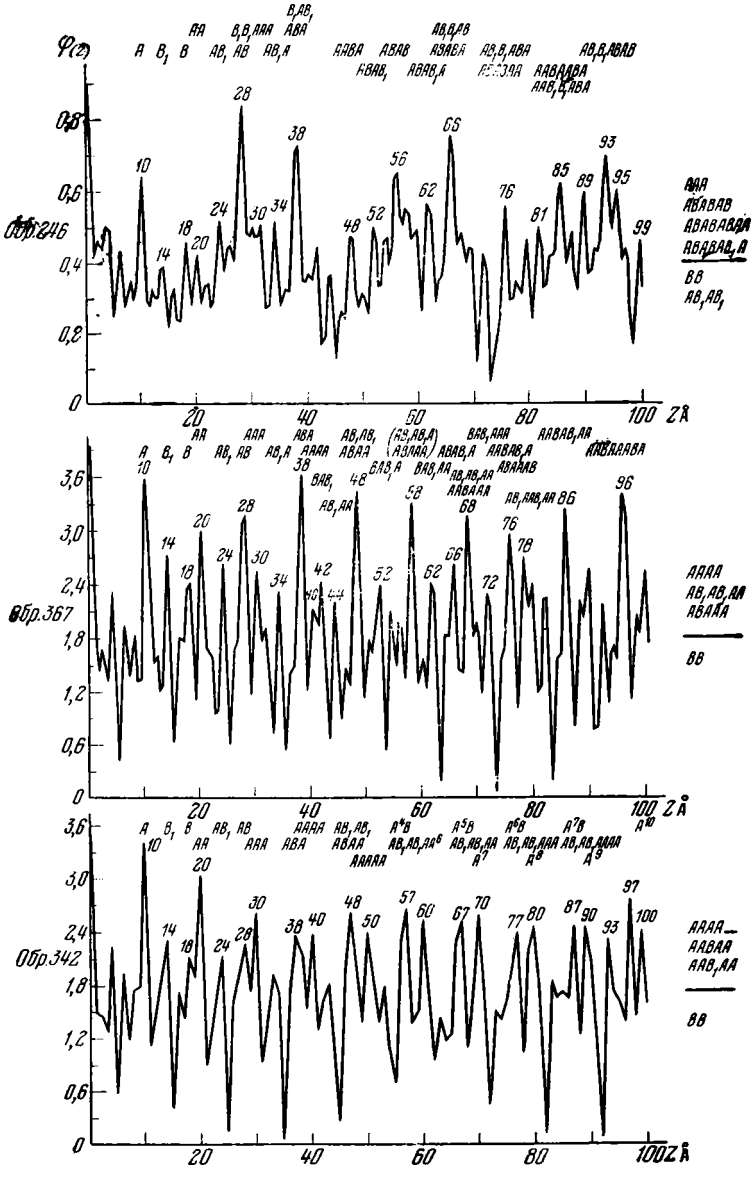
Таблица 18

Межплоскостные расстояния (в Å) и относительные интенсивности базальных рефлексов насыщенных глицерином образцов стадийного ряда ректорит — гидрослюда*

Обр. 246		Обр. 367		Обр. 342		Обр. 246		Обр. 367		Обр. 342	
d	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*
30,14	31,2					3,430	23,2	3,421	202,5	3,34	23,5
13,31	18,9	13,51	44,8			3,112	14,2				
9,460	23,6	9,598	138,0	9,74	53	2,560	7,6				
5,429	6,2	5,321	38,8			1,986	23,1	1,992	166,7	1,99	10,0
4,704	19,3	7,721	75,8	4,69	24						

* Рефлексы хлорита и каолинита опущены.

пакет В заменен на 14 Å пакет B_1 и имеющий вид AB_1AB_1 (см. пики 24 и 48 Å). Кроме того, в обр. 246 впервые появляется собственно гидрослюдистый минерал, состоящий максимально из трех пакетов. Об этом говорят пики в 10, 20 и 30 Å. Появление слюдистых пакетов связано с частичным распадом сочетаний AB_1AB_1, в которых один из пакетов B_1 (14 Å) замещается собственно слюдистым — 10 Å слой А. Следующая стадия, представленная кривой обр. 367, знаменуется дальнейшим замещением последовательности АВАВАВ на ряд $AB_1AB_1AB_1$. Собственно ректоритовая цепочка АВАВ сокращается здесь только до однократного повторения АВ, о чем говорят пик в 28 Å и отсутствие соответствующего пика в 56 Å. Наряду с этим происходит дальнейший распад сочетаний AB_1AB_1 и формирование более толстых собственно слюдистых пакетов вплоть до A^4 (см. пик в 40 Å). Наконец в завершающую стадию



Фиг. 37. Кривые $\varphi(Z)$ для ректорит-гидрослюдистых минералов, выделенных из пеплов паралической подформации

(обр. 342) формируются сочетания ААААА....., которые становятся основным мотивом в строении образца. Все прочие слои и их сочетания — В, B_1, АВ и др. — сохраняются в виде единичных реликтовых пакетов. Ректоритовая фаза, наблюдающаяся еще в верхах паралической подформации, таким образом стадийно преобразуется в основании подформации в собственно гидрослюдистый минерал.

Более детальные кристаллохимические особенности этого процесса будут разобраны в конце настоящей главы.

Анализ современного минералогического состояния пород паралической подформации

Анализ проведен для пород, принадлежащих к двум еще не рассмотренным парагенезам. Поскольку начальные стадии развития последних проходили в породах континентальной подформации, но ввиду ограниченного там распространения не затрагивались при ее рассмотрении, здесь мы коснемся всех стадий формирования третьего и четвертого парагенезов, прослеженных по всему разрезу угленосной формации.

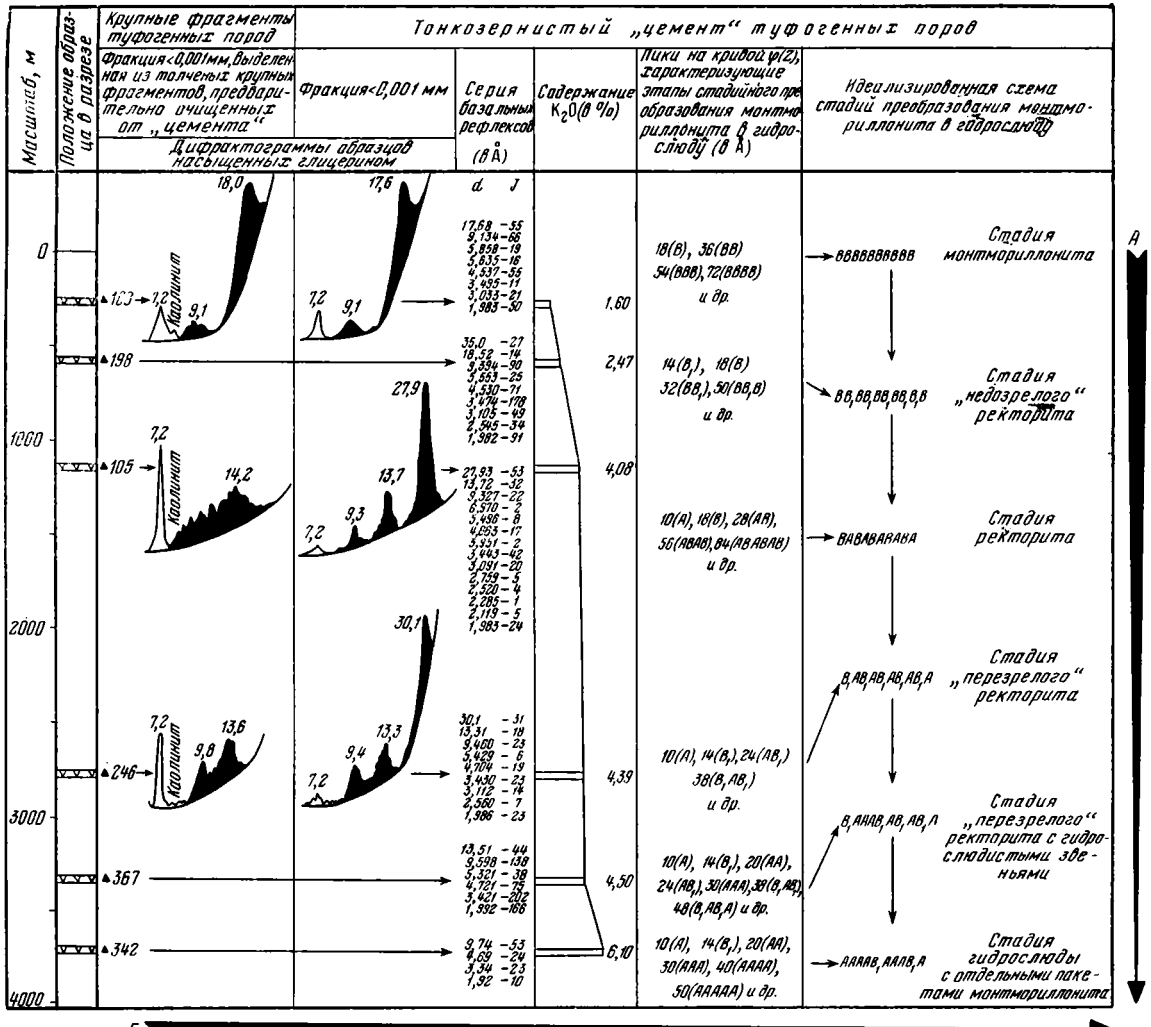
Этапы формирования третьего минерального парагенеза (туфогенный стадийный парагенез). Указанный парагенез обособлен от других парагенезов и не образует с ними смешанных ассоциаций. Это собственно вулканогенный комплекс туфов и пеплов, образующий маломощные прослои по всему разрезу угленосной формации. Строго говоря, его следовало бы рассматривать последним. Однако без ясных представлений о постседиментационной эволюции собственно вулканогенно-пеплового вещества невозможно понять образование следующего парагенеза, в котором существенная роль принадлежит материалу синхронной или квазисинхронной переотложенной пирокластики.

Туфогенный парагенез характеризуется совокупностью крупных фрагментов вулканического стекла, ряда породообразующих минералов — кислых плагиоклазов, биотита, а также акцессорных компонентов бурого псевдоплеохроичного апатита, переполненного тончайшими включениями магнетита и др., сцементированных более тонким витрокластическим материалом.

Указанные компоненты, прежде всего грубые и тонкие обломки вулканического стекла, стадийно изменены постседиментационными процессами. В диагенезе и начальном эпигенезе все витрокластические компоненты испытывали сильную монтмориллонитизацию. В последующие стадии, проходящие в условиях постепенного повышения температуры и давления, новообразованный монтмориллонит стадийно был трансформирован в ректорит, а еще позже — в собственно гидрослюдистый минерал. Исследованные с помощью метода Фурье-преобразований образцы трансформированного монтмориллонита, отобранные с разных уровней эпигенеза пород угленосной формации, позволили вскрыть механизм стадийных кристаллохимических переходов в ряду монтмориллонит → ректорит → гидрослюда.

Начальная трансформация монтмориллонита начинается с появления 14 Å слоев (B_1), представляющих собой монтмориллонитовые слои с повышенным содержанием калия и, как следствие этого, поглощающие только один слой глицерина. Указанные слои замещают 18 Å слои монтмориллонита (B) по закону BB_1B. Это замещение может быть выделено как стадия формирования «недозрелого» ректорита (см. фиг. 38). В последующей стадии шло массовое замещение слоев B_1 на 10 Å слюдистые слои (A) с формированием собственно ректоритовой фазы по закону ABAB. Такой характер замещения калием монтмориллонита, по меньшей мере через один межслоевой промежуток, должен объясняться, очевидно, явлением поляризации и наведением положительного заряда на смежные межслоевые промежутки, что, в свою очередь, препятствует послойной сорбции калия. Мобилизация калия проходила внутри породы главным образом за счет эпигенетического разрушения биотита — одного из породообразующих компонентов исходных туфогенных пород.

Ректоритовая фаза представляет собой промежуточную стадию на пути дальнейшей трансформации монтмориллонита и его перехода в гидрослюду (фиг. 38). Не случайно, что одновременно с ее формиро-



Фиг. 38. Глинистые минералы туфогенного стадийного парагенеза

Стрелками показано:

А — региональная гидрослюдизация монтмориллонита и смешанно-слойного компонента,

Б — упорядоченный смешанно-слойный компонент

ванием создавались предпосылки и для последующего изменения. Они выражались в замещении слоев В и B_1 в ректоритовой цепочке. Шло массовое образование «перезрелого» ректорита, состоящего из последовательного чередования слоев AB_1AB_1. В дальнейшем пакеты с повышенным содержанием калия (B_1) служили как бы теми зародышами, из которых образовывались собственно слюдистые сочетания типа ААА. В заключительные стадии количество гидрослюдистых звеньев последовательно увеличивалось, а длина ректоритовых цепочек сокращалась вплоть до образования линз единичных реликтовых пакетов этого минерала.

Следует отметить, что если появление ректоритовой фазы осуществлялось довольно быстро, то процесс ее разрушения и возникновения собственно гидрослюдистого минерала растянуты на длительный период, выходящий за пределы изученного интервала разреза.

Рассмотренная история стадийного формирования ректоритово-гидрослюдистых минералов относилась к трансформации монтмориллонита, связанного с наиболее тонкозернистым, витрокластическим материалом, образующим цемент туфогенно-пепловых пород.

Аналогичное преобразование испытывал и монтмориллонит, связанный с крупными фрагментами вулканического стекла. Однако его детальное изучение, проведенное в соответствии с принятым методом выделения глинистых минералов из терригенных обломков, обнаружило значительно более худшую окристаллизованность и упорядоченность по сравнению с соответствующими фазами, сформированными за счет трансформации тонкозернистого витрокластического материала цемента. Об этом свидетельствуют общая конфигурация дифрактометрических кривых и отсутствие в плохо упорядоченных фазах пиков, соответствующих ректоритовым субпериодам в 28—30 Å (см. фиг. 38).

Для данного парагенеза специфично то, что в противоположность первым двум типам глинистые минералы, заключенные в крупных обломках, характеризуются, по сравнению с соответствующими минералами цемента, не лучшей, как в предыдущих парагенезах, а худшей окристаллизованностью. Это подчеркивает аутигенно-стадийную природу всех глинистых минералов рассматриваемого парагенеза и преимущественно унаследованно-аллотигенный характер глинистых минералов в парагенезах петрогенной группы.

Всю совокупность исходных туфогенно-пепловых компонентов в сочетании с различными продуктами их стадийных преобразований можно рассматривать как туфогенный стадийный парагенезис. В добавление к общему названию надо указывать характер исходного туфогенного вещества. В нашем случае туфогенно-пепловый материал относился к кислому щелочному типу.

Этапы формирования четвертого минерального парагенеза (тефрогенный стадийный парагенез). Настоящий парагенез представлен комплексом обломков пород, среди которых присутствуют и часто преобладают монтмориллонитизированные, как правило, окатанные фрагменты вулканических туфов и пеплов, зерен кислых плагиоклазов, сочетающихся с монтмориллонит-ректоритоподобным агрегатом, слагающим цемент песчаников и основную массу парагенетически связанных с ними аргиллитов.

Трудность расшифровки генезиса пород туфогенного парагенеза заключается в завуалированности пирокластической природы значительной части исходного обломочного материала. Такая маскировка пирокластики связана:

а) с поступлением пирокластического материала или непосредственно в бассейн седиментации, или с размывавшихся прилегающих участков суши;

б) с сильной переработкой пирокластического материала в условиях континентального, дельтового и главным образом прибрежно-морского переотложения;

в) с особенностью минерального состава пирокластического материала, в котором наряду с петро- и витрокластическими компонентами в значительном количестве присутствуют минеральные зерна, в первую очередь кислые плагиоклазы. Зерна последних после седиментационной обработки потеряли свой и без того не очень ясный пирокластический облик.

Указанные особенности пирокластического материала позволили сконцентрировать особое внимание на ряде косвенных признаков пород, свидетельствующих об участии в их составе вулканогенного вещества. Так, например, восстановить пирокластическую природу значительной части зерен полевого шпата удалось с помощью косвенных признаков — несоотвествия климатических и фациально-тектонических условий образования осадков их современному минеральному составу. В частности, мелкозернистые песчаники паралической толщи, сформированной в приморском ландшафте тропического или субтропического климата за счет размыва выположенных участков суши с развитой на ней каолинитовой корой выветривания, не могли содержать свежих полевых шпатов больше, чем другие породы угленосной формации, т. е. 30—40%. Естественно предположить, что значительная часть зерен полевых шпатов не поступала с терригенным материалом, а генетически была связана с обломками туфов и пеплов — синхронной или квазисинхронной пирокластикой.

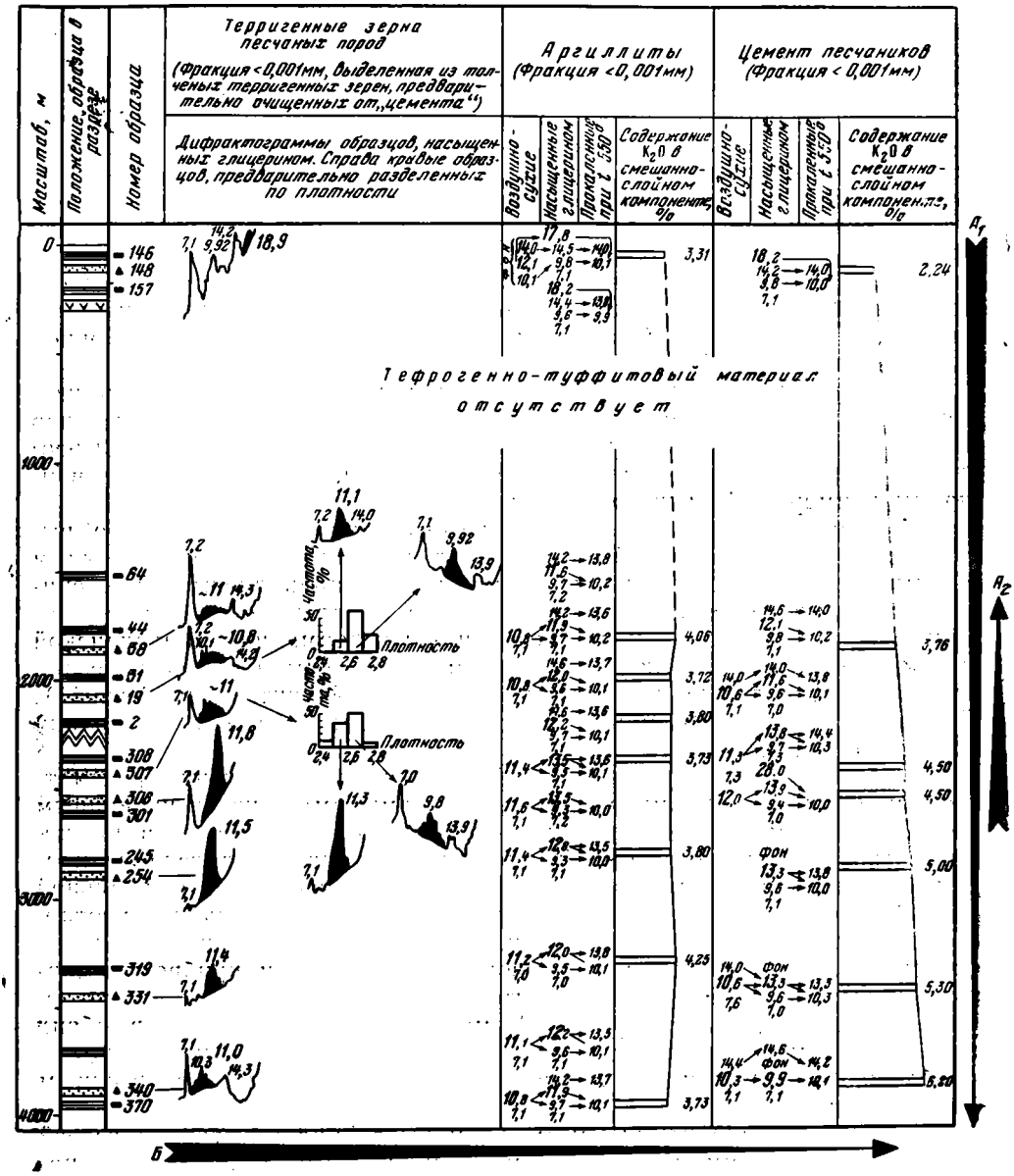
Реконструировать историю формирования парагенеза помогло изучение постседиментационного изменения пород, в котором отчетливо проявились характерные черты уже знакомой нам эпигенетической эволюции туфогенно-пирокластического материала, детально исследованной на примере туфогенного парагенеза.

Ключом к началу изучения четвертого парагенеза послужило выделение среди терригенной части пород окатанных частиц свежих и монтмориллонитизированных пеплов и туфов, принадлежащих к синхронной или квазисинхронной пирокластике. Соответствующий материал установлен среди пород континентальной подформации — в шаханской и самых верхах тентекской свит — до мощного пласта туфов, залегающих in situ, а также в верхах карагандинской свиты (см. фиг. 11). В паралической подформации породы всех свит содержат эту группу обломков (см. фиг. 27).

В верхах континентальной подформации происхождение рассматриваемой группы обломков связано с размывом и квазисинхронным переотложением мощного туфо-пеплового слоя, отложившегося в позднетентекское время на огромной площади, выходящей далеко за пределы собственно Карагандинского бассейна. В низах континентальной и особенно в породах паралической подформации наряду с переотложенным веществом присутствует и пирокластика, отложенная непосредственно среди осадков дельтового, а в низах — и прибрежно-морского бассейна. К сожалению, критериев для ее отличия от зерен переотложенного (квазисинхронного) материала нет, так как в обоих случаях обломки подвергались воздействию седиментационной среды — дроблению, окатыванию и сортировке вместе с другим терригенным материалом.

В соответствии с принятым методом выявления внутренних связей между обломочными и дисперсными компонентами минерального парагенеза были изучены глинистые минералы терригенных, в том числе обработанных седиментационной средой, пирокластических компонентов, предварительно отмытых и оттертых от цементирующей массы.

Изученная ассоциация глинистых минералов была сопоставлена с наборами глинистых минералов в цементе песчаников и в основной массе парагенетически связанных с ними аргиллитов (фиг. 39). Такие наборы глинистых минералов оказались столь специфичными, что позволили сразу отличать породы туффито-тефрогенного парагенеза от других. Специфика обусловлена присутствием во всех трех ассоциациях *монтмориллонитового минерала*, который вниз по разрезу сменяется ректоритовым минералом, а затем и собственно гидрослюдистым компонентом. При переходе от ассоциации, свойственной обломкам пород, к ассоциациям аргиллитов и цемента песчаников на всех



Фиг. 39. Глинистые минералы туффитово-тефрогенного стадийного парагенеза

Стрелками показано: A_1 — региональная гидрослюдизация смешанно-слойного компонента, A_2 — локальная гидрослюдизация, Б — упорядоченный слюдисто-слойный компонент

уровнях разреза наблюдается тенденция к увеличению общей окристаллизованности глинистых минералов и повышению степени упорядоченности строения основного смешанно-слойного компонента (см. фиг. 39).

При этом бросаются в глаза резкое отличие рассмотренных наборов глинистых минералов от ассоциаций в петрогенных и апосапрогенных парагенезах и близость к ассоциациям, свойственным собственно туфогенному парагенезу. Она выражается в одинаковом качественном наборе глинистых минералов, в общем характере их постседиментационного преобразования, и, наконец, в общей направленности увеличения упорядоченности основного смешанно-слойного компонента от ассоциации обломков пород к цементу песчаников, подчеркивающей аутигенную природу соответствующего глинистого минерала (фиг. 39).

Установленная близость является важным доказательством общности происхождения значительной части как обломочного материала, так и тонкодисперсных компонентов, развивающихся в обоих парагенезах за счет переработки идентичного витрокластического вещества.

Остановимся более подробно на постседиментационной эволюции монтмориллонитового минерала, связанного с преобразованием пирокластолитов. На фиг. 39 видно, что уже в самых верхах разреза монтмориллонит содержит небольшое количество смешанно-слойных пакетов гидрослюдистого состава. Об этом свидетельствуют повышенные значения базального рефлекса минерала, наблюдающиеся во всех трех ассоциациях и равные, в насыщенном состоянии соответственно 18,9; 17,8—18,2 и 18,2 Å.

Если рассматривать соответствующие ассоциации в верхах паралической подформации (пропустив временно интервал разреза, относящийся к верхней части карагандинской свиты), то можно констатировать, что на этом уровне монтмориллонитовый компонент во всех трех наборах замещен смешанно-слойным образованием, близким к ректоритоподобному минералу, с равным соотношением гидрослюдистых и разбухающих пакетов.

В первой ассоциации, выделенной из обломков пород (обр. 306), смешанно-слойный минерал характеризуется базальным рефлексом с d, близким к 12 Å (11,8 Å) в насыщенном состоянии, и 10 Å в прогретом виде. Это говорит о том, что его лабильные межслоевые промежутки разбухают только до 14 Å и что их переслаивание с гидрослюдистыми пакетами имеет неупорядоченный характер. В образцах того же уровня, но выделенных из основной массы аргиллитов (обр. 301, 308) и цемента песчаников (обр. 306), наблюдается ректоритоподобный минерал с последовательно повышающейся степенью упорядоченности. В аргиллитах он характеризуется базальными рефлексами начиная со второго порядка (13,5, 9,3 Å и т. д.), а в минерале из цемента фиксируется и субпериод в 28—30 Å.

При переходе к нижним слоям паралической подформации, как и в чисто туфовых прослоях, наблюдается региональная гидрослюдизация смешанно-слойного компонента. В аргиллитах она протекает постепенно через стадию «перезрелого» (14 Å) ректорита и только после этого распадается на собственно гидрослюдистые звенья. Аналогичный процесс, протекающий в неупорядоченном виде, имеет место и в смешанно-слойном минерале из обломков пород.

В отличие от рассмотренных ассоциаций в цементе песчаников наблюдается не постепенная, а резкая гидрослюдизация ректоритоподобного минерала. Она минует промежуточную стадию «перезрелого» ректорита, переводя смешанно-слойный минерал сразу в собственно гидрослюдистое образование (см. фиг. 39). В соответствии с различным темпом этого процесса в аргиллитах и цементе песчаников по-

Таблица 19

Распределение K_2O в различных породах и фракциях <0,001 *мм* паралической подформации

Тип породы	Порода в целом		Фракция < 0,001 *мм*	
	Число анализов	Среднее содержание, %	Число анализов	Среднее содержание, %
Песчаники	2	1,91	5	4,74
Аргиллиты	2	2,51	4	3,88

разному идет и концентрация основного слюдистого элемента — калия — в коллоидных фракциях указанных пород (табл. 19).

Не менее интересно пропущенное сопряжение верхов паралической и низов континентальной подформации — верхней части карагандинской свиты. Именно в этом интервале после большого перерыва, падающего на основную часть разреза континентальной подформации, в песчаниках начинают вновь появляться различные обломки свежей пирокластики. Иными словами, здесь осуществляется постепенная смена петрогенных парагенезов породами рассматриваемого парагенеза. В соответствии с этим среди тонкодисперсных компонентов, выделенных из обломков пород, аргиллитов и цемента песчаников, появляются как бы две фазы смешанно-слойных минералов: фаза с базальным рефлексом $d = 9{,}7—9{,}9$ Å (в насыщенном состоянии), соответствующая петрогенному терригенному комплексу, и фаза с тем же рефлексом $d = 13{,}9—11{,}1$ Å, соответствующая настоящему парагенезу, связанному с переотложенной пирокластикой. Любопытно, что такая приуроченность различных по составу тонкодисперсных фаз к разным обломочным комплексам, смешанным в пределах одной породы, может быть проверена экспериментально. С этой целью обломочная часть зерен песчаника, предварительно оттертых и отмытых от цементирующей массы, была разделена в градиентной трубке на ряд фракций, различающихся по плотности. Фракционному делению подвергались два образца из карагандинской свиты, принадлежащих к верхам паралической (обр. 307) и низам континентальной (обр. 19) подформации. Из зерен двух смежных плотностных фракций — 2,50—2,60 и 2,60—2,70 *гр/см*^{3}, представляющих собой обломочные ассоциации, обогащенные легкими (уд. вес 2,50—2,60) пирокластическими обломками и более тяжелыми (уд. вес 2,60—2,70) собственно терригенными обломками эффузивов, были выделены и изучены соответствующие коллоидные фракции (см. фиг. 39). Коллоидная фракция, выделенная из легких обломков, содержала смешанно-слойный компонент с базальным рефлексом в насыщенном состоянии, равным 11,1—11,3 Å. Смешанно-слойный минерал из коллоидной фракции тяжелых обломков характеризовался тем же рефлексом, 9,8—9,9 Å. Интересно отметить, что дифрактограммы смешанно-слойных компонентов фракции меньше 0,001 *мм*, выделенной из суммы не расчлененных по плотности обломков, характеризуются кривой в виде растянутого частокола с нечеткими пиками в области 10 и 11 Å.

Если мысленно отбросить устойчивую, не меняющую значения фазу с $d = 9{,}7—9{,}8$ Å и рассматривать только фазу, связанную с преобразованием пирокластического материала (13,9—11 Å), то можно обнаружить на первый взгляд аномальную ее гидрослюдизацию, проходящую в направлении от уровня верхней границы паралической толщи в в е р х по разрезу. Во всех наборах здесь можно констатировать по-

степенный характер аномально направленной гидрослюдизации с формированием «перезрелой» 14 Å фазы и ее последующего частичного распада на собственно гидрослюдистые звенья. Об этом свидетельствуют соответствующие ряды (в насыщенном состоянии) для обломков пород — 11,8; 11,0 и 10,8 Å; для аргиллитов — 3,5; 12,2; 12,0; 11,9 и 11,6 Å; для цемента песчаников — 13,9; 13,8; 12,1 и 11,6 Å.

Аномальная направленность этого эпигенетического процесса, видимо, связана с быстрым «выклиниванием» вверх по разрезу содержания пирокластических обломков, давших начало во всех трех ассоциациях соответствующему количеству монтмориллонита.

Как показала эволюция чисто туфогенного вещества, для средних зон эпигенеза характерно преобразование монтмориллонита в ректоритоподобный компонент и затем в его «перезрелую» 14 Å фазу. При прочих равных условиях глубинного эпигенеза этот переход осуществляется тем интенсивнее, чем выше концентрация в породе реакционноспособного калия. Если принять, что при данных термодинамических условиях эпигенеза количество реакционноспособного калия, мобилизуемое определенным типом породы, есть величина, более или менее постоянная, то быстрое сокращение массы основного поглощающего — монтмориллонитового — компонента должно компенсироваться более глубоким внедрением поглощаемого элемента в структуру минерала-поглотителя. Подобная схема легко объясняет аномальную гидрослюдизацию и вместе с тем подчеркивает, что резервом или носителем реакционноспособного калия является не только пирокластическое вещество, как в чисто туфогенном парагенезе, а вся порода в целом.

Заканчивая на этом описание эволюции тонкодисперсных компонентов рассматриваемого парагенеза, необходимо подчеркнуть, что их стадийно-аутигенная природа хорошо оттеняет преимущественно аллотигенное происхождение аналогичных компонентов в петрогенных парагенезах. Находясь в смеси с тонкодисперсными компонентами четвертого парагенеза, глинистые минералы петрогенного комплекса ведут себя как инертное, разбавляющее вещество, не реагирующее на сложные преобразования тонкодисперсной витрокластики в монтмориллонит и его последующие стадийные переходы вплоть до собственно гидрослюдистых компонентов. На фоне таких глубоких превращений тонкодисперсная фаза петрогенного парагенеза остается стабильным неупорядоченным смешанно-слойным образованием с постоянным соотношением гидрослюдистых и разбухающих пакетов, о чем свидетельствует в минерале, насыщенном глицерином, устойчивый рефлекс с $d = 9{,}7$—$9{,}8$ Å.

Таким образом, всю переотложенную пирокластику, рассортированную седиментационной средой в соответствующий гранулометрический ряд пород от песчаников до аргиллитов, вместе с продуктами ее эпигенетического стадийного преобразования можно рассматривать в качестве *тефрогенного стадийного парагенеза.* После общего его наименования следует, так же как и в туфогенном парагенезе, указать тип исходного вулканогенного вещества, которое в рассмотренном случае относилось к кислому щелочному типу.

Заключение

Совокупность стадийных парагенезов и их увязка с другими, не нашедшими своего отражения в изученных парагенезах особенностями пород разреза, позволяют представить историю формирования и постседиментационного изменения угленосной формации Карагандинского бассейна.

В раннем визе наиболее интенсивное осадконакопление было при-

урочено к узкому прогибу, унаследованному от раннеорогенной стадии развития геосинклинали Центрального Казахстана. В эпоху накопления паралической подформации господствовал ярко выраженный гумидный климат; накопление осадков происходило в условиях прибрежно-морского ландшафта, при частой смене восходящих и нисходящих движений. Обломочный материал поступал с полого всхолмленной суши, сложенной относительно мощными каолинитовыми корами выветривания, развитыми на складчатом комплексе девонских, главным образом порфиритовых, эффузивов. Суша размывалась равномерно; лишь в отдельные непродолжительные моменты наблюдались более интенсивные поднятия, приводившие к быстрому смыву выветрелых слоев и подаче в бассейн свежего материала. Такие моменты были зародышами тех более продолжительных периодов образования петрографических горизонтов в верхней континентальной подформации, которые формировались в условиях повышенного темпа поднятий всего обрамления бассейна.

Наряду с собственно терригенным материалом периодически появлялась и пирокластика, поступавшая или непосредственно в бассейн или смытая с суши. Туфогенные частицы перемешивались с терригенными, после чего вновь сортировались в соответствии с общей гранулометрией смешанных осадков. Длительная обработка туфогенно-пеплового материала лишала его характерных признаков ресургентно-пирокластического вещества.

В позднем визе море покинуло территорию Карагандинского бассейна. Началось образование континентальной подформации. Фациально-тектоническая обстановка ее формирования эволюционировала от отчетливо гумидного, дельтово-озерного ландшафта внутриконтинентальной плоской депрессии до переходных к аридным, аллювиально-пролювиальных обстановок межгорного прогиба. За время от позднего визе до позднего (?) карбона на территории бассейна имела место двукратная аридизация климата, проходившая в конце периодов формирования двух крупных макроциклов подформации. Такое изменение климата, направленное в сторону аридности, в области источников сноса приводило к редуцированию каолинитовых кор, а в бассейне седиментации — к пересыханию торфяных болот и появлению в осадках пестроцветов.

Континентальное осадконакопление происходило в условиях возрастающего темпа поднятия питающих областей, о чем свидетельствуют общее повышение грубозернистости осадков вверх по разрезу, а также появление в основании верхних свит формации относительно мощных слоев конгломерата, ложащихся с размывом на подстилающие свиты. Однако увеличение темпа поднятий шло неравномерно. Это зафиксировано в разрезе чередованием петрографических горизонтов, образованных либо за счет непосредственного разрушения пород с формированием грубозернистых осадков, сложенных преимущественно порфиритовым комплексом, либо за счет разрушения каолинитовых кор выветривания, развитых на тех же породах с формированием более тонкозернистых осадков, состоящих в основном из устойчивых обломков кислых эффузивов. Первые формировались в условиях быстрых поднятий, для формирования вторых характерны поднятия замедленного темпа.

В период отложения континентальной подформации вулканическая деятельность затухала. Если в низы подформации пирокластический материал поступал почти непрерывно, перемешиваясь в условиях дельтового и озерного осадконакопления с собственно терригенными, то в средней и верхней частях разреза пирокластика откладывалась лишь в отдельных, редких, но чистых прослоях, чему способствовал аллю-

виальный комплекс отложений с широким развитием фаций «сухих равнин». К концу формирования угленосной формации ее нижние слои погрузились на глубину свыше 4000 *м*. Длительное пребывание пород в погруженном состоянии в условиях непрерывного возрастания температуры и давления привело к возникновению в пределах всей угленосной формации вторичной, или *эпигенетической, зональности.* В зависимости от нового распределения главнейших структурно-минералогических особенностей пород выделяются две зоны — начального и глубинного эпигенеза. Граница между ними совпадает в некоторой мере с границей макроциклов континентальной подформации. Таким образом, в изученных разрезах основная часть угленосной формации, мощностью более 3000 *м*, находится в зоне глубинного эпигенеза, и только верхняя часть, мощностью до 1000 *м*, представляет зону начального эпигенеза.

Специфика зон эпигенеза описывалась многими авторами (Коссовская, Шутов, 1955, 1963; Шутов, 1960; Перозио, 1960, 1967; Муравьев, 1962; Лизалек, 1967; Ван, 1967; и др.). Поэтому здесь только отметим те новообразованные структурно-минералогические особенности каждой зоны и характерные для них процессы, которые особенно часто выступают в граувакках.

Зона начального эпигенеза. Для нее характерны, прежде всего, интенсивные процессы внутрислойного растворения неустойчивых компонентов, которые с погружением пород активизируются, распространяясь на все более устойчивые минералы. В итоге это приводит к формированию вторичной зональности в распределении неустойчивых компонентов по разрезу (Pettijohn, 1941, 1957; Коссовская, 1962; и др.). В зоне начального эпигенеза в Карагандинском бассейне наблюдаются лишь нижние уровни вторичной зональности, на которых происходит последовательное исчезновение сфена, эпидота, магнетита и частичного граната (см. фиг. 30). Следует отметить, что другие более неустойчивые компоненты, такие как пироксены, амфиболы и другие, присутствующие в первоначальном составе карагандинских граувакк, полностью растворились на более высоких уровнях зоны начального эпигенеза.

В подавляющем большинстве случаев внутрислойное растворение не сопровождалось формированием псевдоморфоз по неустойчивым компонентам, а вело к полному исчезновению минералов с рассеянием их вещества и последующей его ассимиляцией другими аутигенными компонентами.

С внутрислойным растворением тесно связаны другие структурно-минералогические изменения, характерные для пород данной зоны. Это, с одной стороны, гравитационная переупаковка оставшихся более стойких минералов и формирование из них структур с тесно пригнанными друг к другу зернами, а с другой — образование за счет растворенных компонентов аутигенных минералов, прежде всего хлорита, формирующего вместе с гидрослюдой основные типы эпигенетических цементов в песчаных породах. Характерны две разновидности гидрослюдисто-хлоритового цемента, различающиеся прямой и более редкой — обратной последовательностью выделения минералов в поровопленочном типе цементирующего вещества. В первой хлорит отлагается в качестве каемок по периферии терригенных зерен, а гидрослюда в центре пор, во второй каемки представлены гидрослюдой, а хлорит наблюдается в центре пор (см. фиг. 16, 31). В последнем случае каемки гидрослюды отделены от терригенных зерен натечными корочками и оторочками гидроокислов железа. Такие разновидности цемента, встречающиеся в породах, многократно переслаивающихся в разрезе формации, свидетельствуют, во-первых, о пестром составе под-

земных вод соответствующего периода, во-вторых, о взаимодействии саморазвивающихся процессов регионального эпигенеза с активной гидрогеологической средой, в частности с водами, обогащенными свободным кислородом. В последнем случае имело место внутрипластовое окисление каемок сформированного хлорита, затормозившее саморазвивающийся аутигенный процесс до вывода соответствующих слоев из зоны активного водообмена.

Наряду с хлоритом в зоне начального эпигенеза широко распространен аутигенный монтмориллонит, формирующийся во всех случаях за счет переработки свежих обломков пирокластики. В низах зоны свободная фаза монтмориллонита испытывает региональное стадийное изменение, связанное главным образом с поглощением калия и ее переходом в ректоритоподобный компонент.

Помимо стадийных изменений, происходит преобразование минералов, связанное с их перекристаллизацией. Ярким примером такой перекристаллизации является процесс деанортизации зерен средних и основных плагиоклазов с формированием вторичного альбита. Однако процесс деанортизации сопровождается развитием и других паразитических новообразований: гидрослюды, хлорита, пренита, каолинита, кальцита, анкерита, ангидрита, барита и других, образующих вместе с альбитом агрегат сложных псевдоморфоз по средним и основным плагиоклазам. Перечисленные новообразования обнаруживают сходство с веществом цемента, что хорошо подчеркивает аутигенный характер таких псевдоморфоз и свидетельствует о напряженности минералообразования в зоне начального эпигенеза.

Интенсивное минералообразование в зоне начального эпигенеза является одной из специфических черт регионального эпигенеза граувакового комплекса.

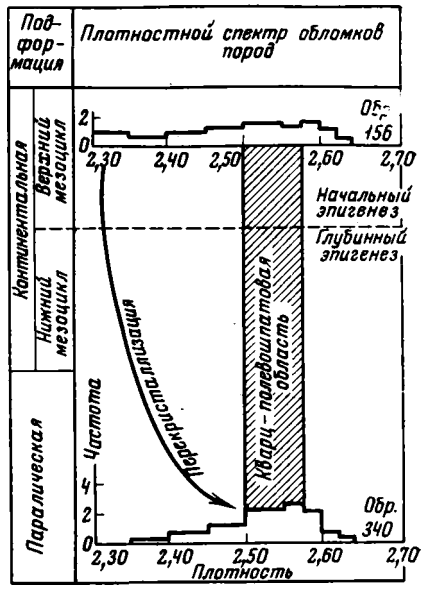
Зона глубинного эпигенеза. Наиболее характерными процессами зоны глубинного эпигенеза являются конформное растворение терригенных зерен и формирование мозаичных, реликтоподобных структур в песчано-граувакковых породах. По интенсивности растворения зерен под давлением все минералы и обломки образуют единый ряд, в котором каждый последующий компонент растворяется быстрее и полнее, чем предыдущий: устойчивые акцессории → кварц → обломки фельзитовой массы → альбит → агрегаты сложных псевдоморфоз по основным плагиоклазам → основная масса порфиритовых эффузивов. Характер конформного сочленения сложных псевдоморфоз по основным плагиоклазам со всеми другими обломками свидетельствует о том, что процесс деанортизации плагиоклазов закончился в основном в предыдущей зоне. В соответствии с этим все конформные швы соседних зерен полностью пересекают замысловатые контуры сложных новообразований (альбита, гидрослюды, хлорита, каолинита и т. д.) в теле бывших зерен средних и основных плагиоклазов.

Другой характерной особенностью глубинного эпигенеза граувакового комплекса является резкое подавление регенерационных процессов. Регенерация, наблюдаемая чаще всего в виде «припая» соответствующих новообразований лишь к единичным зернам кварца и полевого шпата, не имеет структурообразующего значения. Это связано главным образом с полимиктовым составом граувакк, преобладанием среди терригенных зерен обломков тонкозернистых или скрытокристаллических пород, лишенных способности регенерироваться. Регенерация как бы подменяется широким развитием новообразованных кристалликов или гранул кварца и альбита, располагающихся среди чешуйчатого агрегата глинистых минералов в реликтах поровых пространств песчано-граувакковых пород.

Наряду с видимой раскристаллизацией вещества на кварц, альбит

и ряд глинистых минералов имеет место скрытая перекристаллизация, проходящая внутри зерен различных эффузивов пород и фиксируемая по общему изменению плотностного спектра обломочных перод, принадлежащих к граувакка м различных зон эпигенеза (фиг. 40).

На фиг. 40 видно, что установленное с помощью градиентной трубки изменение плотностного спектра в зоне глубинного эпигенеза происходит за счет сокращения его легкого крыла. Оно, несомненно, должно объясняться общей раскристаллизацией стекловатого базиса эффузивных обломков в соответствующим перемещением плотности зерен в более «тяжелый» кварц-полевошпатовый интервал плотностью спектра. Общая перекристаллизация наблюдается как среди породообразующих компонентов, так и в ряде акцессорных минералов, в частности титанистых. Об этом говорит постепенное изменение соотношения между содержанием обломочных форм этих минералов — титаномагнетита, ильменита, с их аутигенными формами — лейкоксеном, а ниже по разрезу, начиная с зоны глубинного эпигенеза, лейкоксеном в сочетании с брукитом и анатазом (см. фиг. 35). Равномерный характер этого процесса позволяет использовать величину соотношения обломочных и аутигенных форм вышеуказанных минералов в качестве показателя степени эпигенеза пород в целом.



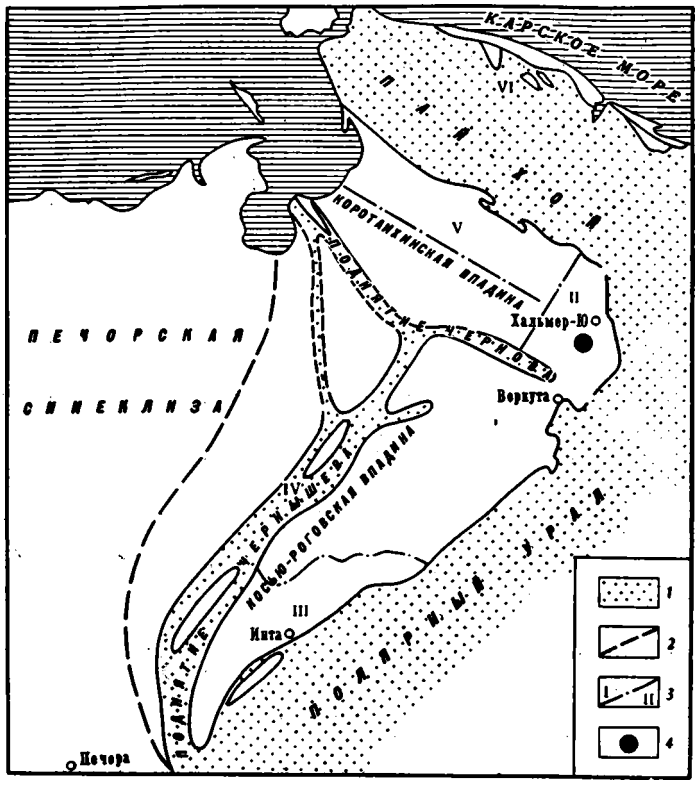
Фиг. 40. Изменение плотностного спектра обломков пород в зонах начального и глубинного эпигенеза

В зоне глубинного эпигенеза происходят дальнейшие стадийные изменения глинистых минералов, среди которых наиболее четко устанавливаются постепенное преобразование ректорита и его переход в собственно гидрослюдистые образования, содержащие лишь реликты разбухающих пакетов.

ГРАУВАККИ ПЕЧОРСКОЙ УГЛЕНОСНОЙ ФОРМАЦИИ

Печорская угленосная формация (P_1kg — P_2tat) выполняет северную часть Предуральского краевого прогиба, именуемую Печорским прогибом. Западная граница прогиба условно проводится западнее гряды Чернышева, где намечается недостаточно ясное сопряжение прогиба с платформенной структурой Печорской синеклизы (Колвинская параплатформа, по А. В. Македонову). Работами К. Г. Войновского-Кригера, Б. Л. Афанасьева и многих других установлена сложная структура Печорского прогиба. Главными элементами прогиба являются поперечное поднятие Чернова, разделяющего его на две мегасинклинали — Усинскую и Кортаихинскую. В свою очередь, последние, как и оконтуривающие их гряды Чернышева и Чернова, распадаются на ряд положительных и отрицательных структур (фиг. 41) [1].

[1] К Печорскому прогибу К. А. Войновский-Кригер и А. В. Македонов относят также Карский синклинорий, рассматривая хр. Пай-Хой как одну из положительных структур прогиба.



Фиг. 41. Схема Печорского угольного бассейна

1 — выход доугленосных отложений; *2* — предполагаемая граница Печорского угольного бассейна; *3* — угленосные районы: I — Воркутский, II — Хальмерьюский, III — Интинский, IV — кряж Чернышева, V — Коротаихинский, VI — северо-восточный склон Пай-Хоя; *4* — местоположение изученных разрезов

Угленосная формация подстилается комплексом морских терригенно-карбонатных осадков флишоидного типа юньягинской серии (P_1ar). При движении от восточных границ прогиба на запад и юго-запад наблюдается некоторое скольжение этой границы вверх по разрезу, приводящее к замещению нижних горизонтов угленосной формации морскими терригенно-карбонатными породами. Верхняя граница формации проводится по появлению пестроцветных осадков мощной хейягинской серии (T_1?).

Широтный профиль угленосной формации имеет вид гигантской резко асимметричной линзы протяженностью до 300 *км*. Асимметрия выражается не только в увеличении мощности отложений с запада на восток от 1500 до 5000 *м*, но и в возрастании грубозернистости осадков, интенсивности дислоцированности, степени метаморфизма углей и общей эпигенетической измененности пород. В продольном профиле с юго-запада на северо-восток протяженностью около 400 *км* также наблюдается увеличение мощностей от 4000 до 5000 *м*, грубозернистости осадков, роли континентальных фаций, степени дислоцированности и эпигенеза пород.

Для угленосной формации, подстилающих и перекрывающих ее отложений принята стратиграфическая схема, приведенная в табл. 20 (Македонов и др., 1965; Афанасьев, Яцук, 1965; Ярославцев, 1965; Хайцер, 1966). В этой же таблице приводится разделение угленосной

формации на подформации и литологические комплексы, по В. А. Македонову, Л. Л. Хайцеру и А. Г. Коссовской.

Угленосная формация, охватывающая воркутскую серию кунгурско-уфимского возраста (P_1vor), максимальной мощностью около 2000—2300 *м*, и печорскую — казанско-татарского возраста, мощностью свыше 3000 *м*, расчленяется на ряд свит и пакетов. Пакеты соответствуют пачкам мощностью в среднем около 100 *м*, содержащим, как правило, несколько элементарных угленосных циклов. К последним приурочены угольные пласты, выдерживающиеся на площади почти всего бассейна. Пакеты обозначаются прописными буквами латинского алфавита; приуроченные к ним пласты углей строчными буквами, соответственно пронумерованными в порядке снизу вверх по разрезу. Так, например, пакету N соответствуют угольные пласты n_1, n_2, n_3 и т. д.

Для изучения был выбран разрез Верхне-Сырьягинского месторождения, расположенного на юго-восточном замыкании Кортаихинской мегасинклинали. Выбор участка обусловлен максимальной мощностью и стратиграфической полнотой разреза угленосной формации, а также большим диапазоном эпигенетической измененности пород и метаморфизма углей, изменяющихся от газовых в верхах формации до полуантрацитов в нижних горизонтах. Для составления сводного разреза был использован керн 15 скважин. Полный разрез печорской серии составлен по скважинам разведочной линии XX. Нижняя часть формации изучена также по ряду других профилей Верхне-Сырьягинского месторождения. Увязка скважин сделана по материалам А. Н. Павлова, Т. С. Скакова, И. А. Стина. Помимо кернового материала, И. А. Стин передал в распоряжение автора коллекцию характерных типов пород и минеральных новообразований, собранную им в течение многих лет на Верхне-Сырьягинском месторождении. Автор с глубокой признательностью хранит светлую память об этом замечательном геологе и человеке.

Схема расчленения. Печорская угленосная формация, как и другие аналогичные формации разделяются на ряд подформаций, или литологических комплексов. Ввиду того, что в основу стратиграфического расчленения формации положен ряд литологических признаков (распределение различных фациально-литологических типов пород, состав конкреций, фаунистические и флористические остатки и др.), естественно, наблюдается совпадение крупных стратиграфических и литолого-формационных подразделений, каждый из которых отвечает определенному этапу формирования формации. Тем не менее постепенность характера изменения условий осадконакопления в Печорском бассейне, обусловленная воздыманием на востоке и северо-востоке палео-Урала и отступанием моря на запад и юго-запад, определила возрастное скольжение как нижней границы самой угленосной формации, так и границ составляющих ее комплексов. Это скольжение выражается в исчезновении при движении на запад из разреза морских осадков и появлении углей.

В печорской угленосной формации достаточно четко выявляется ряд литологических комплексов, характеризующихся определенными наборами и сочетаниями литолого-фациальных типов терригенных пород, ролью и соотношением морских, переходных и континентальных осадков, характером угленосности, составом конкреций и, как это удалось установить для Верхне-Сырьягинского месторождения, особенностями минералого-петрографического состава терригенных компонентов.

Несмотря на выраженную индивидуальность комплексов, накопление признаков, типичных для каждого из них, происходило постепенно, что вызывает затруднения в точном проведении границ между комплексами, а также в объединении их в более крупные формационно-

Таблица 20

Схема стратиграфического расчленения угле

Отдел, ярус	Серия	Свита	Пакет и подсвита	Формация
T_1—T_3	Хейягинская	Верхнехейягинская		Надугольная пестроцветная
		Нижнехейягинская		
$P_{2kz+tat}$	Печорская	Тальбейская	Местные толщи и пакеты	Угленосная
		Сейдинская		
P_{kg-uf}	Воркутская	Верхневоркутская (интинская)	E F G H I K L M N O P R—S—T	
		Нижневоркутская (лёкворкутская)		
P_{art}	Юньягинская			Подугленосная карбонатно-терригенная (флишоидная)

стратиграфические единицы. Эти затруднения усугубляются тем, что смена в разрезе тех или иных признаков также не происходит одновременно, одни из них оказываются более консервативными, другие сменяются более четко и резко. Это относится не только к таким особенностям, как появление и преобладание каких-либо фациально-литологических типов пород, изменение их минералогического состава, но и к сменам фаунистических и флористических характеристик.

Тем не менее огромный материал, накопленный исследователями Печорского бассейна по литолого-фациальной характеристике пород угленосной формации, описанию углей, исследованию фауны и флоры, а также изучению конкреций, позволил расчленить формацию на подразделения, несколько различающиеся у разных авторов (см. табл. 20).

А. В. Македонов выделяет четыре субформации, причем каждая из вышележащих характеризуется нарастанием континентальности. Границы двух нижних субформаций совпадают с границами аягичинской и рудничной подсвит нижневоркутской свиты, третья субформация соответствует верхневоркутской свите, и, наконец, верхняя представляет печорскую серию. Л. Л. Хайцер предлагает литологически более обоснованную схему. Он выделяет паралическую субформацию, объединяющую две нижние субформации А. В. Македонова, очень незначительно различающиеся между собой. Верхневоркутская (интинская) свита Л. Л. Хайцером разделена на две части, верхняя из которых объединяется с печорской серией и составляет континентальную пресноводно-дельтовую подформацию, а нижняя рассматривается как переходная — опресненно-лагунная подформация.

носной формации Печорского бассейна

Разделение угленосной формации					
Субформация, по А. В. Македонову и др. (1965)	Подформация, по Л. Л. Хайцеру (1966)	Подформация	Комплекс		Петрографическая характеристика
		По материалам А. Г. Коссовской			
Пресноводно-лагунно-дельтовая	Пресноводно-дельтовая	Континентальная	Пресноводно-дельтовый	Печорский	Фтанитовые граувакки
Пресноводно-лагунная	Опресненно-лагунная (субпаралическая)		Опресненно-лагунный	Интинский (верхневоркутский)	Альбитофировые граувакки
Собственно лагунная	Паралическая	Паралическая	Лагунно-морской	Нижневоркутский	Диабазово-спилитовые граувакки
Лагунно-морская					

Принятое нами деление близко к вышеуказанным схемам. Нам, однако, кажется более правильным деление разрезов на две принципиально отличные подформации: паралическую и континентальную.

Паралическая подформация соответствует примерно нижневоркутской свите, однако ее верхняя граница проводится несколько выше, чем это принято другими исследователями, и охватывает пакет L и нижнюю часть пакета K верхневоркутской (интинской) свиты (фиг. 42; см. также табл. 20). Целесообразность проведения такой границы диктуется резкой сменой петрографического состава пород, связанной с уменьшением роли основных разностей: исчезновением обломков порфиритов и их туфов, серпентинитов, существенным уменьшением содержания обломков диабазов; одновременно изменяется характер ассоциации акцессорных минералов, уменьшается роль пикотита, хромита, отчасти ильменита.

Повышению границ паралической формации не препятствует и фациальный облик пород. Хотя в пределах изученного района горизонты с собственно морской фауной достигают только верхов пакета M, в более западных районах в пакете L присутствуют морские формы (*Lingula arctica* и др.), а мелкие солоноватоводные лингулы достигают даже середины пакета K (Погоревич, 1956; Македонов и др., 1965). Эти же авторы подчеркивают сходство пород нижних горизонтов верхневоркутской свиты и нижележащих отложений, выражающееся: а) в присутствии многочисленной антракозитовой фауны, в частности палеомутелл и концинелл, встречающихся в изобилии в нижележащей рудничной подсвите; б) в широком распространении анкеритовых и из-

вестково-анкеритовых конкреций и в) в высокой угленосности. Два последних признака характерны также для рудничной подсвиты.

Континентальная подформация, охватывающая основную часть верхневоркутской (интинской свиты) (пакеты J, H, G, F, E) и всю печорскую серию, имеет сложное строение. По фациально-литологическим особенностям она делится (снизу вверх) на два комплекса, соответствующих примерно опресненно-лагунной (субпаралической) и пресноводно-дельтовой подформациям Хайцера и Македонова.

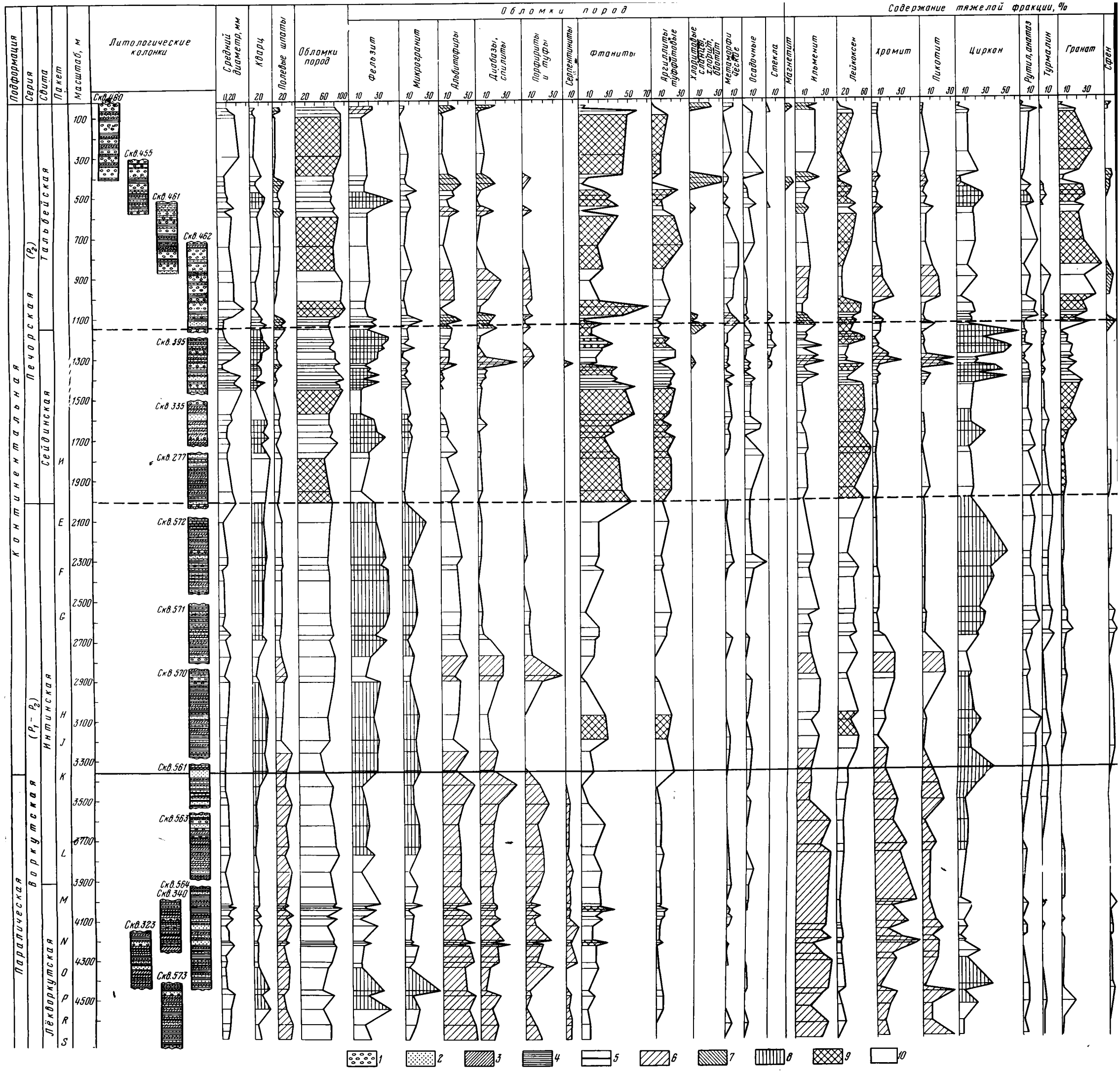
Нижний (интинский) комплекс мощностью около 1500 *м*, верхняя граница которого совпадает примерно с границей воркутской и печорской серий, имеет четко выраженную петрографическую характеристику. В отличие от нижележащих отложений доминирующую роль среди обломочных компонентов начинают играть обломки кислых эффузивов, сопровождающиеся появлением в тяжелой фракции высоких концентраций циркона, рутила и турмалина.

Верхний (печорский) комплекс отчетливо разделяется на две части. Нижняя (600 *м*) соответствует примерно сейдинской свите. Она характеризуется относительно тонкозернистым составом пород, близка в общем к подстилающему интинскому комплексу. Верхняя (2000 *м*) отвечает тальбейской свите и представлена крупными пачками конгломератов, чередующимися с подчиненными алевролитово-глинистыми пакетами. Широкое развитие конгломератов является специфической особенностью изученного района и связано с его расположением вблизи восточной границы бассейна и близостью к наиболее поднятым участкам питающей провинции. При движении на юго-запад и запад содержание конгломератов быстро уменьшается, однако более грубый состав пород верхней половины разреза сохраняется.

Породы печорского комплекса также имеют достаточно четкий петрографический облик: в песчаниках широко распространены обломки фтанитов и кремнистых аргиллитов. Сопутствующими минералами тяжелой фракции становятся гранаты и отчасти лейкоксен.

Фациально-палеогеографические условия формирования угленосной формации очень подробно и убедительно реконструированы в работах Б. Л. Афанасьева (1964, Афанасьев, Яцуко, 1965), С. А. Иванова (1947, 1969), А. В. Македонова (1958, 1961, 1965), В. М. Погоревича (1956), Л. Л. Хайцера (1964, 1965, 1966), Г. М. Ярославцева (1965) на основании обширных геологических, фациально-литологических и палеоэкологических исследований. Особенно подробный анализ обстановок осадконакопления в Печорском бассейне дан А. В. Македоновым, установившим много общих черт рассматриваемой формации с осадками современных областей прибрежно-лагунного торфонакопления, в частности в пределах Атлантического побережья США (Нью-Джерси) и Нидерландов.

Формирование угленосной формации происходило на территории гигантского опресненного бассейна — лагуны, отделенной от открытого моря полосой баров (под баром А. В. Македонов понимает весь комплекс аккумулятивных песчаных накоплений прибрежной полосы моря). В период регрессии моря все побережье представляло зону опресненных и пресноводных лагун и озер, где накапливались преимущественно алевритово-глинистые осадки, содержащие в паралической формации фауну антракозид и палеомутелл или крупные отпечатки растительных тканей. В моменты наибольшей выравненности рельефа на площади бассейна развивались торфяники — важнейшие пласты углей выдерживаются почти по всей площади бассейна. Расщепление угольных пластов по направлению к палео-Уралу и замещение их терригенными осадками дали основание Л. Л. Хайцеру (1966) высказать предположение о присутствии на востоке «отстойника» — области интенсивных



Фиг. 42. Литолого-петрографическая характеристика разреза угленосной формации Печорского бассейна

1 — конгломераты; *2* — песчаники; *3* — алевролиты; *4* — глины; *5* — угли; *6* — диабазо-спилитовые граувакки; *7* — прослои диабазо-спилитовых граувакк, обогащенные вулканогенным материалом; *8* — фельзито-альбитофировые граувакки; *9* — фтанитовые граувакки; *10* — компоненты, одинаковые по содержанию в разных граувакках

Грауваккн.

прогибаний, где аккумулировался сносимый с уральских гряд обломочный материал, не достигавший обширной равнины торфяника. В периоды трансгрессии полоса песчаных баровых накоплений продвигалась на восток — в паралической формации с этим связано появление в песчаниках средней части циклов морской фауны брахиопод, пелеципод и др. В континентальной подформации, как уже говорилось, план распределения фаций оказывается сходным с характером их распределения в паралической подформации, однако бассейн становится пресноводным. Тем не менее песчаники и конгломераты в подавляющем большинстве сохраняют бассейновый облик, представляя накопления обломочного материала палео-Урала, переработанные в гидродинамически активной зоне побережья пресноводного бассейна. В лагунных алевритово-глинистых осадках вверх по разрезу постепенно исчезает фауна антракозид и начинают преобладать флористические остатки.

Следует отметить еще одну особенность палеогеографии, отмечаемую рядом исследователей. Во второй половине времени формирования континентальной подформации намечаются первые признаки аридизации климата, наступившей в триасе. Они выражаются в появлении в юго-западных районах бассейна прослоев пестроцветных пород, а в описываемом районе — в изменении состава карбонатов в цементе и конкрециях, в частности в широком появлении кальцитов.

КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ ПОДФОРМАЦИЯ

В состав подформации входят интинский и печорский комплексы. Нижняя ее граница условно проводится, как уже говорилось, по исчезновению в разрезе морских и прибрежно-морских отложений, а в изученном районе и по резкому изменению петрографического состава терригенной части пород (см. табл. 20 и фиг. 42). Верхнюю границу принято проводить по появлению пластов базальтов, выше которых залегают пестроцветные отложения триаса (хейягинская серия) резко иного петрографического состава. Любопытно отметить, что породы с «триасовым» составом обломочного материала спорадически встречаются в верхних горизонтах печорского комплекса. Общая мощность континентальной подформации около 3000—3500 *м*. Все породы эпигенетически изменены. Верхи подформации можно отнести к зоне начального эпигенеза (угли — газовые с выходом летучих до 30%). Нижняя ее часть относится к зоне глубинного эпигенеза (в ее низах — угли коксующиеся и спекающиеся; летучих около 14%).

Литолого-фациальная характеристика

Типы пород. В составе подформации принимают участие конгломераты, песчаники, алевролиты и аргиллиты, угли. Описание литологофациальных типов пород и характера цикличности дается здесь схематично, так как подробную их характеристику можно найти в монографиях и статьях А. В. Македонова (1958, 1961; Македонов и др., 1965), Л. Л. Хайцера (1964, 1965, 1966) и др.

Строение разреза и роль различных типов пород существенно различны в нижней и верхней частях подформации, что определяется широким развитием в верхней части печорского комплекса мощных пачек конгломератов мощностью до 50—60 *м*, чередующихся с подчиненными пачками песчаников, алевролитов и аргиллитов мощностью 10—25 *м*. Очень редко к такому переслаиванию приурочены маломощные прослои углей; в Верхне-Сырьягинском месторождении в данном интер-

вале разреза отмечаются два пласта углей рабочей мощности. Конгломераты залегают иногда с небольшим размывом, но чаще переход постепенен, и в пределах 1—5 *м* разреза алевролито-аргиллитовые породы постепенно переходят в песчаники, которые становятся все более грубозернистыми вплоть до появления гравелитов и далее мелкогалечных конгломератов.

Конгломераты обычно мелко-, реже среднегалечниковые, с размером угловато-окатанных или уплощенных галек 0,5—2, иногда до 5 *см*. В составе галек преобладают фтаниты, кремнисто-глинистые породы, реже обломки кислых эффузивов, очень редко диабазы, спилиты, кварциты, кристаллические сланцы, иногда гранитоиды. Как правило, цемента очень мало, представлен он песчанистым материалом, иногда встречаются специфические гравийные конгломераты с белым мучнистым цементом, преимущественно каолинитовым, с примесью минералов типа диоктаэдрических хлоритов.

Песчаники по структурно-текстурным особенностям отличаются однообразием. Чаще всего это неслоистые однородные породы среднереже крупно- и мелкозернистые, окрашенные в серый или темно-серый цвет. Относительно редко встречаются песчаники с различной косой или горизонтальной слоистостью; некоторые фациальные типы обогащены растительными остатками.

Алевролиты и аргиллиты образуют постепенные переходы, с одной стороны, к мелкозернистым песчаникам, а с другой— к глинистым породам, чистые разности которых относительно редки. Среди этой группы имеется большое разнообразие фациальных типов, начиная от осадков солоноватоводных и пресноводных лагун и озер и кончая почвами торфяников. В соответствии с фациальной принадлежностью в алевролитах и аргиллитах встречаются пресноводные пелециподы из групп антракозид, остракоды, филлоподы или более или менее обильные растительные остатки кордаитов, хвощей, папоротников, или растительный детрит. Песчаники, алевролиты и аргиллиты переслаиваются в ритмичных сочетаниях различного типа, образуя циклы разных порядков. В нижней половине печорского и в интинском комплексах на долю песчаников падает около 40—45%, алевролиты составляют 50—60%.

Во всех типах пород присутствуют конкреции, наиболее многочисленные в алевролитах и аргиллитах. А. В. Македонов, проделав огромную работу, установил определенные фациальные и стратиграфические коррелятивы, базирующиеся на морфологии, размерах и химико-минералогическом составе конкреций. Основные его заключения сводятся к следующему: 1) конкреции имеют стратиграфическое значение (а — для нижневоркутской свиты характерен комплекс известково-анкеритовых конкреций, б — верхневоркутская свита и нижняя половина печорской серии отличаются широким распространением различных типов сидеритовых конкреций, в — верхняя половина печорской серии характеризуется появлением известково-железистых конкреций); 2) конкреции тесно связаны с типами фациальных обстановок. В частности, подчеркивается, что присутствие в их составе карбонатов магния (анкериты, железистые доломиты и др.) указывает на хотя бы отдаленную и эпизодическую, но несомненную связь с морским бассейном. Последнее заключение, базирующееся на обширном и убедительном материале, имеет большое значение для фациального анализа.

Изучение рассеянных карбонатов в цементе песчаников, а также в глинисто-алевритовых породах подтверждает в общей форме закономерности, намеченные А. В. Македоновым. Однако, по нашим данным, состав карбонатов коррелируется скорее не с узкими фациальными обстановками, а с общим фациальным обликом бассейна седиментации

в целом, характерным для определенных этапов формирования угленосной формации.

Характер стратификации. Для угленосной формации Печорского бассейна характерно отсутствие четко выраженных крупных циклов седиментации. Особенностью разреза является ритмичность, обусловленная циклами первого порядка или элементарными циклами, несколько отличающимися по своему характеру в различных частях формации. Мощность циклов колеблется от 5—10 до 30—40 *м*. В самом верхнем комплексе континентальной подформации мощность циклов возрастает до 70—100 *м* за счет мощных пачек конгломератов. Границы циклов, как правило, постепенные. Для Печорского бассейна не характерны (очень редки) эрозионные врезы, заполненные вышележащими грубозернистыми породами. Обычно в идеализированной схеме цикла выше угля залегают аргиллиты, часто углистые, переходящие постепенно в алевролиты, далее в песчаники, становящиеся все более грубозернистыми; по мере движения вверх зернистость уменьшается, и выше следует обратная последовательность пород вплоть до появления угля. Подобный тип разреза определяется тем, что вся угленосная формация представляет собой накопления гигантской лагуны, со временем все более утрачивающей связь с морем.

В соответствии с этим в паралической подформации песчаники центральной части содержат морскую фауну, сменяющуюся в алевролитах и аргиллитах солоноватоводными и пресноводными формами. В континентальной подформации тип циклов сохраняется примерно таким же, причем «центральные» песчаники или более грубозернистые породы типа гравелитов и конгломератов также могут рассматриваться как отложения периода максимальной трансгрессии пресноводных бассейнов, вызванной подпором речных вод при повышении базиса эрозии в этап, соответствующий максимуму трансгрессии морского бассейна, находящегося западнее рассматриваемой площади (Хайцер, 1966).

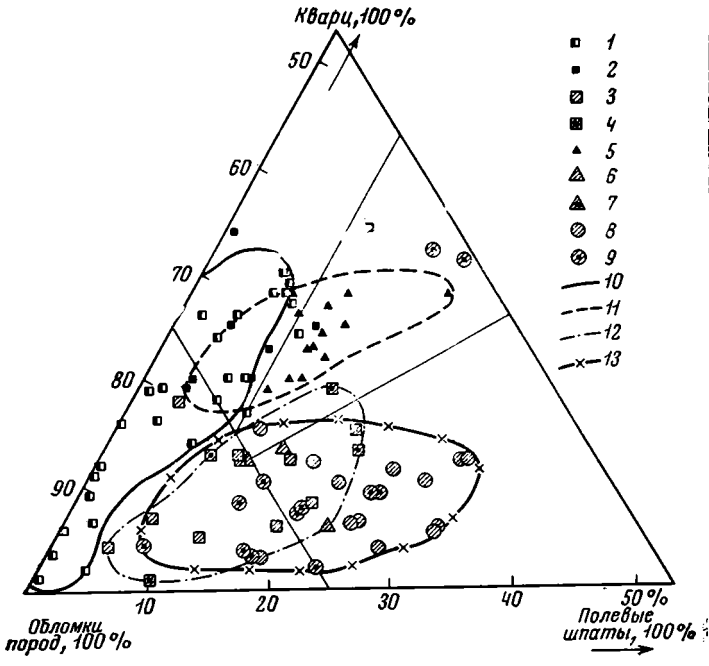
Характер цикличности интинского и нижней части печорского комплексов очень близок. В разрезе чередуются пачки песчаников, чаще всего среднезернистых, но иногда крупнозернистых, гравийных, мощностью 5—10 *м*, с пачками переслаивания тонкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов мощностью 10—25 *м*, к которым приурочены многочисленные пласты углей рабочей мощности. В верхней части печорского комплекса характер циклов резко изменяется: в разрезе чередуются мощные пачки конгломератов бассейнового типа с подчиненными пачками переслаивания песчаников, алевролитов и преимущественно аргиллитов.

Минералого-петрографическая характеристика

Песчаники

Петрографический состав песчаников угленосной формации Печорского бассейна отличается значительным однообразием. Как видно на фиг. 43, соотношение основных породообразующих компонентов — кварца, полевых шпатов и обломков пород остается очень близким по всему разрезу и позволяет отнести песчаники к семейству типичных граувакк (содержание обломков пород всегда превышает 50%, а в породах верхней подформации редко снижается до 70%).

Изучение и типизация обломков пород, равно как и параллельное исследование акцессорных минералов, проиллюстрировало большую однородность обломочного материала (все компоненты песчаников встречаются по всему разрезу формации). Поэтому при выделении



Фиг. 43. Диаграмма петрографического состава песчаных пород угленосной формации

Подформация: *1—7* — континентальная (*1—5* — печорский и *6—7* — интинский комплексы); *8, 9* — паралическая.

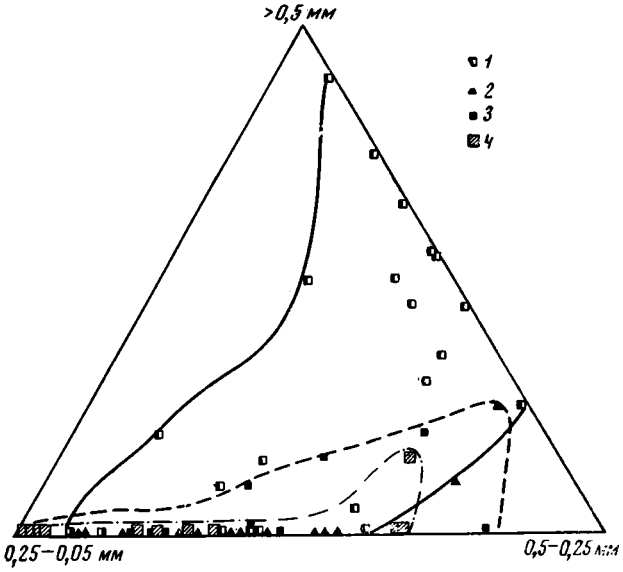
Петрографические типы граувакк: *1* — фтанитовые; *2, 5* — фельзито-альбитофировые; *3, 6, 8* — диабазо-спилитовые; *4, 7, 9* — смешанные альбитофиро-диабазо-спилитовые

Границы полей граувакк: *10* — фтанитовых; *11* — фельзито-альбитофировых; *12* — диабазо-спилитовых континентальной подформации; *13* — диабазо-спилитовых паралической подформации

петрографических типов граувакк оказалось необходимым базироваться на относительном преобладании ведущего компонента.

В континентальной подформации присутствуют граувакки трех основных петрографических типов: 1) фтанитовые; 2) альбитофировые или фельзитовые; 3) диабазо-спилито-порфиритовые. Каждый из типов занимает на классификационной диаграмме граувакк поле определенной конфигурации (фиг. 43).

Фтанитовые граувакки. Ведущим компонентом являются обломки кремнистых пород — фтанитов и глинисто-кремнистых аргиллитов, составляющие в совокупности с незначительной примесью фраг-



Фиг. 44. Диаграмма гранулометрического состава песчаников континентальной подформации

1 — фтанитовые граувакки печорского комплекса;

2, 3 — фельзито-альбитофировые граувакки (*2* — печорского и *3* — интинского комплексов);

4 — диабазо-спилитовые граувакки печорского комплекса

ментов осадочных пород — песчаников и алевролитов свыше 60% от общего числа обломков пород (см. фиг. 42, 45).

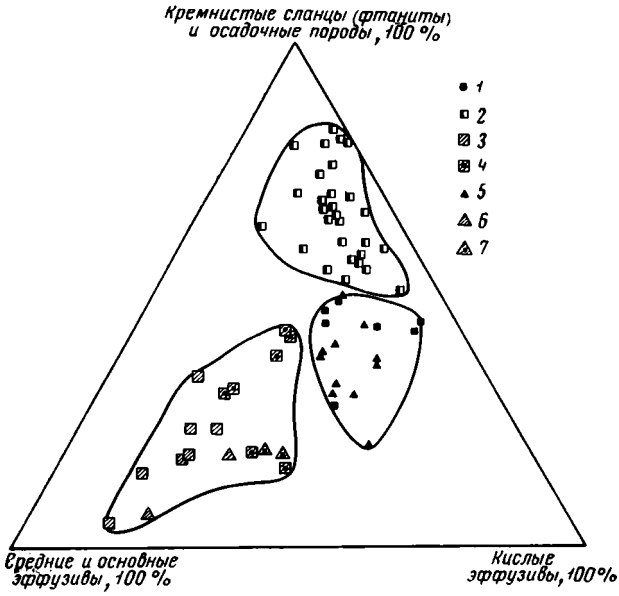
Характерной особенностью граувакк этого типа является отсутствие или очень низкое содержание (не более 10%) в них полевых шпатов и переменное содержание кварца от единичных процентов до 20—30%, позволяющее относить их к группе собственно граувакк или кварцевых граувакк и определяющее конфигурацию поля их распределения на основной треугольной диаграмме (фиг. 43). Фтанитовые граувакки отличаются наиболее грубозернистым и часто разнозернистым составом; в них, как правило, существенная роль принадлежит фракциям 1—0,5 *мм* и 0,5—0,25 *мм* (фиг. 44). Наблюдается зависимость между составом и гранулометрией песчаников: наиболее грубозернистые разности, обычно связанные с пачками гравелитов и конгломератов, относятся к группе собственно граувакк и характеризуются полным отсутствием полевых шпатов. Повышение содержания кварца и особенно полевых шпатов чаще всего коррелируется с уменьшением зернистости песчаников, что хорошо отражается в колебании среднего диаметра зерен (см. фиг. 42) и связано с примесью в составе обломочного материала кислых эффузивов или осадочных пород и большей степенью дезинтеграции обломочного материала.

Фтанитовые граувакки бедны акцессорными минералами. Основную часть тяжелой фракции, содержание которой не превышает десятых долей процента, составляет лейкоксен; в значительном количестве присутствуют гранаты. Последние, однако, находятся и в других типах граувакк верхней половины разреза; постепенное исчезновение их связано с явлениями эпигенетического внутрислойного растворения. При движении вниз по разрезу в тяжелой фракции все в большем количестве встречаются своеобразные зерна, состоящие из неправильных остроугольных фрагментов граната, заключенных в чехол новообразованного кварца.

Фтанитовые граувакки образуют основной тип пород печорского комплекса. Наибольшее их распространение наблюдается в верхней части комплекса (тальбейская свита), где они чередуются с диабазовыми грауваккками, слагающими обособленные пачки в разрезе и получающими абсолютное распространение в вышележащей хейягинской (триасовой) серии. Характерно, что количество обломков фтанитов резко падает в диабазово-спилитовых грауваккках, так что промежуточные смешанные типы между этими двумя группами практически отсутствуют.

Альбитофировые или фельзитовые граувакки объединяют песчаники, в которых существенная роль принадлежит обломкам кислых эффузивов. Фельзитовые граувакки генетически тесно связаны с фтанитовыми. Граница между этими группами может быть проведена лишь условно, ввиду постоянного присутствия в породах обломков обоих групп, а также возможных ошибок диагностики — нередко бывает трудно отличить кремнистые хорошо раскристаллизованные агрегаты от микрофельзитового базиса. К собственно фельзитовым грауваккам мы относим песчаники, в которых содержание обломков фтанитов меньше 50%, а кислых эффузивов больше 30% (фиг. 45). В печорском комплексе фельзитовые граувакки (обр. 64/61, 71а/63, 80/63, 82/61 и др., скв. 335, 395, 461) встречаются редко и приурочены к средней и нижней частям серии; гораздо шире распространен промежуточный тип фельзито-фтанитовых граувакк. В нижней части подформации — в интинском комплексе фельзитовые граувакки являются основным петрографическим типом песчаников (см. фиг. 42).

На диаграмме основного состава песчаников (см. фиг. 43) фельзитовые граувакки интинского комплекса занимают обособленную пло-

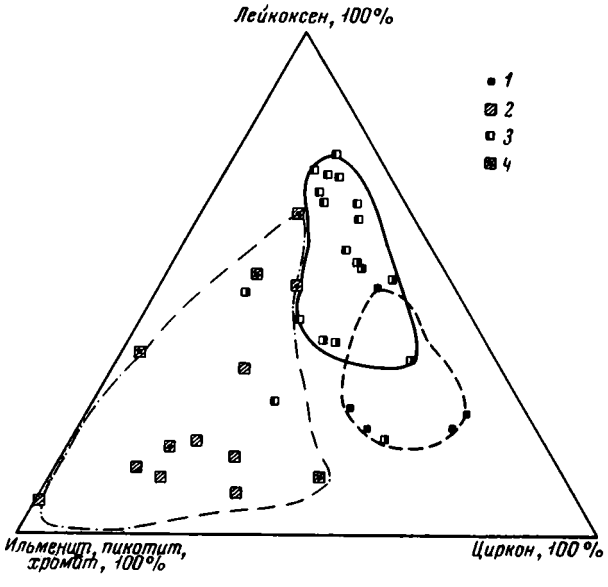


Фиг. 45. Состав обломков пород граувакковых песчаников континентальной подформации

1, 5 — фельзито-альбитофировые граувакки (*1* — печорский и *5* — интинский комплексы);
2 — фтанитовые граувакки печорского комплекса;
3, 4, 6, 7 — диабазо-спилитовые граувакки (*3, 4* — печорский комплекс,
3 — чистая ассоциация,
4 — в смеси с фельзито-альбитофировой ассоциацией;
6, 7 — интинский комплекс:
6 — чистая ассоциация,
7 — в смеси с фельзито-альбитофировой ассоциацией)

щадь верхней части поля полевошпат-кварцевых граувакк и характеризуются относительно повышенным содержанием полевых шпатов (10—15%). Поле распространения фельзитовых граувакк печорского комплекса смещено в левую часть треугольника и накладывается на поле фтанитовых граувакк, что соответствует уменьшению содержания в них полевых шпатов до единичных процентов. Характерной особенностью фельзитовых граувакк является высокое содержание зерен кварца неправильной, корродированной часто бипирамидальной формы, достигающее 20—30%, и циркона, составляющего 30—40%, иногда более 50% от состава тяжелой фракции, в то время как в других типах граувакк количество циркона часто не достигает и редко превышает 10%.

Как правило, фельзитовые граувакки относятся к среднезернистым (печорский комплекс) или мелкозернистым (интинский комплекс) раз-



Фиг. 46. Диаграмма состава акцессорных минералов в граувакковых песчаниках континентальной подформации

1 — фельзито-альбитофировые граувакки;
2, 4 — диабазо-спилитовые граувакки (*2* — чистая ассоциация, *4* — в смеси с фельзито-альбитофировой ассоциацией);
3 — фтанитовые граувакки

ностям (фиг. 44). В первых содержание фракции 0,25—0,5 *мм* составляет 50—70%, во вторых доминирует фракция 0,25—0,05 *мм* (100—40%). Уменьшение среднего диаметра зерен в песчаниках интинской свиты хорошо видно на фиг. 42. Породы, особенно в нижнем комплексе, обычно хорошо отсортированы; крупнозернистые и неотсортированные песчаники из групп фельзитовых граувакк встречаются в единичных случаях в конгломератовых пачках.

Диабазо-спилитовые граувакки близки к таковым, развитым в паралической подформации. В печорском комплексе описываемые породы составляют отдельные пачки песчаников или песчаные прослои в конгломератах верхней половины комплекса. В отличие от песчаников паралической подформации, где в большом количестве присутствуют обломки базиса различных эффузивов с достаточно ясными структурными особенностями, в граувакках печорского комплекса обломки трудно определимы. Общим их признаком является обилие хлорита, либо тонко пронизывающего агрегатную слабо поляризующую массу обломка, либо встречающегося в виде чешуй или пластин, иногда присутствующего в обломках с миндалекаменной структурой или образующего неправильные узорчато-причудливые сростки с альбитом или слабо раскристаллизованной стекловатой массой. В описываемых граувакках часто встречаются обломки вулканических стекол, иногда хлоритизированные и палагонитизированные. Экзотическими элементами, впервые встретившимися только в песчаниках верхней части разреза, являются редкие обломки метаморфических пород — кварцево-слюдистых сланцев и единичные находки калиевых полевых шпатов. Иногда встречаются обломки серпентинитов, являющиеся постоянным компонентом диабазово-спилитовых граувакк паралической формации.

Состав акцессорных минералов специфичен. По сравнению с перемежающимися фтанитовыми граувакками (фиг. 46, см. 42) в данных породах контрастно падает содержание лейкоксена, вместо которого появляется в значительном количестве ильменит, хромит, пикотит, сопровождающиеся иногда магнетитом; в верхних горизонтах с изобилии присутствует эпидот, сфен, попадаются единичные зерна пироксенов и роговой обманки, часто встречается в различной степени хлоритизированный биотит. Вся ассоциация обломочных компонентов рассматриваемых пород получает широкое распространение в вышележащих песчаниках триаса. Большое по площади развитие в Печорском бассейне покровов базальтов на границе перми и триаса позволяет предположить, что в составе обломочного материала немаловажная роль принадлежала пирокластике.

Рассматриваемые граувакки обычно представлены мелкозернистыми, реже среднезернистыми разностями. Существенную роль пирокластический материал играет и в алевролитах.

Породообразующие компоненты. В основу типизации обломков пород было положено изучение их микроструктуры, а там, где было возможно — минералогического состава, а также сравнение их с породами питающих областей, проведенное при консультации и использовании коллекций И. В. Хворовой.

Важными косвенными признаками для идентификации состава трудно различимых между собой обломков, принадлежащих, обычно к группе устойчивых компонентов — фельзитов, базиса кислых эффузивов, различного типа кремнистых обломков, туфопелитов и других, послужили характер их парагенезов с акцессорными минералами, а также состав цементирующего вещества глинистых и некоторых аутигенных минералов, иными словами, установление парагенетических минеральных ассоциаций (Коссовская, 1962а). Последние обычно используются для выяснения стадийной истории формирования породы, начиная от

установления источников сноса и кончая фиксацией степени постседиментационных превращений. Однако в данном случае естественные парагенетические связи оказались очень полезными и для целей диагностики. При этом устойчивые, уцелевшие при внутрислойном растворении, акцессорные минералы давали некоторые сведения для привязки обломков пород к соответствующим типам материнских пород, а состав новообразованных минералов цемента отражал возможный исходный обломочный материал в определенных постседиментационных обстановках. В частности, например, широкое распространение в тяжелой фракции цирконов умеренно призматического габитуса в сопровождении разнообразно окрашенных турмалинов и рутилов является характерной чертой граувакк с преобладанием обломков кислых и умеренно кислых эффузивов, а бедность прозрачными минералами и обилие лейкоксена свойственны грауваккам кремнистого состава. В первых для состава глинистых минералов цемента характерно присутствие алюмосиликатов: гидрослюд типа 1Md и 1M, очень небольшого количества хлорита и обилия аутигенного альбита. Появление этих минералов обеспечивалось всем необходимым разнообразием породообразующих химических элементов в составе обломков эффузивов. В граувакках кремнистого состава глинистые минералы в цементе нетипичны; абсолютно преобладают различные морфологические формы аутигенного кварца. Подробнее этот вопрос рассматривается при описании особенностей цементации песчаных пород (см. стр. 130).

Описание обломков дается по группам в порядке их убывающей механической и химической устойчивости.

1. *Кремнистые обломки* наиболее широко представлены группой фтанитов и глинистых фтанитов, реже кремнисто-глинистыми сланцами, в единичных случаях обломками яшм или изолированными обломками радиальнолучистого халцедона, выполнявшего отдельные пустоты и включения в породах области сноса.

Обломки фтанитов чаще всего имеют слабо или совсем неокатанную форму, остроугольны, иногда пластинчаты. В бесцементных граувакках, которых абсолютное большинство, широко развиты конформные структуры. В последних фтаниты играют роль наиболее лабильного компонента, легко взаимно приспособляясь или облекая зерна кварца и полевых шпатов. По-видимому, высокоустойчивыми они являются только по отношению к воздействию факторов выветривания, но их сопротивление растворению под давлением невелико. Фтаниты состоят из тонкоагрегатной халцедон-опаловой массы, обычно пропитанной дисперсным органическим веществом, придающим им более или менее интенсивную буроватую окраску; часто заметна тончайшая слоистость. В том числе, если органическое вещество отсутствует, тонкозернистая структура кремнезема чистых фтанитов трудноотличима от фельзитовых обломков и туфопелитов. Иногда в одном и том же обломке видны переходы от буроватого, пронизанного органикой, почти изотропного вещества к бесцветному прозрачному, в большей или меньшей степени раскристаллизованному халцедону. Многие обломки содержат округлые включения лучистого или агрегатно-поляризующего халцедона, образовавшегося по остаткам радиолярий. Часто обломки рассечены тончайшими жилками, заполненными мелкозернистым кварцем. Кремнезем во фтанитах раскристаллизован различно и образует целую гамму переходов от почти изотропного вещества до хорошо раскристаллизованного агрегата. Степень раскристаллизованности зависит от количества органического и глинистого вещества; примесь последнего фиксируется по редко рассеянным тончайшим чешуйкам гидрослюды.

При увеличении содержания глинистого вещества появляется несколько отличный тип кремнистых пород, описанный И. В. Хворовой

под названием *глинистых фтанитов*. В последних существенная роль принадлежит чешуйкам гидрослюды и хлорита. Иногда в тех и других встречаются тончайшие разноориентированные иголочки апатита.

Кремнистые аргиллиты принадлежат к этой же группе пород; некоторым отличием является обилие в них гидрослюдисто-хлоритового материала, а также одинаковая ориентировка чешуек, придающая породе сланцеватый облик. Эти обломки характеризуются максимальной мобильностью, играя иногда в конформных структурах роль «псевдоцемента».

Яшмы встречаются редко. Так же как фтаниты, яшмы состоят из криптокристаллического кремнезема, пелитоморфного или в большей или меньшей степени раскристаллизованного, иногда содержат остатки радиолярий. В отличие от фтанитов яшмы окрашены окислами железа в красновато-буроватые тона.

Туфопелиты часто трудноотличимы от фтанитов и фельзитового базиса кислых эффузивов. От первых их отличает обычное отсутствие органического вещества и остатков радиолярий, от вторых — почти изотропное строение и тонкая примесь глинистых частиц, образовавшихся, возможно, за счет раскристаллизации пепла.

2. Обломки *кислых эффузивов* включают фрагменты с фельзитовой структурой базиса, различные обломки с аллотриоморфной, микрогранитовой или микропойкилитовой структурой и альбитофиры.

Микрофельзиты или фельзиты — наиболее распространенный тип обломков этой группы. Чаще всего они окатаны или полуокатаны, характеризуются однородным составом тонкозернистой массы с агрегатной поляризацией. В фельзитовых обломках иногда содержатся крупные неправильные выделения кварца или полевого шпата.

Обломки с *микрогранитовой структурой* связаны с фельзитовыми постепенным переходом, отличаясь от последних ясноагрегатным строением с четкими неправильными контурами отдельных неделимых кварца и полевых шпатов. Иногда встречаются обломки со сферолитовой структурой, очень редко с микропегматитовой. Обломки кислых эффузивов часто бывают изменены, вероятно, гидротермальной гидрослюдизацией. Она проявляется в различной степени, начиная от отдельных чешуек, агрегатных скоплений на поверхностях или в интерстициях обломка до полного его замещения тонкоагрегатной гидрослюдистой массой.

Альбитофиры — широко распространенный тип обломков, присутствующий, как в кислых (альбитофировых, или альбитофиро-фельзитовых), так и в диабазо-спилитовых граувакках. Под альбитофиром (достаточно трудно диагностируемым в обломках песчаной размерности) подразумевается комплекс кислых и, вероятно, средних эффузивов, принадлежащих к группе кварцевых порфиров, кератофиров и дацитов. Определяющий признак — абсолютное преобладание альбита, сопровождающегося незначительным количеством кварца и хлорита. Структурные взаимоотношения компонентов варьируют (иногда обломки состоят из тесно соприкасающихся короткостолбчатых лейст альбита с незначительным содержанием хлорита или кварца в интерстициях; иногда лейсты альбита собраны в друзоподобные сростки, но чаще всего, идиоморфизм неделимых альбита резко не выступает и наблюдаются агрегатные скопления альбита с незначительными неправильной формы выделениями хлорита). В единичных обломках встречаются довольно крупные (до 0,20 *мм*) идиоморфные кристаллы альбита в тонкоагрегатной хлорит-альбит-кварцевой массе.

Объединение в группу альбитофиров довольно разнообразных по структуре обломков соответствует содержанию этого термина по А. Н. Заварицкому; он относит к альбитофирам порфировые породы,

в которых фенокристаллы полевого шпата представлены альбитом и подчеркивает, что это широкий термин, «не подразумевающий ни геологических связей, как у кератофиров и спилитов, ни даже того, является ли альбит здесь первичным минералом или результатом альбитизации содержащего известь плагиоклаза» (Заварицкий, 1961, стр. 304).

Бросающееся в глаза соответствие кривых содержания альбитофиров и обломков основных эффузивов, с одной стороны, и повышение их содержания в ассоциации с фельзитовыми граувакками, с другой (см. фиг. 42), доказывает различный характер обломков, объединяемых в эту группу. В первом случае они связаны, вероятно, с непосредственным разрушением пород спилито-кератофировой формации Урала, во втором — возможно, с комплексом кислых лав, в том числе с корневыми частями последних.

3. Обломки *основных эффузивов* объединяют основные фрагменты диабазов, спилитов, реже порфиритов, а также трудноопределимые обломки пород, сложенные в основном хлоритом или агрегатами хлорита, кальцита и иногда реликтов полевых шпатов, структурные соотношения которых неясны. Обломки диабазов и спилитов имеют микроофитовую или микродолеритовую структуру, образованную лейстами плагиоклаза, всегда представленного альбитом и хлоритом, заместившим цветные минералы.

К обломкам порфиритов относятся хлоритизированные и ожелезненные фрагменты с гиалопилитовой и пилотакситовой или витрофировой структурами, иногда содержащие фенокристаллы альбита, в большей или меньшей степени замещенного чешуйками гидрослюды хлорита или кальцита.

Туфы представлены всегда сильно хлоритизированными обломками, в которых иногда можно различить небольшую примесь тонкого кластогенного материала.

Обломки серпентинитов встречаются в описываемой подформации спорадически, в очень незначительном количестве. Они являются постоянным и генетически очень важным компонентом паралической подформации. Их незначительное содержание, не превышающее 5—8%, связано с химической и механической неустойчивостью данных пород, присутствие же свидетельствует о существенной роли в составе источников питания ультраосновных пород. Последнее подтверждается высокими концентрациями пикотита и хромита, сопутствующих ассоциации, содержащей обломки серпентинитов.

4. *Метаморфические породы* представлены обломками кварцитов, слюдистых и кварцево-слюдистых сланцев. Они являются постоянным компонентом пород верхней части печорского комплекса, составляя до 10—15% от суммы обломков пород; ниже по разрезу встречаются спорадически.

5. Обломки *осадочных пород* также связаны главным образом с верхним комплексом континентальной подформации, хотя присутствуют (единицы процентов) в нижних частях разреза. Они представлены аргиллитами, глинисто-слюдистыми сланцами, реже обломками полимиктовых песчаников. Содержание их не превышает 15—20%, и они не имеют существенного значения для характеристики общего облика терригенных ассоциаций.

6. Обломки *вулканических стекол* встречаются в верхней половине подформации, главным образом в диабазо-спилитовых граувакках, составляя единицы процентов. Для них характерна неправильная форма, они мало изменены, изотропны, но нередко палагонитизированы и частично раскристаллизованы. Их присутствие свидетельствует о возможном некотором участии пирокластики в составе граувакк верхней части разреза (учитывая развитие в Печорском бассейне базальтовых покровов).

Кварц имеет наибольшее распространение в фельзитовых граувакках, достигая 20—25%, а иногда и 30% от общего состава обломочных компонентов. Размеры зерен обычно не превышают 0,25—0,35 *мм*, редко достигая 0,40 *мм*. Выделяются следующие разновидности обломочного кварца.

а. Кварц очень чистый, почти без включений или с редкими, обычно линейно ориентированными мельчайшими газово-жидкими включениями. Форма зерен всегда изометричная, совершенно неокатанная, широко распространены бипирамидальные формы или неправильно-округлые, как бы оплавленные, с корродированными заливчатыми ограничениями; обе морфологические разновидности нередко сочетаются в одном зерне, частично ограненном, частично имеющем неправильно корродированную поверхность. Такой тип кварца связан, несомненно, с разрушением кислых эффузивных пород, в частности кварцевых порфиров.

б. Кварц неправильно-изометричной формы, с очень обильными тонкими газово-жидкими включениями, располагающимися в виде линейно ориентированных полос. В зернах иногда встречаются мельчайшие игольчатые включения рутила, единичные удлиненно-овальные включения апатита и редкие чешуйки слюд. Этот тип кварца встречается как в фельзитовых, так и во фтанитовых граувакках. Характерный тип включений и отсутствие следов переотложения позволяют также связывать его происхождение с разрушением кислых изверженных пород палео-Урала.

в. Жильный кварц с вермикулитоподобными сростками зеленого хлорита — диабантита, встречающийся очень редко. Его содержание в некоторых фельзитовых граувакках интинской свиты и нижних горизонтах печорской серии интересно тем, что оно хорошо коррелируется с увеличением числа обломков с микрогранитовой структурой, с обломками со следами гидротермальной гидрослюдизации и, особенно, со специфическим составом акцессорных минералов, среди которых появляются разнообразные турмалины, корунд, цирконы, везувиан и др.

г. Кварц переотложенный, представленный зернами первого и второго типов. Он отличается от последних своей окатанностью. Кварц ассоциируется главным образом с мелко- и среднезернистыми разностями фтанитовых граувакк. Его присутствие в породах обусловлено скорее всего разрушением осадочно-вулканогенных и немногочисленных собственно терригенных пород нижнепалеозойских комплексов палео-Урала.

Полевые шпаты. В разрезе формации наблюдается постепенное увеличение полевых шпатов сверху вниз по разрезу. Это находится в прямой связи с изменением петрографического характера граувакк, преобладающих в разных комплексах формации (см. фиг. 42). В печорском комплексе, где доминируют фтанитовые граувакки, содержание полевых шпатов минимально и колеблется от единичных зерен до нескольких процентов, резко возрастая до 15—20% в прослоях, обогащенных материалом туфогенных зеленокаменных пород. В фельзитовых граувакках интинского комплекса содержание полевых шпатов возрастает, достигая обычно 10—15%, в единичных мелкозернистых породах — 20—30%.

Следует иметь в виду, что определяемые содержания полевых шпатов несколько занижены, так как часть плагиоклазов полностью замещена карбонатами, и далеко не всегда можно с уверенностью восстановить их первичное присутствие. Это удается сделать либо по сохранившимся иногда фрагментам плагиоклаза в массе замещающего карбоната, либо по характерной призматической форме замещенных

монокристаллическим кальцитом зерен с сохранившейся реликтовой штриховкой на границе двойниковых швов.

Видовой состав плагиоклазов беден и характеризуется присутствием в основном кислых разностей (ниже № 20). Это обусловлено как составом материнских пород, так и процессами постседиментационных изменений.

В диабазах, спилитах, кератофирах и других изверженных и метаморфизованных породах зеленокаменной формации Урала плагиоклазы почти всегда сильно изменены и представлены главным образом альбитом, который уже в качестве обломочного материала наследовался и хорошо сохранился в описываемых граувакках. Плагиоклазы более основного состава испытывали бо́льшие или меньшие постседиментационные изменения. Наиболее нестойкие существенно кальциевые разности полностью исчезали, замещаясь нацело кальцитом. Менее основные разности ряда олигоклаза подвергались постседиментационной альбитизации — в процессе эпигенеза.

В верхних горизонтах формации в виде единичных находок попадаются свежие микроклины.

Попытка классифицировать типы изменений в полевых шпатах наталкивается на существенные затруднения. Часто бывает трудно решить вопрос, закончена ли деанортизация плагиоклазов в материнской породе или продолжалась в эпигенезе; в последнем случае уловить границу между этими двумя явлениями иногда невозможно.

Нам кажется целесообразным вторичные преобразования плагиоклазов разделить на две большие группы: а) унаследованно новообразованные изменения, т. е. такие, которые могли иметь место как в источниках сноса, так и в осадочных породах, и б) новообразованные изменения, возникновение которых in situ на различных стадиях постседиментационного процесса не вызывает сомнений.

Группа унаследованно-новообразованных изменений[1] охватывает различные явления альбитизации, появление крупных включений гидрослюды, хлорита и пренита в зернах плагиоклазов, а иногда даже мелких ромбоэдров кальцита. Зерна разнообразно измененных плагиоклазов встречаются вместе с совершенно свежими зернами на протяжении всего разреза. Какой-либо направленности в степени вторичных изменений плагиоклазов при движении сверху вниз по разрезу не наблюдается. Это подтверждает, что вторичная переработка плагиоклазов в существенной степени унаследованная.

Альбитизация — наиболее широко распространенный процесс. Представлены самые разнообразные формы альбитизации с образованием блоковых, амёбообразных, игольчато-занозистых выделений альбита, шахматных двойников и др. Многообразие явлений вторичной альбитизации детально описано А. В. Копелиовичем (1965). Не повторяясь, заметим лишь, что в рассматриваемых породах в одном и том же шлифе можно проследить различные типы и этапы альбитизации, начиная от помутнения центральной части зерен и исчезновения в них полисинтетических двойников до полной перекристаллизации плагиоклаза, при которой первичное зерно частично и даже полностью замещено «черепицей» прозрачных кристалликов альбита. Различные формы и типы альбитизации связаны с различной основностью плагиоклазов, а также, вероятно, со временем проявления процесса. Альбитизация олигоклазов протекает маловыразительно и проявляется в возникновении специфических блоковых, пятнистых, занозистых струк-

[1] Наибольшее распространение различные формы измененных плагиоклазов имеют в группе диабазо-спилито-кератофировых граувакк.

тур, в которых часто с трудом удается различать контуры альбитизированных участков. Плагиоклазы более основные (выше № 20) энергично замещаются мозаикой свежих прозрачных альбитов или карбонатами, не вызывающими сомнений в их аутигенном генезисе.

Гидрослюдизация и хлоритизация проявляются в различных формах, связать которые с первичным составом плагиоклаза или другими особенностями не удалось. Первая форма—это крупные, до 0,01—0,03 *мм*, беспорядочно ориентированные чешуйки гидрослюды и хлорита, нередко сопровождающиеся кристалликами пренита и кальцита той же размерности, что и чешуйки слоистых силикатов; вторая представляет собой замещение отдельных двойников хлоритом или гидрослюдой. Наиболее часто зерна такого типа встречаются среди диабазо-спилитовых граувакк. Специфическая гидротермальная гидрослюдизация плагиоклазов, выражающаяся в почти сплошном замещении зерен с тонкой гидрослюдистой побежалостью, свойственна фельзитовым грауваккам и особенно распространена в породах интинского комплекса.

Группа новообразованных изменений проявляется наиболее выразительно в трех формах: гидрослюдизации, каолинизации и карбонатизации. В первом случае гидрослюды развиваются чаще всего по трещинкам спайности, захватывают отдельные двойники, а иногда и всю поверхность зерен. Тонкие агрегаты чешуек с характерной петельчатой структурой в пределах зерен плагиоклазов идентичны с цементирующей массой и хорошо отличаются от крупных включений гидрослюд, ассоциирующиеся с пренитом и хлоритом.

Каолинизация плагиоклазов развита в наибольшей степени в граувакках в верхней половине интинского и нижнепечорского комплексов. Каолинит образует скопления, приуроченные к центральным участкам зерен, или замещает двойниковые индивидуумы. Так же как в предыдущем случае, наблюдается тесная генетическая связь с цементом, в котором каолиниту принадлежит главенствующая роль.

Карбонатизация плагиоклазов — явление широко известное, поэтому на нем нет смысла останавливать внимание. Отметим только некоторые особенности. В случае кальцитового цемента плагиоклазы замещаются всегда только кальцитом, который либо съедает зерна полевых шпатов, сливающиеся с базальной массой цемента, либо образует монокристаллические псевдоморфозы с сохранением призматической формы обломков плагиоклазов и реликтами двойниковых швов. Часто кальцит, разъедающий зерна, имеет вид неправильных образований и лишь изредка — агрегатов ромбоэдрических кристаллов.

При анкеритовом или сидеритовом цементе полевые шпаты замещаются поликарбонатами. В одном случае наблюдается последовательность замещения анкерит — кальцит, в другом — сидерит — анкерит — кальцит, т. е. прежде всего при оформлении карбонатов реализуется запас Fe, затем Mg и, наконец, Ca. В отличие от кальцита анкерит и сидерит отчетливо идиоморфны. Замещение сидеритом наименее распространено; формы замещения — россыпь мелких кристалликов с большей или меньшей плотностью, заполняющих зерна плагиоклазов. Многие полевые шпаты в том же шлифе оказываются замещенными анкеритом и кальцитом.

Содержание **акцессорных минералов** составляет десятые, иногда сотые доли процента от общего состава обломочных компонентов. Несмотря на это, роль их велика, так как ассоциации акцессориев четко характеризуют петрографические типы граувакк. Особенно важное значение принадлежит устойчивым минералам, сохранившимся в породах на протяжении всей их постседиментационной истории. Отчетливо выделяются три группы акцессориев.

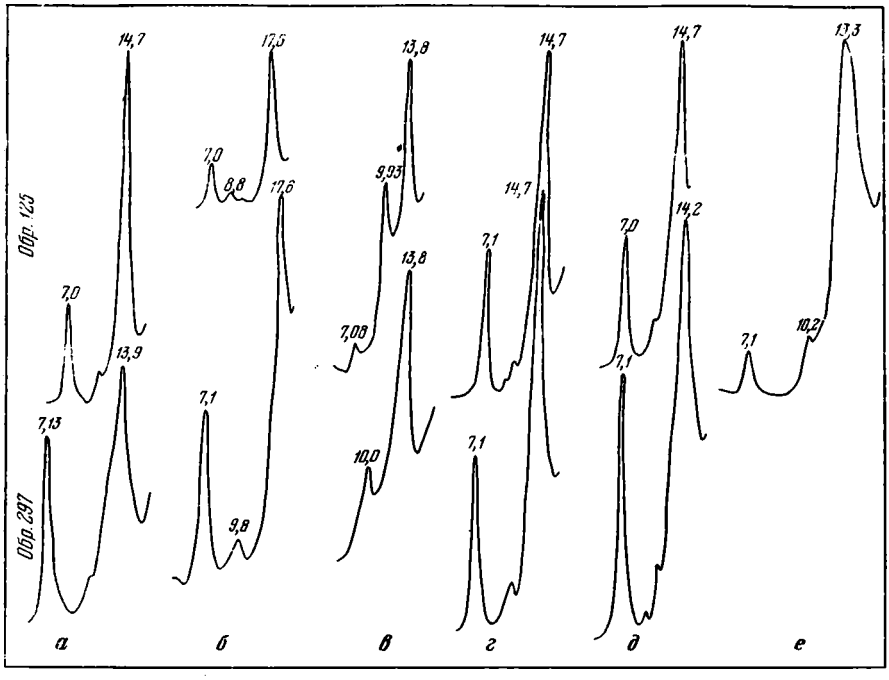
Первая группа связана с диабазо-спилитовыми граувакками. Характерные минералы — ильменит, хромит и пикотит; в верхней части разреза в этой ассоциации встречается магнетит, исчезающий в близких по составу граувакках паралической формации. В самых верхах печорского комплекса присутствуют эпидот и сфен, резко повышающие содержание тяжелой фракции до 0,5—0,7%. Очень широкое развитие эпидот получает в вышележащих породах триаса. Иногда встречается специфический апатит, слегка буроватого оттенка, содержащий многочисленные тонкие включения рудного минерала (магнетита?) и отличающийся слабой магнитностью. Постоянно присутствуют очень мелкие, до 0,04—0,05 *мм*, короткостолбчатые (удлинение 1 : 1), иногда бипирамидальные цирконы, нередко окрашенные в слабобуроватый цвет.

Вторая группа акцессориев связана с фельзитовыми граувакками, распространенными главным образом в интинском комплексе. Для нее характерно преобладание циркона, размером 0,08—0,12 *мм*, призматической, иногда удлиненно-призматической формы (удлинение от 1:2 до 1:3), постоянное присутствие кристаллов темно-коричневого или золотистого рутила и разнообразно окрашенных турмалинов. Среди последних выделяются три разновидности: шерлы с плеохроизмом от темно-зеленого до розоватого или желтоватого цвета, темно-желтые или оранжевые дравиты и ярко-синие турмалины, плеохроирующие до розоватых цветов. Иногда встречаются полихромные кристаллы. Особенно высокое содержание турмалинов и рутилов отмечено в породах со значительным количеством обломков с гранофировой и микрогранитовой структурой, что определяется, видимо, заметной ролью в составе источников сноса корневых частей кислых эффузивов и (или) жильных пород. В описываемой ассоциации часто встречаются в большом количестве коричневый биотит с лепестковым угасанием, единичные зерна корунда и везувиана, плеохроирующего в ярких сине-зеленых тонах и имеющего аномальную интерференционную окраску. Полностью исчезают пикотит и хромит; рудные представлены ильменитом и своеобразным лейкоксеном, который правильнее назвать лейкоксенизированным ильменитом, так как под оболочкой лейкоксена часто проступает еще полностью не измененный ильменит.

В значительном количестве встречаются гранаты, однако последние нельзя рассматривать как «опорные минералы», характеризующие определенную ассоциацию. В верхней половине разреза гранаты присутствуют в значительном количестве во всех типах граувакк, но их количество и состав сильно изменяются при движении вниз по разрезу в результате внутрислойного растворения. В фельзитовых граувакках интинского комплекса в тяжелой фракции присутствуют лишь мелкие разрозненные реликты растворенных гранатов, заключенных в кварцевые чехлы. В аналогичных по составу породах верхней части печорского комплекса ассоциация гранатов очень разнообразна (альмандин, спессартин и др.), и они составляют существенную часть тяжелой фракции.

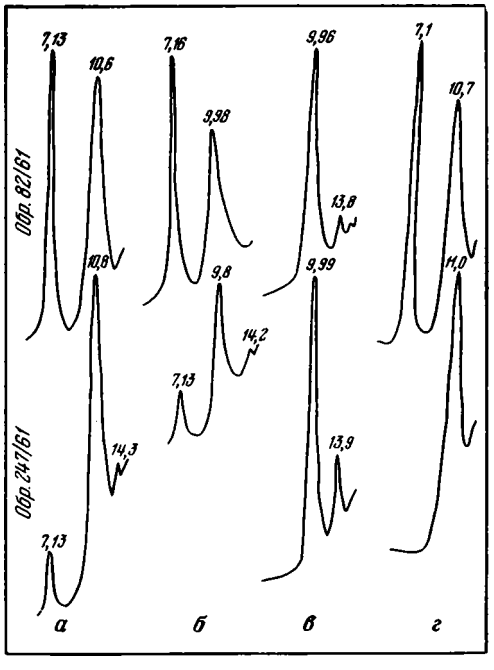
Третья группа, связанная с фтанитовыми граувакками, отличается практически отсутствием акцессорных минералов, так как содержание тяжелой фракции не превышает 0,01%, иногда меньше. Основным минералом является лейкоксен, все другие имеют резко подчиненное значение.

Типы структур и минералы цемента. Для всех песчаников характерно очень небольшое содержание цементирующего материала, не превышающее 10—15% от общего состава породы. Породы можно называть *хорошо промытыми* (по терминологии, принятой в США), или бесцементными граувакками. Так как породы всего разреза существенно эпигенетически переработаны, то абсолютное преобладание имеют



Фиг. 47. Характерные дифрактограммы глинистого вещества цемента диабазо-спилитовых граувакк континентальной подформации (скв. 455, 460)

а — природный, *б* — насыщенный, *в* — прокаленный, *г* — обработанный Li, *д* — обработанный K, *е* — обработанный HCl



Фиг. 48. Характерные дифрактограммы глинистого вещества (фтанито-фельзитовая граувакка, обр. 82/61, скв. 335; диабазо-альбитофировая граувакка, обр. 247/63, скв. 277)

а — природный,
б — насыщенный,
в — прокаленный,
г — обработанный HCl

Таблица 21

Химический и минералогический состав (в %) цементов песчаников и глинистого вещества аргиллитов континентальной подформации (фракция <0,001 *мм*)

Компонент	Диабазо-спилитовые граувакки (образцы)				Фельзит-альбитофировые граувакки (образцы)								Фтанитовые граувакки (образцы)	
	125/61	297/63	104/61	91/63	64/61	71[a]/61	66/61	71/61	62/63	75/63	71/63	80/63	116/63*	108/61
	Глинистый цемент песчаников		Аргиллиты, ассоциирующиеся с диабазо-спилитовыми граувакками		Глинистый цемент песчаников	Аргиллиты, ассоциирующиеся с альбитофировыми граувакками							Цемент песчано-гравийного-конгломерата	Аргиллит, ассоциирующийся с фтанитовыми песчаниками
			Фация озер	Фация зарастающих болот		Фация озер и лагун					Фация зарастающих болот и почв торфяников			
SiO_2	45,90	47,51	53,04	51,03	55,16	52,93	53,97	52,67	53,18	52,72	52,57	51,94	43,78	56,02
TiO_2	0,87	0,67	0,25	1,62	1,12	0,98	0,94	1,39	0,85	1,06	1,01	0,90	Нет	0,84
Al_2O_3	20,35	21,54	20,05	23,23	25,05	24,71	22,04	22,28	22,01	24,24	26,04	26,15	30,77	19,31
Fe_2O_3	2,56	4,73	6,25	2,66	0,86	0,70	1,75	1,00	2,13	0,64	1,36	1,33	0,27	2,01
FeO	7,16	3,80	1,85	2,14	1,90	1,96	3,03	3,35	2,94	2,10	1,80	1,32	Нет	4,01
CaO	0,83	0,10	0,82	0,46	0,34	0,52	0,55	0,25	0,43	0,46	0,34	0,50	5,27	0,53
MgO_2	5,81	4,76	2,43	2,23	1,79	1,63	2,07	2,45	2,05	1,93	1,71	1,52	0,17	2,72
Na_2O	0,39	0,36	0,28	0,42	0,53	0,23	0,34	0,61	0,16	0,19	0,19	0,19	0,15	0,12
K_2O	1,33	1,05	2,08	2,40	2,96	3,50	3,67	3,38	3,60	3,80	3,00	3,40	0,08	3,16
H_2O+	8,87	6,84	6,09	7,14	6,75	7,93	6,02	6,06	8,17	6,30	9,16	5,93	14,68	5,62
H_2O-	5,31	7,65	6,83	5,40	2,04	2,77	2,47	2,66	1,21	3,65	0,19	3,42	0,42	4,17
C	0,48	0,48	0,35	0,48	0,86	Нет	0,64	0,10	2,25	1,52	1,72	1,73	0,65	1,16
CO_2	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,03	1,45	2,67	3,00	Нет	Нет	0,02	Нет	4,07	0,10
Сумма ...	99,86	99,59	100,27	99,32	99,41	99,31	100,15	99,10	98,98	98,63	99,10	98,33	100,31	99,85
Расчет минералогического состава фракции <0,001 *мм*														
Гидрослюда	13,6		28,4	32,5	33	40,3	41	37,3	41,2	43,7	35,2	37,3	Нет	35,9
Хлорит	33		19,5	14,7	10,5	10,3	16,7	15,9	12,7	10,8	10,7	8,7	—	19,2
Монтмориллонит	33,5		25,2	17,3	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет
Каолинит	5,4		3,6	16,8	26,8	17,4	10,2	11,9	10,9	15,4	28,6	36,2	96,3	6,7
Кварц	2,3	Не опр.	4,9	4,9	7,50	6,25	13,33	9,3	7,7	8,24	7,30	6,02	3,71	17,03
Альбит	3,2		2,6	3,2	4,6	1,5	2,6	5,2	1,5	1,6	1,6	1,6	Нет	Нет
Прочие компоненты	7,5		8,15	7,96										
Остаток SiO_2+H_2O			10,74	10,2	17,6	14,2	16,2	21,4	26	21	16,6	10,8		20,2
Процентное соотношение глинистых минералов, рассчитанное от общей суммы их содержания														
Гидрослюда	21		32,5	40	47	59	60,5	57	63	62,5	47	38		58
Хлорит	36		27	18	15	16	24,5	24	20	15,5	14	13	Нет	31
Монтмориллонит	36		35	22	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	»	Нет
Каолинит	7		5,5	20	38	25	15	19	17	22	39	50	100	11

* Аншл. обр. 116/63 представлен без отмучивания фракции <0,001 *мм*, материал отобран под бинокуляром.

конформные структуры с аутигенным цементом только в изолированных поровых участках. Порово-пленочные и крустификационные структуры цемента встречаются лишь в самых верхах разреза.

Для каждого петрографического типа граувакк характерны свои особенности цементации и состава глинистых и аутигенных минералов, позволяющие восстановить историю силикатного минералообразования на разных этапах постседиментационного существования пород (табл. 21).

В цементе диабазо-спилитовых граувакк верхней части печорского комплекса (обр. 125/61, 124/61, скв. 460; обр. 122/63, скв. 455; обр. 297/63, скв. 462) основные цементирующие минералы — хлорит и монтмориллонит. Тип структур всегда порово-пленочный — по периферии пор развит хлорит, иногда постепенно, иногда с четким контактом переходящий в слабо поляризующую тонкоагрегатную массу со своеобразной петельчатой структурой. В нижних горизонтах в цементе появляется в значительных количествах своеобразный аутигенный альбит. Характеристика его будет дана при описании паралической подформации, где новообразованный альбит распространен чрезвычайно широко.

Рентгеноструктурная характеристика свидетельствует о том, что основным компонентом является монтмориллонит и подвижный (разбу-

Таблица 22

Межплоскостные расстояния и относительные интенсивности отражений на рентгенограммах образцов глинистого цемента песчаника и основной массы глин диабазо-спилитовых граувакк
(фракция <0,001 *мм*)

Цемент песчаника, обр. 125/61								Глина, обр. 104/61			
Природный ориентированный		Ориентированный, насыщенный глицерином		Ориентированный, прокаленный при t=550°С		Насыщенный катионом К		Ориентированный, насыщенный глицерином		Ориентированный, прокаленный при t=550°С	
I	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*
		10	17,6					10	17,8		
10	14,6	4	13,8	10	13,8	Оч. сильн.	14,2	—	—	1	13,3
1	10,2	4	9,8	9	9,9	—	—	6	9,3	7	9,9
—	—	5	8,9	—	—	—	—	—	—	—	—
10	7,2	10	7,2	1	7,1	Ср.	7,1	3	7,3	—	—
—	—	5	5,9	—	—	—	—	1	5,9	—	—
5	5,0	1	4,99	4	5,1	Сл.	4,8	—	—	2	4,9
5	4,7	6	4,7	5	4,8			—	—	—	—
1	4,49	5	4,47	2	4,48	—	—	5	4,48	5	4,48
2	4,26	1	4,22	2	4,27	—	—	3	4,22	2	4,24
9	3,55	10	3,55	1	3,53	Ср.	3,56	5	3,51	—	—
7	3,34	7	3,34	10	3,36	Сл.	3,33	8	3,34	10	3,34
2	3,19	3	3,18	9	3,18			—	—	6	3,23
5	2,99	5	2,95	—	—			2	2,97	1	2,99
4	2,84	4	2,84	—	—	Сл.	2,85			1	2,76
1	2,58	1	2,56	2	2,56			5	2,56	3	2,58
2	2,485	1	2,485	—	—			—	—	—	—
2	2,388	2	2,409	1	2,446			1	2,441	2	2,441
—	—	2	2,408	—	—			1	2,248	1	2,285
1	2,128	3	2,128	1	2,128			1	2,108	2	2,120
5	2,004	—	—	—	—			2	1,990	2	1,976
2	1,895	2	1,895	2	1,901			1	1,892	—	—
4	1,821	2	1,824	3	1,818			2	1,813	2	1,816
5	1,666	5	1,666	3	1,669			3	1,668	3	1,668
								1	1,537	2	1,541
								5	1,499	3	1,503

хающий) хлорит (табл. 22, фиг. 47, 48, обр. 125, 297, 82). В природных образцах присутствует интенсивный базальный рефлект с $d_{(001)} = 14{,}7$ Å, и серия рефлексов более высокого порядка с $d_{(002)} \approx 7$ Å, $d_{(003)} \approx 4{,}72$ Å, $d_{(004)} = 3{,}56$ Å. При насыщении появляются рефлексы и $d_{(001)} = 17{,}6$ Å, $d_{(002)} = 8{,}8$ Å и др. Базальный рефлекс хлорита $d \approx 14$ Å практически не обособляется, о присутствии его можно судить только по некоторому «плечу» 17 Å рефлекса в сторону больших углов, а также сохранению четких рефлексов $d = 7{,}1$ Å; 3,55 Å. Отнести наличие этих рефлексов лишь за счет каолинита нельзя, так как при кипячении в HCl интенсивность 7 Å рефлекса резко падает. При прокаливании образцов появляются интенсивные рефлексы с $d = 13{,}8$ Å и около 10 Å. Это свидетельствует о том, что слои разбухающего хлорита сжались до 13,8 Å, слои монтмориллонита обеспечили появление 10 Å пика. Вермикулит, по-видимому, отсутствует или имеется в очень небольшом количестве. При насыщении калием в обр. 297 сохранились значения базального рефлекса $d_{(001)} = 14{,}7$ Å, в обр. 125 рефлекс $d_{(001)}$ уменьшается до 14,2 Å (табл. 23).

Таблица 23

Изменение базальных рефлексов $d_{(001)}$ при различных обработках на рентгенограммах некоторых типичных образцов

Обр. 125/61 и 297/61			Обр. 122/63		
Природный	Насыщенный глицерином	Прокаленный при t=550°C	Природный	Насыщенный глицерином	Прокаленный при t=550°C
14,6—15,1	→ 17,8		14,1	→ 18,9	
	→ 14,5	→ 13,8	12	→ 14,4	→ 13,9
		→ 10	9,99	→ 9,96	→ 10

Обр. 122/63 отличается несколько другими особенностями. В природном образце присутствует сильный фон между рефлексами $d_{(001)} = 10$ и 14 Å. Возможно, это связано с широким распространением в породе разбухающего хлоритизированного биотита и с присутствием сохранившихся 10 Å слоев слюды, чередующихся с 14 Å слоями подвижного хлорита. Не исключена возможность, что часть монтмориллонита здесь также образовалась за счет биотита.

Гидрослюда, содержание которой не превышает 10—20% во фракции меньше 0,001 *мм*, возможно, связана с разрушенными плагиоклазами или измененным биотитом; во всяком случае микроскопически в песчаниках она фиксируется только в этих формах. Слабый базальный рефлекс гидрослюды $d_{(001)} = 9{,}8$ Å появляется на рентгенограммах насыщенных образцов. В некоторых образцах (297/63) гидрослюды столь мало, что на рентгенограммах она почти не проявляется.

Каолинит либо отсутствует, либо содержание его изменяется от следов до 5—10%, и судить о его происхождении трудно. Частично он может быть обломочным, о чем говорит его постоянное присутствие почти во всех породах континентальной подформации независимо от их гранулометрического состава и петрографической характеристики. Однако в диабазо-спилитовых граувакках, обломочные компоненты которых не несут каких-либо следов каолинового выветривания источников сноса, крайне незначительное количество каолинита следует скорее относить к новообразованиям. Подтверждением этого может служить иногда микроскопически наблюдающееся тяготение хорошо окристаллизованного каолинита к растительным фрагментам в песчаниках. В этих случаях стопочковидные агрегаты каолинита иногда развиваются не только в по-

ровых пространствах, но и захватывают прилегающие зерна плагиоклазов.

Химическая характеристика состава глинистого вещества цемента граувакк диабазово-спилитового состава дана в табл. 21. Хорошо видно отличие от глинистого материала граувакк фельзитового состава по высокому содержанию фемических элементов Fe_2O_3, FeO, MgO и низкому содержанию K_2O.

Цемент фельзитовых граувакк. Цементирующее вещество, как правило, отличается гетерогенностью: поровые участки, в которых последовательность выделения минералов проявилась бы так же отчетливо, как в предыдущем случае, довольно редки. В породах верхней части разреза цементирующее глинистое вещество под микроскопом имеет неопределенный характер matrixe, и расшифровать его состав можно только при помощи рентгеноструктурного анализа. В большинстве случаев глинистое вещество цемента, занимающее центральные участки пор, иногда после ярко поляризующих оконтуривающих обломочные зерна гидрослюдистых каемок характеризуется специфической тонкопетельчатой структурой, о которой уже упоминалось при описании монтмориллонита. Петельчатая структура глинистого вещества, напоминающая структуры натяжения, возникающие при раскристаллизации коллоидов, свойственна цементу граувакк (всего разреза), богатых обломками эффузивов. Создается впечатление, что данная масса являлась как бы *правеществом*, из которого при несколько различном петрографическом составе обломочного материала и разных постседиментационных обстановках формировались различные ассоциации глинистых минералов.

В граувакках, содержащих обломки эффузивов более основного состава, увеличивается роль хлорита, который оконтуривает периферию поры. Основная часть порового пространства заполнена гидрослюдистым минералом с петельчатой структурой, в центральном участке нередко присутствует кварц или каолинит. Несмотря на то что хлорит иногда микроскопически четко обособляется от других компонентов цемента, количество его в описываемых породах редко превышает 10—15% (см. табл. 21).

Каолинит в цементе фельзитовых граувакк удается наблюдать только в отдельных образцах. Минерал занимает центральные участки пор и выделяется из тонкоагрегатной массы гидрослюды более крупными размерами чешуек и их характерным стопочковидным габитусом. Часто чешуйки каолинита гидрослюдизированы. В отдельных порах, где фиксируются регенерационные оболочки на зернах кварца, чешуйки каолинита как бы впаяны и замещены новообразованным кварцем.

В нижней половине континентальной подформации в песчаниках интинского комплекса глинистое вещество хорошо раскристаллизовано, и в массе цемента наблюдаются только отдельные островки сохранившейся слабо поляризующей массы с петельчатой структурой. Часто с хорошо раскристаллизованным гидрослюдистым минералом ассоциируются глобули альбита.

Основным компонентом, определяющим тип глинистого вещества фельзитовых граувакк, является гидрослюдистый минерал, содержащий около 20—25% межслоевых промежутков монтмориллонитового типа. На дифрактограммах при всех обработках сохраняется острый пик первого базального рефлекса, значение которого равно 10,6—10,8 Å в природном состоянии, 9,8—9,9 Å в насыщенном и 10—10,1 Å в прокаленном (табл. 24).

Важно отметить, что смешанно-слойный минерал гидрослюда-монтмориллонит отличается высокой устойчивостью к воздействию эпигенетической переработки. Он не только сохраняется в цементе песчани-

Таблица 24

Межплоскостные расстояния и относительные интенсивности отражений на рентгенограммах образцов цемента песчаника и глинистой массы аргиллита фельзитовых граувакк

(фракция <0,001 *мм*)

Цемент песчаника, обр. 71а/63								Аргиллит, обр. 80/63					
Ориентированный, природный		Ориентированный, насыщенный глицерином		Ориентированный, прокаленный при t=550°С		Обработан HCl		Ориентированный, природный		Ориентированный, насыщенный глицерином		Ориентированный, прокаленный при t=550°С	
I	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*
3	14,0	1	14,0	2	13,8	—	—	1	14,4	1	14,3	2	13,9
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
10	10,4	2	9,8	10	10,1	9	10,6	10	10,8	10	9,8	10	10,0
10	7,1	10	7,1	1	7,1	9	7,2	4	7,1	3	7,2	—	—
3	5,0	2	4,99	5	5,0	3	4,9	6	4,99	1	5,4	5	5,1
2	4,7	1	4,7	—	—	—	—	1	4,7	3	4,8	—	—
5	4,24	3	4,26	3	4,24	6	4,29	2	4,22	1	4,29	1	4,31
8	3,58	9	3,58	1	3,52	8	3,60	2	3,52	2	3,57	1	3,57
10	3,34	10	3,34	10	3,34	10	3,34	8	3,34	9	3,36	10	3,35
1	3,00	—	—	1	2,99			1	3,18	2	3,19	1	3,07
1	2,82	1	2,84	—	—			1	2,83	—	—	—	—
1	2,56	1	2,56	1	2,59	1	2,57	1	2,55	1	2,54	2	2,55
2	2,451	2	2,452	2	2,441	4	2,46	1	2,446	—	—	—	—
2	2,372	1	2,373		—	1	2,39	1	2,373	—	—	—	—
	—	1	2,280	1	2,280	2	2,29	1	2,271	—	—	1	2,261
	—	—	—	1	2,221	2	2,24	—	—	—	—	—	—
3	2,112	2	2,120	2	2,116	4	2,128	2	2,120	1	2,140	1	2,161
4	1,99	3	1,980	2	1,976	4	1,986	4	1,997	4	1,994	3	2,008
		1	1,892	1	1,880	1	1,901	1	1,892	1	1,895	1	1,908
4	1,812	3	1,813	3	1,813	5	1,818	2	1,807	1	1,806	1	1,817
4	1,664	3	1,664	3	1,664	4	1,675	4	1,650	3	1,659	2	1,668
4	1,537	3	1,537	3	1,535	5	1,544	1	1,535	1	1,540	1	1,537
1	1,492	1	1,495	1	1,495	2	1,50	1	1,499	1	1,501	1	1,509

ков всего разреза континентальной подформации, начиная от верхней части печорского комплекса до нижней половины интинского (мощность интервала свыше 2000 *м*, диапазон изменения марок углей от газовых до коксующихся), но встречен даже в цементе прослоев фельзитовых граувакк в нижней части паралической подформации с углями марки ТС (обр. 169/61, 163/61, скв. 573). Незначительное уменьшение количества разбухающих слоев в структуре гидрослюд четко проявляется только в самых нижних горизонтах континентальной подформации.

Каолинит, как уже говорилось, является постоянным компонентом фельзитовых граувакк. Содержание его достигает 25% во фракции <0,001 *мм*. На дифрактограммах образцов, обработанных HCl, сохраняются четкие интенсивные пики каолинита $d_{(001)} = 7{,}1$ Å с серией последующих рефлексов.

Химический состав (см. табл. 21) глинистого вещества цемента фельзитовых граувакк отличается очень низким содержанием фемических элементов и высоким содержанием Al_2O_3 и K_2O.

Фтанитовые граувакки, как правило, бесцементны и характеризуются широким развитием конформных структур, как уже упоминалось, кремнистые обломки, отличающиеся высокой механической устойчивостью, довольно легко деформируются под влиянием стрессовых усилий. Ряд пород по возрастающей степени устойчивости обломков в конформных структурах следующий: глинистые и глинисто-кремнистые слан-

цы→фтаниты→основные эффузивы→кислые эффузивы→полевые шпаты→кварц. Из цементирующих новообразованных минералов абсолютное преобладание имеет кварц, образующий фестончатые структуры, возникающие за счет обрастания обломков тесно прижатыми глобулярными выделениями кварца размером 0,05—0,08 *мм*. Иногда в центральных участках поры кристаллики кварца приобретают гексагональные ограничения.

Минералом, сопутствующим кварцу, является каолинит, часто прекрасно раскристаллизованный, с размером чешуек до 0,05 *мм*. Каолинит в цементе фтанитовых песчаников и конгломератов отличается высокой степенью совершенства. В некоторых породах, испытавших существенный стресс, каолинит частично преобразован в диккит.

Очень интересно присутствие среди каолинитового цемента конгломерата (обр. 116/63) небольшой примеси своеобразного диоктаэдрического хлорита. На рентгенограммах отчетливо фиксируется рефлекс 14 Å, не меняющий своего положения при прокаливании образца и слабо разбухающий до 16,2 Å при насыщении глицерином. Примесь триоктаэдрических компонентов в данном случае исключена. К диоктаэдрическому вермикулиту или монтмориллониту этот минерал не может быть отнесен, так как рефлекс 14 Å сохраняется при нагревании. Разбухающие хлориты в группе диоктаэдрических хлоритов (судоитов) ранее в литературе не отмечались: к сожалению, очень небольшое количество минерала и трудность отделения от каолинита не позволили его детально изучить — это дело дальнейших исследований. Автор хотел бы назвать эту новую разновидность разбухающего диоктаэдрического хлорита стинитом в память И. А. Стина, отдавшего многие годы жизни изучению месторождения Сырь-Яга, где был обнаружен этот минерал.

Глинистые породы

Все глинистые породы разреза представлены аргиллитами. Внешне они очень похожи, окрашены в серые и темно-серые тона, уплотнены, отличаются различным содержанием растительных отпечатков и принадлежат к различным фациям от бассейново-лагунных с фауной антракозид до почв торфяных болот (underclays).

При характеристике глинистых пород представляют интерес следующие вопросы: 1) типы ассоциаций глинистых минералов в аргиллитах и их связь с глинистыми минералами цемента сопутствующих песчаников и 2) влияние фаций на состав глинистых минералов. Первое, что обращает на себя внимание — это удивительное сходство по составу аргиллитов и цемента песчаников в соответствующих петрографических группах пород. Для иллюстрации этого достаточно обратиться к рентгенограммам (см. табл. 21, 22, 24).

Аргиллиты, ассоциирующие в верхней части комплекса с диабазо-спилитовыми граувакками, характеризуются набором тех же глинистых минералов, что присутствуют в цементе песчаников в качестве основных компонентов: подвижный хлорит и монтмориллонит, в качестве дополнительных примесей гидрослюда и каолинит. Отличия имеются только в количественных соотношениях компонентов. В аргиллитах бассейновых озерно-лагунных фаций содержание каолинита близко к «следам» (обр. 104/61), в породах, сильно обогащенных растительным материалом (обр. 91/63), оно повышается до 20% (процентное содержание каолинита и других глинистых минералов дается в пересчете на общую сумму глинистых минералов, см. табл. 21). Содержание хлорита в аргиллитах заметно меньше, чем в цементе песчаников, но не падает ниже 25—28%. Во фракции меньше 0,001 *мм* постоянно фикси-

Таблица 24

Межплоскостные расстояния и относительные интенсивности отражений на рентгенограммах образцов цемента песчаника и глинистой массы аргиллита фельзитовых граувакк

(фракция <0,001 *мм*)

Цемент песчаника, обр. 71а/63								Аргиллит, обр. 80/63					
Ориентированный, природный		Ориентированный, насыщенный глицерином		Ориентированный, прокаленный при t=550°С		Обработан HCl		Ориентированный, природный		Ориентированный, насыщенный глицерином		Ориентированный, прокаленный при t=550°С	
I	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*
3	14,0	1	14,0	2	13,8	—	—	1	14,4	1	14,3	2	13,9
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
10	10,4	2	9,8	10	10,1	9	10,6	10	10,8	10	9,8	10	10,0
10	7,1	10	7,1	1	7,1	9	7,2	4	7,1	3	7,2	—	—
3	5,0	2	4,99	5	5,0	3	4,9	6	4,99	1	5,4	5	5,1
2	4,7	1	4,7	—	—	—	—	1	4,7	3	4,8	—	—
5	4,24	3	4,26	3	4,24	6	4,29	2	4,22	1	4,29	1	4,31
8	3,58	9	3,58	1	3,52	8	3,60	2	3,52	2	3,57	1	3,57
10	3,34	10	3,34	10	3,34	10	3,34	8	3,34	9	3,36	10	3,35
1	3,00	—	—	1	2,99			1	3,18	2	3,19	1	3,07
1	2,82	1	2,84	—	—			1	2,83	—	—	—	—
1	2,56	1	2,56	1	2,59	1	2,57	1	2,55	1	2,54	2	2,55
2	2,451	2	2,452	2	2,441	4	2,46	1	2,446	—	—	—	—
2	2,372	1	2,373		—	1	2,39	1	2,373	—	—	—	—
	—	1	2,280	1	2,280	2	2,29	1	2,271	—	—	1	2,261
	—	—	—	1	2,221	2	2,24	—	—	—	—	—	—
3	2,112	2	2,120	2	2,116	4	2,128	2	2,120	1	2,140	1	2,161
4	1,99	3	1,980	2	1,976	4	1,986	4	1,997	4	1,994	3	2,008
		1	1,892	1	1,880	1	1,901	1	1,892	1	1,895	1	1,908
4	1,812	3	1,813	3	1,813	5	1,818	2	1,807	1	1,806	1	1,817
4	1,664	3	1,664	3	1,664	4	1,675	4	1,650	3	1,659	2	1,668
4	1,537	3	1,537	3	1,535	5	1,544	1	1,535	1	1,540	1	1,537
1	1,492	1	1,495	1	1,495	2	1,50	1	1,499	1	1,501	1	1,509

ков всего разреза континентальной подформации, начиная от верхней части печорского комплекса до нижней половины интинского (мощность интервала свыше 2000 *м*, диапазон изменения марок углей от газовых до коксующихся), но встречен даже в цементе прослоев фельзитовых граувакк в нижней части паралической подформации с углями марки ТС (обр. 169/61, 163/61, скв. 573). Незначительное уменьшение количества разбухающих слоев в структуре гидрослюд четко проявляется только в самых нижних горизонтах континентальной подформации.

Каолинит, как уже говорилось, является постоянным компонентом фельзитовых граувакк. Содержание его достигает 25% во фракции <0,001 *мм*. На дифрактограммах образцов, обработанных HCl, сохраняются четкие интенсивные пики каолинита $d_{(001)} = 7{,}1$ Å с серией последующих рефлексов.

Химический состав (см. табл. 21) глинистого вещества цемента фельзитовых граувакк отличается очень низким содержанием фемических элементов и высоким содержанием Al_2O_3 и K_2O.

Фтанитовые граувакки, как правило, бесцементны и характеризуются широким развитием конформных структур, как уже упоминалось, кремнистые обломки, отличающиеся высокой механической устойчивостью, довольно легко деформируются под влиянием стрессовых усилий. Ряд пород по возрастающей степени устойчивости обломков в конформных структурах следующий: глинистые и глинисто-кремнистые слан-

цы→фтаниты→основные эффузивы→кислые эффузивы→полевые шпаты→кварц. Из цементирующих новообразованных минералов абсолютное преобладание имеет кварц, образующий фестончатые структуры, возникающие за счет обрастания обломков тесно прижатыми глобулярными выделениями кварца размером 0,05—0,08 *мм*. Иногда в центральных участках поры кристаллики кварца приобретают гексагональные ограничения.

Минералом, сопутствующим кварцу, является каолинит, часто прекрасно раскристаллизованный, с размером чешуек до 0,05 *мм*. Каолинит в цементе фтанитовых песчаников и конгломератов отличается высокой степенью совершенства. В некоторых породах, испытавших существенный стресс, каолинит частично преобразован в диккит.

Очень интересно присутствие среди каолинитового цемента конгломерата (обр. 116/63) небольшой примеси своеобразного диоктаэдрического хлорита. На рентгенограммах отчетливо фиксируется рефлекс 14 Å, не меняющий своего положения при прокаливании образца и слабо разбухающий до 16,2 Å при насыщении глицерином. Примесь триоктаэдрических компонентов в данном случае исключена. К диоктаэдрическому вермикулиту или монтмориллониту этот минерал не может быть отнесен, так как рефлекс 14 Å сохраняется при нагревании. Разбухающие хлориты в группе диоктаэдрических хлоритов (судоитов) ранее в литературе не отмечались: к сожалению, очень небольшое количество минерала и трудность отделения от каолинита не позволили его детально изучить — это дело дальнейших исследований. Автор хотел бы назвать эту новую разновидность разбухающего диоктаэдрического хлорита стинитом в память И. А. Стина, отдавшего многие годы жизни изучению месторождения Сырь-Яга, где был обнаружен этот минерал.

Глинистые породы

Все глинистые породы разреза представлены аргиллитами. Внешне они очень похожи, окрашены в серые и темно-серые тона, уплотнены, отличаются различным содержанием растительных отпечатков и принадлежат к различным фациям от бассейново-лагунных с фауной антракозид до почв торфяных болот (underclays).

При характеристике глинистых пород представляют интерес следующие вопросы: 1) типы ассоциаций глинистых минералов в аргиллитах и их связь с глинистыми минералами цемента сопутствующих песчаников и 2) влияние фаций на состав глинистых минералов. Первое, что обращает на себя внимание — это удивительное сходство по составу аргиллитов и цемента песчаников в соответствующих петрографических группах пород. Для иллюстрации этого достаточно обратиться к рентгенограммам (см. табл. 21, 22, 24).

Аргиллиты, ассоциирующие в верхней части комплекса с диабазо-спилитовыми граувакками, характеризуются набором тех же глинистых минералов, что присутствуют в цементе песчаников в качестве основных компонентов: подвижный хлорит и монтмориллонит, в качестве дополнительных примесей гидрослюда и каолинит. Отличия имеются только в количественных соотношениях компонентов. В аргиллитах бассейновых озерно-лагунных фаций содержание каолинита близко к «следам» (обр. 104/61), в породах, сильно обогащенных растительным материалом (обр. 91/63), оно повышается до 20% (процентное содержание каолинита и других глинистых минералов дается в пересчете на общую сумму глинистых минералов, см. табл. 21). Содержание хлорита в аргиллитах заметно меньше, чем в цементе песчаников, но не падает ниже 25—28%. Во фракции меньше 0,001 *мм* постоянно фикси-

руется также альбит, составляющий до 2,5% от общей суммы минералов.

Аргиллиты, ассоциирующиеся с фельзитовыми граувакками, характеризуются той же ассоциацией и даже теми же типами глинистых минералов, что и цемент сопутствующих песчаников. Для сравнения приведены результаты изучения цемента обр. 71а/63 песчаников и глин из той же пачки чередования (обр. 71/63, 75/63, скв. 335). Содержание хлорита в аргиллитах, так же как в песчаниках, очень невелико и обычно не достигает 20%, снижаясь в подугольных аргиллитах до 12—14%. Содержание каолинита в аргиллитах бассейновых нейтральных фаций около 25—35%, в подугольных аргиллитах оно возрастает до 40—50%.

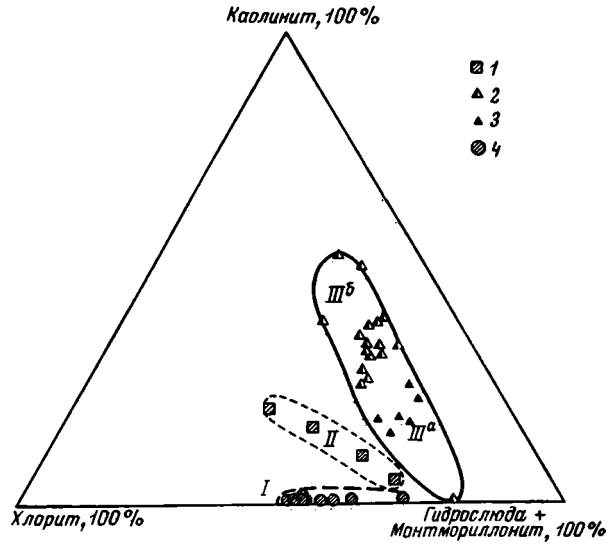
Аргиллиты фтанитовых граувакк по составу очень близки к вышеописанным. Отличаются они только характером гидрослюд (см. табл. 21), которые представлены, по-видимому, главным образом обломочными разностями и характеризуются, как уже говорилось, четким рефлексом 10 Å, почти не меняющим положения при различных обработках. Во фракции меньше 0,001 *мм* присутствует обычно очень много кварца (иногда свыше 20—25%). Аргиллиты нижней половины печорского комплекса отличаются более низким содержанием каолинита (15—20%); в верхней половине разреза содержание каолинита в аргиллитах даже «нейтральных фаций» всегда превышает 30%.

На треугольной диаграмме поля состава глинистых минералов аргиллитов и цемента песчаников фельзитовых и фтанитовых граувакк частично накладываются одно на другое (фиг. 49). Характерно близкое и довольно постоянное содержание хлорита и меняющиеся соотношения гидрослюды и каолинита; поле фельзитовых граувакк заходит в пределы поля фтанитовых пород за счет повышения содержания каолинита в цементе песчаников и подугольных аргиллитов.

Поле глинистых минералов цемента и аргиллитов диабазово-спилитового комплекса занимает обособленное положение. Если допустить, что каолинит в процессе эпигенеза трансформируется в гидрослюду и мысленно спроецировать точки состава цемента песчаников и аргиллитов на линию гидрослюда — хлорит, то они займут близкое место к цементам и аргиллитам паралической подформации.

Факторы, определяющие состав минералов песчаников и аргиллитов. Сходство минералогического состава вещества, слагающего основную массу аргиллитов и цементирующего обломочные зерна песчаников, прежде всего наводит на мысль об обломочном происхождении первичной терригенной мути, отличавшейся спецификой в разных петрографических типах пород. Однако, как уже говорилось выше, принять точку зрения чисто обломочного происхождения глинистых минералов нельзя. Этому противоречат аутигенные формы кристаллизации глинистых образований в цементе и их тесные структурно-генетические взаимоотношения с новообразованиями альбита и кварца. Вместе с тем предположение о чисто аутигенном генезисе глинистых минералов в аргиллитах, хотя они почти тождественны с цементом сопутствующих песчаников, представляется маловероятным.

По-видимому, объяснить происхождение глинистых минералов можно только предположив, что очень близкие ассоциации высокодисперсных силикатов могут возникать как при выветривании определенных петрографических типов пород, так и в процессах диагенеза и эпигенеза. В первом случае эти продукты будут поступать в бассейн седиментации в виде диспергированной и, вероятно, существенно минералогически оформленной терригенной мути; во втором — будут кристаллизоваться в поровых участках песчаных пород в течение диагенеза и эпигенеза за счет продуктов более позднего разложения того же исходного петро-



Фиг. 49. Состав глинистого вещества в граувакковых песчаниках угленосной формации

I — глинистое вещество диабазо-спилитовых граувакк паралической подформации; *II* — глинистое вещество диабазо-спилитовых граувакк континентальной подформации; *III* — глинистое вещество фельзитовых (*IIIа*) и фтанитовых (*IIIб*) граувакк континентальной подформации
Граувакки: *1, 4* — диабазо-спилитовые (*1* — паралическая и *4* — континентальная подформации), *2* — фтанитовые, *3* — фельзитовые

графического материала. Помимо этого, вероятно, какое-то дооформление минералогического состава обломочной мути протекает уже в осадках или мало уплотненных глинистых породах. В формировании новообразованной ассоциации минералов цемента какое-то участие может принимать также первичнодисперсный материал.

Совокупность рассмотренных процессов и создает то удивительное сходство, которое мы фиксируем в ассоциациях высокодисперсных минералов цемента, образовавшихся несомненно на месте, и ассоциациях аргиллитов, имеющих в описываемых породах частично терригенное происхождение. Это предположение находит подтверждение в сходстве продуктов преобразования многих минералов, обнаруженных как в материнских породах, так и при постседиментационных преобразованиях. Гидрослюдизация полевых шпатов, хлоритизация и вермикулитизация биотита, образование цеолитов по полевым шпатам и стекловатому базису эффузивов, а также ряд других процессов хорошо известны и сходны в случаях как постмагматического изменения материнских пород, так и постседиментационных преобразований песчаников при затрудненном водообмене. Интенсивный дренаж и присутствие кислых растворов обеспечивают в обоих случаях развитие каолинизации.

Таким образом, химико-минералогический состав петрографических типов пород, интенсивность водного обмена и степень кислотности раствора определяют облик возникающих минеральных ассоциаций.

Несколько слов о фациальном контроле состава глинистых минералов. Он крайне незначителен, как это и следовало ожидать в отложениях, сформировавшихся в условиях столь быстрой терригенной седиментации, когда дисперсные минералы не успевали приспособиться к особенностям среды. Исключение составляют «контрастные» фации торфяных болот и зарастающих водоемов с характерной кислой средой седиментации и диагенеза, осадки которых существенно обогащены каолинитом. Содержание последнего в полтора, иногда в два раза превышает фоновое содержание каолинита в аргиллитах «нейтральных» фаций. Эпигенетическое преобразование глинистых минералов рассматривается после описания пород паралической подформации.

Подформация охватывает нижневоркутскую и низы интинской свиты (пакет L и нижнюю половину пакета K). Целесообразность повышения ее верхней границы по сравнению с ранее принятым проведением рассмотрена выше. Мощность подформации около 1700—2000 *м*.

Все породы паралической подформации существенно эпигенетически изменены. В нижней половине разреза породы интенсивно дислоцированы, отмечаются многочисленные зеркала скольжения, нередко интенсивная трещиноватость. Многочисленные жилки размером от долей до нескольких миллиметров «залечены» кварцем и карбонатами. Породы описываемого разреза могут быть отнесены к нижним горизонтам зоны глубинного эпигенеза и началу зоны метагенеза. Марки углей паралической подформации колеблются в интервале от тощих с выходом летучих 13,5—14,5% (скв. 323, 564, 563) до полуантрацитов с содержанием летучих 10,5—6% (скв. 573).

Литолого-фациальная характеристика

В составе паралической подформации распространены те же гранулометрические *типы пород,* что и в континентальной; существенное отличие заключается в значительной роли морских отложений. В разрезе присутствуют песчаники, формировавшиеся в различных аккумуляционных обстановках морского побережья с обильной морской фауной, и алевролито-глинистые породы, накопившиеся в основном в водоемах лагунно-заливного типа.

Конгломераты играют в разрезе паралической подформации крайне незначительную роль. Они встречены в виде единичных маломощных прослоев в базальных слоях песчаных пачек в пакетах M и L. Конгломераты ложатся на подстилающие алевролито-глинистые породы с небольшим размывом, вышележащие песчаники часто содержат морскую фауну. По составу гальки близки к печорским конгломератам, но отличаются от последующих увеличением количества галек эффузивов за счет уменьшения обломков фтанитов.

Песчаники относятся главным образом к накоплениям типа баров, песчаных кос, подводных участков дельт. В отличие от песчаников континентальной подформации, особенно ее верхней половины, абсолютное преобладание имеют мелко- и среднезернистые песчаники (см. фиг. 42). Часто песчаные породы содержат обильную морскую фауну. В изученном районе последние в разрезе слои с морской фауной встречены в горизонте M.

Алевролиты и аргиллиты сходны с аналогичными породами вышеописанной подформации. В соответствии с существенной ролью собственно морских и переходных от морских к континентальным отложениям алевролиты и аргиллиты часто содержат солоноватоводную фауну антракозид, филлопод, остракод и др. Растительные отпечатки и обильный растительный детритус характерны для пород, парагенетически связанных с углями.

Тип стратификации. Для паралической подформации характерно ритмичное строение, с циклами мощностью до 100 *м*. Как уже упоминалось, по типу эти циклы очень сходны с циклами нижней части континентальной подформации, отличаясь от последней присутствием собственно морских отложений (песчаники средней части разреза с морской фауной) и более тесно связанным с морем комплексом озерно-лагунных осадков, слагающих пачки переслаивания с приуроченными к ним углями.

Минералого-петрографическая характеристика

Песчаники

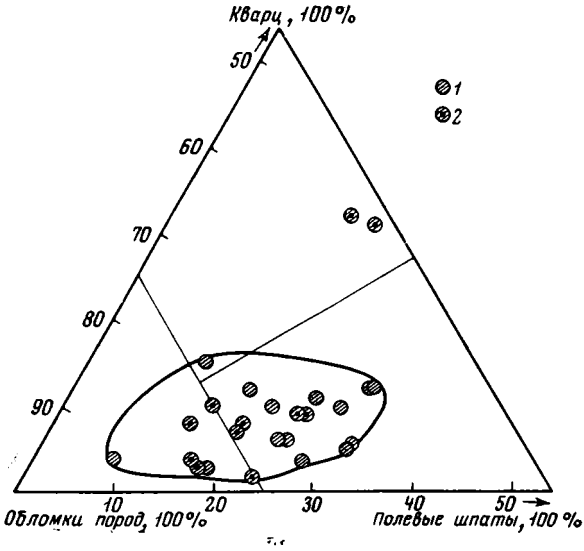
Песчаные породы паралической подформации отличаются, по сравнению с континентальной, более однообразным составом обломочного материала. Наибольшая роль принадлежит обломкам основных и средних эффузивов, среди акцессорных минералов абсолютное преобладание имеют ильменит, хромит и пикотит. По составу и соотношению основных породообразующих компонентов они очень близки к диабазо-спилитовым граувакам континентальной подформации и занимают на треугольной диаграмме примерно то же конфигурационное поле (см. фиг. 43). Различие выражается только в несколько различной ориентировке полей: в грауваках паралической подформации больше полевых шпатов, в аналогичных породах континентальной подформации — кварца. Эта различная ориентировка полей имеет определенный генетический смысл, отражая бóльшую выветрелость пород континентальной подформации.

Несмотря на сходство обломочного материала, более детальное изучение и количественный подсчет состава обломков позволяют выделить две группы — собственно диабазо-спилитовые грауваки и те же грауваки со значительной примесью более кислого материала, которые мы условно будем называть диабазо-спилито-альбитофировыми (фиг. 50, 51). Первые характерны для нижней половины подформации (пакеты S, R, P, O скв. 573, 323), вторые — для верхней (пакеты N, M, L и нижняя половина пакета K, скв. 340, 564, 563, 561). Все песчаники средне- и мелкозернистые, как правило, отличаются очень хорошей сортировкой и ничтожным содержанием глинистого вещества.

В заключение характеристики обломочного материала песчаных пород паралической подформации следует остановиться на песчаной пачке мощностью около 20 *м*, встреченной в пакете O. Среди основных грауваккразреза эти песчаники имеют экзотический характер. На диаграмме основного состава (см. фиг. 43) они располагаются совершенно обособленно, ближе всего примыкая к полю фельзитовых грауваккинтинского комплекса, хотя и отличаются от последних более высоким содержанием кварца и полевых шпатов. По составу обломков пород (до 55—65% кислых эффузивов), высокому содержанию кварца (более 30%), четкому изменению состава тяжелой фракции, в которой резко уменьшается содержание ассоциации ильменит — хромит — пикотит и скачкообразно увеличивается количество циркона, песчаники напоминают кислые грауваккиконтинентальной подформации (см. фиг. 42).

Песчаники «фельзитовой» пачки отличаются более грубозернистым материалом, хорошей его окатанностью; в некоторых случаях вместо обычных массивно-однородных текстур песчаников появляется отчетливая косая слоистость, позволяющая отнести их к отложениям подводной дельты. Можно предположить, что появление песчаников связано с привносом дельтовыми потоками в бассейн обломочного материала, связанного с другими, возможно, локальными в то время, источниками сноса. Широкое распространение подобный обломочный материал приобретает позднее, уже во время формирования континентальной подформации.

Связать поступление фельзито-кварцевого материала с развитием в определенный период кор выветривания, как это имело место в Карагандинском бассейне (см. стр. 68), вряд ли возможно. В отличие от Караганды, где присутствуют своеобразные грауваккис кислым составом породообразующих компонентов и обильными пикотитом и хромитом в составе тяжелой фракции, в описываемых породах наблюдается



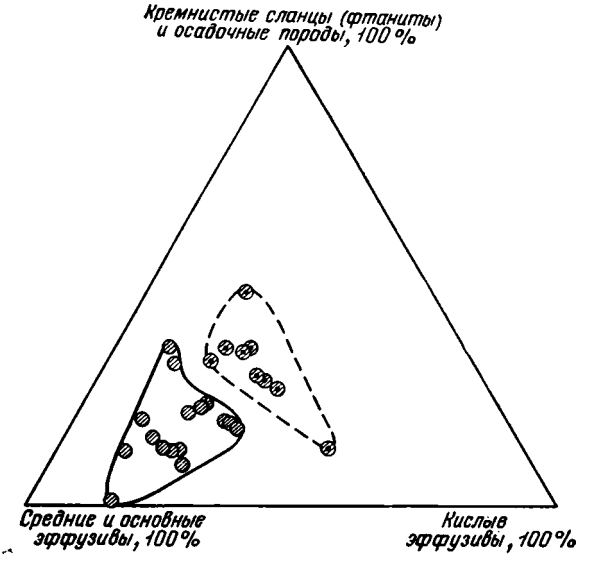
Фиг. 50. Состав граувакк паралической подформации

1 — диабазо-спилитовые граувакки;
2 — диабазо-спилито-альбитофировые граувакки

соответствие парагенеза породообразующих и акцессорных компонентов, что говорит об ином первичном петрографическом характере материнских пород. Было бы интересно изучить распространение «фельзитового горизонта» паралической подформации на площади. Скорее всего оно ограничивалось бы пределами развития дельтовых фаций.

Породообразующие компоненты. Группа диабазо-спилитовых граувакк характеризуется очень низким содержанием кварца (как правило, ниже 10%) и относительно значительным количеством (до 20—30%) полевых шпатов (см. фиг. 42, 43, 50).

Состав обломков пород, характеризующий описываемые граувакки в их современном виде, заведомо сильно обеднен за счет исчезновения первично присутствовавших фрагментов основных и ультраосновных пород. Об их былом нахождении можно судить только по реликтам; они либо нацело превращены в бурые железистые сгустки, изредка со скелетной офировой структурой, либо замещены карбонатом, так что



Фиг. 51. Состав обломков граувакк паралической подформации

Условные обозначения см. на рис. 50

в массе цемента остаются бурные пятна, подтеки с намеченными контурами первичного очертания обломка. Важной особенностью является постоянное присутствие обломков серпентинита. Малое их содержание определяется низкой механической устойчивостью этих компонентов и вероятным уничтожением при транспортировке и переотложении. Однако наличие серпентинитов вместе с пикотитом и хромитом — главнейшими минералами тяжелой фракции говорит о том, что в составе источников сноса существенная роль принадлежала не только основным, но и ультраосновным породам, составляющим в совокупности с первыми характерный комплекс зеленокаменной формации Полярного Урала.

В верхней половине подформации (пакеты N, M, L) количество реликтовых обломков основных пород существенно уменьшается. Зато заметно увеличивается количество обломков кислых эффузивов чаще всего с гипидиоморфной микрогранитовой, иногда микропегматитовой структурой. К этому типу песчаников постоянно приурочен довольно обильный биотит, всегда сильно измененный — аморфизированный или хлоритизированный.

Интересно отметить, что указанные изменения в составе обломочного материала, довольно трудно улавливаемые при общем просмотре шлифов и поддающиеся учету только при количественном подсчете различных типов обломков, очень наглядно выступают при анализе парагенеза породообразующих компонентов с акцессорными минералами и глинистым веществом цемента. В составе минералов тяжелой фракции диабазо-спилито-альбитофировых граувакк наряду с преобладанием ильменита, хромита и пикотита увеличивается содержание циркона, рутила и турмалина. Однако существенно не столько увеличение содержания этих минералов, не бросающееся в глаза на фоне абсолютного преобладания рудных минералов, сколько изменение их типоморфных особенностей. Мы остановимся на этом ниже, при описании акцессориев.

Не менее выразительна характеристика глинистого вещества цемента песчаников более кислого состава — в них резко повышается содержание гидрослюды и уменьшается количество хлорита.

Кварц содержится в очень небольшом количестве, редко достигающем 10—12%. Исключение составляют только пачка кислых граувакк пакета 0 с содержанием 30—32% (см. фиг. 42). По морфологическому облику зерна идентичны зернам кварца, описанным в породах континентальной подформации.

Полевые шпаты представлены только кислыми разностями. Как правило, они сильно изменены. Еще более постоянно, чем в породах континентальной подформации, сходство продуктов изменения плагиоклазов с материалом цементирующей массы. В нижней половине подформации в диабазово-спилитовых граувакках среди вторичных минералов, развивающихся по плагиоклазам, примерно равная роль принадлежит хлориту и гидрослюдистому минералу, в небольшом количестве присутствует пренит. Очень распространены мутные альбиты, без двойников или с сохранившимися двойниками только по периферии зерен или в отдельных участках. Скорее всего мутные альбиты поступали в таком виде из материнских пород. Замещение хлоритом и гидрослюдистым пластинчатым минералом с реликтами петельчатой структуры имело место в процессе эпигенеза. Более основные плагиоклазы нацело или почти нацело замещены кальцитом.

В альбитофировых граувакках верхней половины подформации состав плагиоклазов несколько отличен; помимо замутненных альбитов, часто встречаются довольно свежие олигоклазы с полисинтетическими двойниками, покрытые кристалликами кальцита, иногда составляющими почти сплошной агрегат, замещающий зерно плагиоклаза. Замещение

хлоритом довольно редко, абсолютное преобладание имеет замещение гидрослюдистым минералом со специфической агрегатной (петельчатой) поляризацией.

Акцессорные минералы. Содержание тяжелой фракции составляет обычно сотые доли процента, причем 70—80% ее падает на долю ильменита, хромита и пикотита, определяющих облик ассоциации акцессориев; в небольшом количестве встречается магнетит. Не менее характерно (хотя и составляет единичные проценты) присутствие специфических короткостолбчатых, часто почти изометричных кристаллов циркона размером 0,01—0,02 *мм*. Единичные проценты или доли процента составляют магнетит, эпидот, сфен, иногда буроватый апатит, встречаются единичные зерна граната, турмалина, рутила, биотита и хлорита. Тяжелая фракция в описываемых граувакках представляет устойчивый остаток сохранившихся от внутрислойного растворения компонентов.

В диабазо-альбитофировых граувакках, как уже говорилось, полностью сохраняется доминирующая роль рудных минералов, однако отмечается небольшое увеличение количества прозрачных минералов (в пределах единиц процентов) и, что наиболее существенно, изменяется характеристика этих минералов.

Размеры кристаллов циркона возрастают до 0,08—0,10 *мм*, среди них преобладают среднепризматические разности, сменившие очень мелкие, короткостолбчатые, иногда бипирамидальные зерна циркона граувакк более основного состава. Увеличиваются также размеры кристаллов турмалина и рутила, причем в первом вместо однотипных темно-зеленых шерлов появляются очень разнообразные полихромные турмалины, плеохроирующие от синего до светло-розового цвета, или дравиты с плеохроизмом от оранжевого до светло-желтого или бесцветного. Нередко встречаются единичные зерна везувиана и корунда. В пачке фельзитовых граувакк, состав акцессориев изменяется более резко — содержание хромита и пикотита уменьшается до единиц (10% вместо 20—40%, обычных для «основных граувакк»), содержание циркона возрастает от единиц до 20—30% (см. фиг. 42). Эти количественные соотношения «основных» и «кислых» акцессориев сопровождаются также изменениями типоморфных особенностей последних и обогащением всего набора устойчивых прозрачных минералов.

Типы структур и минералы цемента. Структуры песчаников отчетливо отражают глубокую эпигенетическую переработку, испытанную породами. В промытых бесцементных граувакках, преобладающих в разрезе, широко распространены конформные и инкорпорационные структуры. Цементирующего глинистого материала обычно так мало, что лишь в некоторых породах его удается выделить для исследования.

Образование *конформных структур* сопровождается существенной перекристаллизацией породы в целом. Обломки пород утрачивают четкость своих первичных контуров и как бы сливаются в единую массу. Это впечатление усиливается за счет интенсивного развития по фрагментам эффузивов и полевым шпатам гидрослюды, хлорита, карбонатов, иногда пренита, которые захватывают граничащие зерна и поровые промежутки между ними. Породы часто бывают рассечены сетью микротрещин, нередко слепых, шириной от долей миллиметра — 1—2 *мм* до нескольких сантиметров. В зоне микротрещин хорошо видны как бы отдельные этапы перекристаллизации и окварцевания: обломки пород в зальбандах трещинок «растворяются», в них появляется масса темных пузырьков и заново выкристаллизовываются агрегаты гексагональных изометричных кристаллов кварца. Если трещина захватывает обломочное зерно альбита, то в свободном пространстве оно продолжается новообразованным очень чистым выростом, нередко с шахматными

двойниками. В отдельных участках микротрещин иногда выкристаллизовываются розетковидные и округло-бахромчатые выделения светло-зеленого изотропного хлорита, реже игольчато-пластинчатые скопления гидрослюды.

Поровый и порово-пленочный цемент с участием новообразованных кварца, альбита и глинистых минералов, за редким исключением, связан лишь с отдельными участками и зазорами между конформно-сопряженными зернами. Новообразованный альбит и кварц встречаются в конформных структурах в виде регенерационных каемок или в порах в виде округлых образований. Регенерационные каемки альбитов очень чистые, иногда с полисинтетическими двойниками, продолжающими двойниковые индивидуумы обломочного зерна или несколько смещенными по отношению к последним. В редких случаях каемки полностью оконтуривают зерна, гораздо чаще они фрагментарны и развиваются только в свободных участках поровых пространств.

Округлые или полиэдрические образования, очень похожие на зубки кукурузы, развиты в поровых участках. Ими обрастают обломочные зерна по периферии. Они располагаются по 2—3, иногда более, глобулей в центральных участках поры, как бы плавая в тонкоагрегатной поляризующей массе глинистого вещества. Полиэдрические глобули альбита встречены в диабазо-спилитовых и отчасти фельзитовых граувакках всего разреза угленосной формации, но особенно обильны они в песчаниках паралической подформации. В граувакках диабазо-альбитофирового состава верхней половины подформации аутигенного альбита иногда так много, что появляется «клетчатая структура» цемента, состоящего из довольно правильного чередования альбитовых индивидуумов, разделенных каемочками гидрослюды. Очень сходные по форме образования дает аутигенный кварц, встречающийся в эффузивных граувакках вместе с альбитовыми глобулями и полностью вытесняющий последние в фанитовых граувакках континентальной подформации. В шлифах глобули кварца и полевого шпата различны только в коноскопии. В иммерсии — светопреломление плагиоклазовых глобулей около 1,525±0,05, что позволяет их отнести к альбиту. Альбит широко распространен и во фракции меньше 0,001 *мм*, в цементе диабазо-спилитовых граувакк и связанных с ними аргиллитах. Содержание альбита достигает, по данным пересчета химических анализов, 3,5—4%, в отдельных случаях превышая 15%. Однако основная концентрация глобулей альбита падает на фракцию 0,001—0,01 *мм* (табл. 25).

Глинистые минералы цемента песчаников. В породах паралической подформации нет такого разнообразия глинистых минералов, как в отложениях континентальной подформации. Во всем разрезе как в цементе песчаников, так и в аргиллитах присутствуют только два минерала — гидрослюда и хлорит (табл. 26, см. также фиг. 59). Основным фактором, определяющим это однообразие, является полная эпигенетическая переработка пород, приводящая, как известно, к уничтожению первичного разнообразия глинистых минералов и появлению устойчивой ассоциации диоктаэдрической слюды — хлорита (Косовская, Шутов, 1955, 1963).

Выделяются следующие типы цемента с участием глинистых минералов.

1) хлоритовые оторочки вокруг обломочных зерен, в центральной части — гидрослюда или кварц «припая». Причина ранней кристаллизации хлорита и его обособление в крустификационных каемках — неясны. В данных песчаниках не наблюдается ни повышенного количества обломков основных эффузивов или других компонентов, богатых железом и магнием, ни более высокого содержания хлорита по сравнению с другими граувакками той же толщи. Этот тип цемента очень редок.

Таблица 25

Содержание (в %) Na_2O и K_2O в различных петрографических типах граувакк (в породах и различных фракциях)

№ образца	Порода в целом		Фракция, *мм*				Подформация
			0,01—0,001		<0,001		
	Na_2O	K_2O	Na_2O	K_2O	Na_2O	K_2O	
152/61	3,46	1,02	3,47	0,70	1,24	3,73	Паралическая
157/61	3,19	1,54	3,01	0,98	0,80	3,60	
187/61	3,67	1,09	3,15	1,43	1,46	3,61	
257/61	2,65	1,43	2,87	1,31	1,57	5,23	
247/61	2,65	1,53	2,54	2,03	0,63	5,45	Континентальная
64/61	1,35	0,84	1,35	0,96	0,48	2,96	
82/63	0,79	1,82	0,79	1,59	0,31	3,80	
122/61	0,24	0,74	0,28	0,77	0,24	2,44	
80/63	Сл.	2,26	0,10	2,32	0,10	3,40	

Примечание. Образцы 152/61, 157/61 — диабазо-спилитовые граувакки (пакеты R, P); 187/61, 257/61, 247/61—диабазо-спилито-альбитофировые граувакки (пакеты M, L), 64/61—альбитофиро-фельзитовые граувакки; 82/63—фтанито-фельзитовая граувакка; 122/61—фтанитовая граувакка; 80/63—аргиллит подугольный.

2) значительно чаще встречается цемент, при котором поровые участки заполнены однородным глинистым материалом с пластинчато-агрегатным строением, сохраняющим реликтовые черты петельчатой структуры. Впечатление мономинеральности цемента, создающееся при микроскопическом изучении, объясняется тем, что здесь мы имеем дело с оптически смешанно-слойными образованиями: рентгеноструктурный анализ и данные расчета химических анализов показывают примерно равное соотношение гидрослюды и хлорита. Низкие цвета интерференции объясняются усреднением двупреломления при наложении базальных плоскостей тонких чешуек гидрослюды и хлорита. Эффект образования «оптических смешанно-слойных образований» подобного типа подробно рассмотрен в работе В. А. Дрица, В. И. Муравьева и В. Д. Шутова (1966). В граувакках верхней половины подформации изменения состава обломочного материала (увеличение роли кислых эффузивов, появление биотита) сильно изменяют как в составе цемента песчаников, так и в сопутствующих аргиллитах соотношение гидрослюды и хлорита в сторону увеличения роли первой. Это хорошо заметно и в шлифах: глинистое вещество делается лучше раскристаллизованным и приобретает цвета интерференции, близкие к серициту.

Основные различия ассоциации глинистых минералов выражаются, как упоминалось выше, в изменении количественного соотношения гидрослюдистого минерала и хлорита. В верхней и средней частях подформации гидрослюда является основным компонентом; содержание ее по отношению к сумме глинистых минералов не менее 80—85%. В нижней половине разреза, в зоне развития более основных граувакк, содержания гидрослюды и хлорита примерно равны (табл. 26). Однако если рентгеноструктурная характеристика хлорита не меняется на протяжении всего разреза при различных обработках, то в структуре гидрослюды обнаруживаются некоторые изменения, коррелирующиеся с нарастанием эпигенетической переработки пород и углей (см. табл. 27).

При движении вниз по разрезу наблюдаются очень постепенные изменения гидрослюдистого минерала, выражающиеся в последовательном уменьшении содержания межслоевых промежутков монтмориллонитового типа. В цементе песчаников самой верхней части разреза, в зоне развития коксующихся углей, гидрослюдистый минерал цемента

Таблица 26

Химический и минералогический состав (в %) цементов песчаников и глинистого вещества аргиллитов паралической подформации

(фракция < 0,001 *мм*)

Компонент	Цемент диабазово-спилитовых граувакк (пакеты R, P)		Цемент фельзитово-спилитовых граувакк (пакеты M, L)		Аргиллиты лагунных и морских фаций (пакеты P, N, M)			Аргиллит лагунной фации	Аргиллит надугольной фации (пакет P)
	обр. 152/61	обр. 157/61	обр. 33/61	обр. 264/61	обр. 165/61	обр. 23/61	обр. 16/61	160/61	161/61
SiO_2	47,70	46,50	53,55	52,57	51,30	47,82	47,64	49,96	50,21
TiO_2	1,74	1,46	1,02	1,52	1,18	1,46	1,13	0,92	1,05
Al_2O_3	22,66	23,38	24,32	22,23	19,93	22,64	22,26	15,92	20,74
Fe_2O_3	2,49	2,34	1,44	2,50	2,20	3,15	1,44	2,05	2,00
FeO	6,19	4,94	2,18	3,67	5,23	5,78	5,41	3,25	5,81
CaO	0,62	1,98	0,52	0,68	0,56	0,41	0,52	1,05	0,68
MgO	5,20	3,72	2,27	3,13	4,39	4,24	3,38	2,67	1,00
Na_2O	1,24	0,80	0,73	1,17	1,04	0,89	1,04	1,85	3,14
K_2O	3,73	3,60	4,43	3,59	3,20	3,23	3,30	2,14	6,85
H_2O^+	5,83	6,43	6,62	5,36	6,16	6,73	7,11	3,54	2,23
H_2O^-	1,83	2,19	2,83	2,54	1,98	2,18	1,21	0,68	2,23
C	0,47	2,46	0,11	0,57	2,32	1,86	5,49	15,33	2,30
Сумма	99,70	99,80	100,02	99,53	99,49	100,38	99,92	99,36	100,33

Расчет минералогического состава фракции < 0,001 *мм*

Гидрослюда	41,30	40,40	48,6	35,2	37,0	36,5	32,4	21	30,7
Хлорит	34,80	27,50	13	23,3	28,5	32,9	25,7	20	30,3
Монтмориллонит	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет
Каолинит	"	"	"	"	"	"	"	"	"
Кварц	3,4	7,31	6,86	4,68	11,2	6,5	8,14	Не опр.	Не опр.
Альбит	10,2	6,54	6,2	9,7	8,6	7,5	8,7	13,3	8,3
Прочие компоненты	5,14	8,23	25,3	5,76	6,1	6,5	8,66	18,3	6,3
Остаток $SiO+H_2O$	15,0	10,0		21,3	18,6	10,4	16,45	27,8	24,4

Процентное соотношение глинистых минералов, рассчитанное от общей суммы их содержания

Гидрослюда	54	59	79	60	57	53	56	51	50
Хлорит	46	41	21	40	43	47	44	49	50

(обр. 178/61, 257/61) очень близок к тому, что был описан в низах континентальной подформации. Базальный рефлекс в 10,7—10,8 Å при насыщении дает несколько расширяющийся в сторону малых углов пик 9,8 Å, при прокаливании $d_{(001)} = 9{,}8—9{,}9$ Å. В граувакках средней части подформации, в горизонтах M и верхах L (обр. 264/61, 257/61, 33/61) в зоне развития тощих спекающихся углей значение базального рефлекса уменьшается до 10,5—10,4 Å. При насыщении в одних образцах намечается тенденция к некоторому расширению пика в сторону малых углов, хотя контуры его сохраняются достаточно острыми (обр. 261/61), в других он сохраняет свою конфигурацию (33/61, 257/61) — значение $d_{(001)} \approx 9{,}96—10$ Å, при прокаливании —9,92—10,1 Å. Иными словами, только на данном уровне, совпадающем с развитием углей марки Т с выходом летучих около 13—14%, смешанно-слойные образования гидрослюда-монтмориллонит практически исчезают. Нельзя не отметить исключительную устойчивость гидрослюдистого минерала,

Таблица 27

Изменение гидрослюдистого минерала в цементе песчаников и аргиллитах паралической подформации (снизу вверх)

Место взятия образца	№ образца	Порода	Изменение $d_{(001)}$			Содержания K_2O, %	Характеристика угля	
			природный	насыщенный глицерином	прокаленный при t=550°С		Марка	Содержание летучих, %
	152/61	Цемент песчаника	10,3	9,99	10,1	3,75	ПА (?)	6
Пакет К	155/61	Аргиллит морской	10,3	9,99	10,2	3,60		
Скв. 573	157/61	Цемент песчаника	10,3	9,99	9,8			
Пакет Р	165/61	Аргиллит прибрежный морской . .	10,2	10	10,2	3,28		
Скв. 573	169/61	Цемент песчаный .	10,7	9,82 шир.	9,99		Т	10,7
Пакет О Скв. 323	16/61	Аргиллит прибрежный морской . .	10,5	10	9,99	3,30		
Пакет N Скв. 323	23/61	Аргиллит прибрежный морской . .	10,3	9,99	9,98	3,23	Т	8,6—11,6
Пакет М (низы)	33/61	Цемент морского песчаника	10,4	10	9,92	4,43		
Скв. 323	255/61	Аргиллит бассейновый	10,5	9,99	9,99		Т	12,9—13,6
Скв. 564	257/61	Цемент песчаника	10,5	9,96	9,98			
Пакет М (верхи)	264/61	Цемент морского песчаника	10,5	10	10,3	3,59	Т	13,5
Пакет L	175/61	Аргиллит подугольный	10,7	10,5 шир.	10			
	176/61	Аргиллит надугольный	10,8		10,2		Т	12,9—13,8
	178/61	Цемент песчаника	10,7	9,9	9,8			

содержащего около 20% межслоевых промежутков разбухающего типа. Эти образования сохраняются в цементе песчаников и в аргиллитах в разрезе мощностью около 3000 *м*, содержащем угли различной степени углефикации начиная от газовых в верхних горизонтах формации до коксующихся и спекающихся в пакетах К, L. Даже в базальных слоях подформации, где развиты угли типа полуантрацитов с выходом летучих 10—6%, гидрослюдистый минерал сохраняет какое-то количество подвижных межслоевых промежутков. В природных образцах величина базального рефлекса $d_{(001)}$ уменьшается до 10,4—10,3 Å, при насыщении — $d_{(001)}$ = 10—10,1 Å.

Таким образом, в цементе диабазово-спилитовых песчаников паралической подформации прослеживается очень постепенное изменение гидрослюдистого минерала, коррелирующееся с нарастанием степени углефикации углей. Структурная характеристика хлорита не изменяется.

Существенные колебания наблюдаются в количественных соотношениях хлорита и гидрослюды в граувакках нижней и верхней половины подформации. Они находятся в прямой зависимости от состава обломочного материала песчаников. В цементе диабазово-спилитовых граувакк пакетов R и P содержания гидрослюды и хлорита близки. Вверх по разрезу в породах увеличивается содержание более кислого обломочного материала. В полном соответствии с этим резко уменьшается доля хлорита и увеличивается содержание гидрослюды, доходящее в песчаниках пакета L (обр. 33/61, скв. 323) до 79%. Изменения в соотношениях гидрослюды и хлорита четко отражаются как на рентгенограммах, так и в химическом составе фракции меньше 0,001 *мм*. При движении вверх по разрезу последовательно уменьшается содержание FeO и MgO, возрастает K_2O (см. табл. 26).

Источником калия, определившим высокое содержание гидрослюдистого минерала в цементе диабазо-альбитофировых граувакк, помимо полевых шпатов были обломки кислых эффузивов и биотит. Данный случай — выразительный пример, еще раз иллюстрирующий уже давно известную закономерность: соотношение диоктаэдрической слюды и хлорита в породах, прошедших стадию глубинного эпигенеза, зависит от первичного соотношения в обломочном материале лейкократовых и фемических компонентов (Коссовская, Шутов, 1963).

Глинистые породы

Аргиллиты паралической подформации более однообразны, чем цемент песчаников. В состав их примерно в равных соотношениях входят два компонента: хлорит и гидрослюда, причем иногда количество хлорита незначительно превышает содержание гидрослюды. Так же как в цементе песчаников, при движении сверху вниз по разрезу наблюдается уменьшение количества разбухающих слоев в составе гидрослюд. Резкой разницы в количественных соотношениях гидрослюды и хлорита не наблюдается. Заслуживает внимания то, что во всем разрезе, от верхов подформации (пакет Z обр. 175/61, 176/61) до нижних горизонтов (пакет R обр. 160/61), в аргиллитах, включая подугольные породы, рентгеноструктурный анализ образцов, обработанных HCl, не обнаружил даже следов каолинита. Можно предположить, что какое-то количество аутигенного каолинита первоначально присутствовало, однако в процессе эпигенетической переработки он оказался трансформированным в хлорит или гидрослюду. Обилие нестойких фемических компонентов в породах благоприятствовало этому процессу.

История формирования минерального состава пород угленосной формации

В настоящем разделе будут рассмотрены основные черты истории формирования минерального состава пород угленосной формации на разных стадиях осадочного процесса, начиная от восстановления источников питания и кончая выявлением особенностей эпигенетического преобразования. Для этой цели был использован анализ парагенетических ассоциаций (Коссовская, 1962; Коссовская, Шутов, 1963). Этот метод позволяет установить взаимосвязи, возникающие на разных этапах осадочного породообразования между минеральным составом обломочных компонентов песчаных пород, глинистым веществом их цемента и сопутствующих глин, а также важнейшими аутигенными образованиями.

Эти взаимосвязи позволяют последовательно восстановить этапы возникновения того минерального состава пород, который мы видим сегодня. При анализе современного минерального состава пород всей формации детально рассмотрим следующие вопросы: 1) связь петрографических типов граувакк с возможными материнскими породами; 2) особенности формирования современного минерального состава каждого петрографического типа граувакк на разных стадиях осадочного процесса под воздействием выветривания материнских пород, фациальных обстановок и эпигенетических преобразований.

Основные типы граувакк и их материнские породы

Три основные петрографические группы граувакк Печорской угленосной формации довольно четко сопоставляются с основными петрохимическими семействами пород диабазо-спилитовой (спилито-кератофировой) формации Урала. Это сопоставление удается сделать не только

Таблица 28

Сравнительная химическая характеристика (в %) основных (диабазо-спилитовых) граувакк угленосной формации Печорского бассейна с диабазо-спилито-порфиритовыми породами Урала

Компонент	Песчаники угленосной формации		Эффузивные породы Урала (выбраны породы, близкие по химическому составу к песчаникам)						
	обр. 152, пакет R	обр. 26, пакет O	Спилит с пилотакситовой структурой	Диабаз (карамылташская свита)	Спилитовый порфирит	Диабазовый порфирит (баймак-бурибаевская свита)		Средний состав диабазов, спилитов и диабазовых порфиритов	
								баймак-бурибаевская свита	карамылташская свита
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	62,91	61,01	59,36	58,94	59,30	61,80	63,0	59,65	53,14
TiO_2	0,98	0,74	0,63	1,94	0,58	0,43	0,24	0,49	0,89
Al_2O_3	12,48	12,55	13,96	15,59	14,51	16,54	12,76	14,78	15,33
Fe_2O_3	0,97	0,77	3,87	6,18	3,64	2,45	1,93	2,92	4,07
FeO	4,60	4,13	6,60	5,44	5,33	6,70	4,16	5,65	7,03
MnO	0,09	0,07	0,12	0,15	0,11	0,07	0,07	0,10	0,16
CaO	3,56	2,72	4,99	5,67	2,10	1,20	4,04	4,07	5,18
MgO	3,48	2,62	2,48	3,20	5,13	3,75	5,16	4,54	6,96
Na_2O	2,82	3,46	5,01	5,16	4,68	5,52	3,62	4,03	3,13
K_2O	0,92	1,02	0,57	0,26	0,64	0,27	0,99	0,58	0,53
H_2O^+	3,16	2,36	—	—	3,39	—	—	0,34	0,46
H_2O^-	0,50	0,31	2,16	2,28	4,04	0,40	3,00	2,46	3,52
CO_2	3,24	2,04							
C	Нет	Нет							
P_2O_5	0,18	0,18						0,10	0,07
Сумма	99,89	99,98	99,78	99,87	100,45	99,13	99,56	99,73	

Примечание. Данные граф 3, 4 и 5 соответствуют данным граф 14, 19 и 26 из работы О. А. Нестояновой. Данные граф 6 и 7 соответствуют данным граф 30 и 32 из работы М. Г. Калайтана.
В графе 8 — среднее из 20 анализов, взятых из работы М. Г. Калайтана, в графе 9 — среднее из 16 анализов, приведенных по работе О. А. Нестояновой.

по результатам микроскопической типизации и подсчету обломков эффузивных кремнистых пород вместе с другими породообразующими компонентами (см. фиг. 42), но и по химическому составу пород. Судя по результатам химических анализов, песчаники трех основных петрографических групп, представленных в разрезе, весьма сходны с главнейшими типами пород среднепалеозойских вулканогенных формаций Урала[1].

В табл. 28 дана сравнительная характеристика *диабазо-спилитовых* граувакк нижней половины паралической подформации с некоторыми основными эффузивными породами карамылташской и баймак-бурибаевской свит, характеристики которых заимствованы из работ О. А. Нестояновой (1963) и М. Г. Калайтана (1962). Как можно видеть по среднему составу, эффузивы баймак-бурибаевской свиты ближе к песчаникам, чем карамылташские эффузивы, однако ограничить на основании этих данных представление о материнских породах было бы неверным. Для восстановления непосредственной связи терригенных пород с каким-либо определенным «узким» источником обломочного материала необходимы были бы более конкретные данные. Последними могли бы служить, в частности, типоморфные особенности акцессорных минералов, но так как такие данные в литературе отсутствуют, то в

[1] В сравнительных характеристиках граувакк и эффузивов использованы данные химических анализов детально изученных вулканогенных пород зеленокаменного комплекса Южного Урала. Аналогичные среднепалеозойские диабазо-кератофировые формации, протягивающиеся в пределах Северного и Приполярного Урала, петрохимически изучены не столь подробно.

качестве материнских образований правильнее рассматривать комплекс среднепалеозойских вулканогенных формаций Урала в целом.

Альбитофировые граувакки, появляющиеся в верхней половине паралической подформации и в низах континентальной, по химическому составу также близки к кислым эффузивам вулканогенных формаций Урала. Состав некоторых кварцевых альбитофиров практически почти идентичен составу песчаников, относящихся к группе альбитофировых граувакк (табл. 29) [1].

В песчаниках обеих групп по сравнению с «родоначальными» эффузивами наблюдается некоторое увеличение содержания SiO_2 и уменьшение количества фемических компонентов, щелочей и щелочных земель. Тем не менее соотношение важнейших компонентов остается исключительно постоянным (фиг. 52—58). Особенно выразительно высокое содержание Na_2O, более чем в три раза превышающее содержание K_2O как в основных, так и кислых граувакках.

Возрастание кислотности граувакк по сравнению с материнскими эффузивными породами является естественным следствием разрушения наименее стойких фемических минералов и отчасти плагиоклазов на разных стадиях формирования терригенных пород, начиная от выветривания материнских пород и кончая эпигенетическими преобразованиями

Таблица 29

Сравнительная химическая характеристика (в %) кислых (альбитофировых) граувакк угленосной формации с альбитофирами и кварцевыми альбитофирами среднепалеозойских вулканогенных формаций Урала

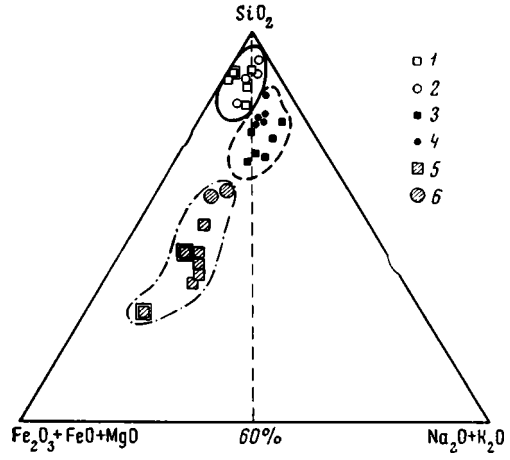
Компонент	Песчаники угленосной формации					Кислые эффузивы Урала				Кварцевые альбитофиры и кварцевые кератофиры**	Альбитофиры кварцевые, альбитофиры и кварцевые порфиры***
						кварцевые альбитофиры (карамылташская свита)		Альбитофиры			
	Обр. 272, пакет I	Обр. 187, пакет E	Обр. 167, пакет P	Обр. 247, пакет L	Обр. 257, пакет M	Обр. 31*	Обр. 37*	Обр. 45* (баймак-буринбаевская свита)	Обр. 34		
SiO_2	76,63	76,28	78,54	79,49	83,89	74,60	74,58	77,54	78,74	73,8	73,79
TiO_2	0,72	0,57	0,72	0,53	0,55	0,31	0,24	0,19	0,13		0,32
Al_2O_3	10,78	10,94	10,58	10,67	8,72	13,57	9,44	12,90	10,08	12,5	12,60
Fe_2O_3	1,38	0,35	0,43	1,04	0,88	1,58	4,64	0,92	0,17	1,7	0,92
FeO	0,92	1,97	1,62	0,68	0,14	1,03	0,82	0,82	3,27	2,1	3,20
MnO	0,01	0,02	0,02	0,01	0,04	Следы	0,06	0,02	0,04	—	0,04
CaO	1,04	0,52	0,72	0,60	Нет	1,42	1,89	1,00	0,49	0,8	1,35
MgO	0,65	1,37	1,24	0,81	0,66	0,50	0,69	0,10	1,01	1,4	0,83
Na_2O	4,03	3,67	3,63	2,65	3,51	5,69	4,21	4,45	3,24	4,8	4,78
K_2O	1,16	1,09	1,12	1,53	0,93	0,51	1,34	1,80	1,24	0,9	1,26
H_2O^+	1,33	1,75	1,48	1,48	0,76	0,16	1,06	0,18		0,7	0,18
H_2O^-	0,85	0,47	0,40	0,65	0,44		0,22	0,50		1,1	0,97
CO_2	Нет	—	Нет	Нет	Нет	0,91	0,88		1,20		
C	0,04	0,12	0,04	0,11	»						
P_2O_5	0,01	0,04	0,01	0,01	0,01		0,10				0,07
Сумма	99,55	99,76	100,52	100,26	100,53	100,22		100,42	99,61	99,8	

* Образцы 31, 37, 45 — из работы О. А. Нестояновой.

** Среднее из 43 анализов (из работы С. Н. Иванова).

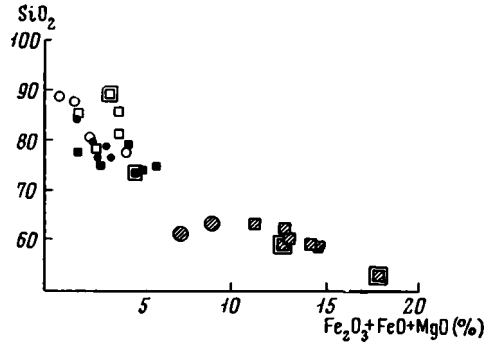
*** Среднее из 18 анализов (из работы М. Г. Калайтана).

[1] Сложность диагностики обломков кислых эффузивов в зернах песчаной размерности заставляет предпочесть более общий термин «альбитофировые» граувакки термину «кератофировые», в соответствии с представлениями А. Н. Заварицкого о целесообразности употребления этих терминов в номенклатуре кислых эффузивов.



Фиг. 52. Диаграмма соотношения основных компонентов в главнейших петрографических типах граувакк и некоторых материнских породах среднепалеозойских вулканогенных формаций Урала

1 — кремнистые породы Урала (по Хворовой, 1968а, б); *2* — фтанитовые граувакки; *3* — кислые эффузивы (по Нестояновой, 1963; С. Н. Иванову, 1963); *4* — фельзитоальбитофировые граувакки; *5* — основные эффузивы Урала (по Нестояновой, 1963; Калайтан, 1962); *6* — диабазо-спилитовые граувакки; двойные контуры — несколько совпадающих анализов



Фиг. 53. График зависимости между содержанием SiO_2 и $Fe_2O_3 + FeO + MgO$

Условные обозначения см. на фиг. 52

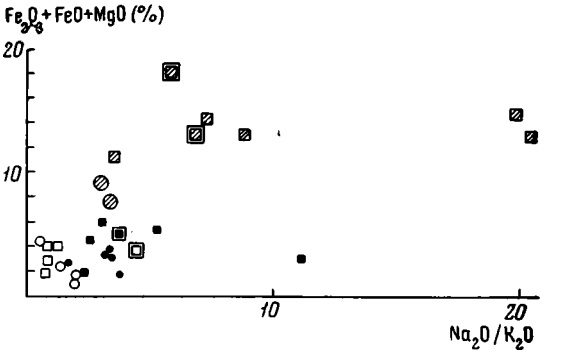
самих песчаников. Удивительным скорее всего является близкое наследование граувакками петрохимической характеристики эффузивов. Возможно, если бы имелся материал для сравнения граувакк с туфами основного и кислого состава, сходство оказалось бы еще более наглядным.

Кремнистые граувакки очень близки по составу к глинистым силицитам по классификации И. В. Хворовой (1968а). В табл. 30 дана сравнительная характеристика химического состава фтанитовых граувакк верхней половины континентальной подформации и некоторых кремнистых пород Урала. Сходство состава выступает достаточно выразительно. Нужно отметить, что в составе кремнистых и кремнисто-глинистых обломков граувакк абсолютное преобладание имеют фтаниты, содержащие часто тонкорассеянное органическое вещество. Обломки яшм, окрашенные гидроокислами железа в красноватые тона, встречаются очень редко. Распространение фтанитов И. В. Хворова связывает с силурийской (сакмарской) вулканогенно-кремнистой (диабазо-фтанитовой) формацией. В изученном районе основным поставщиком фтанитового и глинисто-фтанитового обломочного материала являлись скорее всего породы лемвинской серии. Разумеется, приведенная выше характеристика касается наиболее чистых представителей отдельных петрографических групп граувакк. В большинстве случаев в песчаных породах присутствуют обломки различных групп, однако ведущий тип обломочного материала выражен достаточно четко в определенных стратиграфических интервалах разреза.

История формирования диабазо-спилитовых граувакк. Эта группа пород имеет абсолютное преобладание в нижней половине формации. В ранние этапы накопления угленосного комплекса поступление обломочного материала шло, очевидно, в основном за счет разрушения зеленокаменных пород центральной части Уральского геоантиклинального поднятия. Обилие в составе акцессорных компонентов — хромита и пикотита, как и постоянное присутствие единичных обломков серпентинитов, позволяет считать, что в составе питающих провинций существенная роль принадлежала также основным и ультраосновным породам. Однако фрагменты этих пород, испытавших глубокое разрушение скорее всего еще при выветривании, практически не достигали бассейна седиментации. Их участие в составе питающих областей зафиксировалось лишь в таких реликтах, как хромит и пикотит, мало поддающихся химическому и механическому разрушению.

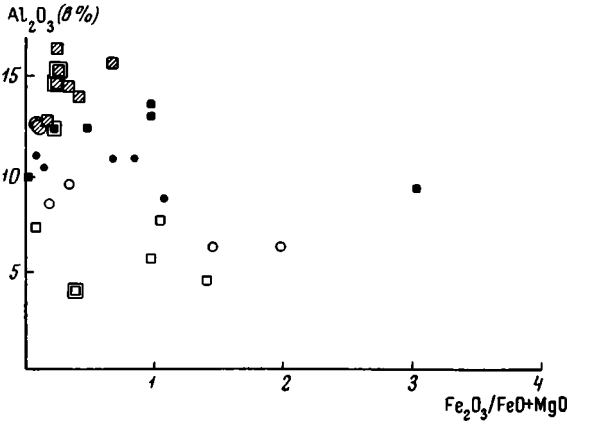
Диабазо-спилитовые граувакки паралической подформации вообще отличаются крайне низким содержанием минералов тяжелой фракции и их исключительно бедным видовым составом (до 90% составляют рудные минералы). Это обстоятельство определяется глубокой эпигенетической переработкой пород нижних горизонтов изученного разреза, относящихся к низам зоны глубинного эпигенеза. Присутствие отдельных пачек песчаников близкого состава в верхах континентальной подформации позволяет проследить особенности их эпигенетического видоизменения и, в частности, обеднения минералами тяжелой фракции на протяжении перехода от зоны начального эпигенеза с газовыми углями к зоне глубинного эпигенеза с углями, близкими к полуантрацитам.

В граувакках, богатых обломками основных эффузивов, в верхах



Фиг. 54. График зависимости между содержанием $Fe_2O_3 + FeO + MgO$ и $\frac{Na_2O}{K_2O}$

Условные обозначения см. на фиг. 52



Фиг. 55. График зависимости между содержанием Al_2O_3 и $\frac{Fe_2O_3}{FeO + MgO}$

Условные обозначения см. на фиг. 52

Таблица 30

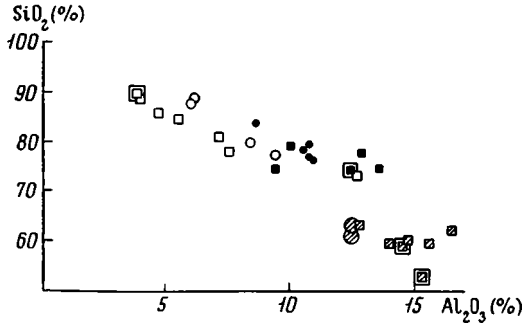
Химический состав (в %) кремнистых (фтанитовых) граувакк угленосной формации и кремнистых пород Урала

Компонент	Песчаники угленосной формации				Кремнистые породы Урала					
	обр. 117	обр. 213	обр. 221	обр. 219	глинистые фтаниты силура			глинистые яшмы ордовика		
	печорская серия									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	77,67	80,22	87,61	88,48	77,95	80,94	88,57	84,6	85,41	89,16
TiO_2	0,64	0,41	0,30	0,38	0,50	0,40	Следы	0,33	0,2	0,12
Al_2O_3	9,48	8,54	6,10	6,21	7,57	7,23	4,06	5,58	4,77	3,91
Fe_2O_3	1,16	0,41	1,09	0,52	1,46	0,30	1,64	0,87	2,36	1,06
FeO	2,11	1,73	0,34	0,31	0,41	2,37		0,41	0,77	0,96
MnO	0,05	0,01	Нет	Нет	Нет	0,13	0,01	0,14	0,12	0,45
CaO	1,30	1,45	1,04	0,72	0,48	1,06		2,13	0,81	0,63
MgO	1,04	0,29	0,19	0,04	0,96	1,41		0,6	0,9	1,59
Na_2O	0,73	1,07	1,43	1,30	0,18	1,35	Не опр.	0,76	0,38	0,5
K_2O	1,20	0,74	0,71	0,64	1,97	1,48		0,94	0,31	0,11
H_2O^+	3,35	2,04	1,12	1,23	Не опр.			2,15	2,03	1,47
H_2O^-	0,66	0,54	0,48	0,42						
CO_2	Нет	1,38	Нет	Нет	0,04	0,20		0,08	0,02	0,06
C	0,34	0,19	0,01	0,07	3,23	0,68	0,23	0,22	0,2	0,03
P_2O_5	0,32	0,60	0,01	0,02	0,55	0,92	0,96	0,04	0,09	0,08
Сумма	100,05	99,63	100,52	100,34				99,85	100,78	100,25

Примечание. Данные граф 5—10 взяты из работы И. В. Хворовой (1968а, анализы № 20, 17, 11, 18, 17, 16).

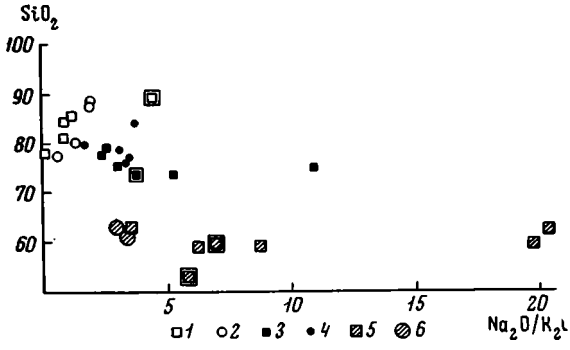
разреза содержание тяжелой фракции резко возрастает и достигает 1% и более. Это увеличение связано с обилием эпидота, являющегося основным компонентом тяжелой фракции вместе с сопровождающим его сфеном. При движении вниз по разрезу содержание эпидота и сфена быстро убывает и на первый план выступают рудные минералы. Это направленное исчезновение нестойких минералов хорошо прослеживается даже на примере отдельных пачек диабазо-спилитовых граувакк, чередующихся в разрезе с породами другого состава. В нижних горизонтах эпидот, а иногда и амфиболы встречаются только в виде единичных зерен. Следует отметить, что в песчаниках вышележащей хейягинской серии триасового возраста, изобилующих обломками основных эффузивов, при движении вверх по разрезу наряду с эпидотом широкое распространение получают амфиболы. Таким образом, обычная эпигенетическая зональность в распределении фемических минералов выступает в пермо-триасовом разрезе с большой выразительностью (см. фиг. 42).

Особенности эпигенетического преобразования не менее выразительно проявляются в составе глинистого вещества цемента песчаников и в аргиллитах, генетически связанных с обломочным материалом диабазо-спилитового состава. В верхних горизонтах континентальной подформации присутствуют хлорит и монтмориллонит, в паралической подформации — хлорит и гидрослюда. В слюдистом минерале сверху вниз по разрезу наблюдается уменьшение содержания подвижных межслоевых промежутков, коррелирующееся с возрастанием степени метаморфизованности углей (см. табл. 27). Раннее появление хлорита за счет разложения фемических минералов и более поздняя трансформация монтмориллонита в гидрослюду, естественно, объясняются последовательностью вступления в эпигенетическую переработку обломочных компонентов разного состава. Внутрислойное растворение фемических минералов, дававших необходимые компоненты для образования хлори-



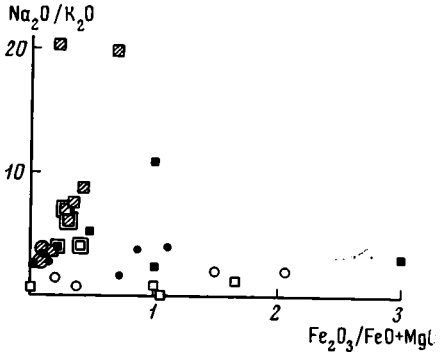
Фиг. 56. График зависимости между содержанием SiO_2 и Al_2O_3

Условные обозначения см. на фиг. 52



Фиг. 57. График зависимости между содержанием SiO_2 и $\frac{Na_2O}{K_2O}$

Условные обозначения см. на фиг. 52



Фиг. 58. График зависимости между содержанием $\frac{Na_2O}{K_2O}$ и $\frac{Fe_2O_3}{FeO+MgO}$

Условные обозначения см. на фиг. 52

та, происходило на самых ранних этапах начального эпигенеза. Позднее осуществлялась обычная, общеизвестная переработка плагиоклазов, а также, очевидно, перекристаллизация обломков основной массы эффузивов, дававших необходимые количества калия для преобразования монтмориллонита в гидрослюду.

Очень интересна одна из специфических особенностей аутигенного минералообразования, протекающего при эпигенетических преобразованиях в граувакках, богатых обломками диабазо-спилитовых пород, альбитофиров и кератофиров. В них почти нет аутигенного кварца, вместо которого очень широко развит новообразованный альбит, кристаллизующийся в виде специфических округлых образований («зубки кукурузы»), погруженных в массу глинистого вещества. По-видимому, значительное количество Na_2O, высвобождающегося при перекристаллизации обломков эффузивов вместе с алюминием и кремнеземом, наиболее легко реализуется в формировании альбита — устойчивого минерала

термодинамических условий глубинного эпигенеза — метагенеза. Эта специфика свойственна только породам, сильно обогащенным Na_2O, который связан не с относительно устойчивыми кислыми плагиоклазами, а с довольно легко высвобождающими щелочи обломками основной массы эффузивов. При эпигенетическом перерождении плагиоклазов альбитизация протекает в разнообразных формах, прекрасно описанных А. В. Копелиовичем (1965), непосредственно в пределах зерна полевого шпата или проявляется в формировании аутигенной каемки вокруг обломочного ядра.

При перекристаллизации обломков эффузивов формирование альбитовых глобулей идет в поровых участках породы, по-видимому, параллельно с кристаллизацией глинистых минералов. В результате получается своеобразный баланс распределения щелочей в различных гранулометрических фракциях породы. Максимальное количество Na_2O концентрируется во фракции 0,01—0,001 *мм*, в которую попадает основное количество глобулярных альбитов. Во фракции меньше 0,001 *мм* альбит также присутствует, но роль его крайне незначительна. В этой фракции, содержание которой в песчаниках очень невелико и редко достигает 5—10% от общей массы породы, сосредоточивается основное количество K_2O, фиксирующегося в структуре гидрослюд (см. табл. 25, 26).

Вопрос о том, весь ли калий в гидрослюдах накапливается за счет перекристаллизации обломочного материала или часть его реализуется из иловых или поровых растворов, остается пока открытым. Последние работы показали, что вопреки укоренившимся в литературе представлениям основная часть гидрослюд осадочных пород и, в первую очередь цемента различных песчаников является аутигенным образованием (Коссовская, Дриц, 1971). Создается впечатление, что это семейство минералов способно образовываться в чрезвычайно широком диапазоне фациальных обстановок, характеризующихся близкими геохимическими условиями, в частности средой с pH, близким к нейтральному или слабощелочному. Именно такие геохимические условия свойственны поровым растворам диагенеза и начального эпигенеза огромного большинства терригенных пород, формирующихся в обстановках гидродинамически активного режима различных континентальных, прибрежных и морских фаций. Слабощелочная среда в двух первых случаях создается на разных этапах эпигенеза за счет начального растворения и видоизменения менее стойких обломочных компонентов.

В соответствии с этим и массовое появление гидрослюд может быть связано с разными этапами породообразования. В морских условиях слабощелочная среда возникает еще в диагенезе, чем, видимо, и определяется легкость орбазования глауконитов, а также постоянное появление или нарастание содержания гидрослюд в тонкой фракции илов любого состава при движении от берегов к центру морских бассейнов, зафиксированное на многих примерах (Милло, 1968).

Возвращаясь к нашему материалу, подчеркнем, что в диабазо-спилитовых граувакках широкое распространение гидрослюд связано с глубинным эпигенезом. Они формируются в основном не за счет непосредственной кристаллизации из интерстиционных растворов, а в результате эпигенетического перерождения первичного монтмориллонита. Содержание их в составе цемента песчаников паралической подформации несколько превышает количество хлорита, однако во вполне сопоставимых пределах. Иная картина наблюдается в граувакках с кислым составом обломков эффузивов, на которых мы остановимся ниже.

В заключение характеристики особенностей состава глинистых минералов диабазо-спилитовых граувакк, остановимся коротко на каолините. Содержание его в составе цемента песчаников верхних горизонтов разреза ничтожно и составляет первые проценты. В породах паралической подформации изученного разреза он полностью исчезает. Это

вполне объяснимо, так как трудно было бы ожидать сохранения малых количеств каолинита при глубинной эпигенетической переработке столь полимиктового обломочного материала.

История формирования фельзит-альбитофировых граувакк. «Кислые» граувакки не представляют собой столь однородную по составу обломков группу, как диабазо-спилитовые граувакки. В верхах паралической подформации присутствуют породы смешанного состава, в которых соотношение обломков кислых и основных эффузивов довольно близко. Выше, начиная с нижней половины континентальной подформации, появляются породы, в которых уменьшается содержание полевых шпатов и обломков альбитофиров и возрастает роль фрагментов основной массы с фельзитовой структурой, сопровождающейся повышением содержания кварца специфической бипирамидальной формы. Еще выше по разрезу появляются смешанные фельзито-фтанитовые граувакки. Состав акцессорных минералов, глинистого вещества и аутигенных образований имеет много общего, хотя и различается в деталях.

Прежде всего необходимо подчеркнуть, что появление кислых граувакк в описываемом разрезе не было связано с периодическим развитием кор выветривания в области источников сноса, как это имело место при формировании кислых граувакк Караганды (см. стр. 68). Свидетельством этого является резко изменившийся состав акцессорных минералов, в котором почти исчезают хромит и пикотит, сильно сокращается содержание ильменита и доминирует кислая ассоциация акцессориев с цирконом, рутилом и турмалином. По-видимому, преимущественное появление кислых граувакк определялось изменениями состава пород в области питающего субстрата. В первый период накопления терригенной угленосной формации, сменившей преимущественно карбонатные нижележащие отложения, в области Уральского поднятия разрушались одновременно как кислые, так и основные вулканогенные толщи зеленокаменного комплекса. Однако в бассейне седиментации роль кислого материала была как бы подавлена и затушевана обилием компонентов, связанных с разрушением основных пород. Разрушение последних осуществлялось, естественно, быстрее, в силу их меньшей устойчивости, и поэтому уже во второй половине периода накопления паралической подформации роль кислого материала выступала гораздо отчетливее. С начала накопления континентальной подформации основной материал практически исчезает, появляясь в виде отдельных пачек только в верхних горизонтах разреза. Несмотря на петрографическую близость основных граувакк верхней части разреза континентальной и паралической подформаций, они скорее всего связаны с разными материнскими комплексами. Диабазо-спилитовые граувакки верхних горизонтов являются как бы предшественниками мощных триасовых накоплений того же состава. История их формирования требует специального изучения. Появление кислого материала в диабазо-спилитовых граувакках верхней части паралической подформации фиксируется очень слабо и поэтому практически на сводном графике (см. фиг. 42) незаметно. Однако качественно этот новый материал выявляется отчетливо как в акцессорных минералах (изменяется характер цирконов, появляются разнообразные турмалины и др.), так и особенно, в изменении состава глинистого вещества цемента. Доминирующую роль начинает играть гидрослюда, содержание которой достигает 60—80%. Резкое возрастание содержания гидрослюды скорее всего связано в породах этой части разреза не только с увеличением количества обломков кислых эффузивов, но и с появлением биотита. Хлоритизированные, сильно измененные пластинки биотита иногда составляют до 1—2% общей массы обломочного материала песчаников верхней части паралической подформации. Несомненно, они являлись важным дополнительным источником K_2O для формирования гидрослюдистого

цемента. Выше, в кислых граувакках континентальной подформации, гидрослюда сохраняется в качестве основного компонента цементирующей массы песчаников на протяжении всего разреза. Уже упоминалось, что гидрослюдистый минерал характеризуется постоянным присутствием (до 20%) разбухающих межслоевых промежутков. В верхних горизонтах этот минерал появляется в фельзитовых граувакках примерно на том же уровне, что и монтмориллонит в диабазово-спилитовых песчаниках. Трудно сказать, являлась ли гидрослюда продуктом переработки первичного монтмориллонита, преобразованного в гидрослюдистый минерал в условиях начального эпигенеза при обилии обломочных компонентов, богатых щелочами, или она формировалась непосредственно в составе цемента, не проходя монтмориллонитовую фазу.

Представляется более вероятным первое предположение, особенно если учесть описанное ранее микроскопическое сходство петельчатой структуры глинистого вещества в цементе песчаников обоих петрографических типов граувакк. Гидрослюда, содержащая около 20% подвижных межслоевых промежутков, отличается высокой устойчивостью и практически не изменяется в широком диапазоне уровней эпигенетической переработки пород, запечатленных в изменении марок углей: от газовых в верхних до спекающихся в нижних горизонтах континентальной подформации. В зоне перехода от паралической подформации к континентальной гидрослюдистый минерал поровых участков ассоциируется с глобулярным альбитом.

Выше по разрезу обломочный материал становится все более кислым — уменьшается количество плагиоклазов, возрастает роль кварца, и гидрослюды в цементе песчаников начинают ассоциировать с каолинитом, количество которого достигает 20—25%. Одновременно каолинит делается постоянным компонентом аргиллитов, хотя его фоновое содержание в глинистых осадках озерно-лагунного типа не превышает обычно 15—20% от общего состава глинистых минералов. Совпадение появления каолинита с устойчивостью состава обломочных компонентов делало бы, казалось, логичным вывод об его обломочном происхождении за счет каолиновых кор выветривания в области сноса. Однако аутигенные формы кристаллизации каолинита в цементе песчаников и крайне незначительная роль во всех глинах, кроме подугольных, говорят о его сложном и неоднородном происхождении. Период формирования нижней половины континентальной подформации характеризовался развитием специфических ландшафтов, которые благоприятствовали появлению более кислых геохимических обстановок, свойственных разнообразным фациям. Происходила нивелировка источников сноса, падала гидродинамическая активность речной сети в области седиментации, представлявшей обширную, недавно покинутую морем равнину, широкое развитие получили тонкозернистые осадки озерно-лагунных водоемов, в большей или меньшей степени обогащенные растительным материалом. Эта сопряженность ландшафтов питающих областей и бассейна аккумуляции обусловила близость процессов интенсивного гумидного разложения силикатного материала, начинавшегося в источнике сноса и продолжавшегося в кислых условиях диагенеза и начального эпигенеза формировавшихся осадков. Интенсивное каолинообразование по плагиоклазам, выделение стопочкообразных агрегатов каолинита, наблюдающееся иногда в центральных участках пор песчаников, скопления хорошо окристаллизованных чешуек каолинита вокруг растительных фрагментов, захватывающие местами соседние зерна полевых шпатов,— все эти явления развивались, несомненно, при постседиментационных процессах. Однако оценить степень подготовленности обломочного материала при разложении его в источниках сноса, а в ряде случаев учесть долю обломочного и новообразованного каолинита весьма трудно.

Любопытно отметить следующую особенность, иллюстрирующую на-

растание процесса каолинитообразования от нижних горизонтов континентальной подформации к верхним. В низах интинского комплекса (горизонты I, H, фиг. 42, скв. 570) каолинитовый цемент и каолинизация полевых шпатов имеют место только в маломощных песчаных прослоях, приуроченных к пачкам переслаивания (отложения озер и лагун, богатые растительными остатками). В мощных песчаных пачках (осадки рек, дельт и прибрежные накопления), лишенных растительных остатков, образования каолинита не отмечаются. Выше по разрезу каолинит встречается повсеместно, достигая максимального содержания (до 50%) в подугольных аргиллитах.

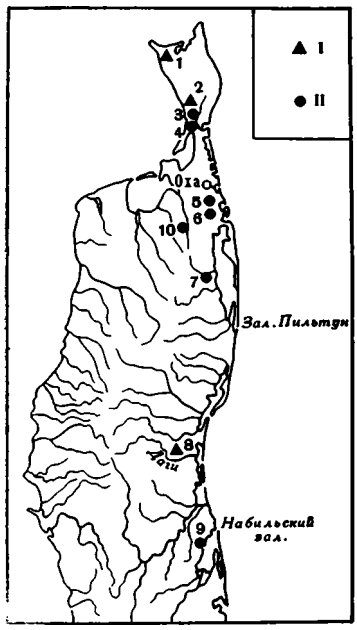
История формирования фтанитовых граувакк. Фтанитовые граувакки связаны с фельзитовыми постепенным переходом. Наиболее чистые разновидности первых отличаются бедным составом акцессорных минералов и крайне незначительной ролью глинистого цемента. В составе тяжелой фракции преобладает лейкоксен. Значительно распространены также гранаты. Общее уменьшение содержания гранатов вниз по разрезу связано с явлениями внутрислойного растворения. В самых верхних горизонтах разреза ассоциация гранатов очень разнообразна: присутствуют альмандин, андрадит, иногда пиропы и гроссуляр. Вниз постепенно исчезают все разновидности, кроме альмандина, количество которого также прогрессивно уменьшается. Внутрислойное растворение гранатов, сопровождающееся замещением чаще всего новообразованиями кварца, отчетливо наблюдается под микроскопом. Разъеденные, остроугольные, изолированные фрагменты гранатов часто бывают как бы запаяны в монокристаллические кварцевые чехлы. В таком виде они нередко обогащают тяжелую фракцию и изредка встречаются в шлифах.

Основным аутигенным минералом фтанитовых граувакк является кварц, встречающийся в довольно многообразных формах. Из глинистых минералов в цементе присутствует главным образом каолинит, обычно отлично раскристаллизованный и образовавшийся, несомненно, синтетическим путем в постседиментационный период. Часто удается наблюдать определенную последовательность в формировании минералов. Одним из первых образований является тип глобулярного, или фестончатого кварца, окаймляющего обломки пород. Центральная часть пор часто бывает заполнена каолинитом и изредка гидрослюдой. Образование кварца происходило на ранних этапах начального эпигенеза за счет избытка SiO_2, появляющегося в поровых растворах, за счет раннего растворения обломков фтанитов и других кремнистых пород. Второй тип кварца — это кварц припая, занимающий центральную часть поровых участков и кристаллизующийся после формирования по периферии пор тонких гидрослюдистых каемок или щеточек хлорита. Образование этого типа кварца относится также к начальному эпигенезу. Однако оно происходило несколько позднее за счет избытка SiO_2, оставшегося после кристаллизации глинистых минералов. Третий тип — это регенерационный кварц, замещающий каолинит поровых участков. Образование его связано с формированием конформных структур растворения в глубинном эпигенезе или в локальных участках, приуроченных к зонам тектонических нарушений. В перемятых, часто разбитых трещинами породах этих участков нередко наблюдается преобразование каолинита в диккит.

Изложенные результаты позволяют с достаточной ясностью проследить историю формирования вещественного состава главнейших минералого-петрографических комплексов, слагающих печорскую угленосную формацию. Прослеживание установленных парагенетических ассоциаций на площади и в разрезах Печорского бассейна даст возможность восстановить детальную историю развития Печорского угольного бассейна в рассмотренный отрезок времени.

Рассматриваемый район расположен в западной краевой части кайнозойской Японо-Охотской геосинклинали (Алексейчик и др., 1963). В тектоническом плане неогена широкие и глубокие синклинальные структуры сочетаются с более узкими антиклинальными поднятиями значительной протяженности. Складчатые структуры вытянуты в близком к меридиональному, а на п-ове Шмидта в северо-западном направлениях в соответствии с простиранием береговой линии. Крупные структуры осложнены более мелкими и в разной мере (более интенсивно на п-ове Шмидта) разбиты нарушениями. Южный и северный участки исследуемой площади относительно приподняты. Наиболее приподнят северный участок (п-ов Шмидта), где обнажены самые древние из верхнемеловых пород. На западе п-ова Шмидта верхнемеловые породы видны в приподнятых частях крупной Эспенбергской антиклинальной структуры. Структура верхнемеловых пород изучена плохо. Они сильно перемяты, на них несогласно залегают отложения неогена. В восточной части полуострова верхнемеловые породы с востока на запад по крупному региональному разрыву надвинуты на неогеновые. К региональному взбросо-надвигу приурочены массивы ультраосновных пород. Вдоль разлома вытянуты тела серпентинитов с включениями габброидов. В пределах восточного поля верхнемеловых пород, на п-ове Шмидта, развиты интрузивные тела гранитоидов сложного состава. На юге исследуемой площади (Дагинско-Катанглийский район) на поверхность выходят породы нижних горизонтов неогена (нижнемиоценовая даехуриинская свита). Относительно погружен центральный участок, протягивающийся от широты залива Календо до широты р. Вал. Наибольшая степень погружения характерна для средней части участка вдоль побережья Охотского моря (Пильтун-Чайвинская депрессия). Некоторая приподнятость территории отмечается в крайней западной части центрального участка (Гыргыланьинская складчатая зона).

Таким образом, неогеновые породы района протягиваются с севера на юг в виде дугообразной полосы, погружаясь в центральной части



Фиг. 59. Обзорная схема Северного Сахалина

Изученные разрезы:
I — обнажения,
II — скважины.
Обнажения:
1 — мачигарские,
2 — пильские,
8 — дагинские.
Антиклинальные структуры:
3 — Троптунская,
4 — Северо-Колендинская,
5 — Эхабинская,
6 — Восточно-Эхабинская,
7 — Малосабинская,
9 — Катанглийская;
10 — Озерская синклиналь

вдоль побережья Охотского моря и воздымаясь на юге и севере. Они залегают с стратиграфическим и угловым несогласием на породах верхнего мела. Мощность разреза неогена достигает 6—8 *км*. Развиты преимущественно морские терригенные отложения. Расчленение их дается в унифицированной стратиграфической схеме (Решения..., 1961).

При анализе разреза образования неогена были расчленены на шесть осадочных комплексов (формаций), понимаемых как естественные сообщества пород, отдельные члены которых парагенетически связаны в латеральном и вертикальном направлениях (Шатский, 1960). Анализируемые разрезы (фиг. 59) выбирались с тем расчетом, чтобы по возможности полно учесть литолого-фациальное своеобразие и изменчивость неогеновых отложений. Полнота и представительность разрезов каждого из выделенных комплексов рассматриваются ниже. Для характеристики комплексов, помимо наблюдений автора, привлечены сведения из работ И. И. Ратновского (1964), С. Н. Алексейчика, С. Л. Гальцева-Безюка, В. С. Ковальчука, П. М. Сычева (1963), Н. Г. Бродской (1963), Б. А. Сальникова и др. (1963), С. С. Размысловой (1963), Н. Б. Вассоевича (1961), Г. М. Власова (1961, 1967), Н. А. Волошиновой (1961 а, б), А. П. Иваньшиной (1963).

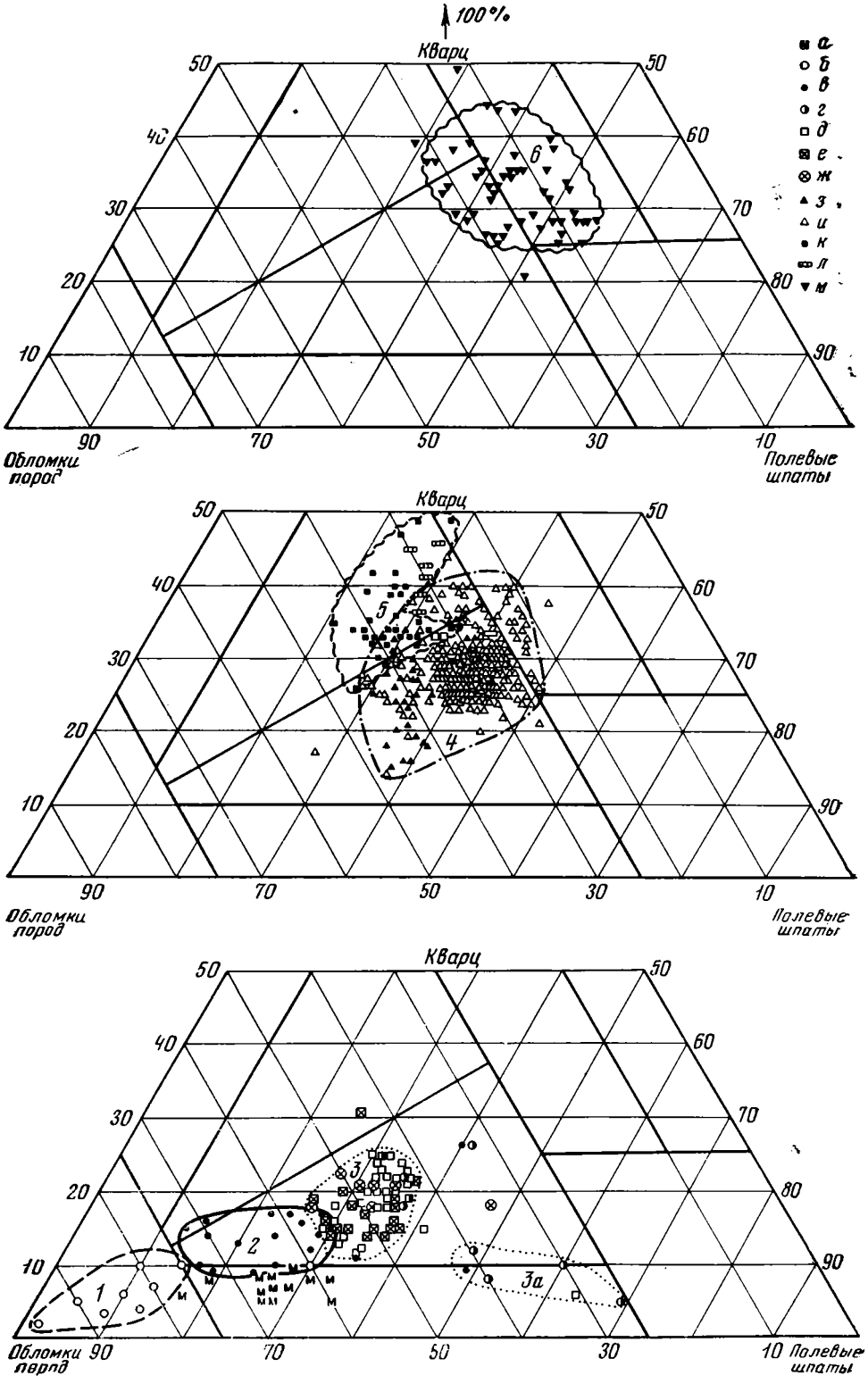
Комплекс граувакк неогена изменен в процессе эпигенеза слабо. При его описании основное внимание уделялось обломочным породообразующим и акцессорным компонентам с последующей реконструкцией источников сноса. Поэтому изложение материала по граувакам Сахалина в отличие от других регионов дается в стратиграфической последовательности снизу вверх по ходу истории их развития.

УГЛЕНОСНЫЙ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ КОМПЛЕКС

В угленосный континентальный комплекс включены базальные отложения неогенового разреза Сахалина — угленосные слои нижнемиоценовой мачигарской свиты. Отложения комплекса известны только на п-ове Шмидта, где выполняют небольшую мульду на мысе Угольном (мачигарский разрез), а также в основании третичного разреза по р. Водопадной (пильский разрез), залегая на породах верхнего мела. В мачигарском разрезе их подстилают порфириты, андезиты и их туфы, а также песчаники и алевролиты нерасчлененных кампана, маастрихта и датского ярусов, в пильском разрезе — песчаники сантона (?) (Теплов, 1966). Мощность комплекса не превышает 50 *м*.

В разрезе комплекса неравномерно чередуются преобладающие неслоистые разнозернистые от мелко- до крупнозернистых песчаники и тонкослоистые, хорошо отмученные глины, содержатся пласты угля суммарной мощностью до 4 *м*. Характерны пачки тонкого (1—5 *см*) переслаивания песчаников и глин, которые чередуются со слоями однородного состава — глин, песчаных глин, аргиллитов, рыхлых и сцементированных песчаников. Мощность пачек изменяется от 0,5—1,0 до 8 *м*, мощность слоев — от 10 *см* до 4—5 *м*. В пачках и слоях выделяются горизонты эллипсовидных известковистых конкреций размером до 2,0 *м* по длинной оси. Внутри пачек и слоев наблюдается залегание на размытой поверхности — следы внутриформационных размывов.

Песчаники окрашены в серые и зеленовато-серые тона, имеют разнозернистое, от мелко- до крупнозернистого, строение и содержат обильный гравий, гальку и мелкие валуны. В большинстве своем песчаники неслоисты, только в верхней части комплекса в них обнаруживается косая слоистость, подчеркиваемая скоплениями на плоскостях наслоения обуглившихся растительных остатков.


100%
Кварц
50
40
30
20
10
60
70
80
90
6
5
4
3
3а
2
1
а
б
в
г
д
е
ж
з
и
к
л
м
Обломки пород
Полевые шпаты

Глинистые породы — серые и зеленовато-серые, уплотненные разности — коричневатые, содержат 10—30% алевритового или песчаного материала. Чаще всего имеют тонкослоистую текстуру. Песчаники и глины рассечены сложной серией тонких (1—5 *мм*) прожилок гипса и кальцита. Наиболее крупные прожилки выполнены кальцитом.

Угли — коксовые, матовые, реже блестящие, массивные и иногда тонкослоистые, образуют пласты мощностью 0,5—1,5 *м*. В некоторых пластах содержатся два-три прослоя углистых аргиллитов.

Отложения комплекса формировались в континентальной обстановке в отдельных впадинах донеогеновой суши, которая длительное время (по-видимому, в течение палеогена) служила областью размыва.

В отложениях комплекса представлены речные и озерно-болотные фации. Выровненный рельеф и значительное потепление, отмечаемое для раннего миоцена, благоприятствовали развитию на верхнемеловых эффузивах кор выветривания.

Минералого-петрографическая характеристика

Песчаники. Песчаники по соотношению породообразующих обломочных компонентов являются собственно граувакками (фиг. 60). Для них характерно низкое содержание зерен кварца (до 10%) и полевых шпатов (до 15%), высокое — обломков пород. В составе последних основная роль принадлежит палеотипным порфиритам. В меньшем количестве присутствуют обломки кислых и средних эффузивов. Постоянно встречаются обломки глинистых и кремнистых сланцев, гранитоидов, метаморфизованных алевролитов (фиг. 61).

Полевые шпаты представлены главным образом плагиоклазами — альбитом, кислым и основным олигоклазом, кислым и основным андезином, которые в разной мере цеолитизированы, хлоритизированы или замещены кальцитом. Резко преобладает альбит. Роль ортоклаза и микропертита незначительна.

Основные акцессорные минералы — рудные (ильменит, титаномагнетит, магнетит), лейкоксен, турмалин, рутил, циркон, гранаты. В большинстве случаев преобладает циркон. Для него характерны красная и бурая окраска различных оттенков и округленная форма зерен. Встречаются, однако, и бесцветные призматические цирконы. Зернам гранатов свойственны сглаженные очертания и черепитчатая поверхность. Постоянно и в заметном количестве (до 10% на тяжелую фракцию) присутствуют бурая шпинель и хромит. Зерна роговой обманки, пироксенов, уралита, эпидота единичны.

Для песчаников характерна первичнообломочная разнозернистая структура. Цементы — базального, порово-базального, на небольших участках порово-пленочного типов, глинистого и кальцитового состава. Образование крупнокристаллического кальцита в цементе следует, по-видимому, отнести за счет эпигенетических процессов.

Фиг. 60. Положение полей песчаников неогена и мела на треугольной диаграмме

Песчаники различных стратиграфических единиц: *а* — верхнего мела, *б* — угленосных слоев мачигарской свиты. Свит: *в* — мачигарской (выше угленосных слоев), *г* — тумской, *д* — даехуринской, *е* — уйнинской, *ж* — нижних слоев лильской, *з* — чеховского горизонта, *и* — верхнедагинской подсвиты Охино-Эхабинского района, окобыкайской свиты и нижненутовской подсвиты, *к* — средней (угленосной) подсвиты дагинской свиты Дагинско-Катанглийского района, *л* — верхней (надугленосной) подсвиты этого же района, *м* — помырского горизонта. Внутри диаграмм обозначены поля песчаников различных осадочных комплексов (формаций): *1* — угленосного континентального, *2* — терригенного флишоидного, *3* и *3а* — глинисто-кремнистого, *4* — песчано-глинистого, *5* — угленосного паралического, *6* — грубопесчаного молассового (лигнитоносного)

Глинистое вещество имеет большей частью тонкоагрегатное строение и довольно постоянный полиминеральный состав. Основным глинистым компонентом является структурно неупорядоченный каолинит. Характерна малая примесь монтмориллонита и хлорита. Хлорит наблюдается в виде колломорфных сгустков размером 0,5—0,7 *мм*. Выявляются также смешанно-слойные образования хлорит-монтмориллонитового состава с соотношением слоев 60 : 40 и с тенденцией к упорядоченному чередованию. Каолинит присутствует как в виде тонкоагрегатной глинистой массы в смеси с другими компонентами, так и в виде мономинеральных вермикулитоподобных и розетковидных агрегатов в порах песчаников.

Глины рассматриваемого комплекса однотипны по минеральному составу. Их основная масса близка по составу к глинистому веществу в цементе песчаников. Как и в последнем, основной компонент глин — каолинит. В виде небольшой примеси присутствуют монтмориллонит и хлорит. Выявляются смешанно-слойные хлорит-монтмориллонитовые образования. Некоторое отличие вещества основной массы глин от глинистого цемента намечается по относительной крупности чешуек и сростков каолинита; наиболее крупные из них наблюдаются в цементе песчаников.

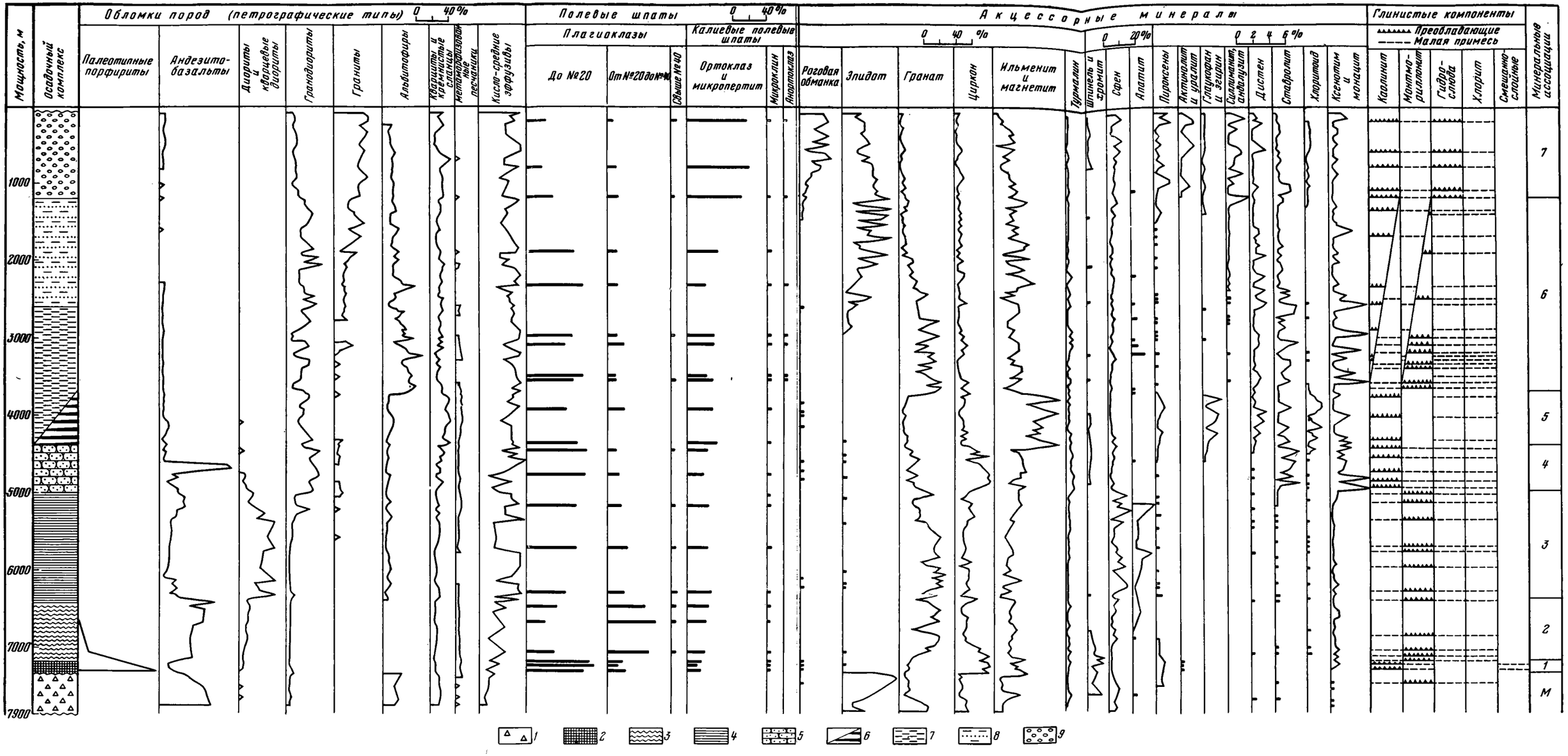
Анализ современного минералогического состояния пород угленосного континентального комплекса

Состав и соотношение породообразующих обломочных компонентов в песчаниках, а именно: граувакковый тип песчаников, преобладание альбита в составе полевых шпатов, сочетание альбита с палеотипно измененными (хлоритизированными, каолинизированными и альбитизированными) порфиритами позволяют представить формирование обломочной ассоциации в основном за счет разрушения палеотипных средних и основных эффузивных пород. Массивы этих пород позднемелового времени обрамляли впадины, в которых формировались осадки комплекса.

Остатки таких массивов в настоящее время можно наблюдать на п-ове Шмидта (мыс Марии). Палеотипные порфириты и их туфы залегают в верхних частях массивов. В нижних частях они сменяются андезито-базальтами довольно свежего облика. Те и другие переслаиваются с метаморфизованными песчаниками и алевролитами. Последние, по всей видимости, служили источником кварца и калиевых полевых шпатов. Кроме того, эти компоненты могли поступать с суши материковой части Дальнего Востока (Сихотэ-Алинь, Нижнее Приамурье) в результате разрушения кислых и средних эффузивов. Обломки этих эффузивов с разнообразной структурой основной массы составляют четвертую часть всех обломков пород. Таким образом, можно считать, что состав и соотношение обломочных породообразующих компонентов являются отражением состава материнских пород.

Эпигенетические изменения обломочных компонентов состояли в частичной деанортизации плагиоклазов, их цеолитизации и замещении кальцитом, а также, по-видимому, в хлоритизации и цеолитизации обломков порфиритов. Эти изменения являлись дальнейшим развитием и усилением процессов палеотипного преобразования продуктов разрушения основных материнских пород — порфиритов. Вследствие однонаправленного характера вторичных изменений обломочных компонентов и исходных материнских пород специфика первичного состава породообразующих обломочных компонентов не была затушевана постседиментационными преобразованиями и при современном минералогическом состоянии комплекса проступает довольно отчетливо.

Рассмотрим, каким образом состав материнских пород находит отражение в обломочной ассоциации акцессорных минералов. Судя по



Фиг. 61. Схема изменения состава обломков пород, полевых шпатов, акцессорных и глинистых минералов в разрезе неогена и мела

Комплексы и подкомплексы: *1* — верхний мела. Неоген: *2* — континентальный угленосный, *3* — терригенный флишоидный, *4* — глинисто-кремнистый, *5* — песчано-глинистый (нижний подкомплекс), *6* — паралический угленосный, *7* — песчано-глинистый (средний подкомплекс), *8* — песчано-глинистый (верхний подкомплекс), *9* — грубопесчаный молассовый (лигнитоносный)

составу основных материнских пород — порфиритов, сохранившихся на п-ове Шмидта, они могли служить источником ильменита, лейкоксена, эпидота, магнетита, в меньшей мере — циркона и гранатов. Главными источниками циркона, турмалина, рутила следует признать размывавшиеся кислые и средние эффузивы материка Дальнего Востока (Нижнее Приамурье, Сихотэ-Алинь), а также метаморфизованные песчаники и алевролиты близлежащих массивов. Весьма характерные для комплекса хромит и бурая шпинель, а также магнетит и гранаты сносились, по-видимому, с массивов ультраосновных пород, расположенных в восточной части п-ова Шмидта. Если учесть, что основное влияние на состав обломочных компонентов оказали палеотипные порфириты, залегающие на близких к участкам седиментации массивах, то следовало бы ожидать, наряду со значительной ролью в ассоциации акцессорных минералов ильменита и магнетита, также высоких содержаний эпидота.

Почти полное отсутствие эпидота (единичные зерна) и ведущая роль циркона в составе обломочных акцессорных минералов могут быть объяснены существенным изменением количественных соотношений акцессорных минералов в песчаных породах в результате внутрислойного эпигенетического растворения и исчезновения неустойчивого эпидота, отчасти — гранатов, а также относительным повышением роли устойчивого циркона. Не исключено, однако, что эпидот и гранаты претерпели существенное изменение и замещение еще в коре выветривания, развитой на порфиритах и ультраосновных породах, и поступали в формировавшийся осадок в ограниченном количестве, в то время как устойчивый циркон относительно обогащал выветрелые горизонты этих пород и вследствие этого мог оказаться ведущим тяжелым минералом в осадочной обломочной ассоциации. Роговая обманка и пироксены в исходных материнских породах претерпели значительные изменения. В связи с этим вполне объяснимы их редкие находки среди обломков.

Таким образом, намечаемое количественное обеднение первичной ассоциации обломочных акцессорных минералов в рассматриваемом комплексе в равной мере может быть отнесено как к периоду формирования коры выветривания, так и к постседиментационному периоду. В последнем случае оно связано с процессами внутрислойного эпигенетического растворения и исчезновения неустойчивых компонентов.

При анализе особенностей состава глин и цемента песчаников не следует забывать о широком развитии в раннем миоцене кор выветривания на эффузивах. В этом случае можно представить, что формирование однотипного по всему разрезу комплекса глинистых минералов, в котором ведущая роль принадлежит каолиниту, происходило в основном за счет продуктов разрушения выветрелых горизонтов материнских пород — палеотипных порфиритов. В присутствии избыточной органики значительная доля каолинита могла быть сформирована в постседиментационную стадию. Формирование и преобразование каолинита из первичнообломочной глинистой мути шло по пути образования вермикулитоподобных и розетковидных агрегатов, раскристаллизации и укрупнения обломочных чешуек. Сгустки хлорита, часто фиксируемые в песчаниках, могли быть сформированы также в постседиментационный период за счет разложения палеотипных порфиритов и фемических минералов. Характер вторичных изменений состава глинистого вещества цемента песчаников и основной массы, так же как и обломочных породообразующих компонентов, позволяет рассматривать эти преобразования как продолжение палеотипных изменений, приведших к превращению андезито-базальтов в порфириты.

Приведенный выше анализ показывает, что решающее влияние на минералого-петрографический состав пород комплекса оказал состав материнских пород, преобразованных в коре выветривания.

Конгломерато-песчано-глинистый комплекс охватывает отложения нижнемиоценового мачигарского горизонта, залегающие выше угленосных слоев. За нижнюю границу комплекса принимается слой конгломерата, перекрывающий угленосные отложения. Верхняя граница неотчетлива.

Конгломерато-песчано-глинистый и вышележащий кремнисто-глинистый комплексы связаны постепенными переходами. Отложения комплекса известны на различных участках исследуемой территории, но наиболее широко развиты и лучше всего изучены на п-ове Шмидта. Максимальная их мощность 750 *м*.

В строении комплекса принимают участие пачки тонкого (15—30 *см*) ритмичного переслаивания алеврито-глинистых мелкозернистых песчаников, переходящих в песчано-глинистые алевролиты, и песчано-алевритовых глин. Реже в этом переслаивании участвуют более грубообломочные породы: конгломераты и грубозернистые песчаники с обильной галькой в нижней части разреза, средне-мелкозернистые известковистые — в верхней. Пачки ритмичного переслаивания мощностью до 10—15 *м* разделяются более или менее монолитными пластами песчано-алевритовых глин (до 10—15 *м*) и алеврито-глинистых песчаников (до 2—3 *м*). Через каждые 10—15 *м* в разрезе повторяются слои грубообломочных пород мощностью 0,40—1,0 *м*.

В верхних частях слоев конгломератов обычно наблюдается скопление моллюсков — танатоценозы, в нижних — встречаются многочисленные мелкие угловатые включения угля. Отмечаются случаи залегания грубообломочных пород на размытой поверхности глин.

Вверх по разрезу роль грубозернистых пород постепенно уменьшается. В верхней половине комплекса отсутствуют конгломераты и грубозернистые песчаники, сокращаются мощность (до 0,5 *м*) и число пластов мелкозернистых алевролито-глинистых песчаников. Песчаники содержат все бóльшую примесь алеврито-глинистого материала и постепенно переходят в песчано-глинистые алевролиты и песчано-алевритовые глины. Последние в верхней части комплекса резко преобладают. Ритмичное переслаивание пород здесь становится неотчетливым. Редкие пачки отчетливого тонкого (0,10—0,15 *м*) ритмичного (флишоидного) чередования в верхах разреза образуют мелкозернистые песчаники и аргиллитоподобные глины.

По всему разрезу встречаются многочисленные слои с песчано-известковистыми конкрециями по наслоению, размерами от десятков сантиметров до 3 *м*. В центре (ядре) крупных конкреций обнаруживаются угловатые валуны диоритов, кварцевых диоритов, ультраосновных пород, кремнистых и глинистых сланцев.

В верхней части комплекса локально развиты шаровые спилитовые лавы. Продукты подводных извержений основных эффузивов образуют здесь пачку мощностью 125 *м*.

Основные типа пород. Конгломераты и грубозернистые песчаники обычно содержат мелкую (2—3 *см*), а в разрезах юго-восточных участков крупную (5—7 *см*) гальку. Более крупные гальки и валуны встречаются редко.

Вверх по разрезу в конгломератах и конгломератовых песчаниках увеличивается содержание песчаного и алевритового материала. В верхней части разреза их сменяют зеленовато-серые *мелкозернистые песчаники* с известковистым цементом, которые подобно конгломератам и конгломератовым песчаникам ритмично повторяются в разрезе, образуя маломощные слои (0,1—0,15 *м*).

Серые мелкозернистые песчаники с примесью алевролитового материала, с редкой рассеянной галькой и часто повышенным (40—50%) содержанием глинистого вещества образуют пласты мощностью до 5 *м*. Вверх по разрезу они постепенно переходят в песчаные алевролиты и песчано-алевритовую глину.

Песчано-глинистые алевролиты отличаются от вышеописанных песчаников небольшим (10—15%) преобладанием в составе обломочного материала алевритовых фракций и являются переходными разностями от песчаников к песчано-алевролитовым глинам. Наибольшее развитие они имеют в верхней части комплекса, где часто микрослоисты за счет чередования слойков, более и менее обогащенных обломочным материалом.

Глины темно-серые и темно-зеленовато-серые, аргиллитоподобные, содержат (от 5—10 до 30%) примесь алевритовых и песчаных зерен, редкие рассеянные гальки и многочисленные обуглившиеся растительные остатки. Изредка в них встречаются псевдоморфозы кальцита по гейлюсситу (геннойши). В верхних горизонтах для глин, так же как и для алевролитов, характерна микрослоистость, которая устанавливается по чередованию микрослойков, обогащенных и необогащенных алеврито-песчаным материалом, а также по ориентировке чешуек гидрослюды, мусковита, биотита и песчано-алевритовых зерен удлиненной формы.

Отчетливый переход вверх по разрезу от грубо- и крупнозернистых отложений к более мелко- и тонкозернистым в фациальном отношении выражается в смене преимущественно прибрежно-морских образований нижних горизонтов, для которых характерны толстостенные раковины моллюсков, мелководными морскими отложениями верхних частей комплекса (с тиазирами и иольдиями) и далее — относительно глубоководными отложениями следующего (кремнисто-глинистого) комплекса.

Смена фаций свидетельствует о том, что отложения комплекса формировались в условиях расширения трансгрессии и углубления бассейна. Погружение территории в период формирования комплекса сопровождалось подводными излияниями основных лав.

Минералого-петрографическая характеристика

Песчаники. В рассматриваемых песчаниках по сравнению с песчаниками предыдущего комплекса заметно изменяются состав и соотношение породообразующих компонентов, возрастает роль кварца и полевых шпатов, несколько (до 55—75%) сокращается содержание обломков пород (см. фиг. 60). В составе последних основная роль отводится обломкам средних и основных эффузивов (андезито-базальтов), имеющих сравнительно свежий облик. Как и для предыдущего комплекса, характерны обломки кислых и средних эффузивов, содержание которых здесь возрастает (см. фиг. 61). Постоянно, хотя и в небольшом количестве встречаются глинистые и кремнистые сланцы, филлиты, метаморфизованные алевролиты и гранитоиды.

Аналогичный состав имеет грубообломочный материал в конгломератах. Преобладают гальки средних и основных эффузивов; встречаются также гальки гранодиоритов, диоритов и кварцевых диоритов, кварца, кремнистых пород, песчаников, алевролитов и глинистых сланцев. Состав галек в верхних горизонтах комплекса более разнообразен, чем в нижних. В верхних частях разреза чаще встречаются гальки гранитоидов и «очковых» глинистых сланцев. Полевые шпаты — преимущественно плагиоклазы, состав которых существенно меняется по разрезу. Альбит сменяется основным олигоклазом и андезином. Одновре-

менно с повышением основности плагиоклазов возрастает содержание калиевых шпатов (ортоклаз, микропертит).

По соотношению и составу компонентов песчаники комплекса относятся к андезито-базальтовой разновидности кварц-полевошпатовых граувакк. Состав акцессорных минералов в них постепенно изменяется вверх по разрезу. В нижних его частях (прибрежно-морские фации) преобладает циркон, в верхних (морские мелководные фации) — гранаты. В том же направлении быстро уменьшается содержание шпинели и хромита, соответственно возрастает роль апатита и сфена. Ильменит, турмалин, ортит, рутил содержатся примерно в таких же количествах, как и акцессории предыдущего комплекса. В составе цирконов, в отличие от нижележащего комплекса чаще всего встречаются бесцветные умеренно и слабо удлиненные кристаллы. Для большинства гранатов характерны сглаженные очертания и ступенчатая или черепитчатая поверхность. Преобладают средне- ($N = 1{,}760$—$1{,}770$) и высокопреломляющие ($N > 1{,}78$) гранаты.

Структуры песчаников — первичнообломочные, в основном мелкозернистые, реже средне- и грубозернистые. Зерна имеют угловатую, полуокатанную и окатанную форму. Цемент — смешанного типа: порово-базальный, причем более базальный, чем поровый. Цементирующую массу слагают кальцит или глинистые компоненты. В верхней части разреза в цементе наблюдается аморфное кремнистое вещество, которое разъедается и замещается кальцитом. Кальцитовый цемент более всего характерен для относительно грубообломочных и крупнозернистых пород из пачек ритмичного переслаивания, где он имеет крупнокристаллическое строение. В относительно мелкозернистых членах ритмичного переслаивания и породах монолитных неритмичных слоев кальцитовый цемент редок и неоднороден по зернистости (от пелитоморфного до средне- и крупнозернистого).

Глинистое вещество цемента песчаников имеет тонкоагрегатное строение и многокомпонентный состав. Ведущая роль принадлежит монтмориллониту. В ассоциации с монтмориллонитом находятся диоктаэдрическая гидрослюда, каолинит и хлорит. Во всех исследованных образцах глинистые фракции $< 0{,}001$ *мм* однотипны по составу. Сколько-нибудь заметные изменения состава глинистого цемента в разрезе или на площади не фиксировались.

Ассоциация глинистых минералов в основной массе глин (фракция $< 0{,}001$ *мм*) близка по составу к глинистому веществу в цементе песчаников и одинакова по всему разрезу.

Анализ современного минералогического состояния пород терригенного флишоидного комплекса

Условия формирования комплекса, состав возможных материнских пород, а также характер постседиментационных изменений говорят о том, что состав и соотношение породообразующих обломочных компонентов складывались в основном в седиментационный период и в современном виде довольно хорошо отражают состояние первичной обломочной ассоциации. В условиях интенсивного погружения и расширения седиментационного бассейна происходил энергичный и быстрый смыв с прилегавшей суши горизонтов выветрелых палеотипных порфиритов. В размыв вступали породы менее измененных глубоких горизонтов, андезито-базальты и метаморфизованные песчаники. Попытаемся представить, каким образом из продуктов разрушения этих пород могла быть сформирована обломочная ассоциация андезито-базальтовых кварц-полевошпатовых граувакк. Афанитовые и микрофанитовые структуры ан-

дезито-базальтов послужили причиной того, что в осадок попадали чаще обломки пород, нежели зерна минералов. В обломочной ассоциации отражен более основной, чем в порфиритах, состав плагиоклазов (основной олигоклаз, андезин).

В этих условиях вполне объяснимым представляется некоторое увеличение роли кварца и калиевых полевых шпатов. В результате энергичного смыва пород с прилегавших массивов чаще выводились на поверхность и подвергались разрушению горизонты метаморфизованных песчаников и алевролитов, что способствовало относительному накоплению кварца и калиевых полевых шпатов.

Количества этих обломочных компонентов одновременно могло увеличиться за счет продуктов разрушения массивов гранитоидных пород (восточная часть п-ова Шмидта). Влияние этих источников несколько усилилось в связи с расширением и приближением к ним бассейна седиментации. Помимо зерен кварца и полевых шпатов, обломки гранитоидных пород захоронялись также в виде агрегатов двух-трех минералов.

В постседиментационный период состояние первичной обломочной ассоциации оказалось нарушенным за счет вторичного изменения полевых шпатов. Вследствие деанортизации, разъедания и замещения кальцитом и цеолитом большей частью средних и основных плагиоклазов (андезин и, возможно, лабрадор) в составе плагиоклазов произошло некоторое сдвижение в сторону покисления (основной олигоклаз, андезин); относительно возросла роль кварца и калиевых полевых шпатов: ортоклаза и микропертита.

Что касается акцессорных минералов, то судить однозначно, являются ли их состав и распределение в разрезе комплекса близкими к первичному или сложились в постседиментационную стадию, не представляется возможным. Тяготение циркона к нижним, а гранатов к верхним частям разреза можно объяснить двояко. С одной стороны, сортировкой их по удельному весу в процессе формирования осадков. Тяжелые цирконы (уд. вес 4,66—4,7) могли обогащать отложения прибрежно-морских фаций, гранаты (уд. вес 3,78—4,32) — отложения удаленных от берега мелководных участков морского дна. С другой стороны, относительное увеличение роли циркона, возможно, произошло за счет исчезновения части гранатов, как минералов, менее устойчивых при процессах внутрислойного эпигенетического растворения. Вероятнее всего предположить совокупное воздействие этих факторов. Полное отсутствие или редкие находки в ассоциации обломочных акцессорных минералов роговой обманки и пироксенов объясняется, по-видимому, совместным влиянием двух факторов: 1) характерным для исходных материнских пород низким содержанием этих минералов и их интенсивным постмагматическим изменением (разложением в хлорит, замещение уралитом и карбонатами); 2) исчезновением их в процессе внутрислойного эпигенетического растворения.

Таким образом, наблюдается некоторая обедненность первичного состава пород главным образом под влиянием процессов деанортизации, внутрислойного растворения, замещения и исчезновения неустойчивых в эпигенезе обломочных компонентов: средних и основных плагиоклазов и отчасти фемических минералов — роговых обманок и пироксенов, возможно, эпидота. Из аутигенных образований наиболее обильны цеолиты (типа морденита) и кальцит. Характерны также пирит, титанистые образования (анатаз, лейкоксен) и кальцит.

Особенности состава и строения глинистого вещества в породах комплекса — тонкоагрегатное строение, многокомпонентный состав, почти не изменяющийся по разрезу, одинаковый как в цементе песчаников, так и в основной массе глин — позволяют предполагать его унаследованность от седиментационной стадии.

ГЛИНИСТО-КРЕМНИСТЫЙ КОМПЛЕКС

Глинисто-кремнистый комплекс включает отложения средне-нижнемиоценового холмского горизонта. С нижележащим флишоидным комплексом он связан постепенными переходами. Начало глинисто-кремнистого комплекса обычно фиксируется по исчезновению слоев песчаных пород и преобладанию в разрезе кремнистых аргиллитов и опоковидных пород.

На участках, прилегающих к возвышенным мезозойско-палеозойским массивам, наблюдается трансгрессивное залегание комплекса на породах верхнего мела. Переход к отложениям вышележащего песчано-глинистого комплекса постепенный. Отложения глинисто-кремнистого комплекса распространены широко. Они обнаружены везде, где обнажены или вскрыты скважинами нижние средне-нижнемиоценовые горизонты неогена. Наиболее полно комплекс представлен в западной части п-ова Шмидта и в Джимдан-Дагинском районе. Мощность его на этих участках достигает 1500 *м*.

В разрезе комплекса чередуются различного рода кремнистые аргиллиты и опоковидные породы. Алевролиты и песчаники играют резко подчиненную роль. Опоковидные породы типичны для разрезов северной части п-ова Шмидта. Роль этих пород в разрезе резко возрастает начиная со второй половины комплекса. Кремнистые аргиллиты встречаются повсеместно. Наиболее тонкослоистые, сланцеватооскольчатые и листоватые их разности характерны для верхней половины комплекса, особенно в пределах западной части п-ова Шмидта. Пласты песчаников редки и большей частью маломощны (0,4—1,0 *м*). Число и мощность их возрастает вверх по разрезу. Они преимущественно развиты в разрезах Охинского района, где образуют пачки мощностью до 50 *м*. Алевролиты развиты в Охинском и Джимдан-Дагинском районах. Они встречаются в виде прослоев в песчаных и глинистых пластах или чередуются с кремнистыми аргиллитами и песчаниками и связаны с ними постепенными переходами. Довольно часто, особенно в средней части комплекса, встречаются маломощные слои (5—20 *см*) голубовато-серых пластичных, почти мономинеральных монтмориллонитовых глин. Характерная особенность комплекса — глауконитовые песчаники и кремнистые аргиллиты с глауконитом. На западе п-ова Шмидта в этих породах содержатся линзовидные стяжения фосфорита. Мощность пластов с фосфоритом достигает, по данным И. И. Ратновского (1964), 8—10 *м*. Спорадически в породах комплекса встречаются угловатые глыбы и валуны. Особенно они характерны для нижней части разреза.

Породы комплекса отчетливо слоисты; слоистость — горизонтальная тонкая и средняя. Тонкая слоистость более характерна для верхней половины комплекса. Косая волнистая мульдообразная, часто прерывистая и неясная слоистость наблюдалась в верхней части комплекса в Катанглийском районе.

В верхних и нижних частях комплекса встречаются пачки ритмичного чередования пород. В нижней части комплекса (мачигарский разрез) в ритмичном чередовании участвуют опоковидные породы, тонкослоистые кремнистые алевролитовые аргиллиты и мелкооскольчатые слабокремнистые песчаные глины. В верхней части комплекса ритмично чередуются мелкозернистые песчаники, алевролиты и аргиллиты. Они образуют здесь пачки тонкого флишеподобного переслаивания.

В верхней половине комплекса на участках, примыкающих к зонам крупных разломов (Восточное Эхаби), развиты продукты основного вулканизма: андезито-базальты и их туфы. Мощность пачки с туфами достигает 400 *м*.

Опоковидные породы по облику напоминают опоки. Они светло-серые на поверхности и темно-серые внутри куска, крупнооскольчатые, с раковистым изломом, отбеливаются при выветривании. Эти породы тяжелее опок (объемный вес 1,9—2,0) и менее пористы. Они сложены светло-зеленоватым или желтоватым, в шлифах аморфным опаловым кремнеземом, содержат небольшую (1—3%) примесь глинистого вещества и мелких алевритовых зерен, а также мельчайшие параллельно ориентированные чешуйки бледно-зеленоватой слюды и небольшие скопления пирита.

Кремнистые аргиллиты представляют собой серые и темно-серые, мелко-угловато-оскольчатые, большей частью тонкослоистые породы. В них наряду с аморфным присутствует криптокристаллический кремнезем. Слоистая текстура этих пород обусловлена чередованием очень тонких (до 1 *мм*) криптокристаллических кремнистых или глинистых слойков со слойками, обогащенными песчано-алевритовыми зернами и подчеркивается параллельной ориентировкой чешуек и агрегатов глинистых минералов, удлиненной формой песчано-алевритовых обломков и скоплений пелитоформного высокопреломляющего карбоната.

Размокающие в воде разности кремнисто-глинистых пород — *песчаные* (слабокремнистые) *глины* обычно неслоисты или нечетко слоисты. В составе обломочного материала этих пород преобладают песчаные зерна. Встречаются редкие рассеянные гальки магматических и метаморфических пород. Содержатся обильный обуглившийся детрит, фауна моллюсков, фораминиферы.

Средне-мелкозернистые песчаники представляют собой светло- и темно-серые породы с массивной текстурой и плитчатой отдельностью. Песчаные зерна в них составляют 55—65%. Преобладают обломки мелкопесчаной фракции, в количестве 5—30% присутствуют зерна фракции 0,25—0,5 *мм* и редко более крупные. Содержание обломков алевритов обычно не превышает 10—15%; оно несколько повышено (до 23%) в песчаниках Охино-Эхабинского района.

Алевролиты представляют собой темно-серые массивные или тонкоплитчатые породы, в которых содержится до 60—70% обломков алевритовой размерности. Обычно слегка преобладают крупные зерна. В небольшом количестве (3—15%) присутствуют мелкие песчаные обломки. Сортировка терригенного материала средняя и плохая.

В алевролитах, как и в песчаниках, постоянно присутствует глауконит (1—3%). Растительные остатки ориентированы по наслоению, большая часть их инкрустирована микроконкрециями пирита.

Состав и строение комплекса, а также характер органических остатков показывают, что формирование его проходило в сравнительно глубоководных частях трансгрессировавшего морского бассейна.

В наиболее глубоководной обстановке (при максимальном углублении бассейна) формировались отложения верхней половины комплекса. В разрезе это видно по резкому сокращению роли терригенного материала, преобладанию опоковидных пород и более тонкой слоистости. В верхней половине комплекса более редкими становятся находки фауны. Характерны тонкостенные *Pallolium*, из планктонных организмов — диатомеи.

Судя по составу и текстуре пород, участками наиболее глубоководной седиментации на протяжении всего периода формирования комплекса были, по-видимому, северо-западная и в меньшей мере западная часть п-ва Шмидта. Возможно, еще более глубокими были участки морского бассейна в пределах Центральной депрессии п-ова Шмидта.

В Охино-Эхабинском и Дагинско-Катанглийском районах обстановка осадконакопления, особенно в период отложения верхних горизонтов

комплекса, была более изменчива, чем на п-ове Шмидта. Здесь опоковидные породы и кремнистые аргиллиты периодически сменяются в разрезе мощными пачками песчаников с галькой и растительным детритом, развиты алевролиты. Тонкогоризонтальнослоистые пачки чередуются с пачками, в которых наблюдается косая линзовидная слоистость.

Минералого-петрографическая характеристика

Песчаники. Песчаникам в разрезе комплекса принадлежит незначительная роль. Для того чтобы отчетливее представить состав породообразующих обломочных компонентов и характер их изменения в разрезе, помимо образцов из однородных песчаных слоев, изучались также образцы из небольших линзовидных прослоечков, встречающихся в глинах и кремнистых аргиллитах. Было установлено, что роль обломков пород в песчаниках и песчаных линзочках по сравнению с песчаниками предыдущего комплекса заметно уменьшилась. Они стали составлять не более чем половину всех обломков. Соответственно возросла роль полевых шпатов (см. фиг. 60). Содержание кварца изменилось незначительно (до 5%). Больше стало биотита (до 5%), появились сравнительно мало измененные его разности с $Nm = 1{,}638—1{,}650$. Существенное изменение претерпел состав обломков пород (см. фиг. 61). Постепенно уменьшилась роль обломков андезито-базальтов, и возросло содержание обломков гранитоидов. Эти обломки представляют собой минеральные агрегаты, состоящие из нескольких (2—6, редко больше), большей частью вытянутых призматических зерен средних плагиоклазов (основной олигоклаз-кислый андезин) в сочетании с ортоклазом или микропертитом, гораздо реже с кварцем или измененными темноцветными минералами. Плагиоклаз всегда идиоморфнее калиевых шпатов, кварца и темноцветных. Если соединить с помощью зарисовок несколько (5—10) таких обломков, то получим полнокристаллическую структуру, напоминающую диабазовую, а состав — близкий к составу диоритов в нижних частях разреза и кварцевых диоритов в верхних, где чаще в сочетании с плагиоклазами встречается кварц. Эти наблюдения, а также данные изучения состава и строения галек, глыб и валунов послужили основанием считать рассматриваемые агрегаты обломками диоритовых и кварцево-диоритовых пород с микро- и мелкозернистой структурой. В верхних частях эти обломки имеют катаклазированный облик.

В равном соотношении с обломками диоритов находятся обломки кислых и средних эффузивов. По-прежнему присутствуют обломки глинистых и кремнистых сланцев, метаморфизованных алевролитов.

В составе обломков полевых шпатов ведущая роль переходит к кислым плагиоклазам (до № 20), одновременно увеличивается содержание ортоклаза и микропертита.

Таким образом, судя по составу и соотношению обломочных породообразующих компонентов, рассматриваемые песчаники принадлежат к диоритовой и кварцево-диоритовой разновидностям кварц-полевошпатовых граувакк (см. фиг. 60 и 61). Песчаники с вулканогенными «добавками» в виде монтмориллонитизированных пепловых частиц и плагиоклазов свежего микротинового облика обычно выходят за пределы поля развития данной ассоциации и представляют собой полевошпатовые грауваккн (см. фиг. 60, поле 3а).

Состав акцессорных минералов остается таким же, как в верхних частях предыдущего комплекса. Преобладают гранаты. Очень характерны призматического облика кристаллы апатита и конвертообразной формы зерна сфена.

Цементы песчаников — поровые или порово-базальные, реже базаль-

ные, по составу чаще всего неоднородные. Наряду с аморфным кремнеземом в цементации обломков участвуют многокомпонентное глинистое вещество и карбонат. Состав карбоната не изменяется по разрезу. Это кальцит, чаще всего крупнокристаллический. Глинистое вещество в цементе бывает двояким по составу. Для его первого типа характерна очень большая роль монтмориллонита, в сочетании с которым присутствует гидрослюда. Глинистое вещество второго типа имеет многокомпонентный состав. Преобладает гидрослюда, которая сочетается с каолинитом, хлоритом и монтмориллонитом. В противоположность глинистому веществу первого типа роль монтмориллонита здесь незначительна. В распределении двух типов глинистого вещества на площади намечается некоторая фациальная приуроченность. Преимущественно монтмориллонитовый глинистый цемент характерен для песчаников, образовавшихся в относительно глубоководных участках бассейна. Глинистый цемент второго типа, с ведущей ролью гидрослюды, развит в более мелководных отложениях, сформировавшихся в непосредственной близости от крупного возвышенного массива материнских мезозойско-палеозойских пород. С приближением к этому массиву в монтмориллонитовом цементе появляется хлорит.

Глины в разрезе комплекса встречаются сравнительно редко. Они либо песчаные, слабокремнистые, либо пластичные бентонитовые. Последние встречаются в виде довольно маломощных слоев (5—20 *см*) и характернее для отложений на более погруженных участках дна. Глинистое вещество песчаных глин по составу и фациальной приуроченности аналогично глинистым цементам песчаников.

Анализ современного минералогического состояния пород глинисто-кремнистого комплекса

На минералого-петрографическом составе комплекса существенно отразились условия его формирования, а именно: максимальное углубление и расширение бассейна, значительное похолодание и отдаленный вулканизм (с центрами излияний в Японском море).

Основная масса пород комплекса сложена аморфным кремнеземом, частично раскристаллизованным в халцедон и изредка в микрозернистый кварц. Роль обломочных пород и глин очень мала. Формирование ассоциации обломочных компонентов проходило в условиях более концентрированного, чем ранее, поступления продуктов разрушения гранитоидов. Их зональные тела, располагаясь в центральных, наиболее возвышенных, не затопляемых морем участках, в условиях максимальной трансгрессии становились основными поставщиками обломочного материала. В бассейн в этот период поступали продукты разрушения пород краевых фаций массивов — диоритов и кварцевых диоритов. Смена состава материнских пород, переход от неполнокристаллических структур андезито-базальтов к полнокристаллическим — диоритам и кварцевым диоритам, бóльшая вероятность захоронения в осадке (в связи с возрастанием размера зерен материнских пород) обломков отдельных минералов (полевых шпатов), а не полиминеральных агрегатов — все это объясняет характерное для данной ассоциации увеличение роли полевых шпатов и уменьшение значения обломков пород по сравнению с ассоциацией предыдущего комплекса, при почти неизменяющемся содержании кварца. С диоритовым составом исходных материнских пород хорошо увязывается некоторое обогащение обломочной ассоциации биотитом.

Увеличение роли обломков эффузивов кислого и среднего состава не следует расценивать, как свидетельство усиления влияния источни-

ков сноса, расположенных в пределах суши Дальнего Востока. Скорее всего это относительное увеличение, связанное с тем, что продукты разрушения диоритов чаще захоронялись в виде обломков монокристаллов, чем минеральных агрегатов.

Смена материнских пород отразилась и на составе ассоциации акцессорных минералов, хотя и не столь резко, как на составе породообразующих обломочных компонентов. В ассоциации акцессорных минералов существенное значение приобретают апатит и сфен сходные по типоморфным особенностям с акцессорными минералами краевых фаций зональных гранитных массивов, где они весьма обильны.

Таким образом, основные особенности обломочной ассоциации вполне объясняются условиями формирования осадков и составом материнских пород и могут рассматриваться как унаследованные от седиментационной стадии. Некоторым отклонением от предполагаемого первичного состава обломочных компонентов как породообразующих, так и акцессорных, следует считать сравнительно кислый состав плагиоклазов (до № 20) и полное отсутствие или редкие находки роговых обманок и пироксенов. Это отклонение, связанное с обеднением обломочной ассоциации неустойчивыми компонентами, относится, по всей вероятности, как и в выше рассмотренных комплексах, к эпигенетической стадии и является результатом внутрислойного растворения и исчезновения роговых обманок и пироксенов, а также деанортизации плагиоклазов. Более устойчивым к изменениям в эпигенезе был биотит. В рассматриваемой обломочной ассоциации чаще, чем в предыдущей, встречаются сравнительно мало измененные его чешуи. Примечательно, что малая измененность биотита характерна для пород, обогащенных аморфным кремнеземом. В глинистом цементе биотит претерпевает значительные изменения, обесцвечиваясь и постепенно переходя в хлорит или монтмориллонит.

На формирование состава глинистого вещества в цементе песчаников и в глинах существенное влияние оказал, по-видимому, вулканический пепловый материал, который в постседиментационную стадию претерпел превращение в монтмориллонит. При этом контуры пепловых частиц сохранились только в бентонитовых глинах. Вблизи от источников сноса, на менее глубоких участках морского бассейна (Джимдан-Дагинский район), вулканогенный монтмориллонит энергично разбавлялся и оттеснялся в более глубокие части бассейна гидрослюдой, каолинитом и хлоритом, которые поступали в первичную глинистую муть при разрушении диоритов.

Итак, можно считать, что основные черты современного минералого-петрографического состава обломочных компонентов и глинистого вещества были определены своеобразными условиями осадконакопления: максимумом трансгрессии, отдаленным вулканизмом и значительным похолоданием, а также специфическим составом исходных материнских пород. В эпигенетическую стадию первичный состав пород несколько изменился, с одной стороны, за счет обеднения исходных ассоциаций (внутрислойное растворение и деанортизация), а с другой — за счет его дополнения аутигенными образованиями. Для комплекса аутигенных образований характерны монтмориллонит, развивающийся по пеплу, глауконит, ассоциирующийся обычно с фосфоритом и ломонтит. Последний тяготеет к песчаникам с вулканогенными «добавками», где он развивается по плагиоклазам, а также в цементе в виде прожилок с раздувами.

В остальном набор аутигенных образований сохраняется таким же, как и в предыдущем комплексе. Это пирит, карбонаты (пелитоморфный железистый карбонат и крупнокристаллический кальцит) титанистые образования (лейкоксен, анатаз, брукит) и продукты стадийного превращения биотита (хлорит, монтмориллонит, гидрослюда).

ПЕСЧАНО-ГЛИНИСТЫЙ КОМПЛЕКС

В песчано-глинистый комплекс объединены отложения от среднего миоцена до нижнего плиоцена включительно. На Северном Сахалине с ними связаны промышленные залежи нефти и газа. Комплекс включает чеховский, верхнедуйский, сертунайский, окобыкайский и такойский стратиграфические горизонты. За нижнюю границу комплекса принимается подошва нижнего песчаного пласта чеховского горизонта. Верхняя граница проводится в основании помырского горизонта. Отложения комплекса распространены везде. Они выходят на поверхность на юго-западе п-ова Шмидта и в Джимдан-Дагинском районе, а также в сводах антиклинальных структур центрального участка. В пределах центрального и южного участков комплекс разбурен более чем 2000 скважинами.

В разрезе комплекса четко обособляются два подкомплекса: нижний — преимущественно песчаный и верхний — песчано-глинистый. Подкомплексы прослеживаются по всей исследуемой площади, На юге территории отложения нижней части верхнего подкомплекса (верхнедуйский горизонт) фациально замещаются угленосной паралической толщей.

НИЖНИЙ ПОДКОМПЛЕКС

К подкомплексу отнесен чеховский стратиграфический горизонт; он сложен преимущественно массивными мелко- и среднезернистыми песчаниками. Резко подчиненное значение имеют алевролиты и глины. На юге и в Охинском разрезе встречаются маломощные слои (0,1—0,15 *м*) галечников, гравийников, крупно- и грубозернистых песчаников и каменных углей. На севере присутствуют кремнистые аргиллиты.

Мощности комплекса изменяются в пределах 180—860 *м*. Наибольшие мощности характерны для южной части территории, наименьшие — для Охинского района. В составе комплекса выделяется несколько типов пород.

Песчаники образуют довольно мощные (20—50 *м*, а в некоторых случаях до 150 *м*) пачки. Это серые и светло-серые породы массивной текстуры, с глыбовой или плитчатой отдельностью, мелкозернистого строения; преобладают зерна размерностью от 0,12 до 0,30 *мм*.

Алевролиты встречаются в виде тонких слоев в песчаных пачках или образуют маломощные (до 2—3 *м*) пачки переслаивания с глиной. Они серые и темно-серые, плохо отсортированные, с массивной или слоистой текстурой. В них содержится до 25% мелкопесчаных зерен, а также редкие рассеянные гальки и гравий.

Глины образуют прослои в пачках алевритов и песчаников. В нижней части подкомплекса их пласты имеют мощность до 2—3 *м*. Глины темно-серые или коричневато-серые, плотные, аргиллитоподобные, массивной или слоистой текстуры. Слоистая текстура пород определяется неоднородностью распределения песчано-алевритовых обломков и скоплений растительных остатков. Примесь песчано-алевролитовых обломков в них составляет от 1—3 до 20%.

Кремнистые аргиллиты по составу аналогичны подобным породам глинисто-кремнистого комплекса.

Гальки конгломератов преимущественно представлены полнокристаллическими гранитоидами типа плагиопорфиров. Встречаются также гальки кварца, кремнистых и песчаных пород. Преобладающее большинство галек (70—80%) имеют размеры в пределах 2—4 *см*.

Преимущественно песчаный состав отложений, слои конгломератов и гравелитов, периодически встречающихся в разрезе, сравнительно

хорошая сортировка обломочного материала, комплексы фауны и микрофауны, для которых характерны формы с толстой крепкой раковиной [*Septifer, Pecton* (*Chlamys*) и мидий, а также мелководные *Elphidiella* и *Gribrononion*] — все это свидетельствует о том, что отложения подкомплекса фомировались в условиях обмеления морского бассейна вблизи прибойной зоны в области сублиторали. Редкие прослои углей показывают, что мелководные и прибрежно-морские условия на короткое время сменялись континентальными. Районы, где кратковременно существовала суша (бассейн р. Даги, разведочные площади Катангли, Оха), на предыдущем этапе, при формировании глинисто-кремнистого комплекса были также наиболее приподнятыми и характеризовались подвижной обстановкой осадконакопления. Возможно, как и в предыдущий этап, эти участки были местом проявления основного вулканизма. Продукты основного вулканизма присутствуют в вулканогенных песчаниках.

Формирование подкомплекса протекало, по всей вероятности, в обстановке сейсмической и тектонической активности региона, что выразилось в образовании нептунических даек и во внедрении гипабиссальных гранитоидных интрузий. Многие исследователи с периодом формирования подкомплекса связывают проявление предверхнедуйской фазы складкообразования (Алексейчик и др., 1963; Ратновский, 1964; Капица, 1963).

Минералого-петрографическая характеристика

Песчаники. В соотношениях обломочных компонентов в песчаниках рассматриваемого подкомплекса по сравнению с предыдущим комплексом отмечаются изменения, связанные с дальнейшим сокращением роли обломков пород и возрастанием роли зерен полевых шпатов и кварца (см. фиг. 60). Устойчивое преобладание какого-либо породообразующего компонента не замечается. Пожалуй, наиболее существенной можно считать роль полевых шпатов. В их составе преобладают плагиоклазы до № 20. Значительная роль принадлежит также ортоклазу и микропертиту (см. фиг. 61). Обломки пород разнообразны по составу. Довольно часто встречаются обломки гранитоидов. При определении типа гранитоидов использовался прием соединения (сочленения) обломков в одно целое. Они сопоставлялись и увязывались между собой и как бы складывались в единую породу, которая по составу и структуре сравнивалась с гальками гранитоидов и таким же образом синтезированными агрегатами выше- и нижележащих комплексов. Полученные агрегаты по структуре и составу более всего напоминают породы промежуточного состава между гранитами и кварцевыми диоритами, т. е. гранодиориты и плагиограниты. Это мелко- и микрозернистые кварц-плагиоклазовые агрегаты либо с ортоклазом и микропертитом (гранодиориты), либо без калиевых полевых шпатов (плагиограниты). Иногда в синтезированную структуру вплетаются чешуи измененного биотита. В равных соотношениях с обломками полнокристаллических гранитоидных пород встречаются обломки их эффузивных аналогов с фельзитовой, микропойкилитовой, сферолитовой или криптокристаллической структурами основной массы. Постоянно присутствуют обломки глинистых и кремнистых сланцев, метаморфизованных алевролитов. Роль последних по сравнению с предыдущим комплексом заметно усиливается. В небольшом количестве присутствуют обломки андезито-базальтов. В вулканогенных песчаниках они составляют основную массу обломочных компонентов.

Соотношение и детальный состав породообразующих обломочных

компонентов в песчаниках позволяют отнести эти породы к гранодиоритовой и плагиогранитовой разновидности кварц-полевошпатовых грауваккк (см. фиг. 60, 61). Для ассоциации обломочных акцессорных минералов наиболее характерны циркон и ильменит, встречающиеся в равных количествах. По сравнению с ассоциацией предыдущего комплекса заметно возрастает роль ставролита, ксенотима и монацита. Зерна этих минералов встречаются в каждой тяжелой фракции пород. Содержание их достигает 3—5%. Цирконы представлены бесцветными, реже розовыми разновидностями. Их кристаллы слабо удлиненные, призматические, иногда — зональные.

Структура песчаников большей частью первичнообломочная, мелко- и среднезернистая. В хорошо сортированных песчаниках наблюдаются вторичные конформные структуры. Форма обломков угловатая, угловато-окатанная или полуокатанная. Одинаково часто встречаются поровый, порово-пленочный и базальный цементы. Цементом в большинстве случаев служит полиминеральное глинистое вещество с рассеянными, малой величины сгустками железистого карбоната. Довольно часты карбонатные цементы: кальцитовый и анкеритовый.

Кальцитовый цемент имеет крупнокристаллическое строение. Зерна анкерита в цементе обычно гораздо мельче кальцитовых (0,5—0,1 *мм*). Своеобразен характер распределения анкерита и кальцита на площади. Обнаруживается связь состава карбоната с газонефтенасыщенностью отложений. Анкерит обычно развивается в цементе песчаников на площади газоносных структур (Малое Сабо, Эрри), кальцит — на площади нефтеносных структур или в непродуктивных участках (Эхаби, Восточное Эхаби, Катангли, п-ов Шмидта, р. Даги). Причины такого распределения карбонатов на площади неясны. Возможно, оно связано с характером вторичных преобразований пород и влиянием на эти преобразования скоплений нефти. Какая-либо фациальная приуроченность карбонатных цементов не замечена.

Глинистое вещество в цементе песчаников однотипно по составу во всех исследованных образцах, независимо от положения их в разрезе или на площади. Основная роль в нем принадлежит структурно неупорядоченному каолиниту, который сочетается с диоктаэдрической гидрослюдой и хлоритом. Иногда наблюдается очень малая примесь монтмориллонита. Каолинит присутствует в цементе в виде тонкодисперсной массы в смеси с гидрослюдой, а также в виде различных мономинеральных агрегатов, выполняющих поры. Последние более характерны для хорошо сортированных среднезернистых песчаников. В этих песчаниках отдельные неделимые частицы каолинита в агрегатах выглядят более крупными. Каолинит из таких песчаников наиболее близок к упорядоченному.

Глины. В составе комплекса содержание глин очень незначительно. Их состав довольно постоянен. Глинистое вещество основной массы имеет тонкодисперсное строение и полиминеральный состав. Главный компонент глин — неупорядоченный каолинит. Он, как и в цементе песчаников, сочетается с диоктаэдрической гидрослюдой и хлоритом.

Анализ современного минералогического состояния пород нижнего подкомплекса

Петрографический состав исходных материнских пород, восстановленный по составу обломочных компонентов песчаников в современном состоянии показывает, что основным поставщиком терригенного материала были гранодиориты и плагиограниты. Этот вывод подтверждают условия формирования комплекса. Надо полагать, что поднятия в обла-

сти сноса, сопровождавшиеся разломами, а также высокая сейсмичность территории в этот период были благоприятными факторами для вскрытия глубоких (более кислых по составу) частей зональных гранитоидных интрузий. Зональные массивы начали энергично размываться еще в период формирования нижележащего комплекса и служили тогда поставщиками обломков пород краевых фаций — диоритов и кварцевых диоритов. В этом случае можно считать, что состав обломочной ассоциации комплекса довольно полно отражает состав материнских пород и скорее всего близко к первичному.

В самом деле, в обломочной ассоциации, формировавшейся за счет разрушения гранодиоритов и плагиогранитов, наряду с мелкозернистыми агрегатными обломками этих пород следует предполагать превалирование зерен полевых шпатов над кварцевыми, преобладание в составе полевых шпатов кислых плагиоклазов (альбит, кислый и основной олигоклаз), т. е. то, что является особенностями состава современной обломочной ассоциации. В ассоциации акцессорных минералов обновление состава материнских пород отмечается по возрастанию роли ксенотима и монацита — минералов, очень характерных для гранодиоритов из зональных интрузивных массивов. Некоторым отклонением от состава обломочного материала, получаемого при разрушении гранодиоритов и плагиогранитов, является малая роль темноцветных минералов (почти полное отсутствие роговой обманки и пироксенов, небольшая роль биотита — 1—3%). Это отклонение возникло по всей видимости в постседиментационный период в результате внутрислойного эпигенетического растворения и исчезновения или замещения вышеперечисленных нестойких компонентов. Некоторые изменения в постседиментационный период произошли в составе плагиоклазов. Деанортизация, внутрислойное эпигенетическое растворение и исчезновение или замещение плагиоклазов выше № 20 несколько сдвинули первичный их состав в сторону все более кислых плагиоклазов. Однако общая картина состава полевых шпатов выглядит так, как если бы они формировались за счет продуктов непосредственного разрушения гранодиоритов и плагиогранитов.

Увеличение роли обломков метаморфизованных алевролитов по сравнению с предыдущей обломочной ассоциацией, появление обломков альбитофиров происходит, вероятно, за счет дополнительных источников сноса, появление которых предусматривается всем ходом геологической истории региона.

Переход ведущей роли в составе акцессорных минералов от гранатов в предыдущем комплексе к цирконам и ильмениту в рассматриваемом подкомплексе можно объяснить, с одной стороны, сменой состава материнских пород, а с другой — резким изменением фациальных условий. По данным В. В. Ляховича (1968), содержание циркона обычно увеличивается в центральных частях гранитоидных массивов, в то время как роль гранатов резко возрастает в гибридных породах, какими являются кварцевые диориты и диориты. Учитывая это, справедливо ожидать, что при переходе в области источников сноса от пород краевых фаций гранитоидных массивов (кварцевые диориты и диориты) к центральным (гранодиориты, граниты) в формирующейся обломочной ассоциации сократится роль гранатов и возрастает роль циркона. В то же время можно представить, что вследствие рассортировки акцессорных обломочных минералов по удельному весу в морском бассейне отложения прибрежно-морских фаций рассматриваемого подкомплекса по сравнению с относительно глубоководными отложениями предыдущего комплекса оказались обогащенными более тяжелым цирконом. Влияние сортировки по удельному весу на состав акцессорных минералов отмечалось и ранее — для отложений флишоидного комплекса.

Различие в составе акцессорных компонентов, возникшее при седиментации, усугублялось неодинаковой интенсивностью вторичных изменений пород. Можно предполагать, что породы песчаного подкомплекса, претерпевшие более существенное вторичное изменение (образование конформных структур, интенсивное изменение биотита), чем породы нижележащего глинисто-кремнистого комплекса, еще более обогатились цирконом за счет внутрислойного эпигенетического растворения и исчезновения менее устойчивых гранатов. Фактором, сдерживающим интенсивность постседиментационного преобразования пород предыдущего комплекса, была их кремнистость. Кремнистые породы реагировали на возрастающее с глубиной давление не уплотнением, а образованием различного рода расколов и трещин, тем самым частично снимая или гася это давление. Слоям песчаных пород передавалось уже в какой-то мере погашенное давление, что и отражалось на интенсивности их вторичных изменений. Кроме того, аморфное кремнистое вещество в цементе, «запечатывая» обломочные зерна и агрегаты, предохраняло их от воздействия интерстиционных расплавов.

Изменение состава аутигенных образований при переходе от отложений предыдущего комплекса к рассматриваемому песчаному подкомплексу происходит в некотором соответствии со сменой состава обломочных компонентов. Вместо цеолита — продукта изменения основных плагиоклазов, решающее значение приобретает каолинит, возникающий за счет изменения полевых шпатов. Одновременно возрастает роль титанистых образований, формирование которых, возможно, было связано с изменением ильменита, обогащающего обломочную ассоциацию.

ВЕРХНИЙ ПОДКОМПЛЕКС

Отложения подкомплекса развиты по всей исследуемой площади. Верхняя его граница, резкая и отчетливая, проводится по подошве нижней пачки грубозернистых песков, гравелитов и конгломератов грубопесчаного лигнитоносного комплекса.

В разрезе подкомплекса неравномерно чередуются пачки глинистых и песчаных пород. В нижней части преобладают глины. В верхней части попеременно преобладают то песчаники, то глины. Алевролиты имеют подчиненное значение, встречаются в виде прослоев в пачках песчаников или глин и связаны с ними постепенными переходами. В верхней части разреза встречаются редкие маломощные (0,15—0,30 *м*) слои гравелитов и конгломератов и пачки частого ленточного переслаивания песчаников, алевролитов и глин. Глинистые пачки и слои имеют плохую выдержанность, выклиниваясь в пределах сравнительно небольшой площади. Роль песчаных пород в разрезе подкомплекса особенно резко возрастает на участках, расположенных в западной части района.

На юге исследуемой территории в толще, переходной от угленосного паралического комплекса к верхнему подкомплексу, преобладают песчаные породы и встречаются редкие прослои углей.

Мощность подкомплекса изменяется от 600 до 3600 *м*. Наибольшие значения фиксируются на п-ове Шмидта, в Сабинском и Кенигском районах, наименьшие — в Охино-Эхабинском и Катанглийском районах. В Паромай-Боатасинском районе полная мощность не установлена.

Несколько своеобразный состав имеют отложения средней части подкомплекса на п-ове Шмидта. Здесь развиты диатомиты, а в глинах содержится много остатков кремниевых организмов (диатомей и спикул губок). В составе диатомовых водорослей преобладают морские и солоноватоводные виды. Для разреза верхнего подкомплекса характерно несколько типов пород.

Гравелиты и конгломераты. Наиболее мощные слои этих пород (от 1—4 *м*) встречаются в разрезе п-ова Шмидта, в его верхней части. Гравий и галька представлены опоковидными породами, песчаниками, кремнистыми и глинистыми сланцами.

Песчаники образуют пачки мощностью до 50 *м*, в виде прослоев встречаются также в глинистых пачках. Они представляют собой серые, светло-серые, редко темно-серые, большей частью неслоистые или неясно слоистые породы преимущественно мелкозернистого строения, с пятнами, гнездами и линзовидными прослоями глинистого, алевритового и более крупнозернистого песчаного материала. Встречаются как крепко, так и слабо сцементированные разности. Мелкие песчаные зерна составляют 40—70% породы. Присутствующие в составе подкомплекса средне- и разнозернистые песчаники более характерны для верхних частей разреза. Спорадически в песчаниках встречаются мелкие гальки и гравий эффузивных и кремнистых пород, карбонатные конкреции размером 0,2—0,5 *м*.

Алевролиты встречаются в пачках тонкого переслаивания в виде прослоев и как переходные разности в пачках песчаников и глин, реже образуют пласты мощностью до 10 *м*. Они представляют собой темно-серые плотные неслоистые, реже тонкослоистые породы с плохой сортировкой обломочного материала, с гнездо- и линзовидными скоплениями глины и песчаных зерен.

Диатомиты — рыхлые, неравномерно окрашенные гидроокислами железа в буроватый цвет породы, состоящие в основном из скелетов диатомей. Присутствуют также скелеты радиолярий и спикул кубок. Постоянно содержатся тонкоагрегатное глинистое вещество и песчано-алевролитовые обломки. Последние составляют 5—10% породы.

Обстановка формирования отложений песчано-глинистого комплекса была неоднородной. Наблюдалась смена относительно глубоководных обстановок мелководными вплоть до лагунных. Тектоническая обстановка была более спокойной, чем в предыдущий этап. В этот период, по-видимому, преобладало дифференцированное погружение территории, которое в самом конце, возможно, стало замедленным или сменилось поднятием. Зоной наиболее устойчивого погружения был участок, протягивающийся в почти меридиональном направлении от р. Пиль на п-ове Шмидта к заливам Помор и Байкал, далее вдоль правого берега р. Большой Нельмы к р. Сабо, затем вдоль заливов Пильтун и Чайво вплоть до р. Даги (см. фиг. 59). Подвижной обстановкой осадконакопления характеризовались участки Охино-Эхабинского и Дагинско-Катанглийского районов.

Более мелководными, чем на остальной части исследуемой территории, в том числе в Охинском и Дагинско-Катанглийском, были условия седиментации в западных районах (западнее р. Большой Нельмы, в верховьях рек Эрри, Сабо, Пильтун, Вал). Вероятно, эти участки располагались вблизи береговой линии.

Минералого-петрографическая характеристика

Песчаники. По соотношению и составу обломочных компонентов песчаники рассматриваемого подкомплекса можно отнести к альбитофировым кварц-полевошпатовым граувакка м (см. фиг. 60 и 61). По сравнению с предыдущей ассоциацией для них характерно дальнейшее небольшое уменьшение роли обломков пород и соответственное увеличение роли кварца и полевых шпатов. Состав полевых шпатов при этом остается неизменным. Заметно изменяется состав обломков пород. Значительная роль в этой ассоциации принадлежит обломкам альбитофи-

ров, которые представляют собой полнокристаллические минеральные агрегаты альбита и хлорита. В примерно равном соотношении с ними встречаются обломки кислых и средних эффузивов (см. фиг. 61). Неизменно присутствуют обломки гранитоидов, кремнистых и глинистых сланцев, метаморфизованных обломочных пород и единичные обломки андезито-базальтов.

В ассоциации акцессорных обломочных минералов ведущую роль играют гранаты и эпидот. В нижней и средней частях разреза преобладают гранаты, в верхней — эпидот. Зерна гранатов имеют угловатые или сглаженные очертания, часто неровную бугорчатую, ступенчатую поверхность. Некоторые из них содержат игольчатые включения актинолита, ориентированные в двух взаимно перпендикулярных направлениях. Встречаются трещиноватые зерна с трещинами, залеченными пелитово-чешуйчатым веществом. Преобладают гранаты с показателем преломления, близким 1,78 и значительно бóльшим — 1,78 (типа альмандина и спессартина). Низкопреломляющие разности (N = 1,737) составляют около 20% всех зерен гранатов. Они переполнены включениями и часто анизотропны. Обнаруживаются разновидности с N= 1,767. Бóльшая часть зерен эпидота по составу может быть отнесена к пистациту (Ng =1,750—1,765; Np =1,725—1,735). Изредка встречаются интенсивно окрашенные разности эпидота с $Ng > 1{,}78$. Встречаются также веерообразные агрегаты эпидота, характерные для кварцевых жил. Из второстепенных по содержанию акцессорных минералов характерны монацит, ставролит, дистен, сфен.

Все песчаники имеют первичнообломочную структуру. Их строение, большей частью, мелкозернистое, реже средне- или крупнозернистое. Зерна угловатые или угловато-окатанные. Цемент сложен глинистым веществом или карбонатами — кальцитом и анкеритом. Распределение анкеритового и кальцитового цементов по площади и в разрезе имеет те же особенности, что и в предыдущем подкомплексе. Анкерит характерен для отложений преимущественно газоносных разрезов (Малое Сабо, Эрри), кальцит — для отложений нефтеносных разрезов (Эхаби, Восточное Эхаби, Катангли). Фациальная приуроченность не выявлена.

Глинистое вещество цемента имеет полиминеральный состав. Выделяются два типа глинистых цементов. В первом типе ведущая роль принадлежит монтмориллониту, во втором — каолиниту. Монтмориллонит сочетается с гидрослюдой, каолинитом и хлоритом, каолинит — с гидрослюдой и хлоритом. Выделенные типы глинистого вещества цемента довольно сложно перемежаются по площади и стабильны по составу в разрезе. При этом какая-либо фациальная их приуроченность не улавливается.

Вещество основной массы глин имеет такой же состав, как глинистые цементы песчаников, т. е. повторяет особенности их состава и характер распределения на площади.

Анализ современного минералогического состояния пород верхнего подкомплекса

Для того чтобы оценить современное минералогическое состояние подкомплекса, проанализируем особенности состава обломочной ассоциации и глин, исходя из общего хода геологической истории и условий формирования, петрографического состава возможных материнских пород и характера постседиментационных преобразований.

Заметное обновление, по сравнению с предыдущей ассоциацией, состава обломков пород (значительная роль альбитофиров) может быть объяснено, по-видимому, только появлением или резким усилени-

ем роли новых источников обломочного материала. Ими могли служить массивы осадочно-эффузивных пород в пределах современных Западно-Сахалинских гор и, возможно, массивы на водоразделе рек Ныш, Вагис, Лангры, Вал, Эвай, Даги. Превращение этих массивов в область денудации произошло в результате тектонических движений, связанных с проявлением предверхнедуйской фазы складкообразования. Источником обломков альбитофиров могли служить вулканические постройки (подробнее это предположение будет рассмотрено ниже). Уменьшение роли обломков гранитоидов пород определяется тремя причинами:

1) разбавлением их обломками альбитофиров, которые как обломки более тонкозернистых пород захоронялись чаще в виде агрегатов, чем обломки гранитоидов;

2) изменением структуры гранитоидов в связи с переходом в центральных участках разрушаемых зональных массивов к более крупнозернистым структурам и вследствие этого относительно частым поступлением в осадок обломочного материала в виде мономинеральных зерен, а не агрегатов;

3) особенностями обстановки седиментации. В бассейн с площадей, постепенно затопляемых морем, в большом количестве поступал обломочный материал, испытавший в предыдущий период в связи с интенсивными тектоническими подвижками в области сноса энергичное перемещение и дробление; при этом агрегатные обломки чаще оказывались раздробленными на мономинеральные.

Вторая и третья причины объясняют также наблюдаемое в современной минеральной ассоциации более значительную роль кварца и полевых шпатов, чем обломков пород. С составом обломков пород хорошо увязывается состав полевых шпатов. Это в основном плагиоклазы до № 20. Характерно присутствие анортоклаза, что можно связать со щелочным составом альбитофиров.

Таким образом состав и соотношение породообразующих компонентов в современной обломочной ассоциации вполне объяснимы с позиций общей направленности геологического развития региона, условий формирования комплекса и петрографического состава питающих областей. Это позволяет считать их состав близким к первичному составу захороненного обломочного материала.

В каком соотношении с составом породообразующих обломочных компонентов, а через них и с составом исходных материнских пород находится обломочная ассоциация акцессорных минералов? Судя по составу и типоморфным особенностям, источником большей части акцессорных минералов (циркон, турмалин, ильменит, магнетит, сфен, ортит, гранаты, эпидот, монацит, а также дистен и ставролит) служили интрузивные и эффузивные породы: гранодиориты, дациты и риолиты. Альбитофиры обусловили некоторую обогащенность апатитом и сфеном. Весьма характерное для рассматриваемой ассоциации повышение роли дистена и ставролита можно отнести за счет некоторого изменения валового состава гранитоидного обломочного материала. По данным В. В. Ляховича (1968), ставролит наиболее типичен для аляскитов и биотитовых гранитов, дистен — для кварцевых жил.

Источником повышенных содержаний ставролита и дистена в рассматриваемой обломочной ассоциации могли служить жильные породы гранитной группы: аплиты, близко отвечающие по составу аляскитам, пегматиты, жильный кварц; кварцевые жилы могли быть также источником веерообразных агрегатов эпидота. Энергичное разрушение этих пород происходило в результате интенсивных тектонических подвижек, предшествующих формированию подкомплекса (предверхнедуйская фаза складкообразования). Нет оснований увязывать возросшую роль ставролита и дистена с более энергичным разрушением в областях

сноса метаморфических пород, в основном кристаллических сланцев. Содержание обломков, относимых к метаморфическим породам (кремнистые сланцы, кварциты) по сравнению с предыдущим комплексом изменяется незначительно, в основном за счет обломков кварцитов, которые могли быть обломками жильного кварца.

Если для второстепенных по содержанию акцессорных минералов удается наметить связь с источниками обломочного материала, то для главных минералов ассоциации гранатов и эпидота это сделать затруднительно. Постепенное исчезновение в разрезе эпидота и увеличение содержания гранатов происходит вне связи с изменением состава обломочных породообразующих компонентов или фациальных условий. Более того, учитывая, что в нижней части разреза более существенна, чем в верхней, роль обломков кварцевых диоритов и гранодиоритов, т. е. пород, для которых по данным В. В. Ляховича (1968) характерно сильно повышенное содержание эпидота, следовало бы ожидать высоких концентраций эпидота в низах разреза, а не наоборот, как это происходит в современной обломочной ассоциации.

В этих условиях вполне правомерно объяснение этого явления постепенным исчезновением нестойкого эпидота в процессе внутрислойного эпигенетического растворения. Внутрислойное растворение претерпели, очевидно, также темноцветные минералы гранитоидов, такие как пироксены и роговая обманка. Следует, однако, иметь в виду, что зерна пироксенов и роговых обманок могли поступать в бассейн в очень ограниченном количестве вследствие того, что основные материнские гранитоидные породы были биотитовыми. Ранее уже упоминалось, что биотитовые граниты могли быть источниками повышенных содержаний ставролита. Все это позволяет говорить о том, что современная ассоциация обломочных компонентов выглядит беднее предполагаемой первичной. Обеднение происходит в основном, как говорилось выше, за счет исчезновения акцессорных минералов, неустойчивых в процессе внутрислойного эпигенетического растворения.

Обратимся к глинистым компонентам в цементе песчаников и в основной массе глин и проанализируем их состав с позиций сходства его с возможным первичным. Мы сразу же сталкиваемся с фактами, которые либо имеют несколько толкований, или вовсе не поддаются объяснению. Так, например, не представляется возможным однозначно и аргументированно объяснить сложный характер распределения на площади двух типов глинистого вещества. Исходя из условий формирования подкомплекса, состава материнских пород, строения, состава, характера вторичных изменений его пород, вполне вероятно аллотигенное происхождение глинистого вещества каолинитового типа. В самом деле, в ходе интенсивных тектонических движений чеховского времени породы питающих областей подвергались энергичному разрушению и вследствие этого на водосборных площадях накопилось много обломочного материала гранитоидного состава, который не был полностью снесен в бассейн.

Энергичное разрушение пород в области сноса способствовало некоторому нивелированию рельефа. Нереализованный в предыдущий этап и вновь мобилизованный обломочный материал, залегая в виде делювия и элювия на пологих с выровненным рельефом водосборах (долосклонах, по Д. В. Наливкину, 1956), в условиях медленного погружения седиментационного бассейна и теплого влажного климата, господствовавшего в начале этого этапа, успевал, по-видимому, до поступления в морской бассейн пройти существенную переработку вплоть до образования каолинита.

Каким же образом в этом случае можно представить формирование глин монтмориллонитового типа? Они довольно своеобразно, пят-

нами, размещаются на исследованной площади, перемежаясь с глинами каолинитового типа и не обнаруживая при этом какой-либо фациальной приуроченности или связи с составом пород питающих областей. Примечательная особенность их — приуроченность к участкам, которые во все этапы неогеновой седиментации отставали в погружении, характеризовались подвижной обстановкой осадконакопления и проявлением вулканизма. Это дает некоторые основания предполагать, что на формирование глин монтмориллонитового типа оказали влияние продукты подводного вулканизма.

Не исключено, что вулканическая деятельность этого периода в генетическом отношении была связана с магматизмом субщелочного состава, проявление которого в гипабиссальной фации относится к позднему миоцену (Нарыжный, Сергеева, 1968). В исследуемом районе (п-ов Шмидта) субщелочные интрузивные тела сложены тешенитами и бостонитами. Лавы и твердые продукты выбросов могли иметь состав щелочных базальтов или трахибазальтов. Возможно, что за обломки альбитофира в рассматриваемой обломочной ассоциации принимаются обломки трахибазальтов и щелочных базальтов, излившихся под водой — спилитов.

Таким образом, можно предположить, что появление альбитофиров и формирование монтмориллонитовых глин связано с проявлением вулканизма со *щелочным составом лав*. Излияние лав, выбросы пеплового и более крупного материала скорее всего происходили за пределами рассматриваемой территории. Пепловый материал в небольшом количестве обнаруживается только в диатомитах на п-ове Шмидта. Поступление обломков альбитофиров и щелочных базальтов можно представить как результат переотложения вулканокластического материала. Появление строго локализованных участков с монтмориллонитовыми глинами, возможно, было связано с воздействием аномальных тепловых потоков.

ПАРАЛИЧЕСКИЙ УГЛЕНОСНЫЙ КОМПЛЕКС

Угленосный комплекс выделяется в объеме верхнедуйского стратиграфического горизонта. Отложения комплекса распространены только в южной части исследуемой площади. В разрезе и на площади они ограничены породами песчано-глинистого морского комплекса, с которыми, по-видимому, связаны постепенными переходами.

Комплекс представлен неравномерно чередующимися песчаниками, алевролитами и глинами. Преобладают алевролито-песчаные породы. Пласты углей имеют мощности от 0,1 до 1,5—1,8 *м*. Всего в разрезе их около 20. Они большей частью сосредоточены в нижней и средней частях комплекса. Присутствуют слои углистых аргиллитов. Изредка встречаются гравелиты и конгломераты.

В породах содержатся обильные растительные остатки, солоноватоводная и морская фауна. Встречаются округлые и линзовидные конкреции железистого карбоната типа сидероплезита ($FeCO_3$ — 84%, $CaCO_3$— 5—6%, $MgCO_3$ — 0,9%).

В состав комплекса входит несколько типов пород.

Песчаники залегают в виде мощных пластов (до 50 *м* и более) и разделяются пачками тонкого неравномерного переслаивания песчаников, алевролитов и глин. Характерна разнообразная косая слоистость. Преобладают среднезернистые, сравнительно хорошо сортированные разности.

Алевролиты встречаются в пачках неравномерного чередования песчаников, алевролитов и глин в виде тонких линзовидных слоев в

пачках переслаивания с песчаниками, реже образуют пласты мощностью до 5 *м*.

Глины имеют в разрезе весьма подчиненное значение, встречаются в виде маломощных слоев и прослоев в пластах песчаников и алевролитов, а также в пачках частого неравномерного переслаивания пород, реже в виде пластов мощностью 1—1,5 *м*. Это темно-серые, иногда зеленовато-серые плотные мелкооскольчатые неслоистые или тонкослоистые породы с обильными и крупными обуглившимися растительными остатками, линзочками угля. Отдельные прослои в подошве или кровле глинистого пласта иногда обогащены углистым веществом, которое составляет до 40% породы.

Конгломераты сложены мелкими гальками, гравием и песчаным материалом. Цементом служит тонкоагрегатное глинистое вещество или кальцит.

Состав галек очень разнообразен: метаморфизованные песчаники, глинистые и кремнистые сланцы, яшмы, андезито-базальты, гранитоиды и кислые эффузивы. Чаще всего встречаются мелкокристаллические гранитоиды порфировидной структуры гранодиоритового или плагиогранитового состава. Присутствуют гранитоиды специфического состава — эгириновые гранит-порфиры типа грорудита (жильная порода гранитоидного состава).

Угли относятся к марке Д, характеризуются низкой зольностью (1—2%) и содержанием летучих в пределах 42—44% (данные Н. Н. Юрганова для углей из разреза р. Джимдан).

Литологические признаки и состав фауны позволяют говорить о том, что формирование комплекса протекало в обстановке периодически осушавшихся заливов и лагун и морского мелководья. Тектонической предпосылкой формирования паралического угленосного комплекса явилось медленное погружение области седиментации вслед за проявлением тенденции к подъему в чеховское время в связи со складкообразовательными движениями (Сальников и др., 1963). Судя по разнообразному и специфичному составу обломочного материала, образованию комплекса предшествовал подъем и в области источников сноса.

Минералого-петрографическая характеристика

Песчаники комплекса по составу и соотношению породообразующих компонентов можно классифицировать как гранодиоритовые полевошпат-кварцевые граувакки (см. фиг. 60 и 61). Для них характерно значительное (в 1,5—2 раза) преобладание кварца над полевыми шпатами и разнообразный состав обломков пород. Содержание обломков остается таким же, как в альбитофировых кварц-полевошпатовых граувакках (см. фиг. 61). Как и в ранее рассматриваемых обломочных ассоциациях, значительная роль принадлежит обломкам средних и кислых эффузивов, но более всего характерны обломки гранодиоритов и плагиогранитов. Способы восстановления — «узнавания» — состава гранитоидных обломков рассматривались выше. По сравнению с альбитофировыми граувакками резко сокращается роль обломков альбитофиров и растет значение обломков кремнисто-кварцитовых пород.

Встречаются обломки пород специфического состава: грорудитов и ортосланцев. Присутствуют также обломки кремнистых аргиллитов из отложений нижележащего глинисто-кремнистого комплекса. Полевые шпаты по составу и типоморфным особенностям почти не отличаются от полевых шпатов из альбитофировых и гранодиоритовых кварц-полевошпатовых граувакк. Особенностями состава ассоциации акцессорных

минералов являются: 1) большая роль ильменита; 2) присутствие специфических минералов — глаукофана, эгирина, хлоритоида, хромшпинели, хромита; 3) сложный характер распределения в разрезе циркона, турмалина, эпидота и сфена. Морские слои обогащены цирконом и турмалином, континентальные — эпидотом и сфеном.

По структуре песчаники первичнообломочные, по строению — мелко- и среднезернистые. Основным типом цемента является поровый, сочетающийся с пленочным. Цемент базального типа сложен либо тонкоагрегатным глинистым веществом, либо кальцитом. Встречаются слабо сцементированные песчаники. Глинистое вещество цемента (фракция $<$ $<0{,}001$ *мм*) имеет полиминеральный состав. Преобладает каолинит, образующий в порах отчетливо видные вермикулитоподобные агрегаты. Гидрослюда имеет резко подчиненное значение, в виде малой примеси присутствуют монтмориллонит и хлорит. Изменение состава глинистых цементов вслед за изменением фациальных обстановок формирования отложений не выявлено. По минеральному составу глины аналогичны цементу песчаников.

Анализ современного минералогического состояния пород угленосного паралического комплекса

Главную особенность обломочной ассоциации — резко возросшую роль кварца по сравнению с одновременно сформировавшейся ассоциацией альбитофировых граувакк — можно объяснить следующим образом. При мобилизации и переработке обломочного материала в зоне выветривания в условиях медленного погружения седиментационного бассейна и сравнительно теплого влажного климата крупные зерна полевых шпатов могли при развитии каолинизации и других вторичных процессов распадаться на мелкие, в то время как размеры обломков кварца и кварцевых пород не изменялись. Более мелкие зерна полевых шпатов уносились на большее расстояние от источников питания, чем относительно крупные обломки кварца и кварцитов. Ведущая роль кварца в составе обломочных компонентов песчаников сохранялась на этих участках и в последующие этапы осадконакопления, при отложении морских надугленосных слоев (сертунайский горизонт). Преобладание кварца над полевыми шпатами, возникшее при осадкообразовании, усиливалось в результате вторичной каолинизации пород под влиянием обильного органического вещества.

Формирование комплекса вблизи крупной области сноса отразилось на составе обломков. Существенно возросла роль обломков гранитоидов, что отчасти было связано с увеличением размеров песчаных зерен. Появились обломки редко встречающихся пород и минералов — грорудита, эгирина, глаукофана, хлоритоида, увеличилась роль сфена, эпидота, хромита и шпинели. Сфеном и эпидотом обогащены континентальные отложения, в морских слоях, очевидно, за счет западных источников питания, существенное значение приобретают циркон и турмалин.

Наличие обломков грорудитов отчасти подтверждает высказанное ранее предположение о том, что в альбитофировых граувакках, примерно одновозрастных с рассматриваемыми гранодиоритовыми граувакками, присутствуют продукты разрушения жильных гранитоидов.

Приведенное выше объяснение особенностей состава обломочных компонентов показывает, что они возникли в основном в седиментационный период. Это позволяет считать современный состав обломочной ассоциации довольно близким к предполагаемому первичному.

Обеднение состава обломочной ассоциации в постседиментационный период происходило за счет замещения полевых шпатов каолинитом или кальцитом, а так же, как и в ранее рассмотренных комплексах, за счет внутрислойного эпигенетического растворения и исчезновения неустойчивых фемических минералов — пироксенов, роговых обманок и частично эпидота.

ГРУБОПЕСЧАНЫЙ МОЛАССОВЫЙ (ЛИГНИТОНОСНЫЙ) КОМПЛЕКС

Грубопесчаный лигнитоносный комплекс включает отложения помырского стратиграфического горизонта, завершающего разрез неогена на Сахалине. Нижняя граница комплекса проводится по подошве горизонта грубозернистых песков и конгломератов, которые сменяют в разрезе верхнюю толщу чередования мелкозернистых песчаников и глин нижележащего песчано-глинистого морского комплекса. По сравнению с последним рассматриваемый комплекс имеет меньшее распространение. Отложения его отсутствуют на большей части территории южного и в сводах антиклинальных структур центрального участков. В разрезе комплекса выделяются три толщи: 1) морских, преимущественно песчаных отложений; 2) паралическая лигнитоносная; 3) слабо сцементированных косослоистых песчаников дельтовых фаций.

Нижняя толща сложена преимущественно мелкозернистыми песчаниками. Подчиненное значение в ней имеют средне-, крупно- и грубозернистые песчаники. Встречаются галечники и конгломераты. Содержится обильная и разнообразная фауна моллюсков, брахиопод, морских ежей и мшанок. На юге исследуемой площади в составе толщи присутствуют крупные (до 2 *м*) линзы зеленовато-серых песчаников с фосфоритовым цементом. Мощность толщи варьирует от 50—100 до 500 *м* и более, резко уменьшаясь к западу.

В разрезе лигнитоносной паралической толщи неравномерно чередуются мелко-, средне-, крупно- и грубозернистые слабо сцементированные песчаники, алевролиты и глины. Присутствуют пласты лигнитов и бурых углей, Довольно часто встречаются гравийные породы. Наблюдаются линзы известковистых песчаников и конкреции железистого карбоната. Характерны пачки частого ленточного переслаивания песчаников, алевролитов и глин. Роль грубообломочного материала, число пластов лигнитов и пачек ленточного переслаивания пород возрастают к западу. В том же направлении мощность средней толщи увеличивается до 1000 *м*. На юго-востоке исследуемой площади лигнитоносная толща в разрезе выражена не типично и быстро сменяется безугольной толщей слабо сцементированных песчаников с крупной косой перекрестной и мелкосерийной однонаправленной слоистостью, характерной для отложений дельтовых фаций. Мощность этой толщи в бассейне р. Даги достигает 900 *м*.

Верхняя безугольная континентальная толща развита, по-видимому, и в пределах центрального и северного участков.

Комплекс содержит следующие типы пород.

Песчаники нижней, морской, толщи представляют собой мелкозернистые светло-серые, серые и темно-серые неслоистые или тонкослоистые породы с несколько лучшей, по сравнению с песчаниками нижележащего комплекса, сортировкой обломочного материала. Роль средне-, крупно- и грубозернистых песчаников возрастает на западном и южном участках. Песчаники лигнитоносной паралической толщи в отличие от песчаников нижней толщи чаще имеют крупно- и грубозернистое строение и обычно хуже отсортированы. Песчаники верхней

толщи слабо сцементированные и рыхлые, преимущественно мелкозернистые, серые и светло-серые, полимиктовые, содержат различные по величине гнезда и линзы грубообломочного материала, большое количество обуглившихся растительных остатков, иногда конкреционные стяжения ожелезненных глинистых песков с массовыми скоплениями пелеципод и гастропод.

Глины серые и темно-серые, мелкооскольчатые или тонкоплитчатые, с гнездами и линзочками разнозернистого песчаного материала. Мощность глинистых пластов изменяется от 2 до 25 *м*, увеличиваясь к востоку.

Грубообломочные породы (грубозернистые песчаники, гравелиты, конгломераты, гравийники и галечники) образуют пласты и пачки мощностью до 20 *м*. Их роль в разрезе средней толщи возрастает к западу. Гравийный и галечный материал представлен кварцем и различного рода обломками пород. Преобладают порфировидные граниты, весьма существенна роль кремнистых пород — яшм, кварцитов, кремнистых сланцев. Встречаются опоковидные породы залегающего ниже глинисто-кремнистого комплекса, а также серпентиниты.

Лигниты слагают пласты мощностью до 3 *м*. Их роль в разрезе средней толщи возрастает к западу.

Состав и строение комплекса, а также захороненные в его отложениях макро- и микрофаунистические остатки позволяют говорить о трех периодах формирования комплекса. В начальный период образование осадков происходило в прибрежно-морской обстановке (в пределах литорали и сублиторали). Судя по комплексам фауны, ее обилию и разнообразию, морской бассейн был открытым, с нормальной соленостью и довольно теплый. В следующий период в условиях чередования паралических фаций формировалась толща с лигнитами.

Наиболее кратковременным этот период был в юго-восточной части территории (районы р. Даги, Восточное Катангли). В пределах этих участков он быстро сменился периодом накопления осадков в континентальной обстановке, в частности в условиях дельты.

Таким образом, формирование осадков грубопесчаного лигнитоносного комплекса протекало по трехчленной схеме седиментации, характерной как для предгорных, так и межгорных массивов стадии замыкания геосинклинальной зоны (Страхов, 1960—1962). Поднимавшиеся горные хребты поставляли разнообразный терригенный материал. С юга седиментационный бассейн был ограничен поднятиями, служившими продолжением хребтов Восточно-Сахалинских гор. На севере (п-ов Шмидта) седиментационный бассейн суживали и ограничивали поднимавшиеся массивы верхнемеловых и нижнемиоценовых пород. На западе ограничением служило валообразное поднятие, существовавшее в пределах современной Центрально-Сахалинской депрессии. Изолированные поднятия существовали внутри помырского бассейна.

Минералого-петрографическая характеристика

Песчаники по составу и соотношению обломочных породообразующих компонентов — типичные представители граувакковых аркоз (см. фиг. 60). Ведущая роль в составе обломочных породообразующих компонентов принадлежит полевым шпатам (см. фиг. 61). Их состав, по сравнению с предыдущей обломочной ассоциацией, существенно изменяется. Кислые плагиоклазы уступают ведущее место калиевым полевым шпатам, ортоклазу и микропертитам. Заметно уменьшилось содержание обломков пород. Они составляют не более 25—30% всего числа обломочных породообразующих компонентов. Состав обломков отлича-

ется большим разнообразием. Для рассматриваемых песчаников наиболее типичны обломки микро- и мелкозернистых гранитов и гранит-порфиров с гранитовой, микрогранитовой, микрогранулитовой, гранофировой и микрогипидиоморфнозернистыми структурами (см. фиг. 61). Существенной становится роль кварцитовых пород, кремнистых сланцев и альбитофиров. Присутствуют обломки филлитов, слюдисто-кварцевых сланцев, зеленокаменно измененных изверженных пород. Кварц представлен разновидностями с включениями и без включений. Встречаются трещиноватые и катаклазированные зерна. Угасание — часто волнистое и мозаичное. Форма зерен — неправильная, реже округлая или близкая к шестигранной. Удлиненные зерна редки. По сравнению с предыдущими обломочными ассоциациями в граувакковых аркозах заметно возрастает содержание биотита. Чешуи биотита составляют 5—10% суммы всех обломочных компонентов в песчаниках. Часто встречаются слабо измененные чешуи.

Комплекс акцессорных обломочных минералов весьма обширен, ведущие минералы — эпидот и роговая обманка. Содержание роговой обманки постепенно возрастает вверх по разрезу. Циркон, турмалин, рудные минералы имеют второстепенное значение. В небольшом количестве (2—3%) присутствуют пироксены (диопсид, авгит, титаноавгит), а также силлиманит, андалузит, дистен, волокнистые амфиболы (уралит и актинолит). Роговая обманка темно-зеленая или коричневато-зеленая ($Ng = 1{,}674 \pm 0{,}005$; $Np = 1{,}650 \pm 0{,}005$; $Ng = 1{,}70$; $Ng - Np = 0{,}20$—$0{,}24$; $-2V = 70$—75). Основным минералом группы эпидота является пистацит. Его облик и оптические свойства такие же, как в альбитофировых граувакках. Иногда тяжелая фракция обогащена мелкими (0,01—0,02 *мм*) зернами клиноцоизита таблитчатого облика. Их появление можно объяснить разрушением эпидотизированных основных плагиоклазов или темноцветных минералов: пироксенов и роговых обманок. Зернам гранатов свойственны близкая к изометричной форма и угловатые очертания. Они бесцветны или окрашены в розоватый, желтый или темно-красный цвет. Зерна цирконов имеют большей частью слабо удлиненную призматическую форму, бесцветны или окрашены в розовый и темно-красный цвет. Судя по диаграмме Н. Н. Винчела и Г. Винчелла ($No = 1{,}670$—$1{,}658$; $Ne = 1{,}640$—$1{,}627$), турмалиновая группа минералов как в рассматриваемой, так и во всех предыдущих обломочных ассоциациях, представлена шерлами.

Для песчаников характерна первичнообломочная структура, мелко, средне-, крупно- и грубозернистая. Цементом служит полиминеральное глинистое вещество, в составе которого присутствует примерно в одинаковых соотношениях каолинит и гидрослюда. Отмечается малая примесь хлорита и монтмориллонита. Иногда цементом служит кальцит. Состав глинистого вещества однотипен по всему разрезу. Минеральные компоненты глинистого вещества и соотношение между ними в глинах примерно такие же, как в глинистом цементе песчаников.

Анализ современного минералогического состояния пород грубопесчаного молассового комплекса

Малая степень постседиментационного преобразования пород позволяет предполагать, что современный состав обломочных компонентов является довольно близким к первичному.

Своеобразие и особенности состава рассматриваемой обломочной ассоциации, отчетливо выявляющиеся при сравнении с предыдущими обломочными ассоциациями, объясняются, с одной стороны, резко изменившимися условиями формирования осадков, а с другой — слабым из-

менением их в постседиментационную стадию. В самом деле, подъем в области сноса и энергичный смыв обломочного материала с водосборов вследствие увеличившейся контрастности рельефа областей питания и накопления способствовали вскрытию глубоко залегающих материнских пород: гранитов центральных частей зональных массивов, кремнистых сланцев, кварцитов, зеленокаменных пород (ортосланцев) и ультраосновных пород. Смена состава материнских пород соответственным образом отразилась на составе обломочной ассоциации.

Резко изменился состав полевых шпатов. Ведущая роль стала принадлежать ортоклазу и микропертиту, поскольку содержание этих компонентов в гранитах, служивших главным источником обломочного материала при формировании рассматриваемой ассоциации, было несравненно бóльшим, чем в гранодиоритах, за счет продуктов разрушения которых формировались нижележащие гранодиоритовые граувакки. По этой же причине возросла роль биотита.

В составе обломков пород усилилась роль обломков гранитов, кремнистых сланцев, кварцитов, появились ортосланцы. Состав обломков пород стал разнообразнее также за счет новых источников питания, т. е. поднятий, возникавших как внутри, так и вне седиментационного бассейна. С этих поднятий в осадок поступали обломки кремнистых аргиллитов и алевролитов. В соответствии с изменением состава обломков пород изменился состав акцессорных обломочных минералов. Появились вторичные амфиболы (актинолит, уралит, тремолит), свойственные ортосланцам. Возросла роль силлиманита и андалузита — минералов, характерных для зеленых кристаллических сланцев. За счет ультраосновных пород существенно возросла роль хромита и шпинели.

Что касается эпидота, роговой обманки и пироксенов, то увеличение их количества можно связать, с одной стороны, с более частым поступлением их зерен в осадок в результате разрушения ортосланцев и ультрабазитов, а с другой — со слабой измененностью пород и сохранением этих минералов от исчезновения в процессе внутрислойного эпигенетического растворения. Попытаемся проанализировать, какой из этих факторов следует считать ведущим. Темноцветные минералы (роговая обманка, пироксены) в ортосланцах и ультраосновных породах большей частью замещены вторичными компонентами: хлоритом, серпентином, уралитом, карбонатами и т. д. В этом отношении рассматриваемые породы можно считать маловероятными источниками зерен роговых обманок и пироксенов. Кроме того, в связи с переводом ведущей роли поставщиков обломочного материала от гранодиоритов к гранитам должно было сократиться поступление зерен роговых обманок и пироксенов из гранитоидных пород. Количество зерен пироксенов и роговых обманок, поступавших из ортосланцев и серпентинизированных ультрабазитов, вряд ли превышало поступление этих зерен из гранодиоритов, кварцевых диоритов и диоритов. В этом случае бóльшая роль пироксенов и роговых обманок в слабо измененных аркозах, нежели в нижележащих гранодиоритовых и кварц-диоритовых граувакках, испытавших значительные (до 5 *км*) погружения, скорее всего объясняется слабым развитием в аркозах процессов внутрислойного эпигенетического растворения этих неустойчивых компонентов.

Количество зерен эпидота, поступающего в осадок, могло существенно возрасти за счет соссюритизированных ортосланцев. При этом должны были поступать, очевидно, очень мелкие зерна (0,01—0,02 *мм*). Как уже говорилось, такие зерна периодически обогащают ассоциацию обломочных акцессорных минералов. Одновременно, в связи с тем, что поставщиками обломочного материала стали граниты, а также учитывая данные, приводимые В. В. Ляховичем (1968), следует ожидать со-

кращения в 3—4 раза роли эпидота, поступающего из гранитоидных пород.

Можно допустить, что эти две разнонаправленные тенденции привноса эпидота в бассейн в количественном отношении были более или менее равноценны и компенсировали одна другую. В этих условиях постепенно возрастающая вверх по разрезу обогащенность ассоциации обломочных акцессорных минералов сравнительно крупными (0,1—0,25 *мм*) зернами эпидота могла быть связана как с условиями формирования комплекса — со все бóльшим приближением к седиментационному бассейну источников питания, так и с начальным развитием процессов внутрислойного эпигенетического растворения этого относительно неустойчивого компонента. Условия формирования отложений, подобные вышеописанным, существовали и в предшествующие этапы неогеновой седиментации (угленосные паралический и континентальный комплексы). Однако содержания зерен эпидота в этих отложениях очень невелики. Поскольку эти отложения более глубоко погружены и в большей мере преобразованы вторичными процессами, чем породы рассматриваемого комплекса, очевидно, содержание эпидота в сравниваемых отложениях в основном регулировалось интенсивностью процессов внутрислойного эпигенетического растворения и исчезновения этого минерала.

Рассмотрим глинистое вещество цемента песчаников и основной массы глин. Его современный состав хорошо увязывается с составом первичной глинистой мути, который можно представить исходя из условий формирования комплекса и состава материнских пород. Так, например, можно представить, что в результате слабой переработки материнских пород в зоне выветривания и быстрого смыва обломочного материала с водосборов резко усилился привнос в бассейн гидрослюды. Очевидно, не в меньшем количестве поступал каолинит, поскольку граниты, служившие основным источником обломочного материала, даже только при механическом разрушении могли поставлять значительное количество этого глинистого компонента, который высвобождался при дезинтеграции зерен калиевых полевых шпатов, пелитизированных в эпимагматическую стадию. Таким образом, в первичной глинистой мути могли складываться равные соотношения между гидрослюдой и каолинитом, которые мы наблюдаем сейчас в глинистом веществе песчаников и глинах рассматриваемого комплекса.

Заключение

Рассмотренные минеральные ассоциации неогена складчатой области Северо-Восточного Сахалина образуют непрерывный ряд от собственно граувакк к кварц-полевошпатовым грауваккам и далее к грауваковым аркозам. Изменение состава минеральных ассоциаций следует за сменой этапов геосинклинального развития региона. Так, ассоциация собственно граувакк распространена в базальных слоях неогенового разреза. Кварц-полевошпатовые грауваккки характеризуют отложения стадии нормального геосинклинального режима, а ассоциация грауваковых аркоз развита в породах стадии замыкания геосинклинальной зоны. Ассоциация пород, сформированных в периферической части геосинклинального прогиба (паралический угленосный комплекс), имеет более кварцевый состав, чем синхронная с нею ассоциация центральных участков геосинклинального прогиба (песчано-глинистый морской комплекс).

Таким образом, четко выявляется тенденция к постепенному увеличению снизу вверх по разрезу роли кварца и уменьшению роли облом-

ков пород. Постепенное нарастание количества «аркозового» материала происходит на фоне столь же постепенной смены вверх по разрезу состава ведущих обломков пород ассоциаций от основных разновидностей изверженных пород (порфириты и андезито-базальты) к кислым (граниты). Так, с альбитизированными, хлоритизированными или каолинизированными порфиритами связаны малые содержания (1—10%) кварца, постоянно присутствуют альбит, каолинит и хлорит. С андезито-базальтами и диоритами ассоциируют средние плагиоклазы и монтмориллонит. Гранодиориты определяют довольно высокие содержания кварца (до 35%), кислых плагиоклазов (20—30%) и присутствие каолинита с гидрослюдой. Альбитофиры ассоциируются с кислыми плагиоклазами и анортоклазом, граниты влекут за собой преобладание в составе полевых шпатов ортоклаза и микропертита, а в составе глин — каолинита и гидрослюды. Таким образом, облик ассоциации определяется составом доминирующих в ней обломков пород.

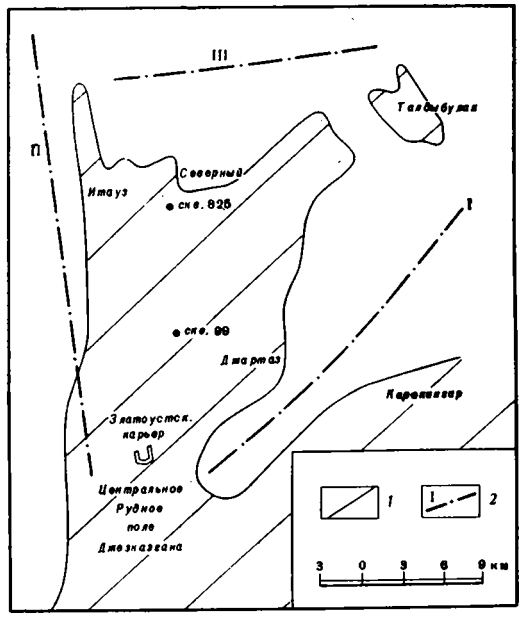
Связь акцессорных минералов, обычно используемых для корреляции отложений, с составом обломков пород ассоциации выявляется неотчетливо. Это объясняется, возможно, тем, что перечисленные минералы широко распространены в различных по составу материнских породах — изверженных, метаморфических и осадочных, а также сильным влиянием фациальной обстановки и процессов внутрислойного эпигенетического растворения и замещения. Более показательными для выявления связей акцессорных минералов с типами обломков пород служат второстепенные по содержанию и редкие минералы — сфен, апатит, монацит, ксенотим. Эти минералы служат своего рода индикаторами материнских пород, отражая в обломочной ассоциации их состав. Сфен и апатит тяготеют к диоритовым кварц-полевошпатовым граувакам, монацит и ксенолит — к гранодиоритовым кварц-полевошпатовым граувакам.

Облик минеральных ассоциаций определяется совокупным влиянием тектонических, палеогеографических и эпигенетических факторов. Основным можно считать влияние двух первых. Эпигенетические процессы не меняют существенно первоначальный облик минеральных ассоциаций, поскольку направленность их определяется первичным составом ассоциации, а интенсивность из-за сравнительной молодости отложений не столь велика. Влияние же их двояко. Во-первых, они создают некоторую неполноту ассоциации, способствуя исчезновению неустойчивых в процессе внутрислойного растворения минералов — пироксенов, роговой обманки, эпидота, сфена, низкопреломляющих гранатов в диоритовых и гранодиоритовых кварц-полевошпатовых граувакках. Во-вторых, они дополняют состав ассоциации, продолжая процессы эпимагматического и метаморфического изменения пород питающих областей — деанортизацию плагиоклазов, интенсивное образование хлорита, цеолитов в порфиритовых, андезито-базальтовых и диоритовых граувакках.

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАУВАКК АРИДНЫХ ЗОН

ГРАУВАККИ МЕДЕНОСНОЙ ФОРМАЦИИ ДЖЕЗКАЗГАНА

Меденосная формация Джезказгана приурочена к одноименной впадине, представляющей собой наложенную мульду, сформированную в орогенную стадию развития Урало-Тянь-Шаньской геосинклинали. Впадина вытянута в меридиональном направлении на расстояние около 40 *км*, ширина ее более 25 *км*. Центральная часть структуры сложена пестроцветными терригенными отложениями жиделисайской (C_3) и джезказганской (C_2) подформаций (или свит), образующих совместно меденосную формацию. Границы ее совпадают в основном с обрамлением впадины: на западе — с Жанайской брахиантиклиналью меридионального простирания, на востоке — с Кенгирской брахиантиклиналью северо-восточного простирания, а на севере — с небольшой почти широтной брахиантиклиналью. Все три брахиантиклинали сложены в размытых ядрах отложениями нижнего карбона, подстилающими меденосную формацию. Таким образом, границы последней в плане имеют эрозионный характер (фиг. 62). Лишь к югу наблюдается непосредственный переход слоев в более обширную структуру Джезказган-Сарысуйской впадины.



Фиг. 62. Обзорная геологическая схема Джезказганской впадины

1 — современный контур джезказганской подформации;
2 — оси антиклинальных складок:
I — Кенгирской,
II — Жанайской,
III — Северной

Структура Джезказганской впадины имеет коробчатую форму с крутым, иногда запрокинутым западным крылом и более пологим восточным. К северо-востоку она вытягивается широким выполаживающимся раструбом, восточнее которого слои джезказганской свиты образуют небольшое изолированное поле с почти горизонтальным залеганием. На юге, в области сопряжения Кингирской и Жанайской складок, структура впадины дополнительно осложнена более мелкими складками и изгибами слоев типа куполов, мульд и различных флексур. Запрокинутый характер одного из крыльев впадины, в совокупности с мелкими структурными формами, осложняющими строение ее южного борта, свидетельствуют о сильном стрессе, имевшем место в период деформации каменноугольных отложений. О проявлении сильного стресса говорит и развитие сложной системы многочисленных трещин. Наряду с секущими трещинами большое распространение получили внутрипластовые трещины, залеченные в настоящее время кварцем или кальцитом и образующие жилы, выклинивающиеся в пределах одного и того же пласта.

Особенности структуры Джезказганской впадины определили довольно сложное строение формации с весьма значительным постседиментационным преобразованием ее пород.

Современные представления о стратиграфии каменноугольных отложений Джезказгана, а также о тектоническом строении впадины, литологии и минералогии пород соответствующего комплекса созданы работами казахских и московских геологов (Сатпаев, 1935; Сатпаева, 1954, 1957; Сапожников, 1948; Попов, 1955, 1959; Мануйлова, 1954; Казанли, 1957; Тажибаева, 1964; Наркелюн, 1962; Дружинин, 1963, 1967; Шутов, Дружинин, 1963 а, б; и др.).

В разрезе меденосной формации выделяются (сверху вниз) две подформации (свиты): 1) красноцветная (жиделисайская), мощностью 650—700 *м*; 2) пестроцветная (джезказганская), мощностью 600—650 *м*.

К разрезу пестроцветных пород приурочены залежи медной руды. По южному борту впадины указанный разрез содержит девять рудоносных горизонтов, образующих уникальное месторождение меди и полиметаллов (Джезказган).

Разрез красноцветной подформации изучался в центральной части структуры (по данным скв. 99) и на ее южном борту (по данным скв. 3963).

Пестроцветная подформация изучалась по данным скважин 3920, 3921, 99 и 825, образующих меридиональный профиль вдоль впадины. Кроме того, были детально изучены узкие интервалы отдельных горизонтов (подошва IV цикла златоустовского горизонта и подошва I цикла раймундского горизонта), прослеженные по скважинам, шахтам и обнажениям как по южному борту структуры, среди центрального рудного поля, так и за его пределами.

Изложение материала дается от более молодых, менее измененных, отложений к древним, более преобразованным.

КРАСНОЦВЕТНАЯ (ЖИДЕЛИСАЙСКАЯ) ПОДФОРМАЦИЯ

Нижняя граница подформации проводится в кровле мощных пластов сероцветных песчаников, относимых к осадкам подводной части дельты. В пределах красноцветной подформации (C_3) эта категория осадков, столь характерная для нижнего разреза, полностью отсутствует. В связи с более аридными условиями образования красноцветов она как бы замещается отложениями плащевых безрусловых потоков, переходящих

вверху разреза в собственно селевые выносы. Верхняя граница еще более отчетлива. Она проводится по резкой смене красноцветных пород сероцветными мергелями, принадлежащими к кенгирской свите нижнепермского возраста.

Литолого-фациальная характеристика

В строении подформации принимают участие следующие основные типы пород.

Аргиллиты, чаще всего известковистые, плохо отмученные. В основании разреза присутствуют единичные прослои аргиллитов, окрашенных в специфические тона зеленовато-голубого цвета; они относятся к осадкам бассейнового типа. Все прочие аргиллиты, развитые в разрезе подформации, окрашены в бурые, кирпично-бурые тона и имеют континентальное происхождение.

Алевролиты бурые, с широко варьирующими структурно-текстурными свойствами — от слоистых, сортированных разновидностей до комковатых образований с развитыми трещинками усыхания и включениями неправильных известковых конкреций. Вместе с бурыми аргиллитами алевролиты слагают верхнюю, наиболее тонкозернистую, часть такырных ритмов.

Песчаники бурые, главным образом средне- и крупнозернистые. В нижней половине подформации они образуют единичные мощные пласты, относящиеся к осадкам типа кос и пересыпей. В верхней части разреза маломощные прослои песчаников участвуют в строении нижних частей такырных ритмов.

Хлидолиты кирпично-бурые, плохо отсортированные, разнозернистые, относятся к отложениям типа пролювиальных потоков. Они концентрируются в верхней половине разреза.

Тип стратификации. Перечисленные породы образуют в разрезе повторяющиеся наборы, которые можно рассматривать как элементарные циклы. В основании элементарных циклов залегают более или менее мощные песчаные слои, выше которых следует чередование ритмичных комплексов такырного типа. Каждый ритм такырного типа состоит, в свою очередь, из набора пород, образованного при последовательном уменьшении активности гидродинамической среды. Так, например, песчаные слои в основании ритма постепенно сменяются алевролитовыми и далее аргиллитовыми породами. В пределах двух последних слоев наблюдаются признаки субаэрального выветривания (трещинки усыхания, слойки и линзочки гипса, структурная комковатость пород и наличие в них дендритовидных известковистых конкреций), протекавшего в периоды, предшествующие отложению последующих ритмических слоев. Мощность отдельных ритмов такырного типа измеряется несколькими десятками сантиметров. В пределах одного элементарного цикла (мощностью 15—20 *м*) насчитывается иногда до 50 ритмов такырного типа. В средней части разреза свиты строение элементарных циклов еще более упрощается. Изолированные пласты песчаных пород в их основании становятся все менее мощными и вскоре полностью выпадают из разреза. Циклы получают однородное строение, образованное чередованием ритмов такырного типа. Границы отдельных циклов в разрезе отличаются резким скачком в направленном изменении мощности и зернистости песчаных пород, слагающих нижние слои такырных ритмов.

В верхней половине подформации, характеризующейся массовым появлением в разрезе хлидолитовых пород, циклический характер строения толщи быстро исчезает.

Фациальная характеристика. Породы разреза формировались в аридных условиях на территории обширной прибрежной равнины. Обломочный материал поступал на равнину с прилегавших горных сооружений; он приносился специфическими потоками плащевого характера. По мнению Л. Б. Рухина (1960), такие типы безрусловых потоков были характерны только для палеозойской эры и позже полностью исчезли. Плащевые потоки имели пульсационный характер; они периодически пересыхали, оставляя после себя выровненные поверхности такырных полей.

В начальные этапы образования красноцветной подформации территория прибрежной равнины испытывала иногда значительные погружения. В этих условиях континентальные обстановки сменялись ландшафтом лагунно-заливного побережья. Однако такие периоды были очень кратковременными.

Вторая половина времени формирования красноцветов знаменовалась общими поднятиями, стимулировавшими сокращение такырных отложений и развитие собственно пролювиальных накоплений.

Минералого-петрографическая характеристика

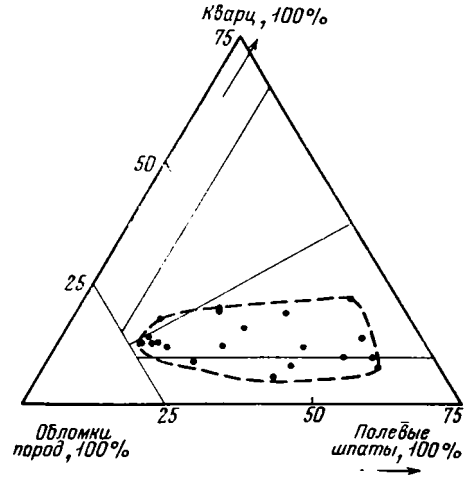
Песчаные и хлидолитовые породы

Песчаные и хлидолитовые породы представляют собой очень крепкие, иногда сливные образования, обладающие чаще всего плотной упаковкой обломочных зерен. Главными обломочными компонентами песчаников являются кварц, полевые шпаты и обломки различных пород, среди которых явно преобладают фрагменты эффузивов кислой группы. Соотношение терригенных компонентов указано на графике (фиг. 63). В соответствии с классификационной диаграммой, все песчаные породы красноцветного разреза относятся к полевошпатовым или кварц-полевошпатовым граувакка м. Такое положение точек песчаников свидетельствует о формировании пород в условиях аридного климата и (или) активного тектонического режима, исключающих процессы минералогического созревания песчаных пород.

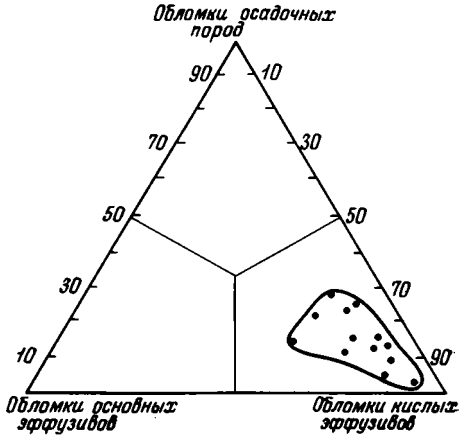
По величине зерна песчаников относятся в основном к фракции 0,5—0,25 *мм*; для хлидолитовых пород характерно присутствие и более тонких фракций. Во всех породах обломочные зерна заметно окатаны и окружены оболочками из гидроокислов железа, количество которого увеличивается по мере уменьшения общей гранулометрии пород.

По структурным признакам и типу цементации песчаные породы красноцветной подформации могут быть разделены на два основных типа: 1) песчаники с мозаичной конформно-регенерационной структурой и 2) песчаники и хлидолиты с обломочной структурой и поровым или порово-пленочным типом цемента железистого или железисто-карбонатного состава. Оба типа песчаников связаны между собой постепенными переходами. Для всех песчаников независимо от их структурных особенностей, характерен один и тот же состав терригенных компонентов.

Обломки пород являются главным компонентом песчаников. Они представлены в основном кислыми эффузивами. Среди них различаются обломки микрофельзитовой массы и обломки микрогранитовой или аплитовой массы, состоящей из мельчайших ксеноморфных зернышек полевого шпата и кварца. Обломки основных пород представлены обычно сильно разрушенными и окисленными зернами. Однако и среди них могут различаться и выделяться обломки порфиритов, порфирито-базальтов, микродиабазов и обломки основного туфита, со-



Фиг. 63. Диаграмма минералогического состава песчаных пород красноцветной (жиделисайской) подформации



Фиг. 64. Диаграмма состава типов обломков песчаных пород красноцветной (жиделисайской) подформации

стоящего из остроугольных зерен полевого шпата, погруженных в хлоритовую основную массу.

Группа обломков осадочных пород представлена различными кремнистыми образованиями, среди которых различаются обломки лучистых и сферолитовых кремней, кремнистых и кремнисто-слюдистых сланцев и обломки железисто-кремнистых образований, близких к яшмовидным породам. В некоторых песчаниках наблюдаются обломки алевролитовых и карбонатных пород различной структуры. Необходимо отметить, что на 60—90% обломки состоят из кислых эффузивов.

Другие группы обломков, представленные осадочными породами и основными эффузивами, имеют явно подчиненное значение. Каждая из этих групп составляет 5—30% общего числа обломков (фиг. 64, 65).

Песчаники и хлидолиты характеризуются очень высоким содержанием *полевых шпатов* (15—57%), преимущественно альбитов. Количество калиевых полевых шпатов не превышает 10—20% от суммы всех полевых шпатов. Распределение полевых шпатов по разрезу неоднородно. Общее их количество зависит от гранулометрии пород; оно снижается в грубозернистых породах и резко возрастает при уменьшении зернистости песчаных и хлидолитовых пород. Независимо от таких колебаний намечается общая тенденция к повышению содержания полевых шпатов при движении вверх по разрезу (фиг. 65).

Обломочные зерна альбита обладают чаще всего призматической формой со сглаженными или даже закругленными углами. Они прозрачны или слабо блочно пелитизированы. Наряду с однородными зернами присутствуют обломки, содержащие многочисленные микровключения других минералов — мусковита, эпидота, сфена и др. Особенно обильны включения слюдистого минерала. Иногда они настолько испещряют альбитовые зерна, что превращают их в сплошной сноповидно-лучистый агрегат тонкочешуйчатого мусковита.

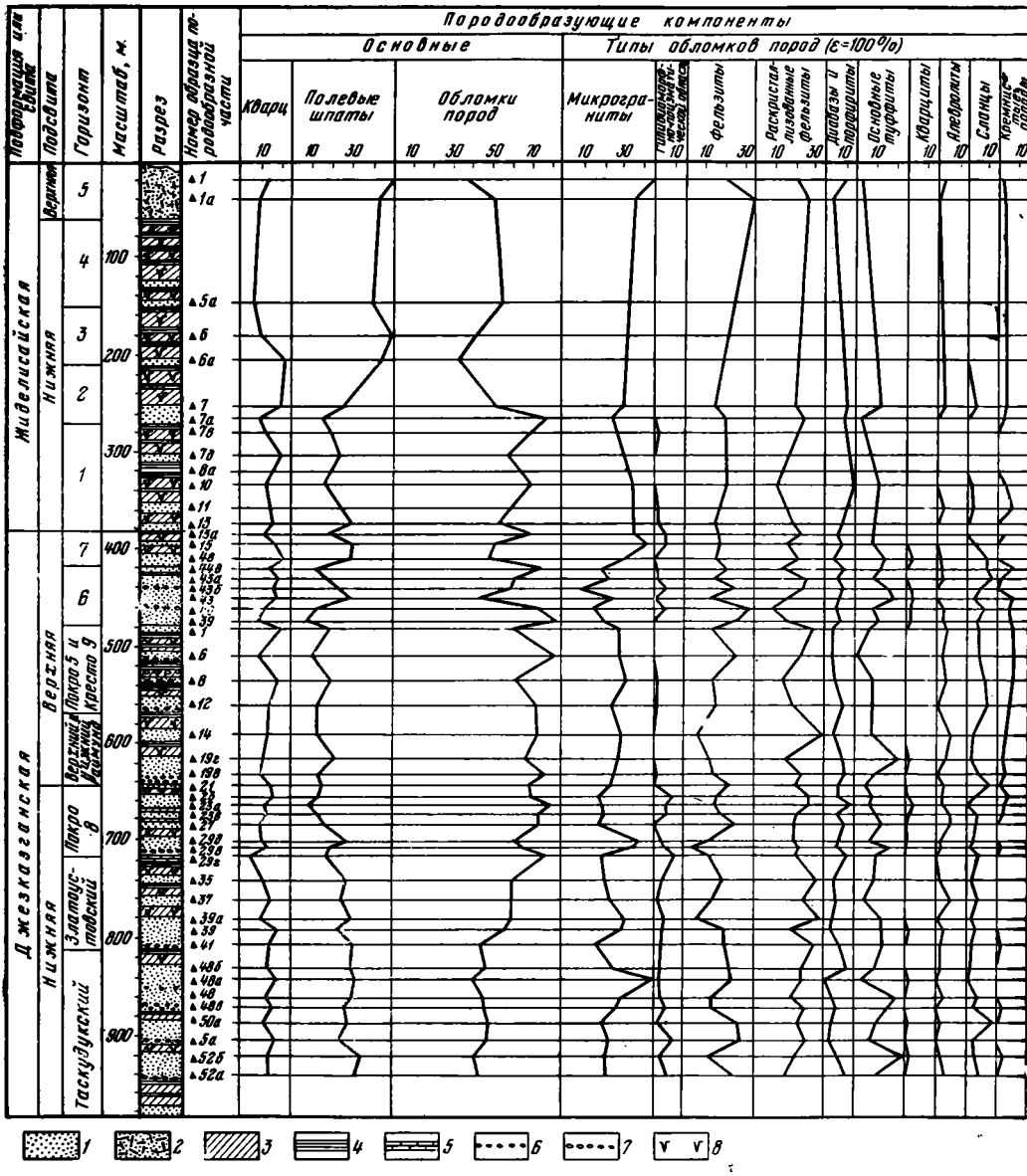
Как известно, альбиты с подобными включениями (сетчатые альбиты) свойственны главным образом массивам диафторитовых образований (Коржинский, 1935).

В осадочных породах, сформировавшихся за счет разрушения диафторитовых комплексов, альбиты аналогичного строения описаны в мело-

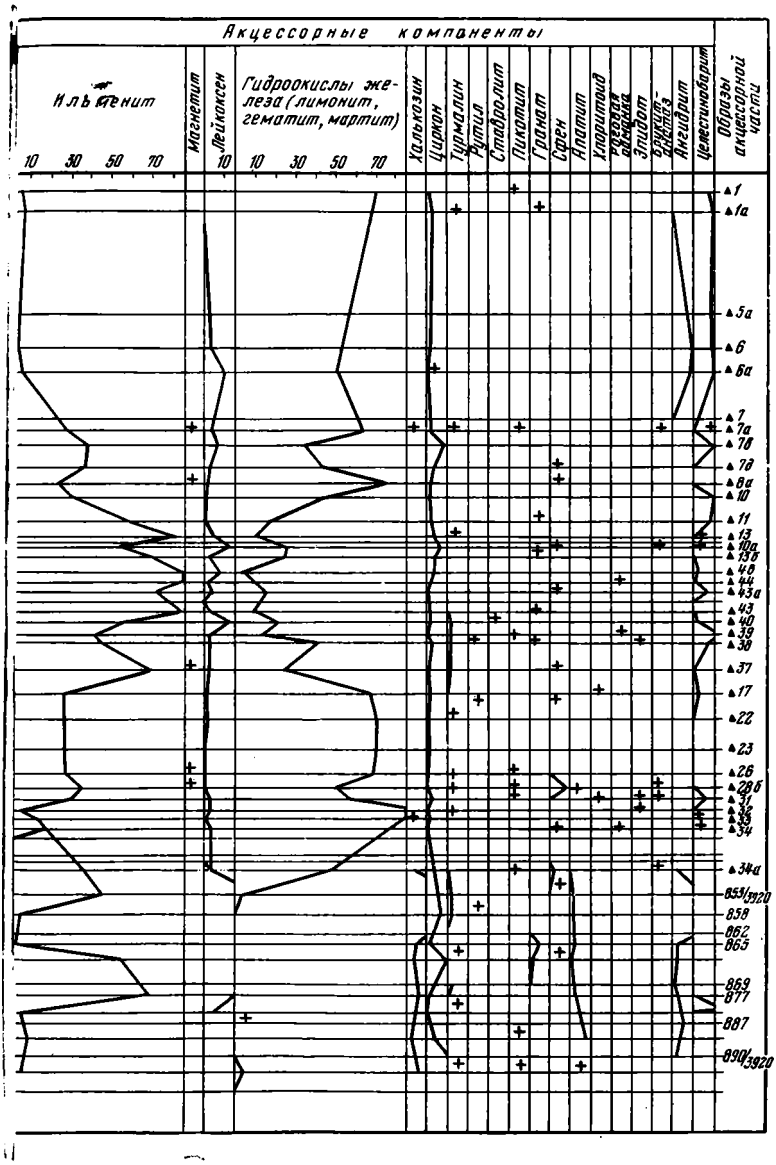
вых отложениях Верхоянья (Коссовская, 1952) и каменноугольных отложениях Восточного Урала (Черников, 1959).

В красноцветах Джезказгана количество сетчатых альбитов возрастает по мере перехода к верхам подформации. Оно совпадает с направлением общего увеличения содержания полевых шпатов. Это свидетельствует о том, что ко времени формирования верхов красноцветной подформации в области ее источников сноса вскрывались новые горизонты — диафторитово-аркозовых комплексов, которые и поставляли материал, обогащенный специфическими типами полевого шпата.

Большинство обломочных зерен полевого шпата регенерировано. Наблюдается два различных типа вторичного разрастания зерен. Один из них приурочен к породам с карбонатным цементом. Наиболее интенсивная регенерация альбита наблюдается в тех случаях, когда карбо-



натный цемент перекристаллизован в поликристаллический агрегат. В этих случаях новообразованные каемки альбита особенно широки и часто превышают площадь обломочных ядер. По внешним контурам регенерационной каймы появляются элементы кристаллографической огранки; чаще всего это намечающиеся грани (010), (001) и (110). Новообразованная кайма всегда водяно-прозрачна, в то время как обломочные ядра альбита пелитизированы, а иногда, как отмечалось выше, изобилуют и различными микровключениями. Между ядром и новообразованной оболочкой существует четкая кристаллографическая преемственность, выражающаяся либо в непосредственном продолжении всех двойников ядра в регенерационную кайму, либо в наследовании оболочкой граней ядра, например плоскости (010), по которой происходит новое двойникование, свойственное уже только новообразованной при-

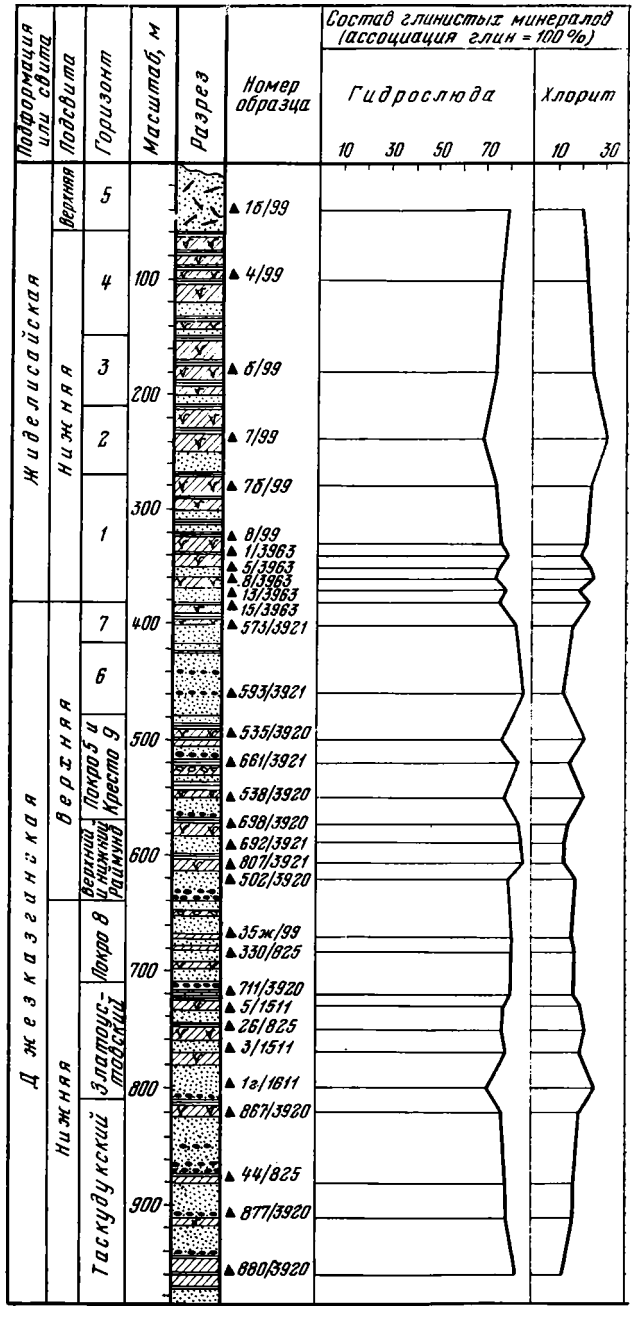


Фиг. 65. Минералого-петрографическая характеристика песчаных пород меденосной формации

1 — песчаники;
2 — хлидолиты;
3 — алевролиты;
4 — аргиллиты;
5 — известняки;
6 — галька;
7 — глиняные катуны;
8 — трещинки усыхания

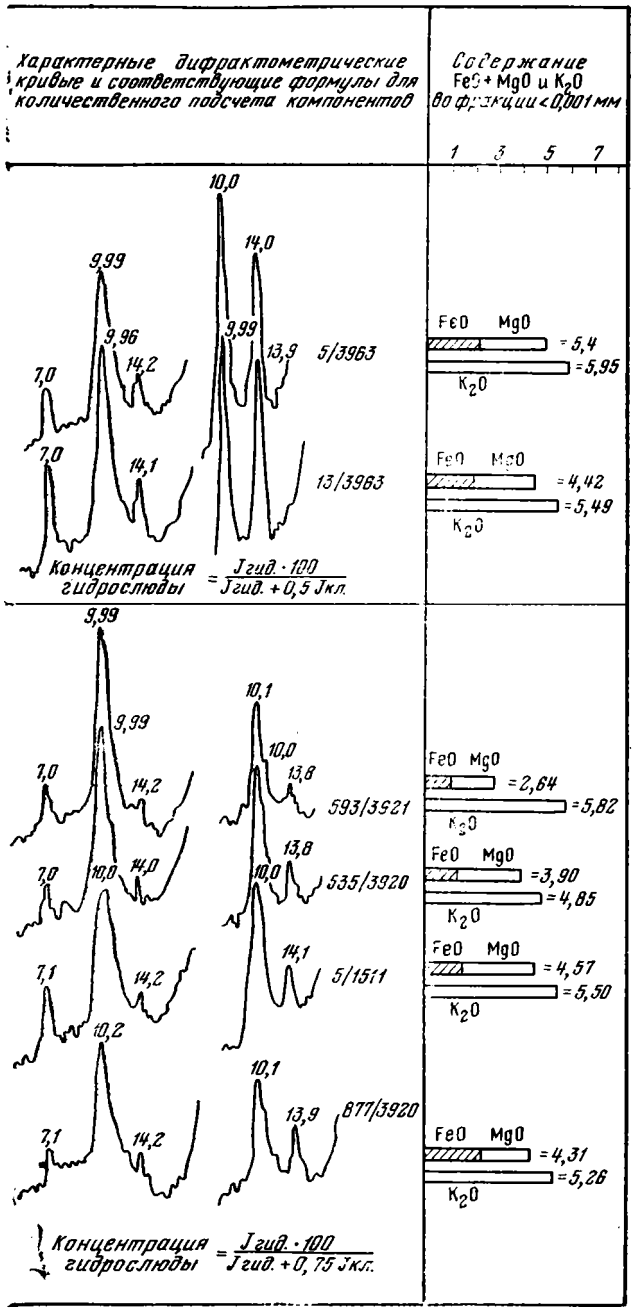
стройке. Чаще всего образуются карлсбадские двойники и четверники, образующие в совокупности сложные каемки регенерации иногда шахматного типа.

Другой тип регенерации альбита наблюдается в бескарбонатных песчаниках с мозаичной конформной структурой. Регенерация осуществляется в направлении свободного порового пространства, при этом разрастающиеся зерна наследуют все особенности двойникового строения обломочных ядер (табл. VII). Этот процесс идет тем интенсивнее, чем крупнее поровые пространства породы, чем меньше в них



гидроокислов железа и чем полнее реализуется конформное преобразование песчаников в целом.

Таким образом, если в первом случае аутигенное минералообразование стимулируется карбонатной перекристаллизацией, играющей роль растворителя и мобилизатора алюмосиликатного вещества, то во втором случае эта роль принадлежит конформному растворению обломочных зерен под давлением. В соответствии с этим первый процесс приводит к формированию только альбитовых минералов, а второй — к регенерационному разрастанию всех обломочных компонентов (аль-



Фиг. 66. Минералогическая характеристика аргиллитов меденосной формации

Условные обозначения см. на фиг. 65

бита, кварца), а иногда и к мозаичной регенерации зерен обломков пород. Разные типы регенерации альбита характерны для двух крайних типов песчаных пород (см. стр. 208). В промежуточном типе песчаников с плохо сортированным обломочным материалом и поровым железистым цементом регенерация альбита почти не наблюдается.

Содержание *кварца* 5—20%. Его остроугольные или слабо окатанные зерна прозрачны и изобилуют мелкими пузырьковыми включениями. В породах с конформированными структурами наблюдается интенсивная регенерация кварца. Регенерированные каемки имеют иногда причудливую конфигурацию в соответствии с былым поровым пространством породы.

Красноцветы бедны *тяжелыми минералами.* Основными минералами тяжелой фракции являются ильменит и гидроокислы железа, из других рудных минералов присутствуют лейкоксен, магнетит, мартит и гематит. Прозрачные минералы представлены цирконом, рутилом, турмалином, эпидотом и гранатом (единицы процентов). Типоморфные особенности минералов не характерны. Общее содержание тяжелой фракции не превышает 0,2—0,4%.

Минеральный состав цемента. Цемент песчаных и хлидолитовых пород представлен сочетанием окислов железа с карбонатными, реже сульфатными минералами.

Железистый цемент представлен пленками, а в более тонкозернистых породах — поровыми сгустками. Количество окислов железа пропорционально общей гранулометрии пород. Оно повышается по мере уменьшения зернистости песчаных пород, достигая максимума в алевролитах. Представление о распределении в породах окисного железа дает табл. 31.

Таблица 31

Содержание в породах окисного железа (в %), нерастворимого в HCl

Песчаники			Алевролит
грубозернистые	среднезернистые	мелкозернистые и хлидолит	
1,2(2)*	1,7(3)	2,8(5)	4,3(2)

* В скобках указано число анализов.

Приуроченность окисного железа к мелким фракциям позволяет предположить, что этот компонент вносился и распределялся в бассейне в соответствии с законами механической седиментации. По всей вероятности, железо поступало в форме гидроокислов, вымываемых из окисленных материнских пород и красноцветного эллювия области сноса. В настоящее время все железистое вещество интенсивно преобразовано в эпигенезе, представляя собой агрегат гематитоподобного минерала. На это указывают соответствующая дифракционная характеристика минерала, а также его минимальное растворение в соляной кислоте при длительном кипячении.

Карбонатный цемент представлен перекристаллизованным кальцитом. Кроме того, в породах с железистым цементом присутствуют обломочные зерна кальцита, а иногда и анкерита вместе с обломками других типов карбонатных пород. Железистые каемки на обломках карбоната предохраняли от общей перекристаллизации. Однако такая защита не всегда является надежной. Наблюдаются случаи, когда зерна карбоната испытывали частичную или полную пе-

рекристаллизацию, проходящую внутри железистых чехлов. При полной перекристаллизации карбонатных обломков, окруженных железистыми каемками, новообразованный кальцит сливается с поликристаллическим карбонатом основной массы цемента. Железистое вещество пленок в перекристаллизации не участвует; оно инертно. Овальные или круглые кольца железистого вещества оказываются включенными в массу карбонатного цемента.

Сульфатный цемент встречается всегда в сочетании с кальцитовым. Он представлен крупнозернистыми друзовидными агрегатами ангидрита, барита и целестина. Наибольшее распространение сульфата отмечается в крупнозернистых песчаниках (табл. I, *2*). Это свидетельствует об эпигенетическом происхождении сульфатных минералов, связанных, очевидно, с одной стороны, с перераспределением седиментационного гипса из тонкозернистых такырных пород, а в другой — с поступлением в интерстиционный раствор ионов Ba и Sr, освобождающихся из кристаллической решетки полевых шпатов при их массовом растворении в песчаных и хлидолитовых породах.

Аргиллиты

Методы изучения. В основу исследования аргиллитов положена методика количественного рентгеновского изучения глинистых минералов в смеси. Она аналогична тому методу, который был применен при изучении глинистых минералов угленосной формации Караганды. Его суть заключается в сравнении интенсивностей характерных рефлексов, величины которых пропорциональны концентрациям соответствующих минералов. Коэффициент пропорциональности определяется эмпирически на основании химико-минералогического расчета фазового состава эталонных образцов. Применительно к аргиллитам джезказганской свиты, состоящим из гидрослюды и хлорита, система уравнений следующая:

$$\frac{I_{\text{гидр.}}}{I_{\text{хл.}}} = K_1 \frac{X_{\text{гидр.}}}{X_{\text{хл.}}}; \qquad X_{\text{гидр.}} + X_{\text{хл.}} = 100\ \%;$$

$$X_{\text{гидр.}} = \frac{I_{\text{гидр}} \cdot 100}{I_{\text{гидр.}} + K_1 \cdot I_{\text{хл.}}}; \qquad X_{\text{хл.}} = 100\ \frac{I_{\text{гидр.}} \cdot 100}{I_{\text{гидр.}} + K_1 \cdot I_{\text{хл.}}},$$

где $I_{\text{гидр.}}$ и $I_{\text{хл.}}$ — интенсивности базальных рефлексов гидрослюды и хлорита; $X_{\text{гидр.}}$ и $X_{\text{хл.}}$ — их концентрации в смеси; K_1 — эмпирический коэффициент пропорциональности. Его определение применительно к аргиллитам жиделисайской свиты приведено в табл. 32.

Общее содержание глинистых минералов в аргиллитах рассматриваемой подформации показано на фиг. 66. Оно получено на основании сравнения интенсивностей соответствующих рефлексов с учетом вычисленного коэффициента пропорциональности.

Типы глинистых минералов и их распределение по разрезу. Как упоминалось выше, все аргиллиты джезказганской свиты содержат только два типа глинистых минералов: гидрослюду и хлорит.

Гидрослюда — диоктаэдрического типа, о чем свидетельствует рефлекс (060) с $d = 1{,}495 - 1{,}501$ Å, имеет стабильную структуру; базальные рефлексы минерала не меняют своего значения после насыщения образцов глицерином и их прокаливания при $t \approx 650°$. Высокое содержание окислов калия (до 6,0—6,5%) говорит о близости гидрослюды к минералу серицитового типа. Однако соответствующий набор рефлексов в области 4,4 — 2,70 Å заставляет относить все гидрослюды аргиллитовых пород к полиморфной разновидности 1M.

Таблица 32

Химико-минералогический расчет

№ Образца	Общий химический												
	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	H_2O^+	H_2O^-	CO_2
1/3963	54,63	0,52	19,59	5,78	Нет	0,16	1,40	2,66	1,99	3,72	6,00	1,77	1,05
5/3963	51,68	0,72	22,25	5,55	2,13	0,04	0,84	2,91	0,73	5,95	5,50	1,77	Нет
13/3963	51,95	0,72	21,55	6,97	1,84	0,04	0,71	2,58	0,78	5,49	5,20	1,40	»
18а/3963	50,13	0,79	22,87	7,56	1,92	0,03	0,72	2,92	0,64	5,76	4,93	1,68	»
20а/3963	51,56	0,53	21,85	6,81	1,23	0,04	0,80	3,40	0,56	6,44	4,55	2,02	»

Хлорит относится к триоктаэдрическому Mg-Fe минералу типа рипидолита. В его структуре катионы магния несколько преобладают над железом, что следует как из данных химического анализа, так и из дифрактометрических кривых, на которых первые четыре порядка базального рефлекса (с $d = 14{,}2$; 7,1; 4,74 и 3,53 Å) характеризуются примерно одинаковой интенсивностью. Соотношение гидрослюды и хлорита в аргиллитах свиты отличается известной стабильностью (см. фиг. 66). По всему разрезу красноцветных отложений содержание хлорита колеблется в пределах 20—25%, а гидрослюды — 75—80%. Помимо глинистых минералов, коллоидная фракция аргиллита содержит довольно высокий процент альбита, кварца, аморфного кремнезема и дисперсного гематита (см. табл. 32).

Анализ современного минералогического состояния пород красноцветной (жиделисайской) подформации

Бедный и относительно устойчивый комплекс породообразующих компонентов, представленных кварцем, альбитом, калиевыми полевыми шпатами и обломками гранитоидных и эффузивных пород кислого состава, в совокупности со скелетным набором устойчивых акцессориев (циркон, рутил, турмалин и ряд рудных минералов) позволяет считать, что основными источниками питания для жиделисайской свиты были осадочные породы, сформированные за счет разрушения гранитоидных массивов и эффузивов, главным образом кислых. Не исключено, что кислые эффузивы присутствовали в области сноса в виде обособленных прослоев или небольших покровов. Положение жиделисайского комплекса в верхах меденосной толщи, выполняющей Джезказганскую наложенную мульду, позволяет считать, что в качестве конкретных пород ее источников сноса нужно рассматривать нижнюю часть жаксыконской серии девона, вскрытую на Джезказган-Тенизском водоразделе только в позднем карбоне.

Детальная литолого-минералогическая характеристика жаксыконской серии была дана в последнее время в работе В. Пейха (1969), который выделил ее в качестве формации вулканогенной молассы орогенной стадии. Он показал, что нижние горизонты жаксыконской серии, относимые к среднему девону, сложены главным образом аркозовым материалом вместе с большим количеством обломков кислых эффузивов.

(в %) эталонных фракций $< 0{,}001$ *мм*

состав			Общий минералогический состав						Состав глинистых минералов		Соотношение интенсивностей	Коэффициент	
C	P_2O_5	Сумма	Гидрослюда	Хлорит	Альбит	Кварц	Прочие	Остаток SiO_2+H_2O	Гидрослюда	Хлорит	$I_{хл.}/I_{гидр.}$	частный	общий
0,26	—	99,53	31,0	9,5	16,8	6,0	10,90	25,4	80	20	38/62	$K_1^2=0{,}41$	$K_1=0{,}5$
0,11	0,11	100,29	50,3	14,3	5,8	6,6	9,1	14,7	76	24	40/60	$K_1^2=0{,}47$	
0,15	0,05	99,43	46,2	12,3	5,8	7,2	10,2	17,7	80	20	38/62	$K_1^3=0{,}41$	
0,08	0,01	99,38	49,3	13,7	5,2	4,8	10,9	16,1	79	21	35/65	$K_1^4=0{,}50$	
Нет	0,01	99,80	52,1	13,5	5,2	4,6	8,2	14,6	80	20	31/69	$K_1^5=0{,}55$	

Процесс сноса материала с водораздела во впадину сопровождался его выветриванием и окислением с образованием промежуточного красноцветного элювия. Однако начало аридного климата и, как следствие этого — большого дефицита влаги, не способствовало глубокому разложению алюмосиликатов. Достаточно указать, что глинистое вещество во всем разрезе красноцветной формации представлено лишь гидрослюдой и хлоритом, при полном отсутствии хотя бы реликтов каолинитового минерала. Удивительное однообразие ассоциации глинистых минералов и их хорошая окристаллизованность свидетельствуют о сильной постседиментационной трансформации глинистого вещества, однако степень общего преобразования пород еще не достигла столь высокого уровня, чтобы уничтожить все реликты доседиментационного каолинита.

В песчаниках с хорошей сортировкой материала, характеризующихся минимальными содержаниями железистого цемента и карбоната, широкое развитие получили конформно-регенерационные процессы. Возникли плотные сливные породы с мозаичными структурами. В хлидолитах, алевролитах и песчаниках с обилием железистого цемента и карбонатного материала все процессы постседиментационного преобразования обусловлены главным образом перекристаллизацией карбонатных минералов. Интенсивная перекристаллизация указанных минералов связана с наличием в некоторых породах значительных количеств осадочного, в том числе и обломочного карбонатного материала. Наряду с дисперсным кальцитом отмечаются обломочные зерна карбонатных пород и минералов разного состава. В эпигенезе при действии стресса имело место сближение карбонатных зерен и их взаимное конформное растворение, которое послужило толчком или первой затравкой к общему процессу перекристаллизации карбонатного вещества. Дальнейшее растворение и перекристаллизация стимулировались общим подкислением среды, связанным с переходом железа и других поливалентных катионов первичнообломочных карбонатов в окисную форму — стабильную и инертную в условиях окислительной среды.

Наличие свободного аниона CO_3 в сочетании со все возрастающим стрессом приводили в некоторых породах к полной или почти полной перекристаллизации кальцитового цемента. Важно отметить, что этот процесс, стимулировавший и бурную регенерацию альбита, начался раньше, чем общее конформное преобразование обломочной основы песчаников.

ПЕСТРОЦВЕТНАЯ (ДЖЕЗКАЗГАНСКАЯ) ПОДФОРМАЦИЯ

Пестроцветная подформация относится к среднему карбону (C_2). Нижняя и верхняя границы подформации — стратиграфические. Подстилающими отложениями являются сероцветные морские слои визе — намюра; перекрывающими — вышеописанная красноцветная подформация.

Литолого-фациальная характеристика

В строении подформации принимают участие следующие основные **типы пород.**

Аргиллиты, как правило, хорошо отмученные, характеризующиеся различной окраской: бурой, серой и зеленовато-голубой.

Алевролиты, обладающие широким спектром структурных особенностей и бурой или зеленовато-серой окраской.

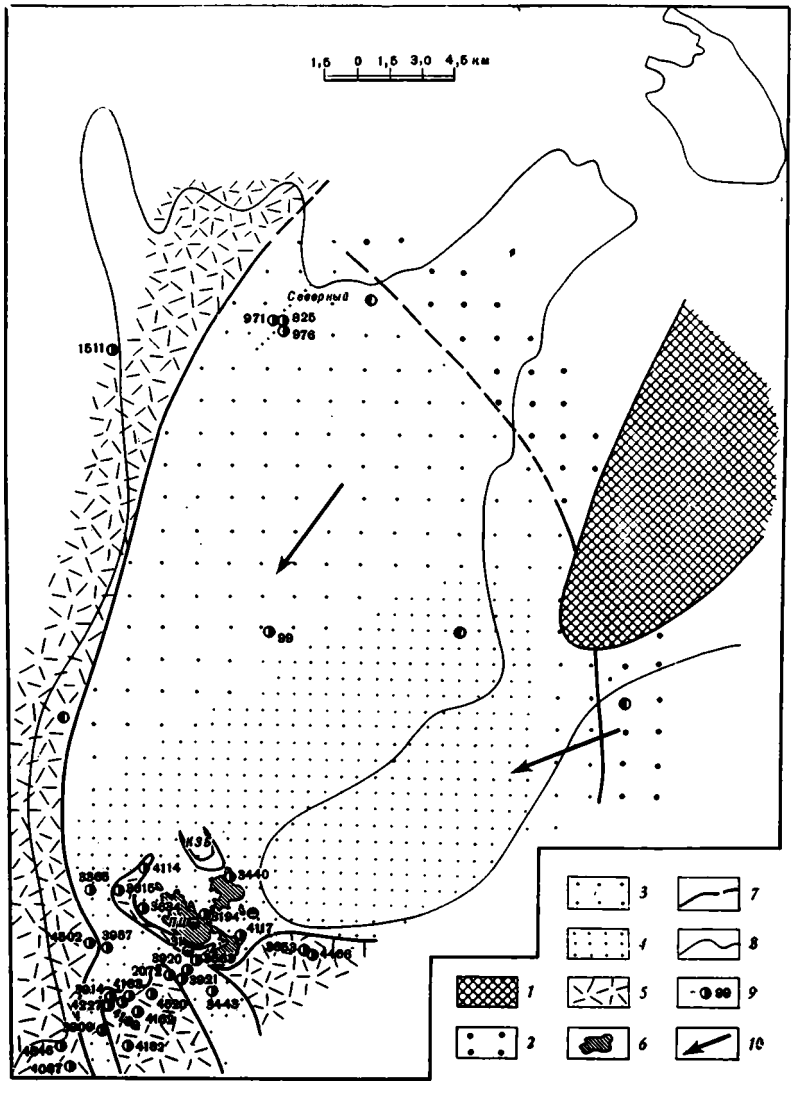
Песчаники средне- и крупнозернистые, окрашенные в бурые, серые и зеленовато-серые тона. По своей фациальной природе среди песчаников различается несколько разновидностей. Наибольшее распространение и значение для формирования палеоландшафта и локализации в нем меденосных осадков имеют два основных типа песчаников. Это, во-первых, песчаники подводной дельты и, во-вторых, песчаные породы, слагающие косы, пересыпи, подводные валы, обрамляющие со всех сторон выносы подводной дельты. Первые характеризуются перекрестной косой слоистостью и четкой сортировкой обломочного материала в отдельных слойках породы. К песчаникам, расположенным в авандельтовой части потока, приурочены основные залежи медной руды. Песчаники пересыпей и кос характеризуются сложными типами косой и косоволнистой слоистости, а также отсутствием сортировки. Породы этого типа никогда не содержат медной руды.

Гравелиты и конгломераты — бурые, серые и зеленовато-серые, представленные, с одной стороны, различными фрагментами из подстилающих глинистых слоев, с другой — чужеродными, главным образом кремнистыми, обломками так называемого раймундовского комплекса. Породы гибридного типа со смешанным составом обломков практически отсутствуют.

Известняки представлены единичным слоем мощностью до 2 *м*, залегающим в нижней части подформации (златоустовский горизонт). Эти породы, как правило, сильнокремнистые, темно-серые или черные, с раковистым изломом. При движении на север слой известняка постепенно замещается желваковыми конкрециями черного кремня. В самых северных районах отдельные желваки сливаются в массивный пласт черного кремня мощностью до 1—1,5 *м* (район Талдыбулак).

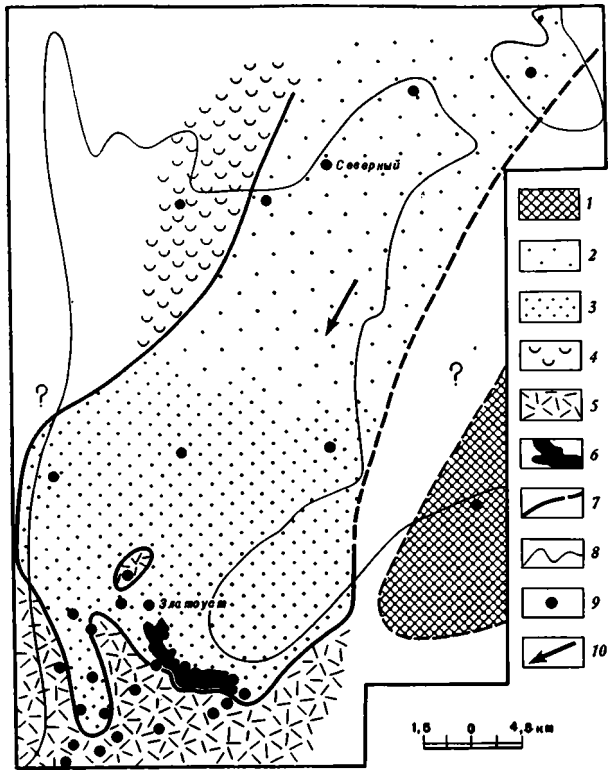
Тип стратификации. Фациально-циклическое изучение пестроцветного разреза, проведенное И. П. Дружининым в 1960—1966 гг., позволило расчленить указанную толщу на циклические элементы различных порядков. В разрезе выделен 41 седиментационный цикл. Каждый цикл состоит из осадков, принадлежащих к регрессивному и трансгрессивному рядам фаций. За начало каждого элементарного цикла принято считать подошву слоев регрессивного ряда, поскольку многие циклы, особенно в верхней половине пестроцветной свиты, представлены осадками только этого ряда. Они начинаются слоями песчаников и конгломератов различной фациальной природы. Преобладающее значение имеют песчаные осадки подводной дельты, кос и пересыпей, в меньшей степени — песчаники различных фаций морской группы. Завершаются регрессивные ряды фаций осадками континентальной груп-

ны — специфическими такырами или современными аналогами серо-бурых почв. Трансгрессивные ряды фаций представлены тонкозернистыми осадками — аргиллитами и алевролитами морского, лагунно-дельтового или континентального генезиса. Мощность элементарных циклов колеблется от 8 до 22 *м*. По динамике изменения фациального состава седиментационных циклов они объединяются в группы — циклы среднего порядка, или мезоциклы. Каждый мезоцикл соответствует объему горизонта. Три нижних горизонта, или мезоцикла, по преобладанию в их разрезах лагунно-дельтовых образований и наличию морских осадков объединены в нижнюю подсвиту, или нижний макро-



Фиг. 67. Фациально-палеогеографическая схема образования осадков подошвы первого цикла раймундского горизонта пестроцветной (джезказганской) подформации

1 — участок пологовыступающей суши; *2* — песчаные осадки аллювия; *3, 4* — песчаные осадки фации подводной дельты: *3* — мелководные красноцветные, *4* — более глубоководные; *5* — песчаные осадки фации кос и пересыпей; *6* — участки, содержащие медное оруденение; *7* — границы фациальных зон; *8* — современная граница распространения пород пестроцветной (джезказганской) подформации; *9* — скважины; *10* — направление поступления обломочного материала



Фиг. 68. Фациально-палеогеографическая схема для подошвы четвертого цикла златоустовского горизонта пестроцветной (джезказганской) подформации

1 — участок пологовыступающей суши;
2, 3 — песчаные осадки фации подводной дельты:
2 — мелководные красноцветные,
3 — более глубоководные;
4 — алевритовые осадки зоны волновой ряби заливно-лагунной фации;
5 — песчаные осадки кос и пересыпей;
6 — участки, содержащие медное оруденение;
7 — границы фациальных зон;
8 — современная граница распространения пестроцветной (джезказганской) подформации;
9 — скважины и обнажения;
10 — направление поступления обломочного материала

цикл. Шесть верхних мезоциклов по наличию в них только лагунно-дельтовых и континентальных осадков выделены в верхний макроцикл джезказганской подформации.

Циклы высшего порядка (мезо- и макроциклы) отражают этапы развития регрессии морского бассейна, прослеживающейся в Джезказгане на протяжении всего карбона.

Фациальная характеристика. Породы пестроцветной подформации формировались в условиях приморского ландшафта на участке впадения в морской бассейн крупной реки. Центральная и южная части впадины представлены осадками, главным образом подводной части дельты. При движении к северо-востоку на уровне отдельных горизонтов можно наблюдать постепенный переход дельтовых осадков в аллювиально-русловые накопления. Представление о таком переходе дает фациальная карточка, составленная для подошвенных слоев первого цикла раймундовского горизонта (фиг. 67). Наоборот, при движении к южным участкам впадины прослеживаются все более глубоководные части дельты. Однако ее переход в собственно морские осадки в пределах впадины не наблюдается. Это связано с общим мелководным характером морского бассейна и наличием широкой полосы песчаных кос и пересыпей, оконтуривающих выносы подводно-дельтового рукава. Фациально-палеогеографическая карточка, составленная по подошвенным слоям четвертого цикла златоустовского горизонта, хорошо иллюстрирует соотношение между осадками фаций подводных дельт и песчаных кос (фиг. 68). Собственно морские отложения прослеживаются не в плане, а только в разрезе, в те моменты циклического развития бассейна, когда резкое погружение его основания приводило к ингрессии и перекрытию всего приморского ландшафта тонкозер-

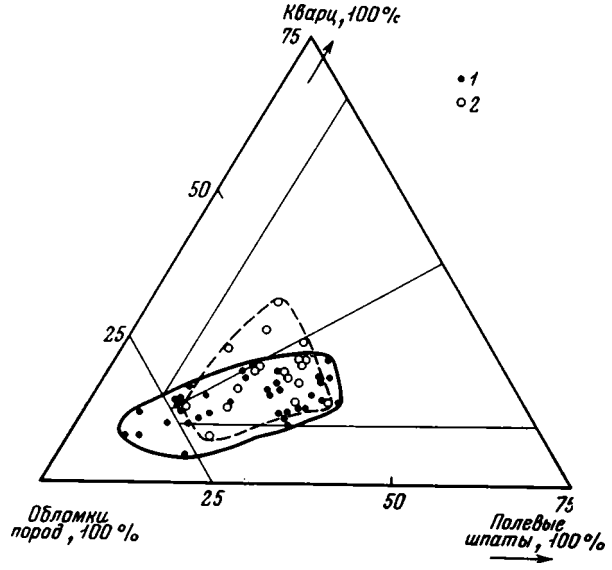
нистыми осадками. Такие моменты трансгрессивного вторжения моря на территорию впадины имели место только в нижней части свиты, в пределах нижнего макроцикла. При формировании верхних частей разреза (в пределах верхнего макроцикла) море отошло далеко на юг и уже не проникало на территорию впадины. Трансгрессивные серии отдельных циклов этого интервала разреза сложены только лагунными отложениями. Позднее и последние выпадают из разреза. Строение элементарных циклов еще более упрощается и сводится к серии осадков одного регрессивного ряда: от песчаников подводной дельты, кос и пересыпей в основании цикла к такырным и почвенным образованиям в период наступления аридного климата в кровле.

Минералого-петрографическая характеристика

Песчаники

Соотношение породообразующих компонентов. Песчаники пестроцветного разреза сложены зернами кварца, полевого шпата и обломками различных пород, среди которых преобладают фрагменты кислых эффузивных образований. Соотношение между тремя главными компонентами показано на диаграмме (фиг. 69). Обращает на себя внимание, что все обилие фигуративных точек песчаных пород образует одно вытянутое поле, располагающееся среди двух классификационных площадей треугольника: собственно граувакк и кварц-полевошпатовых граувакк. Такая специфическая ориентировка поля состава песчаников свидетельствует о том, что их формирование не сопровождалось процессами минералогического созревания пород. Это связано, очевидно, с тем, что образование пород проходило при активном тектоническом режиме, в условиях аридного климата (Шутов, 1967).

В разрезе свиты можно выделить два интервала с различным распределением главнейших компонентов. Для нижней части, соответствующей примерно объему паралической толщи (нижний макроцикл), характерно повышенное содержание полевых шпатов (25—30%) и пониженное — группы обломков пород (50—60%). В верхней, собственно континентальной, толще (верхний макроцикл) отмечается снижение



Фиг. 69. Диаграмма минералогического состава пород пестроцветной (джезказганской) подформации

1 — песчаники из всего разреза пестроцветной (джезказганской) подформации;

2 — песчаники четвертичного цикла златоустовского горизонта той же подформации (по площади впадины)

содержания полевых шпатов (10—25%) и повышение — обломков пород (60—75%). Содержание кварца (10—20%) в обоих частях разреза остается на одном и том же уровне (фиг. 65).

В гранулометрическом отношении почти все песчаники относятся к крупно- и среднезернистым образованиям с преобладанием в породах фракции 1,0—0,5 и 0,5—0,25 *мм*. Мелко- и тонкозернистые песчаники и алевролиты генетически отделены от основной массы песчаников. Они встречаются значительно реже, тяготея к аргиллитам.

В крупно- и среднезернистых песчаниках существует интересная, на первый взгляд необычная, связь между гранулометрией и минеральным составом пород. Она заключается в приуроченности минеральных зерен кварца и полевого шпата к наиболее крупным, а полимиктовых обломков пород — к наиболее тонким фракциям. Особенно четко эта связь проявляется при сравнении гранулометрии и минералогии песчаных пород на площади, о чем свидетельствуют карты, построенные для подошвенных слоев четвертого ритма златоустовского горизонта (фиг. 70—73) Так, на карте среднего диаметра зерен, составленной на фоне фациального распределения осадков, вырисовывается стрежневая, наиболее грубозернистая часть дельтового рукава со значением Md = 0,400 *мм*. По обе стороны этой грубозернистой полосы наблюдается постепенное снижение величины Md, достигающее в крайней западной и восточной частях впадины соответственно 0,13 и 0,20 *мм*. На юго-западе стрежневая полоса как бы разбивается на два радиально расходящихся потока, характеризующихся последовательным снижением среднего диаметра зерен (фиг. 70). Совершенно аналогичный план распределения компонентов обнаруживается и на минералогических картах. Для кварца и полевых шпатов (фиг. 71, 72) центральная стрежневая полоса вместе с ее радиальным расхождением на юге соответствует максимальным содержаниям минералов, а для обломков пород (фиг. 73) — их минимальными значениями.

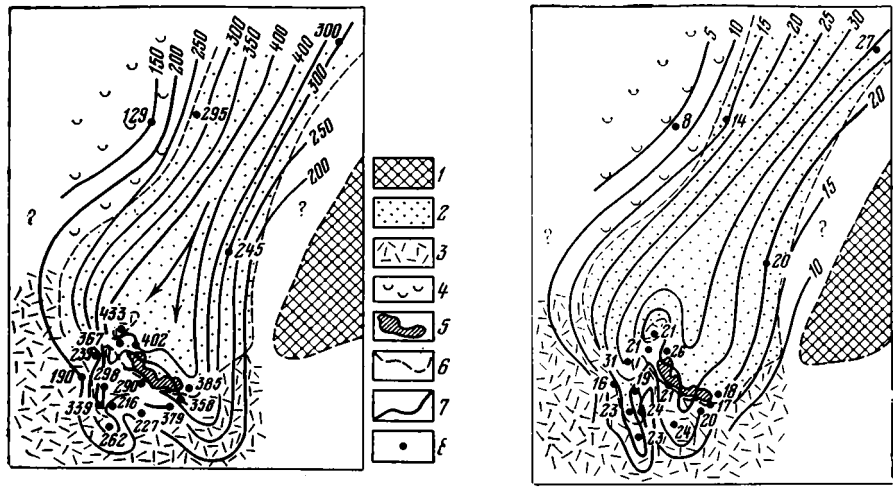
Таким образом, с увеличением грубозернистости осадков в них возрастает содержание минеральных компонентов и сокращается число полиминеральных зерен, представленных обломками пород.

Такая связь гранулометрии и минерального состава является как бы обратной по отношению к той сопряженности, которая возникает в ходе естественной минеральной дезинтеграции материнских пород, представленных комплексом кислых эффузивов. Как правило, обратная сопряженность характеризует либо седиментационное смешение разнородного материала, либо унаследованное осадконакопление с разрушением и переотложением материала уже испытавшего по меньшей мере один цикл седиментации. Анализ других особенностей джезказганских пород позволит решить, какой из двух случаев имел место при их формировании.

Типы обломков пород и их количественное соотношение. Как уже упоминалось, обломки пород представлены главным образом фрагментами кислых эффузивов. Среди них выделяются те же типы, что и в песчаниках предыдущего разреза: фельзиты с различной степенью раскристаллизации их основной массы и микрограниты с аплитовидной панидиоморфной структурой.

Среди обломков кислой группы новым типом являются фрагменты пород с гипидиоморфно-призматической структурой. Они представляют собой лейкократовый агрегат, состоящий из вытянутых, веерообразно ориентированных призмочек кислого плагиоклаза и ксеноморфных зерен кварца. Указанные обломки являются, очевидно, одной из разновидностей микрогранитов.

Среди группы основных эффузивов новых типов нет. Эта группа представлена сильно разрушенными, ожелезненными обломками

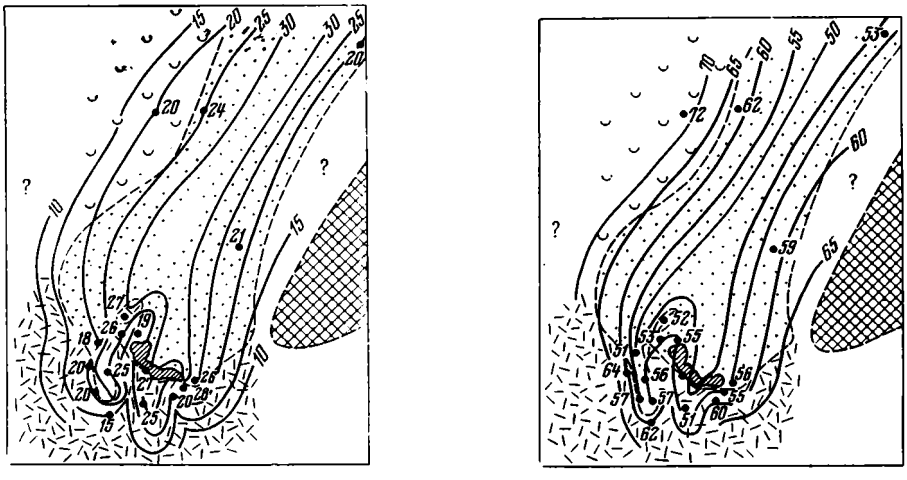


Фиг. 70. Распределение среднего диаметра зерен по песчаным породам основания четвертого цикла златоустовского горизонта пестроцветной (джезказганской) подформации

1 — суша; *2* — осадки надводной дельты (для рис. 71—73 — подводной); *3* — осадки пересыпей и кос; *4* — осадки зоны волновой ряби заливов; *5* — участки с оруденением; *6* — границы фациальных зон; *7* — изолинии равных значений среднего диаметра зерен. Для рис. 71—73 — соответственно кварца (в %), полевого шпата и обломков пород; *8* — точки наблюдения

Фиг. 71. Распределение зерен кварца (в %) в песчаных породах основания четвертого цикла златоустовского горизонта пестроцветной подформации

Условные обозначения см. на рис. 70

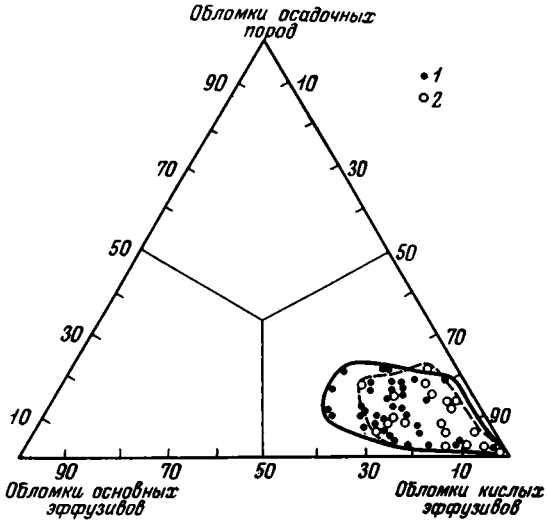


Фиг. 72. Распределение зерен полевого шпата (в %) в песчаных породах основания четвертого цикла златоустовского горизонта пестроцветной подформации

Условные обозначения см. на рис. 70

Фиг. 73. Распределение зерен обломков (в %) в песчаных породах основания четвертого цикла златоустовского горизонта пестроцветной подформации

Условные обозначения см. на рис. 70



Фиг. 74. Диаграмма состава типов обломков пород в песчаниках пестроцветной подформации

1 — песчаные породы из разреза;
2 — песчаные породы из основания четвертого цикла златоустовского горизонта

диабазов и порфиритов и более свежими фрагментами литокластических туфов и туффитов основного состава.

Группа обломков осадочных пород представлена, как и в предыдущей подформации, различными кремнистыми образованиями, сланцами, алевролитами и микрокварцитами.

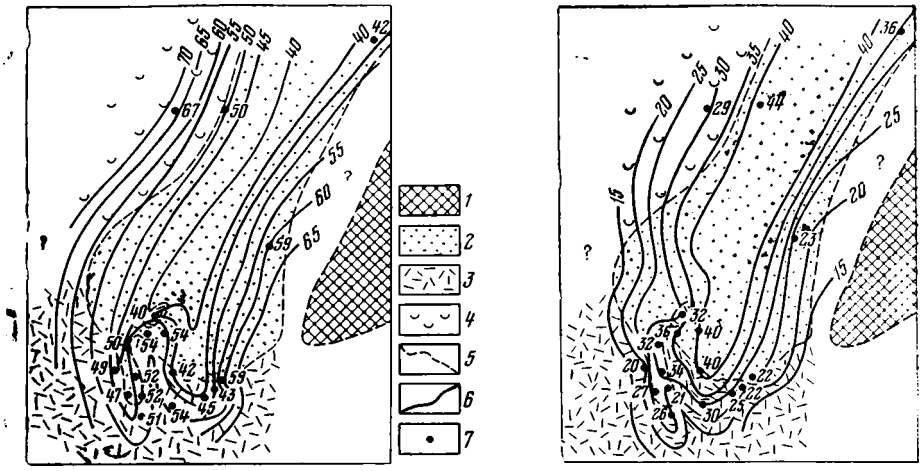
Количественные соотношения между типами и группами обломков пород видны в разрезе, а также показаны на диаграммах (фиг. 74, см. также фиг. 65). Следует отметить стабильный характер распределения компонентов в пределах всего разреза свиты.

Вопреки непоказательному распределению обломков по разрезу, их размещение на площади оказалось более интересным. Оно позволило выяснить различное географическое тяготение отдельных типов обломков и их разную сопряженность с общей гранулометрией песчаных пород. Пространственное размещение типов обломков прослежено на тех же слоях IV ритма златоустовского горизонта.

Основной тип обломков — различно раскристаллизованные фрагменты фельзитового базиса — тяготеет к мелким фракциям. Так, в зоне стрежневого грубозернистого потока по изолинии 40% вырисовывается их четкий минимум. Менее четки, но все же достаточно ясны и два грубозернистых языка на юге впадины, улавливаемые по контуру изолиний 45%. Максимальные значения этих обломков фиксируются по крайней периферии дельтового рукава, в области, характеризующейся минимальными значениями среднего диаметра зерен (фиг. 75).

Следующий тип обломков — микрограниты, к которым относятся аплитовидные агрегаты и породы с гипидиоморфно-призматической структурой, тяготеют не к мелким, а наоборот, к крупным фракциям. По площади они распределены так же, как зерна кварца и полевых шпатов, т. е. образуют максимум в наиболее грубозернистых песчаниках (фиг. 76).

Две другие группы обломков являются второстепенными компонентами, но и их распределение достаточно выразительно. Обломки основных пород тяготеют, как и фельзиты, к мелким фракциям, однако их распределение несколько отличается от размещения кислых эффузивных обломков. Это отличие состоит в том, что обломки основных пород концентрируются среди меньших фракций только в южной части впадины, в то время как на западе, где развиты самые тонкие осадки зоны волновой ряби лагун, их количество ничтожно (фиг. 77). Такое

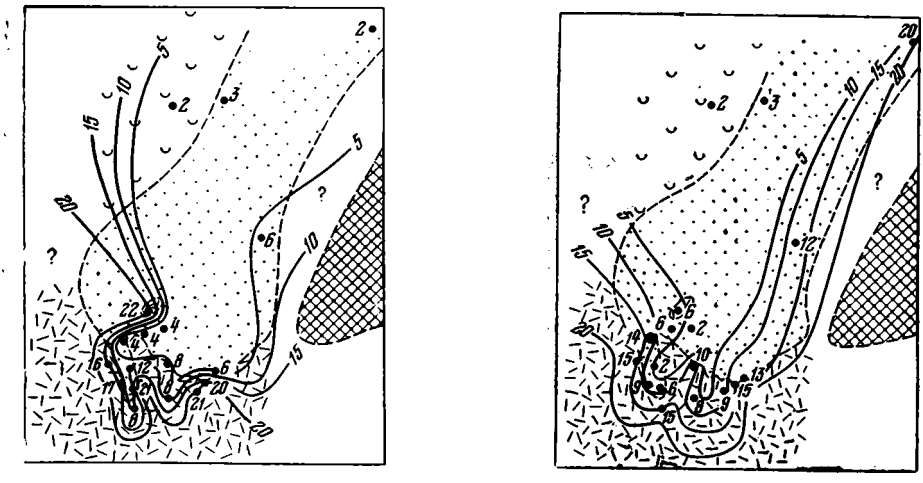


Фиг. 75. Распределение фельзитов среди группы обломков пород в песчаниках основания четвертого цикла златоустовского горизонта пестроцветной подформации

1 — суша; *2* — осадки дельты; *3* — осадки кос и пересыпей; *4* — осадки зоны волновой ряби заливов; *5* — граница фациальных зон; *6* — изолинии содержания микрофельзитов (для рис. 76, 77, 79 — для соответствующих обломков породы) в группе обломков пород, приравненной к 100%; *7* — точки наблюдений

Фиг. 76. Распределение микрогранитов среди группы обломков пород в песчаниках основания четвертого цикла златоустовского горизонта пестроцветной подформации

Условные обозначения см. на рис. 75



Фиг. 77. Распределение основных эффузивов среди группы обломков пород в песчаниках основания четвертого цикла златоустовского горизонта пестроцветной подформации

Условные обозначения см. на рис. 75

Фиг. 78. Распределение алевролитов и мелкозернистых песчаников среди группы обломков пород в песчаниках основания четвертого цикла златоустовского горизонта пестроцветной подформации

Условные обозначения см. на рис. 75

распределение связано, очевидно, с тем обстоятельством, что обломки основных пород являются самыми разрушенными компонентами. Они сильно выветрелы, а иногда представлены почти сплошными бурыми агрегатами окисного железа, среди которого улавливаются лишь реликты структуры основных эффузивных пород. Естественно, такие неустойчивые компоненты не могли сохраняться в бассейне длительное время. Поэтому они встречаются среди фаций, осадки которых не испытывали многократного переотложения. Например, они концентрируются среди мелкозернистых песчаников дельтового потока или среди кос и пересыпей, непосредственно примыкающих к дельтовому рукаву. В мелководных лагунных фациях, осадки которых претерпевали многократное взмучивание и переотложение, обломки основных пород практически отсутствуют. Они распались на соответствующие компоненты, обогатив песчаные осадки железистым цементирующим материалом.

Аналогичное распределение характерно и для обломков собственно осадочных пород — сланцев, алевролитов и других (фиг. 78), с той лишь разницей, что количество этих обломков высоко не только на юге, но и на восточной окраине дельтового потока среди относительно крупнозернистых песчаников. Эта особенность распределения обломков осадочных пород свидетельствует о том, что восточная, слабо всхолмленная суша была сложена комплексом осадочных пород, подстилающих джезказганскую свиту. Она размывалась, поставляя в дельту материал, представленный в основном обломками осадочных пород.

Количество **полевых шпатов** варьирует в широких пределах: от 10 до 35%. В нижней части разреза полевых шпатов больше (25—30%), в верхней — меньшие (20—25%). Они представлены сочетанием кислых плагиоклазов (в основном альбита) и калиевого полевого шпата (ортоклаза и микроклина). Во всех интервалах разреза резко преобладают зерна альбита. Они слабо окатаны и, как правило, сильно изменены вторичными процессами: либо корродированы и конформно растворены, либо регенерированы. Отмечаются два типа регенерации альбита:

1) регенерация в карбонатсодержащих песчаниках и известняках, проходящая при активной перекристаллизации карбонатного материала;

2) регенерация в бескарбонатных песчаниках, проходящая только за счет процессов конформного растворения обломочных зерен под давлением и соответствующего переотложения вещества на участки с меньшим давлением.

В предыдущей подформации оба упомянутых типа регенерации альбита встречались изолированно друг от друга. В породах описываемого разреза они встречаются совместно. Наряду с регенерационным разрастанием появляются и новообразованные кристаллики альбита, которые размещаются либо по периферии отдельных пор, заполненных кальцитом или вторичным кварцем, либо среди базального карбонатного цемента песчаников или основной массы перекристаллизованных известняков.

Новообразованные кристаллики альбита были выделены и изучены в нерастворимом остатке известняков. Анализ его фракций показал, что новообразования альбита концентрируются в основном во фракции 0,05—0,01 *мм* и их количество убывает по мере уменьшения и увеличения размера зерен (табл. 33).

Кристаллы альбита обладают таблитчатой формой, уплощенной по (010) с хорошо развитыми гранями (010), (001), (110), (111); реже наблюдаются грани (100), (120), (130). Показатели преломления кристаллов, измеренные на плоскостях 001 (близкие к Ng и Np) и 010 (Nm), варьируют в следующим пределах: $Ng' = 1{,}538—1{,}539$;

Таблица 33

Содержание (в %) Na_2O и новообразованных кристаллов альбита в гранулометрических фракциях нерастворимого остатка известняков

Фракция, *мм*	Обр. 1/3615		Обр. 35л/99	
	Na_2O	Кристаллы альбита	Na_2O	Кристаллы альбита
0,25 —0,10	2,30	10	3,39	3
0,10 —0,063	2,59	20	4,12	12
0,063—0,05	3,25	32	4,64	18
0,05 —0,01	5,27	47	5,02	25
0,01 —0,001	5,47	50	3,69	20
<0,001	1,87	—	1,63	—
Вся порода в целом . . .	1,17	—	2,19	—

$Nm = 1{,}533—1{,}535$; $Np' = 1{,}529—1{,}531$. Ориентировка индикатрисы соответствует номерам плагиоклаза от 0 до 8. Угол $2V$, измеренный на федоровском столике для 15 образцов, колеблется от 80 до 90° (в среднем 87°).

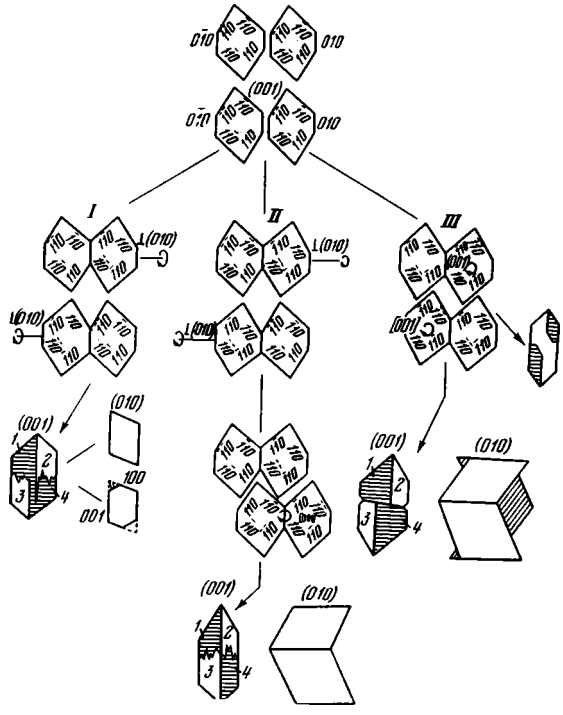
Кристаллы аутигенного альбита образуют характерные сростки четырех индивидов, угасающих в шахматном порядке. Такой характер угасания проявляется только на грани (001). Отмечаются три типа шахматных двойников.

1. Индивиды 1—2 и 3—4 срослись по альбитовому закону. Триклинный характер кристаллов альбита не позволяет срастись парам по одной плоскости. Поэтому шов от срастания пар 1—2 и 3—4 имеет вид ломаной кривой. На плоскости (010) такие сростки образуют таблички в форме параллелограмма (фиг. 79).

2. Индивиды 1—2 и 3—4 срослись по альбитовому закону; пара 3—4 повернута относительно пары 1—2 на 180° вокруг ребра (001). В этом случае не сохраняется равенство оптической ориентировки индивидов 1—4 и 2—3, но имеет место подобие ориентировки индикатрисы, позволяющее наблюдать шахматный характер угасания сростка. Так же как и в первом случае, триклинный характер кристаллов не позволяет парам 1—2 и 3—4 срастись по одной плоскости. Шов между этими парами — ломаная линия. На плоскости (010) сростки имеют вид ласточкиного хвоста (см. фиг. 79).

3. Индивиды 1—2 и 3—4 срослись по карлсбадскому закону. В этом случае имеет место равенство оптической ориентировки индивидов 1—4 и 2—3 при одновременном совпадении пространственного положения граней вертикальной зоны сдвойникованных индивидов. Это обеспечивает возможность срастания пар 1—2 и 3—4 между собой по единым плоскостям (100), (110), (110). Четверники такого типа на плоскости (010) имеют вид двух ласточкиных хвостов, наложенных друг на друга так, что за вырезом верхней пластины (индивиды 1—3) проступают выступы нижней пластины (индивиды 2—4) (см. фиг. 79).

Мы остановились подробно на описании новообразованных альбитов, чтобы выявить и показать их специфические кристаллооптические особенности (аномально высокое значение угла $2V$, достигающее 90°, и наличие характерных типов четверников), позволяющие, в соответствии с данными Х. Фюхтбауера (Füchtbauer, 1956), относить этот минерал к его низкотемпературным формам, свойственным собственно осадочным породам, не затронутым процессом гидротермального изменения.



Фиг. 79. Геометрическая схема строения четверников аутигенного альбита

I — альбитовое срастание;
II — альбитово-карлсбадское срастание;
III — карлсбадское срастание

Это имеет большое значение, так как нормальная эпигенетическая природа постседиментационного преобразования пород в Джезказгане иногда оспаривается сторонниками гидротермального генезиса медного оруденения.

В отличие от альбита калиевые полевые шпаты не испытывают ни регенерационного разрастания, ни тем более новообразований в виде изолированных кристаллов. Все вторичные изменения их обломочных зерен сводятся к конформному растворению, коррозии и замещению карбонатом.

Содержание **кварца** сохраняется примерно на одном и том же уровне по всему разрезу свиты — 10—20%. Зерна кварца, как правило, слабо окатаны и чаще всего окружены железистыми оболочками. В сероцветных и особенно зеленоцветных песчаниках железистые оболочки сменяются иногда хлоритовыми каемками. Следует отметить, что процессы восстановления окисленного железа и формирования хлоритового минерала растянуты в песчаниках на длительный период времени, охватывающий все постседиментационные стадии преобразования пород. Об этом говорит сложное переплетение процессов хлоритизации и регенерации кварца. Так, на зернах кварца фиксируются все случаи соотношения между хлоритовыми и железистыми каемками, с одной стороны, и регенерационными оболочками, с другой. Можно наблюдать случаи, когда обломочные ядра кварца отделены от их регенерационных клеток железистыми оболочками. Такое соотношение наблюдается как в красноцветных породах, так и в сероцветных песчаниках, даже в том случае, когда поры последнего выполнены хлоритовым агрегатом. Однако имеется и другой, не менее распространенный случай, когда регенерационные каемки кварца сформированы поверх хлоритовых оторочек, облекающих обломочные зерна кварца.

Формы регенерации кварцевых зерен многообразны. Они изменяются в зависимости от интенсивности конформных изменений, опреде-

лявших различное количество поступавшей кремнекислоты. Наблюдаются все случаи регенерации, от минимального разрастания кварца, придающего его зернам идиоморфно ограненный облик, до типичных форм «припая», когда весь вторичный кварц приобретает ту же оптическую ориентировку, что и смежные обломочные зерна (табл. I, *3*).

В плотных сливных песчаниках иногда появляются первые признаки бластической перекристаллизации кварца. Начальный бластез начинается с отделения от монолитного зерна кварца одного или нескольких участков с иной оптической ориентировкой. Новообразованные участки с мозаичной ориентировкой располагаются по периферии обломочных зерен, образуя между собой и материнским зерном сложный агрегат с лапчато-извилистыми ограничениями. По мере увеличения бластеза увеличивается протяженность периферийных зон зерна с вторичной грануляцией. В дальнейшем бластическая грануляция захватывает и смежные участки вторичного порового кварца (табл. VII, *4*).

Наконец, следует отметить еще один тип вторичного изменения кварца, происходящего под действием сильных стрессовых напряжений. Он выражается в пластическом смятии зерен кварца и в появлении дефектных микрозон или микротрещинок, известных под названием полосок Бёма. Детальное описание таких изменений кварца дано впервые И. М. Симановичем (1969) для шокшинских песчаников Карелии. Аналогичный характер они имеют и в Джезказгане. Смятие кристаллической структуры кварца фиксируется чередованием зон с различными углами угасания, которое отдаленно напоминает строение полисинтетических двойников плагиоклаза.

Дефектные микрозоны представляют собой реликты трещинок, залеченных кремнекислотой. Они образуют систему параллельных прямолинейных полосок шириной 0,005—0,001 *мм*, характеризующихся очень низким значением показателя преломления.

Важно подчеркнуть, что упомянутые микротрещинки являются дефектами кристаллической структуры отдельных зерен кварца и не распространяются на породу в целом. Это доказывается тем, что каждая система микротрещинок локализуется всегда в пределах одного зерна кварца. Вместе с тем ярким свидетельством того, что указанные микротрещинки формировались in situ, а не в породах области сноса, является характер размещения микротрещинок на кварцевых зернах с регенерационными оболочками. Повсеместно можно наблюдать соответствующий переход всей системы микротрещинок с обломочных ядер кварца на их регенерационные оболочки. Такое соотношение определяет и относительное время возникновения микротрещин в одну из заключительных стадий прогрессивного изменения пород, испытавших уже прямую консолидацию под действием конформно-регенерационных процессов.

Основными акцессорными минералами, слагающими тяжелую фракцию, являются рудные компоненты. Состав их изменяется по разрезу. Породы самых верхов разреза обогащены ильменитом; ниже в тяжелой фракции начинают преобладать гидроокислы железа, и, наконец, среди тяжелой фракции, выделенной из пород паралической толщи (нижний макроцикл), преобладают лейкоксен и ильменит (см. фиг. 65). Прозрачные минералы представлены бедным комплексом, который не изменяется по разрезу; это — циркон, турмалин, гранат, апатит, пикотит и единичные зерна рутила, ставролита, эпидота, сфена и др. Типоморфные особенности прозрачных минералов не выражены.

В целом всю тяжелую фракцию можно отнести к обедненному комплексу устойчивой ассоциации, рудные компоненты которой изменялись в зависимости от фациально-литологических особенностей свиты. Так, в самых верхах разреза преобладание ильменита может быть объяснено

его намывом в виде естественного шлиха, так как породы соответствующего интервала разреза представляют собой наиболее мелководные дельтовые осадки, близкие к собственно аллювиальным накоплениям, для которых природные шлихи являются характерной особенностью.

Низы верхнего макроцикла представлены породами более глубоководных участков дельты. Для пород этого интервала шлиховое обогащение слойков тяжелыми минералами не характерно. В соответствии с этим изменяется состав тяжелой фракции, в которой ильменит перестает играть роль ведущего компонента, уступая место окисленным железистым минералам.

Породы нижнего макроцикла формировались в самых глубоководных и удаленных от суши участках. Для этого интервала разреза характерны в основном сероцветные породы. В соответствии с этим среди рудных минералов тяжелой фракции присутствует другой комплекс минералов — ильменит, лейкоксен, а из аутигенных — пирротин. Характерно, что содержание гидроокислов железа падает здесь до нуля.

Типы структур песчаников и состав цемента. По характеру структур и цементации пород все многообразие песчаников джезказганской подформации может быть сведено к трем типам. Специфика выделенных типов связана с различной историей формирования пород в отношении как их ранних — диагенетических преобразований, так и более поздних — эпигенетических изменений, происходивших уже в полностью литифицированных породах. Порядок описания типов пород соответствует ряду последовательного усложнения их строения.

Красноцветные песчаники с обломочной конформно-регенерационной структурой распадаются на два подтипа: 1) с регенерационной обломочной структурой и пленочным железистым цементом, содержащим монтмориллонит; 2) с конформно-регенерационной обломочной структурой и пленочным железистым цементом. Общим для обоих подтипов является ярко выраженная обломочная структура, свойственная хорошо сортированным средне-крупнозернистым песчаникам. Она отчетливо вырисовывается благодаря относительно толстым железистым каемкам вокруг всех терригенных зерен. Породы первого подтипа характеризуются изометричной правильной упаковкой обломочного скелета; поровые пространства породы полностью или почти полностью сохранены и не деформированы (табл. VIII, *1*). В породах второго подтипа наблюдается более плотная упаковка, приводящая к искажению общего строения обломочного скелета за счет неоднородного конформного растворения обломочных зерен. Поровые пространства породы деформированы; они либо сильно редуцированы, либо превращены в неправильные щелевидные промежутки между отдельными зернами.

Все былое поровое пространство пород обоих подтипов заполнено вторичным регенерационным кварцем и альбитом. Регенерационные каемки наследуют все особенности строения обломочных ядер — характер двойников, типа спайности и отдельности. В том случае, когда обломочные зерна представлены полиминеральными агрегатами обломков пород, регенерационные каемки представляют собой друзовидные цепочки из отдельных кристалликов кварца или альбита, вытянутых по направлению к центру соответствующих пор (табл. VIII, *3,4*). Граувакковый состав песчаников обусловливает известную специфику регенерационных структур пород, заключающихся в строении поровых участков. В отличие от обычных регенерационных структур кварцевых и аркозовых пород, в которых поровые участки имеют вид конвертоподобного агрегата разноориентированного кварца или полевого шпата, поровые пространства соответствующих структур в граувакках заполне-

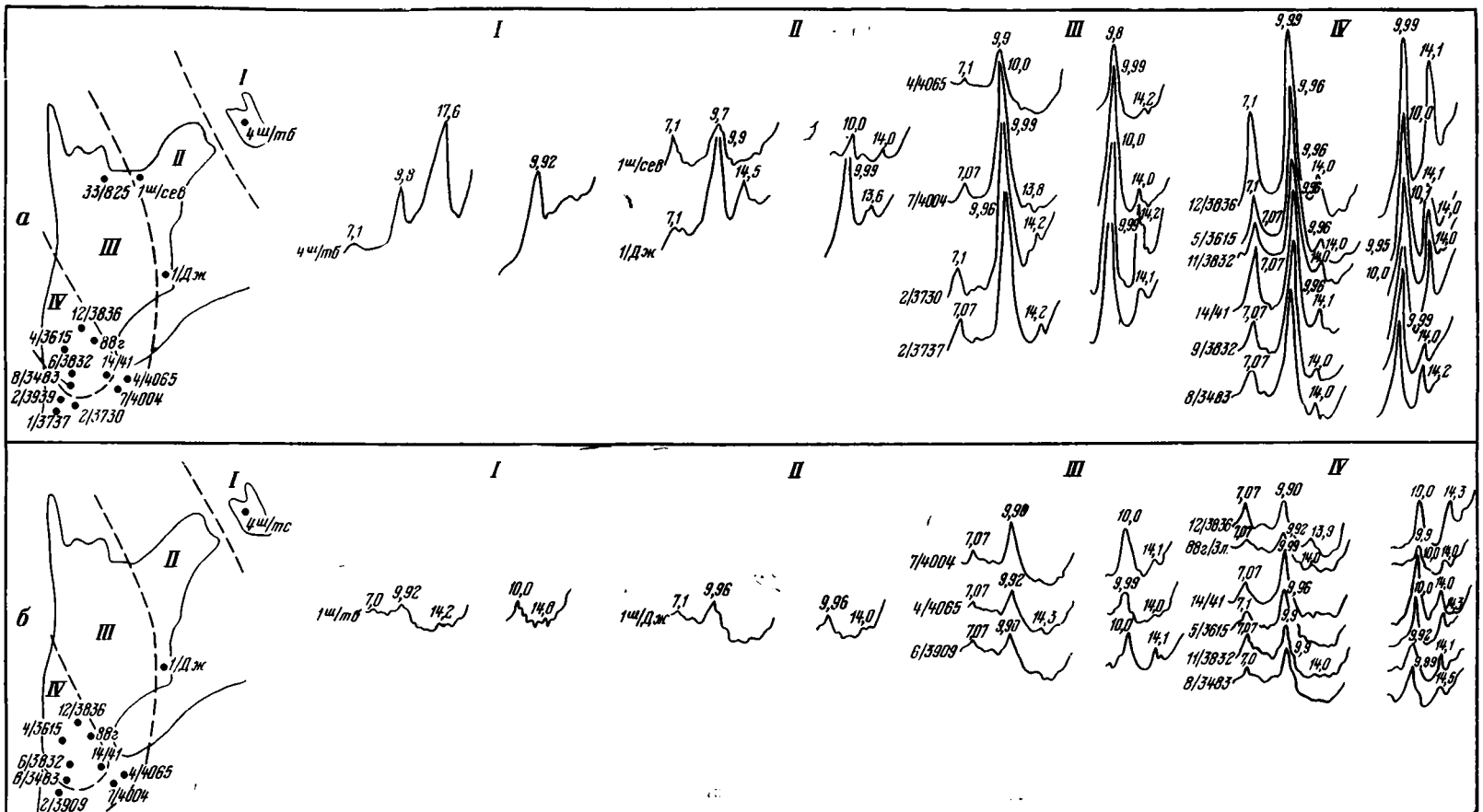
ны либо однородным вторичным минералом — кварцем или полевым шпатом, либо сочетанием того же вторичного минерала с серией мелких кристалликов альбита или кварца, располагающихся по периферии порового участка. Как правило, мелкие кристаллики альбита или кварца оконтуривают пору с какой-либо одной стороны; значительно реже они располагаются по всему ее периметру. Границы главного вторичного минерала поры с мелкими кристаллами на ее периферии характеризуются идиоморфными прямолинейными очертаниями, которые говорят о свободном росте минералов в замкнутом пространстве поры (табл. VIII, *2*).

Все особенности строения описываемых песчаников, в частности, специфика структуры пород первого подтипа, свидетельствуют об относительно слабом постседиментационном преобразовании, протекавшем под действием главным образом вертикальной нагрузки без участия сколько-нибудь значительного стресса. Это подтверждается наличием в составе цементирующего железистого вещества монтмориллонитового компонента. При микроскопических исследованиях монтмориллонит не обнаруживается. Очевидно, окисножелезистое вещество полностью маскирует его присутствие. Однако в коллоидной фракции, выделенной из цемента соответствующих песчаников и изученной на дифрактометре, наличие монтмориллонита не вызывает сомнений (фиг. 80а). Обращает на себя внимание несколько пониженное значение базального рефлекса гидрослюды с $d = 9{,}8$ Å (в насыщенном глицерином состоянии), что свидетельствует о присутствии, помимо чистой фазы монтмориллонита, минерала состава гидрослюда-монтмориллонит.

Во втором подтипе монтмориллонит отсутствует. Его место занимают гидрослюдистый минерал и хлорит.

Геологическое распространение двух описанных подтипов различно. Первый имеет крайне ограниченное распространение. Он наблюдается в пределах крайнего северо-восточного *изолированного поля* распространения пестроцветной подформации, представляющего собой участок полого залегающих слоев ее нижнего отдела. При переходе на территорию собственно впадины первый подтип пород исчезает; он заменяется вторым. Интересно отметить, что этот переход осуществляется постепенно, через промежуточные породы. К последним относятся, например, красноцветные песчаники златоустовского горизонта, полого залегающие в северо-восточном углу собственно Джезказганской впадины. Промежуточные породы фиксируются по присутствию в их цементе смешанно-слойных образований слюда — монтмориллонит с содержанием разбухающих пакетов до 30%. Помимо смешанно-слойного компонента, присутствует небольшое количество хлоритового минерала. Дифрактограммы, содержащие базальные рефлексы с $d = 14{,}2$ и $9{,}7$ Å — в насыщенном состоянии и с $d = 10{,}0$ и $14{,}0$ Å — в прокаленном состоянии, приведены на фиг. 80, а. Они характеризуют как бы промежуточную ассоциацию между собственно монтмориллонитовым цементом пород первого подтипа и гидрослюдисто-хлоритовой ассоциацией, слагающей цемент пород второго подтипа.

Второй подтип пород свойствен песчаникам, распространенным в северной части впадины. Он характеризует красноцветную фацию песчаников, развитую на севере почти во всем разрезе пестроцветной подформации. При движении на юг красноцветная фация постепенно выклинивается, замещаясь сероцветными породами. В отдельных горизонтах подформации такое замещение осуществляется в различных точках меридионального профиля. Отмечается, что с повышением стратиграфического положения отдельных горизонтов смена красной окраски песчаных пород на серую происходит на более южных участках впадины.



Фиг. 80. Дифрактограммы глинистых минералов песчаников основания четвертого цикла златоустовского горизонта

а — дифрактограммы глинистых минералов цемента песчаников; *б* — дифрактограммы глинистых минералов, выделенных из терригенных обломков, предварительно **очищенных от примазок** цементирующего вещества. *I—IV* — зоны с различными типами ассоциации; в пределах каждой зоны приведены дифрактограммы образцов, **насыщенных глицерином** (слева) и прокаленных при температуре 550° (справа)

Сероцветные песчаники метаобломочной, мозаичной, конформно-регенерационной структуры характеризуются тесной упаковкой обломочных зерен, возникшей главным образом в процессе конформного растворения терригенных компонентов и в меньшей степени за счет их регенерационного разрастания. Сильная конформация обломочных зерен является главной характерной особенностью песчаников данного типа. Более индивидуальные признаки (различный состав глинистых минералов в цементе), а также появление в нем железистых пленок, оконтуривающих терригенные обломки, обусловливают выделение подтипов и разновидностей.

Выделяются два основных подтипа, представляющие собой первично- и вторично сероцветные песчаники. Первые парагенетически связаны с зеленоцветными алевролитами и аргиллитами. Они слагают почти весь таскудукский горизонт на всей территории Джезказганской впадины. Вторые — вторично сероцветные песчаники — парагенетически связаны с красноцветными алевролитами и аргиллитами; они развиты гораздо шире — во всем разрезе подформации на центральном и южном участках впадины. Вторично сероцветные песчаники сменяют собственно красноцветную фацию песчаников северных участков впадины.

В строении мозаичных конформных структур первично сероцветных песчаников важную роль играет хлоритовый минерал. Он образует различные каемки и розетки, представляющие собой в одних случаях хорошо образованные крустификационные или субпараллельные оболочки вокруг конформированных обломков и регенерированных минеральных зерен, в других случаях — прерывистые каплевидные оторочки, разграничивающие обломочные ядра минералов от их регенерационных каемок, и, наконец, в третьих — своеобразные валики плохо раскристаллизованного хлоритового минерала, возникающего по обломкам эффузивных пород на их контакте с другими обломочными зернами.

Следует подчеркнуть, что все новообразования в каемках представлены в основном одним и тем же минералом — хлоритом, являющимся главным компонентом среди глинистых минералов. Другой компонент — гидрослюда имеет подчиненное значение, причем присутствует либо в виде внутренней, более тонкой каемки на поверхности некоторых терригенных зерен, либо в виде чешуйчатых агрегатов, развитых вутри раскристаллизованных терригенных обломков.

В отличие от железистых оболочек каемки хлорита никак не бронируют терригенные обломки, не предохраняют их от конформации. В процессе общего уплотнения пород хлорит легко отжимается от контактных участков зерен, в которых начинается их взаимное растворение. В процессе растворения и последовательного расширения границ между зернами хлорит нагнетается во все свободные пространства породы — поровые узлы и щели, трещинки отдельности и спайности в минеральных зернах, образуя неправильные гнезда, утолщенные раздутые каемки и нитевидные прожилки зеленого агрегата хлорита (табл. III, *1*, *2*). Интересно отметить, что все пластовые трещины, развитые в отложениях таскудукского горизонта и залеченные кварцем и кальцитом, содержат из глинистых минералов также один хлорит, образующий крупные сноповидные лучистые агрегаты в зальбандах жил.

При переходе этого подтипа песчаников в собственно красноцветные образования наблюдается последовательное сокращение содержания хлоритового минерала за счет массового появления сгустков окисного железа. Непрозрачные выделения гидроокислов железа образуют толстые неправильные каемки вокруг большинства терригенных зерен. С их появлением фиксируется постепенная перестройка общей структуры пород. Сильная конформация сменяется слабой, после чего структуры песчаников все более приближаются к собственно обломочному типу. В промежуточных структурах увеличивается роль регенерацион-

ного разрастания минеральных зерен. При этом наблюдается очень характерное явление раздвигания чешуек железистых оболочек растущими каемками регенерационного кварца или полевого шпата. Распушенные железистые оболочки оказываются включениями в кристаллическую структуру вторичного кварца и альбита (табл. IX, *3, 4*).

Переход первичных сероцветов в красноцветные песчаники наблюдается в северной части впадины в верхах разреза таскудукского, низах златоустовского горизонтов.

Вторично сероцветные песчаники характеризуются более сложными мозаичными структурами. Усложнение связано с менее однородным составом глинистых минералов: гидрослюда и хлорит встречаются в равных количествах. Они образуют тонкие беспорядочно-чешуйчатые или субпараллельные каемки вокруг обломочных зерен. Состав каемок изменяется в пределах одной породы, при переходе от одного обломочного зерна к другому. Наряду с силикатными каемками отмечаются и реликты железистых оторочек, присущих чаще всего границам между обломочными ядрами минералов и их регенерационными пристройками. В процессе общего уплотнения пород и их конформного преобразования хлорит и гидрослюда ведут себя по-разному. Хлорит, как упоминалось выше, выжимается из контактных участков и нагнетается в смежные поровые пространства, в то время как гидрослюда остается на контактах, способствуя еще более интенсивному растворению. Обломочные зерна на контакте с гидрослюдистой оболочкой испытывают иногда столь сильное растворение, что оно может быть сравнимо только с процессом интенсивного таяния, после которого вместо зерен остаются неправильные рогульчато-фестончатые образования (табл. IX, *1, 2*).

В совокупности происходит неравномерное изменение терригенных обломков: одна часть их интенсивно истачивается до линзовидно-рогульчатой формы, другая — изменяется и, наконец, третья часть зерен, окруженная защитными железистыми оболочками, не изменяет или почти не изменяет своей формы. Неравномерное изменение формы, а следовательно, и объема зерен ведет к новой переупаковке всех обломочных компонентов, в результате чего формируются сложномозаичные структуры, лишь отдаленно напоминающие обломочное сложение исходных песчаных пород.

Вторичная переупаковка осуществлялась под действием не только вертикальной нагрузки, но и сильного стресса. Это доказывается отсутствием в породах вертикально направленных структурных элементов — вертикальных шипов в микростилолитовых швах и вертикальных фестонов при гравитационно направленной коррозии зерен, а также наличием признаков деформации таких прочных минералов, как кварц. Последние выражаются в виде системы субпараллельных, иногда челночных трещинок, наблюдающихся внутри кварцевых зерен и их регенерационных оболочек. Отдельные трещинки имеют толщину около 0,01 *мм* и, будучи залеченными кремнекислотой, рельефно выделяются очень низким показателем преломления. Такие микротрещины в кварце свидетельствуют о сильных стрессовых направлениях, которые не успевали компенсироваться соответствующим конформным растворением зерен, а приводили к возникновению крупных микродислокаций в кристаллической структуре кварца.

Тот факт, что трещины переходят из обломочных ядер кварца в регенерационные оболочки, определяет относительное время или стадию их возникновения. Это один из заключительных этапов глубинного эпигенеза, характеризующегося консолидированным состоянием пород, претерпевших конформацию и регенерацию и испытавших упомянутую выше вторичную переупаковку обломочного материала под действием стресса.

Зеленоцветные песчаники метаконформной, мозаично-шиповидной структуры слагают определенную зону в районе южного борта впадины, к которой приурочены наиболее дислоцированные породы. На этом участке имеет место сопряжение Жанайской и Кенгирской складок, сопровождающееся появлением серии более мелких структур — различных антиклиналей, синклиналей и флексур, осложненных системой сбросов и сдвигов. Песчаные породы этой зоны характеризуются сложными мозаичными структурами. Они образованы сочетанием деформированных и растворенных зерен, почти утративших свою первоначальную конфигурацию. Если в предыдущем типе интенсивное растворение зерен шло только на контактах с гидрослюдистыми каемками, то в настоящих породах изменены все зерна независимо от присутствия первичных гидрослюдистых каемок. Такому региональному изменению формы и объема зерен способствовало обилие гидрослюды, возникающей за счет перекристаллизации — пропилитизации всех силикатных обломков. Зерна на контакте с раскристаллизованно-гидрослюдированными обломками испытывали интенсивное растворение, подобно тому, как изменялась форма зерен в гидрослюдистых оболочках предыдущего типа песчаников (табл. XI, *1, 2*).

Аналогичное интенсивное растворение наблюдается и на зернах кварца или полевого шпата, первоначально оконтуренных своими регенерационными каемками. Процессы растворения приводят иногда к полному или почти полному уничтожению регенерационных пристроек; в этих случаях остаются лишь разобщенные реликты былой регенерационной каймы. Там, где присутствовали каемки хлорита и гидрослюды, сформированные на более ранних стадиях эпигенетического изменения пород, наблюдается начальное образование шиповидных структур (табл. XI, *3*). Оно выражается в перекристаллизации исходной гидрослюдистой и (или) хлоритовой каемок совместно с периферией соответствующих минеральных зерен или полиминеральных силикатных обломков. В результате возникает крустификационно-шиповидный агрегат, состоящий из чередования тонких пластинок слюды, хлорита, новообразованных выделений кварца и альбита, ориентированных перпендикулярно к поверхности — периферии первичнообломочных зерен. Такие шиповидные оболочки по периферии зерен полевого шпата или силикатных обломков представляют собой начальную бластовую перекристаллизацию обломочных зерен.

Другой случай начальной бластовой перекристаллизации терригенных обломков наблюдается на зернах кварца. Она захватывает также периферийные зоны терригенных зерен, как бы распадающихся на мелкие мозаичные агрегаты с лапчатой конфигурацией отдельных неделимых (раскристаллизационно-грануляционный бластез, по И. М. Симановичу, 1964).

Наряду с раскристаллизационно-грануляционным бластезом в зернах кварца широкое развитие получают упомянутые выше субпараллельно-челночные трещинки, вторично залеченные кремнекислотой. В отличие от предыдущего типа пород в рассматриваемых песчаниках дислокационные трещинки на зернах кварца встречаются в совокупности со смятием его структуры. Последняя выражается в появлении на зернах кварца одной или нескольких прямолинейных полос — зон с различным угасанием, которые отдаленно напоминают строение полисинтетических двойников плагиоклаза. Однако по сравнению с плагиоклазом затемненные полоски на зернах кварца не имеют контрастных границ. Их сопряжение с основной оптической ориентировкой минерала осуществляется через узкую зону промежуточной ориентировки. Это, в свою очередь, свидетельствует о пликативном нарушении кварцевой структуры. Перпендикулярно к простиранию каждой затем-

Таблица 34

Химико-минералогический расчет

Горизонт и ритм	№ образца	Общий хими					
		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO
7-й, III р.	573/3921	51,57	1,02	20,67	7,89	1,31	0,03
6-й, I р.	593/3921	52,91	0,89	21,31	7,16	0,95	0,02
4-й, V р.	535/3920	52,46	0,76	20,54	7,51	1,15	0,04
3-й, I р.	807/3921	51,62	0,77	22,12	6,74	0,64	0,04
2-й, IVр.	35ж/99	55,84	0,85	16,60	3,46	0,89	0,02
2-а, IV р.	5/1511	53,87	0,85	19,74	7,62	1,43	0,04
2-а, IV р.	26/825	49,72	0,85	20,60	10,24	1,75	0,05
1-й, VIII р.	867/3920	55,42	1,02	19,81	5,35	1,79	0,05
1-й, IV р.	877/3920	55,46	0,98	21,56	2,56	2,26	0,03
1-й, III р.	880/3920	56,23	0,98	21,60	2,31	1,39	0,02

Таблица 34 (окончание)

Горизонт и ритм	Общий минералогический состав						Состав глинистых минералов		Соотношение интенсивности	Коэффициент частной пропорциональности	
	Гидрослюда	Хлорит	Альбит	Кварц	Прочие	Остаток SiO_2+H_2O	Гидрослюда	Хлорит	$I_{хл}/I_{гидр}$	K_I*	
7-й, III р.	47,8	9,7	6,8	7,0	12,5	16,6	83	17	33/67	$K_I^1=0,42$	
6-й, I р.	49,5	7,4	5,8	7,5	11,8	17,6	87	13	16/84	$K_I^2=0,80$	
4-й, V р.	39,6	11,5	7,8	7,2	11,7	20,6	78	22	22/78	$K_I^3=1,00$	
3-й, I р.	55,9	8,0	5,2	7,0	8,3	14,0	87	13	16/84	$K_I^4=0,80$	
2-й, IV р.	49,9	10,6	5,2	8,4	5,0	18,0	83	17	20/80	$K_I^5=0,82$	0,75
2-а, IV р.	46,2	12,5	6,8	9,1	9,5	17,5	79	21	32/68	$K_I^6=0,56$	
2-а, IV р.	48,8	13,8	7,8	5,9	14,2	14,4	78	22	22/78	$K_I^7=1,00$	
1-й, VIII р.	43,3	11,7	5,4	15,3	9,8	11,8	79	21	25/75	$K_I^8=0,80$	
1-й, IV р.	44,6	11,7	5,8	9,5	8,8	18,3	81	19	22/78	$K_I^9=0,83$	
1-й, III р.	47,8	8,3	6,8	6,9	7,6	20,5	85	15	24/76	$K_I^{10}=0,56$	

* Общий коэффициент K_I определяется по формуле:

$$K_I=\frac{K_I^1+K_I^2+K_I^3+K_I^4+K_I^5+K_I^6+K_I^7+K_I^8+K_I^9+K_I^{10}}{10}.$$

ненной полоски ориентирована система дислокационных трещинок; длина последних совпадает с толщиной затемненных зон смятого кварца (табл. XI, *4*). Все описанные процессы изменения формы, объема и внутренней структуры отдельных зерен приводят к уничтожению более ранних структурных элементов породы, в частности широко распространенных конформно-регенерационных сопряжений между терригенными зернами, а также к формированию сложных (метаконформных) мозаично-начально-шиповидных структур (табл. XI, *1*, *2*, *3*).

В узких интерстициях новообразованных структур, заполненных, как правило, зеленым хлоритом, присутствуют либо землистые дендритовидные агрегаты пренита, либо друзовидные корочки новообразован-

(в %) эталонных фракций <0,001 *мм*

ческий состав									
CaO	MgO	Na_2O	K_2O	H_2O+	H_2O-	CO_2	C	P_2O_5	Сумма
0,74	2,10	0,81	5,64	5,07	2,77	Нет	0,05	0,01	99,68
0,77	1,69	0,68	5,82	4,41	2,93	„	Не опр.	Не опр.	99,54
0,71	2,75	0,92	4,84	5,16	2,67	„	0,04	Нет	99,55
0,86	2,11	0,57	6,64	5,05	2,21	„	0,13	Не опр.	99,50
1,01	2,67	0,62	5,66	5,33	2,49	„	0,08	„	100,52
0,71	3,14	0,80	5,50	4,58	2,34	„	0,03	Нет	100,62
0,71	3,18	0,86	5,66	2,29	0,04	0,04	0,04	„	100,99
0,61	2,44	0,88	5,06	4,30	2,66	Нет	0,12	„	99,51
0,55	2,05	0,68	5,26	4,98	2,77	„	0,36	„	99,50
0,55	1,54	0,81	5,64	4,54	3,53	„	0,20	Не опр.	99,34

ного эпидота. Первые характеризуются умеренным показателем преломления, сильным двупреломлением, маскируемым тонкозернистой природой агрегата и присутствием на нем бурых железистых пленок. Новообразования эпидота обладают бледно-зеленой, почти бесцветной окраской, полной кристалличностью и присущими этому минералу оптическими характеристиками.

Наряду с описанными вторичными минералами широко распространен кальцит. Его распределение довольно пестрое. Иногда он присутствует в виде единичных перекристаллизованных агрегатов, а иногда встречается в значительных количествах. В последнем случае он образует крупноблоковые пойкилитовые агрегаты с полисинтетическими двойниками, которые разъедают и замещают все терригенные зерна. Из всех карбонатных минералов присутствует только кальцит.

Вся зона, в которой наблюдаются наиболее измененные зеленоцветные породы, особо насыщена сбросами, сдвигами, сколами и другими нарушениями сплошности слоев. В настоящий момент все эти нарушения залечены главным образом кварцем, кальцитом и превращены в жилы кварц-кальцитового состава.

Мобилизация вещества для выполнения трещин — жил шла внутри вмещающих зеленоцветных пород. Она синхронизировалась с наиболее поздними их преобразованиями: интенсивным растворением всех обломочных зерен, выносом растворенных компонентов за пределы пород и формированием в последних сложномозаичных (метаконформных) структур. Локализация зон с различными типами структур и разным составом минералов в цементе пород приведена на фиг. 80, а. Она дана для всей впадины на примере тонкого стратиграфического среза по нижним слоям златоустовского горизонта.

Аргиллиты

Методика изучения. Хотя состав глинистых минералов джезказганской свиты не претерпел изменений по сравнению с аргиллитами верхнего разреза, количественный подсчет минералов в смеси потребовал вычисления нового коэффициента пропорциональности. Это обстоятельство выяснилось при первом же просмотре дифрактограмм фракций <0,001 *мм* и их химического состава. Уже при первом взгляде на ди-

фрактограммы обнаружилось иное соотношение интенсивностей базальных рефлексов основных компонентов — гидрослюды и хлорита (см. фиг. 66), невзирая на одинаковое или очень близкое содержание во фракциях окислов Fe, Mg и K, определяющих химический состав основных породообразующих минералов. Иное соотношение интенсивностей связано в данном случае не столько с переменой количественного состава фаз, сколько с изменением структурных особенностей глинистых минералов. Поэтому в соответствии с принятой методикой количественного учета минералов был вновь рассчитан химико-минералогический состав 10 эталонных образцов, по которым заново вычислен коэффициент пропорциональности — K, отличный от соответствующего коэффициента, рассчитанного для аргиллитов жиделисайского комплекса (табл. 34).

Типы глинистых минералов и их распределение в разрезе. Глинистые минералы джезказганской свиты представлены устойчивыми минералами, свойственными терригенным породам зоны глубинного эпигенеза и метагенеза.

Гидрослюда — полиморфной разновидности 1M, диоктаэдрического типа. Ее базальные рефлексы не изменяют своих значений в образцах, предварительно насыщенных глицерином или прокаленных до $t = 600°$. Как и в образцах их верхней свиты, повсеместно отмечается высокое содержание (до 5,5—6,5%) окиси калия. Вместе с тем в единичных образцах, отобранных из массивных пластов неслоистых аргиллитов с характерными метаколлоидными структурами, наряду с гидрослюдой встречаются реликты монтмориллонитового минерала, на что указывает появление на дифрактограммах образцов, насыщенных глицерином слабых линий с $d = 17{,}6$—$18{,}0$ Å.

Хлорит — триоктаэдрический, типа рипидолита, но с отчетливым преобладанием катионов Mg над $Fe^{\cdot\cdot}$ (табл. 34).

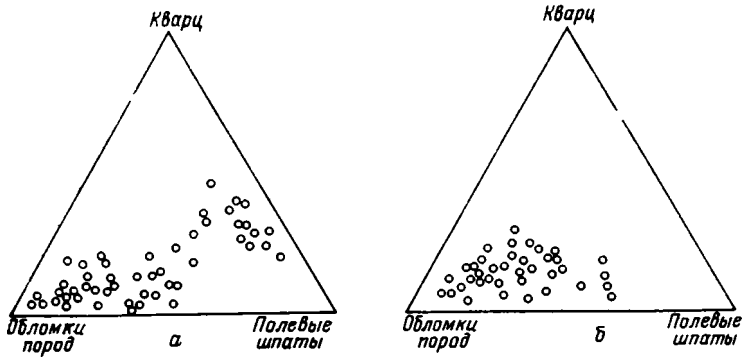
Соотношение гидрослюды и хлорита остается постоянным во всем разрезе джезказганской свиты (см. фиг. 66).

Анализ современного минералогического состояния пород пестроцветной (джезказганской) подформации

Породы пестроцветной (джезказганской) подформации претерпели сильные глубинно-эпигенетические и частично метагенетические преобразования, которые в совокупности стерли основные признаки пород, свойственные более ранним стадиям их формирования. Ключом к полной реконструкции стадиальной истории формирования пород явилась детальная характеристика их парагенеза, составленная в плане раскрытия внутренних связей между отдельными структурно-минералогическими компонентами гранулометрического спектра песчаник — глина (аргиллит).

Изучение гранулометрии, петрографии и минералогии песчаных и аргиллитовых слоев в разрезе свиты не дало, к сожалению, достаточного количества материала для суждения о внутренней взаимной сопряженности отдельных компонентов. Минеральный парагенез характеризовался удивительным постоянством по всему разрезу (см. фиг. 65 и 66). Более динамичная картина была получена при изучении пород по площади узких горизонтов — стратиграфических срезов (подошва одного из циклов златоустовского горизонта, подошва раймундского горизонта и др.).

Изменение гранулометрии песчаников по площади таких срезов вместе с характером распределения каждого из минеральных компонентов или типов обломков пород в составе обломочной ассоциации песчани-



Фиг. 81. Сравнительная характеристика состава пород жаксыконской серии девона и пестроцветной (джезказганской) подформации среднего карбона

а — породы жаксыконской серии (по В. Пейху); *б* — породы пестроцветной подформации

ков тех же узких слоев показали унаследованный характер всей ассоциации от более древних осадочных образований области минерального питания.

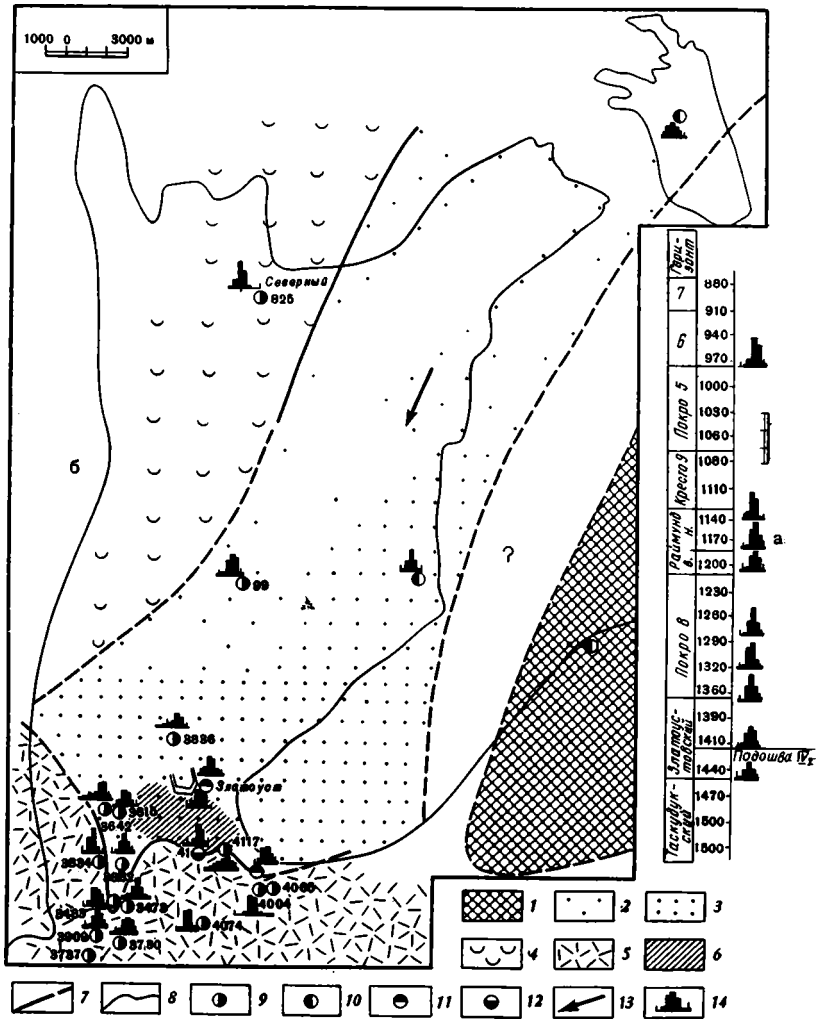
В соответствии с этим почти все полимиктовые компоненты из числа обломков скрытокристаллических и тонкозернистых пород (фельзиты, порфириты, алевролиты, сланцы и др.) концентрировались в джезказганской свите среди наиболее мелкозернистых образований (см. фиг. 70, 73, 75, 77, 78), в то время как минеральные зерна (кварц, полевые шпаты) и некоторые типы обломков пород (микрограниты) тяготели к более грубозернистым породам (см. фиг. 70, 71, 72, 76). Важно отметить, что для всего материала характерно почти полное отсутствие среди терригенных зерен первичных минеральных сростков. Все это в совокупности свидетельствует о подготовленности обломочного материала материнских пород, прошедшего по меньшей мере через один цикл осадконакопления.

Проведенный анализ позволил отказаться от старых представлений о материнских породах для Джезказгана (Шутов, Дружинин, 1963а) и вернуться к высказанной В. М. Поповым (1959) и Л. Ф. Наркелюном (Наркелюн, Юргенсон, 1968) гипотезе о формировании джезказганской свиты за счет разрушения главным образом девонских пород, развитых на Джезказган-Тенизском водоразделе. Сейчас, после детальных литологических исследований пестроцветной подформации и упомянутого комплекса девона, проведенного В. Пейхом (1969), эта гипотеза получила дополнительное подтверждение. Оказалось, что средне- и верхнедевонские отложения, выделяемые в так называемую жаксыконскую свиту, очень близки по литологическому составу к отложениям меденосной формации Джезказгана. Достаточно взглянуть на совокупность фигуративных точек, относящихся к гранулометрически однотипным породам жаксыконской серии (фиг. 81) и меденосной толщи Джезказгана, чтобы убедиться в их большом сходстве.

При таком решении вопроса о материнских породах Джезказгана находит объяснение и источник металла в Джезказганском месторождении. Им можно, очевидно, считать ныне реликтовое медное оруденение в наиболее грубых аркозово-вулканогенных верхнедевонских песчаниках (Наркелюн, Юргенсон, 1968), переотложение которых дало начало меденосным собственно джезказганским слоям. Последующее развитие эрозии в области источников сноса и размыв менее грубозернистых безрудных пород среднедевонского возраста определили состав более мелкозернистых пород красноцветной (жиделисайской) подформации, лишенной сульфидного оруденения.

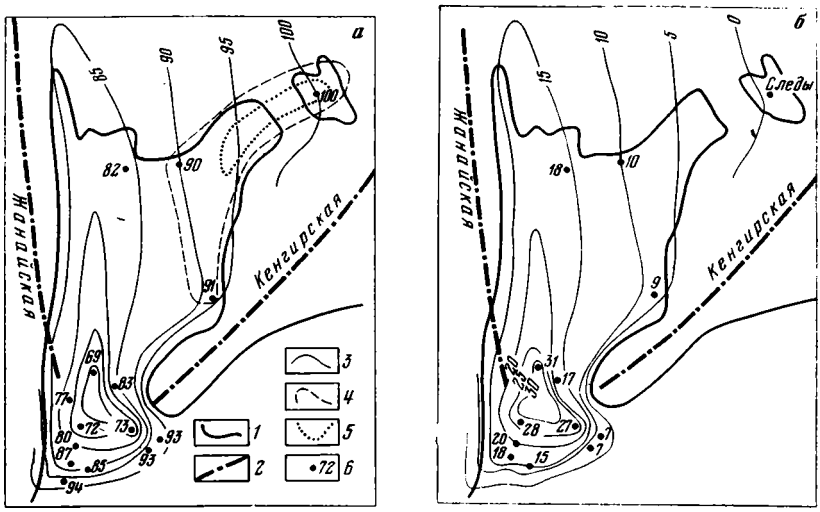
Литокластическое происхождение основной массы обломочного материала хорошо подтверждается еще двумя его особенностями. Во-первых, специфическим, характерным только для литокластических образований узким спектром плотностных свойств обломочного скелета песчаников пестроцветной подформации, не меняющийся ни по разрезу, ни по площади впадины (фиг. 82).

Весь набор плотностных свойств терригенной ассоциации укладывается в интервал шкалы шириной всего в одну десятую $г/см^3$ (примерно 2,54—2,64 $г/см^3$). В других граувакках, сформированных за счет непосредственного разрушения первичных материнских пород — основных и кислых эффузивов, фтанито-яшмового комплекса и других),



Фиг. 82. Распределение плотностных спектров зерен граувакковых песчаников в разрезе пестроцветной (джезказганской) подформации (*а*) и по площади впадины среди пород основания четвертого цикла златоустовского горизонта (*б*)

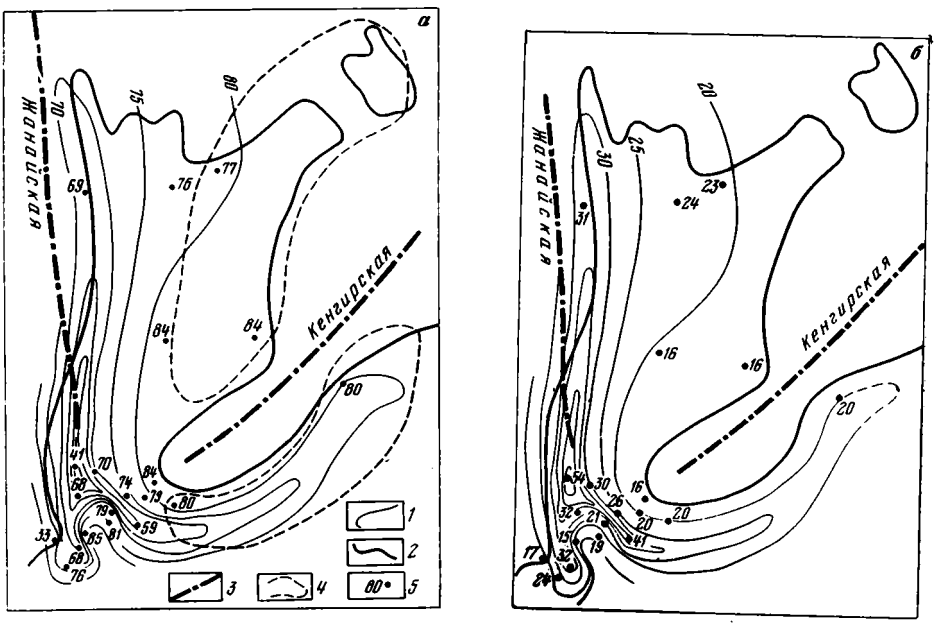
1 — суша; *2, 3* — осадки подводной дельты: *2* — мелководные красноцветные, *3* — более глубоководные сероцветные; *4* — осадки зоны волновой ряби заливов; *5* — осадки пересыпей и кос; *6* — участки оруденений; *7* — фациальные границы; *8* — современный контур распространения пород пестроцветной подформации; *9—12* — точки наблюдения и номера: *9* — скважин, *10* — обнажений, *11* — карьеров, *12* — шахт; *13* — направление поступления терригенного материала; *14* — плотностная гистограмма зерен граувакковых песчаников



Фиг. 83. Распределение глинистых минералов в цементе песчаников основания четвертого цикла златоустовского горизонта джезказганской свиты

а — распределение в изолиниях трехслойного компонента (в основном гидрослюдистого минерала). Пунктиром показано поле распространения смешанно-слойного минерала состава гидрослюда — монтмориллонит, точечным контуром — поле распространения монтмориллонита; *б* — распределение в изолиниях хлоритового минерала

1 — современный контур распространения пород пестроцветной подформации; *2* — оси антиклинальных складок; *3* — изолинии содержания трехслойного глинистого (на фиг. *а*) и хлоритового (на фиг. *б*) минералов; *4* — контур поля присутствия смешанно-слойного минерала; *5* — контур поля присутствия чистой фазы монтмориллонита; *6* — точки наблюдения и значения содержания трехслойного (на фиг. *а*) и хлоритового (на фиг. *б*) минералов



Фиг. 84. Распределение глинистых минералов в цементе песчаников основания первого цикла нижнераймундского горизонта пестроцветной (джезказганской) подформации

а — распределение в изолиниях трехслойного компонента (в основном гидрослюдистого минерала); *б* — распределение в изолиниях хлоритового минерала

1 — изолинии содержания трехслойного глинистого (на фиг. *а*) и хлоритового (на фиг. *б*) минералов; *2* — современный контур распространения джезказганской свиты; *3* — оси антиклинальных складок; *4* — контуры поля присутствия смешанно-слойного минерала и чистой фазы монтмориллонита; *5* — точки наблюдения и содержание трехслойных минералов (на фиг. *а*) и хлорита (на фиг. *б*)

испытавших даже частичную метаморфизацию, но не переотлагавшихся в осадочном цикле, интервал плотности значительно превышает (за счет в основном легкого крыла) интервал джезказганского спектра в 3—4 раза (от 2,30—2,35 до 2,65 *г/см*³) (Кац, 1966).

Второй особенностью литокластической ассоциации является характер сопряжения ее терригенных компонентов с глинистыми минералами цементирующего вещества. Эта особенность наглядно выступает при анализе глинистых минералов цемента песчаников, относящихся к двум стратиграфическим срезам златоустовского и раймундского горизонтов. Соответствующие карты в изолиниях для отдельных компонентов ассоциации глинистых минералов приведены на фиг. 83, 84. Обращает на себя внимание то, что наибольшее количество хлоритового компонента (до 30—60%) сосредоточено на южном участке впадины — в максимально дислоцированных породах области сопряжения крупных антиклинориев: Кенгирского и Жанайского. Во все стороны от этого участка, в частности к зоне выполаживающегося раструба восточного крыла впадины, содержание его постепенно снижается до менее 20 и даже 10% (см. фиг. 83, *б* и 84, *б*).

Распределение другого компонента — трехслойного, в основном гидрослюдистого минерала — образует как бы обратную картину. Относительный минимум компонента (до 50—70%) распролагается в сильно дислоцированном южном участке, во все стороны от которого идет постепенное его увеличение, достигающее в зоне выполаживающегося раструба и горизонтально залегающего пятна на восточном борту впадины 85 и даже 100% (см. фиг. 83, *б* и 84, *а*). При этом самое интересное и важное обстоятельство состоит в том, что если во впадине, особенно по ее южному и западному бортам, трехслойный минерал представлен собственно слюдистым политипом 1М со стабильным периодом в 10 Å, не изменяющимся ни при каких обработках образцов, то по восточному борту впадины — в выполаживающемся раструбе и горизонтально залегающем «пятне», а в верхнераймундском срезе — в полосе, расположенной к юго-востоку от Кенгирской антиклинали, соответствующий компонент представлен сочетанием смешанно-слойного минерала состава гидрослюда-монтмориллонит и чистой фазой собственно монтмориллонитового минерала. Содержание последнего испытывало увеличение как количественно, так и по площади распространения при переходе от нижнего среза (по златоустовскому горизонту — фиг. 83, *а*) к верхнему (по раймундскому горизонту — фиг. 84, *а*).

Сочетание унаследованной обломочной ассоциации, почти лишенной первичных минеральных сростков и не изменяющей своих плотностных особенностей по площади, с типом цементирующего вещества, изменяющемся в соответствии с характером тектонической структуры, говорит, во-первых, о зрелости литокластического терригенного материала, во-вторых, о незначительной степени его эпигенетической переработки в области сноса и, в-третьих, о сильном эпигенетическом изменении пород, отложившихся в пределах собственно Джезказганской впадины, особенно на ее центральных и юго-западных участках. Минеральный состав пород изолированного поля подформации за пределами впадины, как и состав пород, слагающих пологое восточное крыло впадины, можно рассматривать как реликт переотложенного материнского парагенеза, материал которого, в отличие от осадков впадины, не претерпел значительного эпигенеза.

Несколько слов относительно вторичного преобразования пород подформации. Неравномерное эпигенетическое изменение их по площади всей впадины фиксируется не только по различной трансформации первичного набора глинистых минералов, но и по разному преобразованию структур граувакковых пород. Их детальное изучение позволило

констатировать постепенный переход от слабо измененных обломочных структур с начальной конформацией и регенерацией зерен, свойственных породам северо-восточной части впадины, к сильно преобразованным мозаичным структурам со сложноконформным сочленением зерен, характерным для пород центральных и юго-восточных участков впадины, и далее к наиболее интенсивно преобразованным метаконформным структурам с начально-шиповидным сопряжением терригенных зерен, наблюдаемым в сильно дислоцированных породах юго-западной части впадины. Среди интерстиционных промежутков пород последней зоны появляются дендритовидные агрегаты титанита, пренита и эпидота, свидетельствующие о сильном эпигенетическом изменении пород, свойственном по меньшей мере зоне раннего метагенеза.

В соответствии с методикой изучения минерального парагенеза, предусматривающей выяснение взаимосвязи между его компонентами, в породах пестроцветной подформации проведено сравнительное изучение глинистых минералов, выделенных из терригенных обломков песчаников с наборами глинистых минералов, характеризующими аргиллиты и цементирующее вещество граувакк. Метод сепарации первых описан в соответствующем разделе главы, посвященной карбоновым граувакк Караганды.

В отличие от карагандинских наборов глинистых минералов, в которых отмечались как общие признаки, так и индивидуальные отличия, возникавшие в ассоциациях глинистых минералов на ранних стадиях образования пород, сравнительное изучение глинистых минералов из цемента песчаников и их терригенных зерен в Джезказгане улавливает лишь признаки, характерные для наиболее поздних процессов эпигенетического преобразования пород. Дифрактограммы глинистых минералов, выделенных из обломков пород в песчаниках, были представлены на фиг. 80, *б*. Обращает на себя внимание их качественная однородность. Всюду ассоциация представлена двумя минералами: гидрослюдой и хлоритом с устойчивыми базальными рефлексами с $d = 10$ Å и 14 Å, практически не изменяющимися после насыщения образцов глицерином и прокаливания при $t = 550°$. При переходе от ассоциаций северо-восточных участков впадины к ассоциациям ее юго-западных районов происходит лишь постепенное увеличение содержания обоих минералов, о чем свидетельствует соответствующее возрастание интенсивностей их базальных рефлексов, отмечаемое на упомянутых дифрактограммах.

Приходится констатировать, что невзирая на общее постоянство плотностных свойств терригенных зерен граувакк, по крайней мере части их, при переходе от северо-востока к юго-западу впадины имеет место начальная перекристаллизация вещества обломков, превращающая их стекловатый базис в более или менее зернисто-чешуйчатый (как бы пропилитизированный) агрегат халцедона, гидрослюды и хлорита. Такой характер преобразования зерен эффузивных обломков фиксировался и при микроскопическом описании пород соответствующих участков впадины.

Если сравнить дифрактограммы ассоциаций глинистых минералов, выделенных из терригенных зерен и цемента (см. фиг. 80, *а, б*), то можно констатировать следующую особенность: на северо-восточном участке впадины и за ее пределами имеется резкое различие между двумя указанными ассоциациями, из которых первая представлена гидрослюдой и хлоритом, а вторая — монтмориллонитом, смешанно-слойной фазой и реликтами хлорита. При движении на юго-запад различие в составе ассоциации постепенно сглаживается, вплоть до полного выравнивания на крайнем юго-западном участке, где цемент и терригенные обломки представлены единой ассоциацией из гидрослюды и хлори-

та (см. фиг. 80, *а, б*). Совершенно очевидно, что такое выравнивание происходит в случае, когда порода теряет свое структурное разделение на обломочное и цементирующее вещество, присущее стадии эпигенеза, приобретая признаки общей гомогенизации, свойственной метагенетической стадии.

Сведения о различных преобразованиях структур и минеральных компонентов пород, а также о появлении некоторых новообразований свидетельствует о том, что в породах пестроцветной подформации, выполняющей Джезказганскую впадину, имеет место *горизонтальный ряд перехода от низов зоны начального эпигенеза* (*на северо-востоке*) *через зону глубинного эпигенеза на большей части впадины до верхов зоны раннего метагенеза* (*на юго-западе*).

Интересно отметить, что относительно небольшая мощность свиты (около 600 *м*), не способствовала формированию в ней вертикальной эпигенетической зональности. Поэтому в любой точке впадины весь комплекс пород находится на одном и том же уровне эпигенетического преобразования. И не случайно, что минералого-петрографическая характеристика пород подформации, составленная на основании изучения разреза на центральном и северном участках впадины (по кернам скв. 99 и 825), показала удивительное постоянство минерального парагенеза и почти полное отсутствие в разрезе направленного преобразования граувакк.

В заключение отметим, что в минеральном парагенезе пород джезказганской свиты вырисовываются две совокупности структурно-минералогических связей. Одна из них определяется унаследованным характером обломочного скелета пород от осадочно-обломочного парагенеза материнских образований. Она определила зрелый состав обломочной ассоциации, отсутствие в нем первичных минеральных сростков, тяготение большинства зерен обломков пород к наиболее мелким фракциям и, наконец, сопряжение всех обломочных компонентов с дисперсными минералами, представленными гидроокислами железа и глинистыми минералами монтмориллонитового ряда. Эта совокупность связей литокластического происхождения проявляется особенно ярко на участках наименьшего эпигенетического преобразования пород.

Другая совокупность структурно-минералогических связей определяется наиболее поздними — метагенетическими процессами, стирающими все особенности пород, возникшие на ранних стадиях их формирования. Естественно, наиболее полно эта категория связей проявляется в более преобразованных породах, находящихся на начальной стадии их метагенетической гомогенизации.

Совокупность указанных структурно-минералогических особенностей позволяет рассматривать весь минеральный парагенез пестроцветной подформации в качестве *литокласто-метагенного стадийного парагенеза.*

Заключение

Граувакки меденосной формации Джезказгана представлены единым типом минерального парагенеза, сформированного в результате переотложения главным образом девонских аркозово-вулканогенных пород жаксыконской серии, развитой на Джезказган-Тенизском водоразделе. Обломочный материал, поступавший за счет разрушения горной страны, переносился во впадину системой речных потоков плащевого типа. Аллювиальный плащ пересекал узкую полосу приморской равнины и быстро разгружался в условиях подводной дельты, формируя во впадине крупные серии косо наслоенных песчаников, окруженных в пространстве шлейфом более мелкозернистых осадков типа кос, пересыпей, лагун и др. Важно подчеркнуть наличие полосы пересыпей кос и лагун не

только по флангам дельтового потока, но и впереди фронтальной стороны подводной дельты. Последнее доказывается как непосредственным наблюдением фронтального перехода фации дельтовых выносов в фацию пересыпей и кос (см. фиг. 67, 68), так и анализом соотношений фаций в регрессивных и трансгрессивных рядах циклов. Так, в периоды локальных трансгрессий моря трансгрессивные части циклов в средней и особенно в верхних частях разреза пестроцветной подформации представлены не морскими слоями (как в низах свиты), а тонкозернистыми осадками заливно-лагунного побережья. Это показывает наличие широкой полосы заливов и лагун, располагавшейся непосредственно между подводной дельтой и собственно морскими отложениями.

Многократные ингрессии моря в период формирования нижней половины подформации определили паралитический характер ее разреза.

В период формирования верхней половины пестроцветной и самых низов красноцветной подформации на территории впадины шло образование континентально-дельтового комплекса, сменившееся в позднежиделисайскую эпоху чисто континентальными, пролювиально-такырными накоплениями. Таким образом, верхняя часть формации образована циклами, приобретающими по мере движения снизу вверх по разрезу все более и более лимнический характер. Одновременно с этапами регрессивного развития Джезказганского бассейна изменялась и климатическая обстановка во впадине: от гумидной с начальными признаками аридизации в таскудукское время к семиаридной обстановке в позднеджезказганское и в начале жиделисайского времени и далее к собственно аридному климату позднежиделисайского времени.

Палеогеографические условия, господствовавшие во впадине на протяжении почти всего среднего карбона и время поступления терригенного материала, обогащенного рудным веществом, связанным с размывом в области источников сноса верхнедевонских рудосодержащих песчаников (кстати, обнаруживающих там и поныне реликтовое медное оруденение), предопределили локализацию Джезказганского месторождения на определенном уровне разреза формации и в определенной части площади соответствующей впадины. Более детальные условия формирования пластовых залежей сульфидной руды рассматриваются в работах В. Д. Шутова и И. П. Дружинина (1963б) и И. П. Дружинина (1967).

Постседиментационные преобразования граувакк меденосной формации тесно связаны с общим характером развития структуры Джезказганской впадины. Из-за небольшой мощности меденосной формации около 1000 *м*, а также незначительных общих прогибаний впадины, связанных с последующим накоплением лишь пермских осадков мощностью не более 500 *м*, вертикальная эпигенетическая зональность в граувакковых породах выражена крайне слабо. Практически на каждом участке впадины породы меденосной формации характеризуются во всем разрезе более или менее одинаковой степенью их вторичного преобразования. Различная степень эпигенетического преобразования пород выявляется не в разрезе, а на площади впадины, что, в свою очередь, связано с различной степенью стрессового уплотнения и общей дислоцированностью разных ее участков. Наиболее дислоцированным и пережатым участком является юго-западная часть впадины, где имеет место сопряжение крупных антиклинальных структур (Кенгирской и Жанайской), сопровождающееся появлением более мелких складок и флексур, а также развитием нарушений дизъюнктивного характера. На указанном участке наблюдается и самое сильное эпигенетическое преобразование граувакк, достигающее уровня раннего метагенеза.

На остальных участках впадины все постседиментационные измене-

ния находятся на уровне глубинного эпигенеза, однако и его уровень не остается постоянным, а последовательно ослабевает при переходе от западного, наиболее крутого, крыла впадины к ее центральной осевой зоне и далее к пологому восточному обрамлению. За пределами собственно Джезказганской мульды, в горизонтально залегающем комплексе пород, образующем обособленное поле к востоку впадины (Талдыбулак), эпигенетическая переработка граувакк минимальна. Породы этого участка могут быть отнесены к самым низам зоны начального эпигенеза. При последующем кратком описании *горизонтального ряда зон эпигенеза* будут отмечены главным образом те его особенности, которые характерны для эпигенеза граувакк литокластического состава, сформировавшихся в условиях наступления аридного климата.

Зона начального эпигенеза представлена очень скудно. К ней относятся породы вышеупомянутого изолированного поля за пределами впадины и самая внешняя часть восточного пологого крыла депрессии. Для этого комплекса отложений, относящегося к самым низам зоны, характерно сохранение обломочных структур песчаников и наличие свободной фазы монтмориллонита как среди основной массы аргиллитов, так и в цементе песчаных пород. Структуры песчаников, отличающиеся изометричным сложением обломочного скелета пород, слабо затронуты начальной общей конформацией и более сильной регенерацией зерен кварца и полевого шпата. Процессы регенерации носят ярко выраженный характер припая, в котором вторичный кварц пор пристраивает свою кристаллическую структуру к обломочному ядру минерала на очень ограниченном участке контакта, к тому же защищенного распушенной каемкой из гидроокислов железа или оболочкой из монтмориллонитового минерала. Наряду с чистым монтмориллонитом присутствует смешанно-слойная фаза монтмориллонита и гидрослюды. Генетически она тесно связана с монтмориллонитовым компонентом и представляет собой промежуточное звено в формировании собственно гидрослюдистого минерала, широко развитого в следующей зоне глубинного эпигенеза. Для пород зоны начального эпигенеза крайне характерно почти полное отсутствие хлоритового компонента. Это стоит в прямой связи с красноцветностью пород и зрелым (литокластическим) типом их обломочной ассоциации, в которой первоначально не было неустойчивых фемических компонентов, определяющих интенсивное развитие в эпигенезе процессов внутрислойного растворения, поставляющего, в свою очередь, соответствующий материал для синтеза аутигенных хлоритов. Мобилизация этого материала осуществлялась намного позднее, в следующей зоне глубинного эпигенеза, где в породах началось массовое конформное растворение, распространившееся и на относительно стабильные компоненты фемического характера.

В зоне глубинного эпигенеза наиболее типичными процессами были конформное растворение всех обломочных компонентов и формирование в песчаниках сложных структур мозаичного типа. Следует отметить, что в мозаичных структурах песчаников отмечаются не только конформные, но и регенерационные сочленения зерен. Однако последние распространены незначительно. И хотя общее количество регенерированных зерен выше, чем в граувакках петрогенного состава, регенерационный процесс в целом явно подавлен более широким развитием конформного растворения. Объясняется это двумя обстоятельствами: во-первых, преобладанием среди терригенных компонентов обломков эффузивных и скрытокристаллических пород, которые не способствовали регенерационному новообразованию кварца и полевых шпатов, а приводили к появлению их обособленных кристаллов, образующих друзовидные скопления по периферии поровых участков; во-вторых, стадийным характером конформного растворения, которое

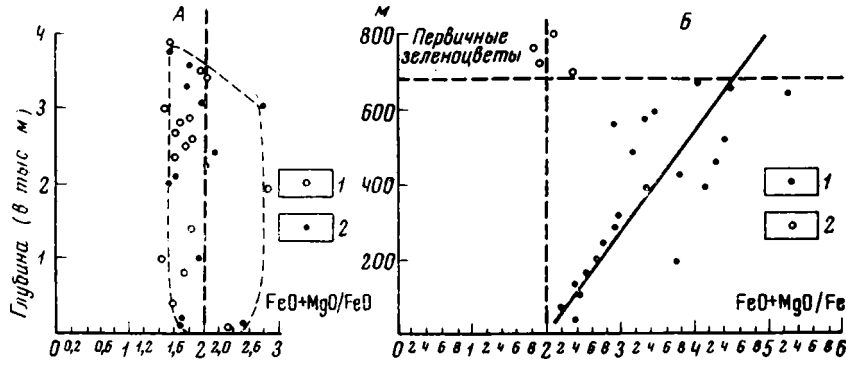
сменяло во времени регенерационное разрастание значительной части терригенных кварца и полевого шпата. Это связано не с действием вертикальной нагрузки, а с длительными стрессовыми напряжениями, возникшими при дислокационном уплотнении и соответствующем течении вещества породы. В таких условиях большинство регенерационных каемок, возникших на зернах кварца и полевого шпата в более ранние стадии глубинного эпигенеза, уничтожались последующими процессами непрерывно развивавшейся конформации. Об этом свидетельствуют реликты регенерационных оболочек, срезаемые более поздними поверхностями конформного растворения зерен.

О сильных стрессовых напряжениях, имевших место внутри пород в длительные периоды после массового регенерационного разрастания кварца и полевого шпата, свидетельствуют системы челночных или субпараллельных залеченных кремнекислотой микротрещинок типа «полосок Бёма», развитых на зернах главным образом обломочного кварца. Характерно, что каждая система таких микротрещинок локализуется всегда в пределах только одного зерна кварца, переходят из его обломочного ядра в уцелевшие регенерационные оболочки. Последнее обстоятельство хорошо подчеркивает позднее (пострегенерационное) формирование микротрещинок, связанное с очень длительным действием стресса, столь характерного для глубинного эпигенеза пород Джезказганской впадины.

В зоне глубинного эпигенеза происходит окончательное формирование стрессовой ассоциации глинистых минералов, в состав которой входят гидрослюда и хлорит. Следует отметить, что в верхах зоны присутствуют и другие минералы метастабильной природы, в частности смешанно-слойная неупорядоченная фаза гидрослюды-монтмориллонита, которая к низам зоны полностью исчезает, трансформируясь в устойчивые фазы гидрослюды и хлорита. Последние два минерала принимают участие в формировании сложных эпигенетических структур песчаных пород и аргиллитов. Однако структурообразующая роль этих минералов различна. Гидрослюда легко формируется по периферии всех терригенных компонентов, в том числе на контактах между конформно растворяющимися зернами, в то время как хлорит выжимается из таких участков и активно нагнетается во все смежные пространства структуры (крупные поры пород и мельчайшие трещинки в обломочных зернах), не испытывающие к этому моменту сдавливающих усилий.

Многократные перемещения в породе хлористого минерала сопровождались непрерывной его перекристаллизаций. Как показал В. И. Муравьев (см. стр. 319) в ходе такой перекристаллизации хлориты изменяют состав своих катионов, отражая эволюцию элементов, поступающих в баланс аутигенного минералообразования за счет конформного растворения терригенных зерен. Естественно, что в ранние этапы эпигенеза растворялись менее стойкие железистые минералы и обломки пород, в то время как в последующие этапы растворялись более устойчивые железисто-магнезиальные компоненты. В соответствии с этим в разрезе Каратауского комплекса Мангышлака, детально изученного В. И. Муравьевым, с глубиной наблюдается непрерывное увеличение общей магнезиальности всех хлоритовых минералов.

Аналогичный процесс имеет место и в породах джезказганского разреза, в пределах зоны глубинного эпигенеза. Наиболее четко он фиксируется в хлоритовых минералах, слагающих алевролитовые и аргиллитовые породы. Коллоидная фракция указанных пород, состоящая, по данным рентгеноструктурного анализа, из гидрослюды и хлорита, обнаруживает отчетливую тенденцию к постепенному увеличению общей магнезиальности хлорита $\left(\frac{FeO+MgO}{FeO}\right)$ по мере движения сверху вниз



Фиг. 85. Изменение железистости глинистых минералов по разрезу различных формаций

А — изменение железистости глинистых минералов в разрезе угленосной формации Караганды: 1 — глинистые минералы в составе основной массы аргиллитов, *2* — глинистые минералы в составе цемента граувакк. *Б — изменение железистости глинистых минералов в разрезе меденосной толщи Джезказгана: 1* — глинистые минералы красноцветных аргиллитов и алевролитов, *2* — глинистые минералы первичнозеленоцветных аргиллитов (таскудукский горизонт)

по разрезу (фиг. 85, *б*). Обращает на себя внимание, что пределы колебания общей магнезиальности от 2,2 до 5,2 почти те же, что и в разрезе Каратауского комплекса Мангышлака (от 2 до 6).

Направленное увеличение общей магнезиальности хлоритов в Джезказгане резко обрывается и падает до начального значения этой величины в самых низах разреза, соответствующих породам таскудукского горизонта (фиг. 85, *б*). Для понимания этой аномалии важно отметить, что аргиллиты указанного горизонта представляют собой первичнозеленоцветные породы, сформированные в гумидной обстановке, осложненной только самыми начальными признаками общей аридизации. Интересно отметить, что и среди аргиллитов разреза карагандинских граувакк, сформировавшихся также в гумидных условиях с периодическими признаками начального этапа аридизации, общая магнезиальность хлоритов остается на одном и том же уровне, как и в породах таскудукского горизонта (фиг. 85, *а*). Приходится констатировать определенную зависимость между климатическими условиями накопления граувакк и характером эволюции их глинистых минералов (в частности, хлоритов), происходящей в эпигенетическую стадию развития.

В песчано-аргиллитовых породах, сформировавшихся при гумидном климате (лишь с признаками начала аридизации), хлоритовые минералы соответствующих пород не изменяют в эпигенезе своего первичного состава; их постседиментационная перекристаллизация носит типичный автоэпигенетический характер (карбоновые граувакки Карагандинского бассейна и граувакки таскудукского горизонта Джезказгана). Наоборот, в пестроцветных песчаниках и аргиллитах, сформировавшихся при наступлении аридного климата, хлоритовые минералы испытывают в эпигенезе направленное изменение катионного состава с последовательным увеличением доли магния и снижением доли железа; их постседиментационная перекристаллизация носит типичный характер эпигенетического процесса с привносом вещества, заимствованного из местных ресурсов вмещающей или смежной породы (пермские и триасовые граувакки Мангышлака и среднекарбоновые граувакки Джезказгана выше таскудукского горизонта). Механизм такой зависимости достаточно ясен. Гумидные толщи образуются в условиях избытка органического

углерода, в среде формирования поликатионного комплекса диагенетических карбонатов. Широкое развитие получают анкерит и сидерит.

Эпигенетическая перекристаллизация указанных карбонатов сопровождается легким усвоением дополнительных количеств железа и магния, поступающих в различных соотношениях в интерстиционные воды пород за счет внутрислойного или конформного растворения обломочных зерен. Поликатионные карбонаты являются, таким образом, своеобразным буфером между средой породы и комплексом глинистых минералов (в частности, хлорита), испытывающих в эпигенезе непрерывную перекристаллизацию.

Терригенные толщи аридного климата осаждались в обстановке дефицита органического вещества, в среде формирования чистого кальцита, а не поликатионных карбонатов. Кальцит в процессе эпигенеза не ассимилирует железа и магния, поступающих в баланс аутигенного минералообразования за счет внутрислойного и конформного растворения обломочных компонентов. Возможность замещения в нем кальция магнием и железом очень ограничена, поэтому кальций не может выполнять роли буфера между средой и комплексом глинистых минералов, испытывающих эпигенетическую перекристаллизацию. Таким образом, в аридных толщах весь эпигенетический подток Fe и Mg ассимилируется хлоритовым минералом, что и является причиной направленного изменения его катионного состава по мере погружения в более глубокие зоны.

Зона раннего метагенеза развита на ограниченном участке в юго-западной части Джезказганской впадины. Для нее характерно прежде всего усложнение структур главным образом песчаных пород. Оно идет за счет как начальной перекристаллизации периферийных участков терригенных зерен и формирования шиповидных и начально-бластово-грануляционных структур, так и продолжающихся процессов растворения обломочных зерен под давлением с формированием сложномозаичных метаконформных структур. От простых структур конформации их отличает интенсивность пострегенерационного растворения, стимулирующейся внутренней раскристаллизацией обломков пород в чешуйчато-зернистые агрегаты гидрослюды, хлорита и халцедона. Одновременно с интенсивным растворением ранее регенерированных зерен идет массовая деформация кристаллической структуры обломочных минералов с образованием в них системы субпараллельных или челночных микротрещинок (типа полосок Бёма), рассекающих одновременно обломочные ядра минералов и реликты их регенерационных оболочек. В реликто-поровых участках появляются новообразованные дендритовидные агрегаты титанита, пренита и эпидота — минералов-индикаторов зоны метагенеза.

Вся зона метагенеза изобилует крупными трещинами как секущего, так и внутрипластового характера, которые тщательно залечены кварцем и кальцитом. Наряду с основными жилообразующими минералами часто появляются более второстепенные компоненты из числа сульфатных, глинистых и рудных минералов. Характерной особенностью акцессорных минералов жил является прямое наследование их ассоциации от соответствующего комплекса минералов во вмещающих породах. В целом это хорошо подчеркивает метагенетическое происхождение жильного выполнения с заимствованием вещества из вмещающих пород.

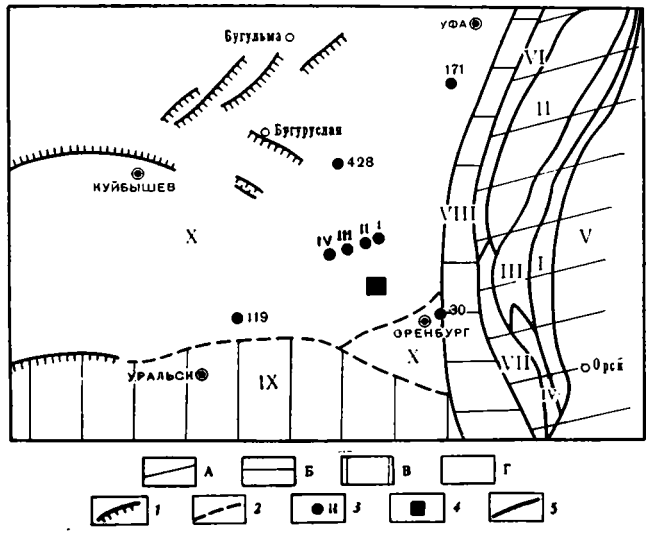
ГРАУВАККИ КРАСНОЦВЕТНОЙ ФОРМАЦИИ ОРЕНБУРГСКОГО ПРИУРАЛЬЯ

Красноцветные верхнепермские отложения на территории Оренбургского Приуралья, за исключением зоны складчатого Урала, распространены повсеместно и играют существенную роль в строении палеозойского структурного этажа. В пределах Предуральского прогиба верхнепермские отложения представляют собой красноцветные осадки паралической молассовой формации предгорного типа. Они образуют крупные складки и куполовидные асимметричные структуры, часто осложненные диапировыми ядрами и дизъюнктивными нарушениями. Мощность отложений в центральной, наиболее погруженной, части прогиба достигает 3000 *м*.

На юго-восточной окраине Русской платформы верхнепермские отложения обнажаются на водоразделах и в долинах рек Урала, Сакмары, Салмыша и их притоков, а также вскрыты скважинами. Они представлены сероцветными и красноцветными терригенными, терригенно-карбонатными осадками платформенного характера. Складки, развитые в них, отличаются небольшой амплитудой и пологими крыльями. Типичные соляные купола здесь отсутствуют. Мощность не превышает 500—600 *м*.

Изучение верхнепермской красноцветной формации проводилось на территории Оренбургской области, в основном в ее платформенной части, а также в самой западной краевой части Предуральского прогиба. Положение изученных разрезов, а также схема геотектонического районирования Оренбургского Приуралья показаны на фиг. 86.

Стратиграфическое подразделение верхнепермских отложений Орен-



Фиг. 86. Схема геотектонического районирования Оренбургского Приуралья с указанием точек изученных разрезов

А — Урал (I—VII): I — антиклинорий Уралтау, II — Башкирский антиклинорий, III — Зилаирский синклинорий, IV — Сакмарский антиклинорий, V — зона складчатых структур восточного склона Урала, VI — зона глыбовых нарушений западного склона, VII — зона линейных складок западного склона; *Б* — Предуральский краевой прогиб (VIII); *В* — Прикаспийская синеклиза (IX); *Г* — юго-восточный склон Русской платформы (X)

1 — флексуры; *2* — разломы недифференцированные, выявленные; *3* — местоположение изученных скважин; *4* — группа скважин в районе пос. Горный; *5* — границы зон Урала

бургского Приуралья в соответствии с унифицированной схемой, разработанной в 1956 г. на совещании по унификации стратиграфических схем Урала и утвержденной Межведомственным стратиграфическим комитетом в 1960 г. (Решения.., 1961), приведено в табл. 35. Верхнепермский отдел подразделяется на два яруса: казанский и татарский. За уфимскими отложениями признано самостоятельное возрастное значение, однако в связи с отсутствием четкой палеонтологической характеристики уфимские отложения рассматриваются как свита в составе верхнепермских отложений, а не как ярус.

Для детального литолого-фациального и минералогического изучения верхнепермских отложений были выбраны разрезы скважин 1—4 (см. фиг. 86) Белозер-Сорочинского профиля. Эти скважины вскрыли верхнепермские отложения в объеме уфимской свиты, казанского яруса, сокской и большекинельской свит нижнетатарского подъяруса. Также использован материал по скв. 30 (Неженка) и по скважинам, пробуренным в 1960 г. в районе пос. Горный тематической партией Свердловского Горного института, которые охарактеризовали керном в основ-

Таблица 35

Схема стратиграфического расчленения красноцветной формации Оренбургского Приуралья

Система	Отдел	Ярус	Подъярус	Свита	Формация	Подформация	Комплекс	Литолого-фациальная характеристика комплекса	Минералого-петрографическая характеристика комплекса	
Пермская	Верхний	Татарский	Нижний	Большекинельская	Красноцветная, карбонатно-терригенная	Континентальная	Верхнебольшекинельский	Терригенный аллювиально-дельтовый	Полевошпат-кварцевые граувакки	Фельзит-альбитофировые граувакки
							Нижнебольшекинельский	Терригенно-карбонатный опресненных лагун		
				Сокская			Сокский	Терригенно-хемогенный засоленных лагун		
		Казанский	Верхний	Переходная		Паралическая	Верхнеказанский	Карбонатно-терригенный засоленных лагун		Диабазово-спилитовые граувакки
				Сосновская						
				Гидрохимическая						
			Нижний				Нижнеказанский	Терригенно-карбонатный морской		
				Уфимская свита			Уфимский	Преимущественно терригенный засоленных лагун		
	Нижний	Кунгурский			Соленосная					

ном большекинельскую свиту. Кроме того, в работе использованы данные по ранее изученному разрезу верхнепермских отложений Вязовского оврага (Ботвинкина и др., 1963).

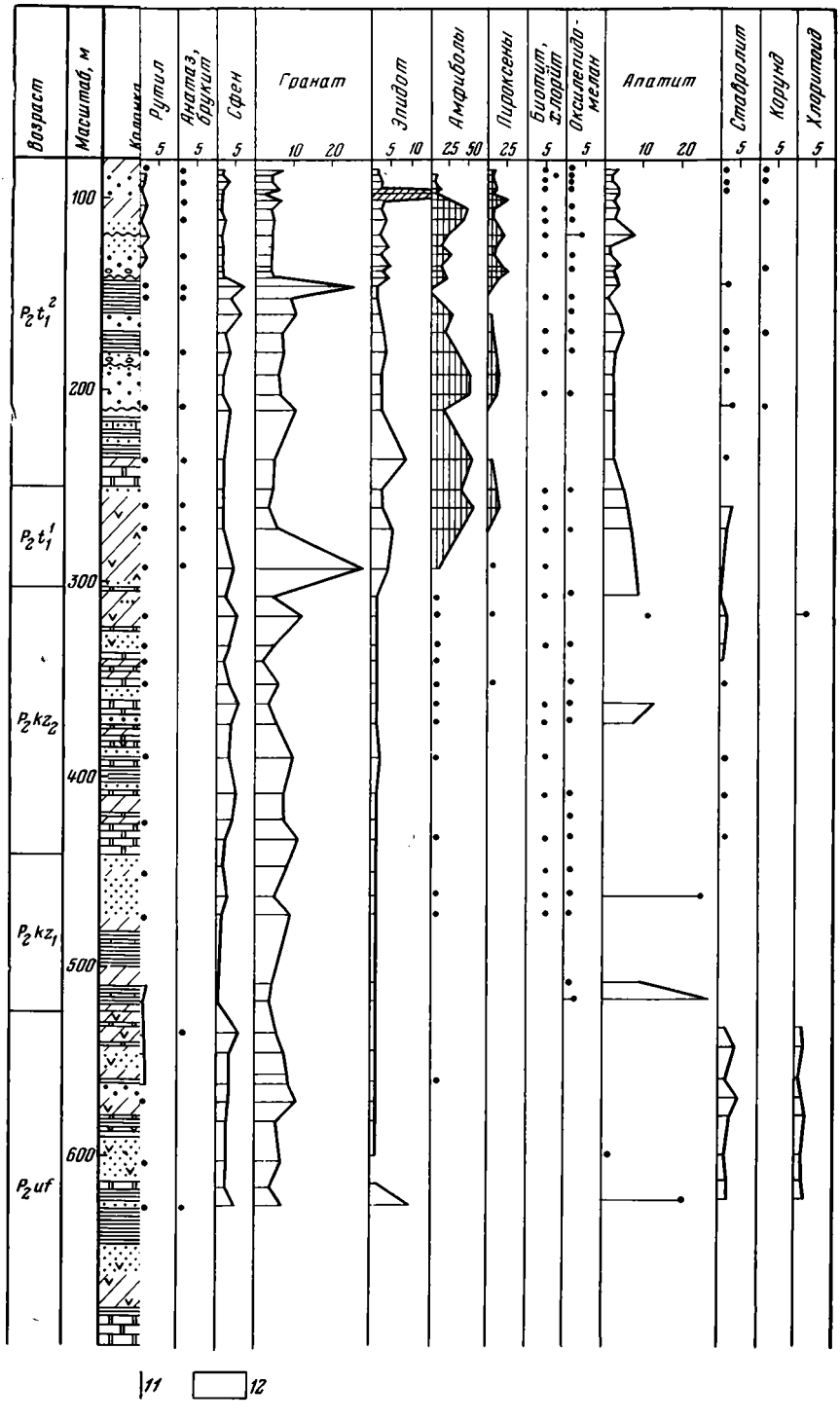
В разрезе верхнепермской красноцветной формации довольно четко выделяется ряд литолого-фациальных комплексов, каждый из которых характеризуется набором определенных типов пород, их фациальной характеристикой, особенностями минералого-петрографического состава терригенных компонентов. Границы таких литолого-фациальных комплексов, как правило, совпадают со стратиграфическими границами — с границами ярусов и подъярусов. Всего в разрезе формации выделено шесть литолого-фациальных комплексов, с известной долей условности объединенных в две подформации: паралическую и континентальную (табл. 35).

Паралическая подформация охватывает основную часть разреза верхнепермских отложений — уфимскую свиту и казанский ярус. По литолого-фациальным особенностям она подразделяется на три комплекса (снизу вверх): 1) уфимский красноцветный преимущественно терригенный лагунный комплекс; 2) нижнеказанский терригенно-карбонатный морской комплекс; 3) верхнеказанский карбонатно-терригенный комплекс засоленных лагун. Общая мощность подформации составляет 300—320 *м* в платформенной части и увеличивается до 2000—4000 *м* в Предуральском прогибе.

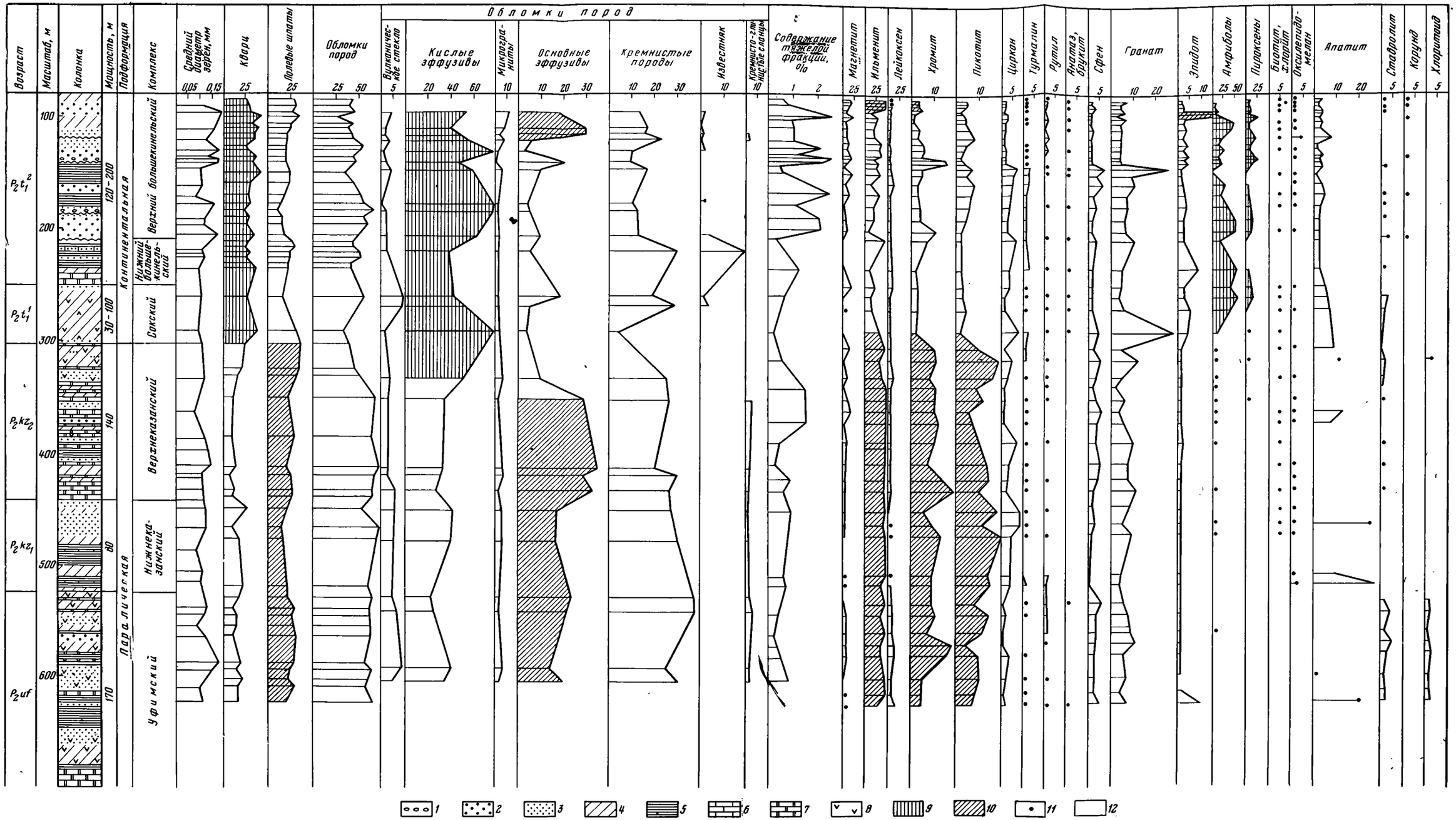
Континентальная подформация в изученном районе объединяет сокскую и большекинельскую свиты татарского яруса. Так же, как нижележащая паралическая подформация, она расчленяется на три самостоятельных литологических комплекса: 1) красноцветный терригенно-хемогенный засоленных лагун, соответствующий приблизительно сокской свите; 2) красноцветный терригенно-карбонатный опресненных лагун — нижняя половина большекинельской свиты; 3) красноцветный аллювиально-дельтовый, соответствующий верхней половине большекинельской свиты.

Нельзя не отметить, что сокский лагунный комплекс довольно близок к верхнеказанскому комплексу, завершающему разрез паралической подформации. Разобщение серии генетически близких терригенных осадков, формировавшихся в обстановках засолоняющихся лагун с непрерывной интенсивной сульфатно-доломитовой седиментацией, на два самостоятельных комплекса, принадлежащих к тому же к различным формационным подразделениям, несомненно, в известной степени условно. Однако имеются причины, делающие это расчленение целесообразным.

Конец казанского времени ознаменовался для значительной части территории Оренбургского Приуралья существенными поднятиями, обусловившими полную потерю связи изолированных засолонявшихся водоемов с морским бассейном. Региональные поднятия этого периода нередко фиксируются в виде явственных следов размыва и перерыва в осадконакоплении на границе верхнеказанского и сокского комплексов. Перерыв в осадконакоплении между казанским и татарским ярусами в Среднем Поволжье отмечал Н. Н. Форш (1951, 1955), в Куйбышевско-Оренбургском Заволжье — В. И. Рачитский (1958), в Актюбинском и Оренбургском Приуралье — В. А. Гаряинов (1959, 1961). Потеря связи с открытым морским бассейном обусловливает почти полное исчезновение из разреза сероцветных пород и стойкое повсеместное распространение, начиная с сокского времени, преимущественно красноцветных отложений. Наконец, структурно-палеогеографические изменения в районе нашли свое отражение и в заметном изменении обломочного материала, который в песчаниках континентальной подформации приобретает более «кислый» состав: большее содержание обломков кислых эффузивов и повышение содержания кварца (фиг. 87, 88).


Возраст
Масштаб, м
Колонка
Рутил
Анатаз, брукит
Сфен
Гранат
Эпидот
Амфиболы
Пироксены
Биотит, хлорит
Окиленидо-мелан
Апатит
Ставролит
Корунд
Хлоритоид
5
10
20
25
50
100
200
300
400
500
600
$P_2t_1^2$
$P_2t_1^1$
P_2kz_2
P_2kz_1
P_2uf
11
12

Граувакки



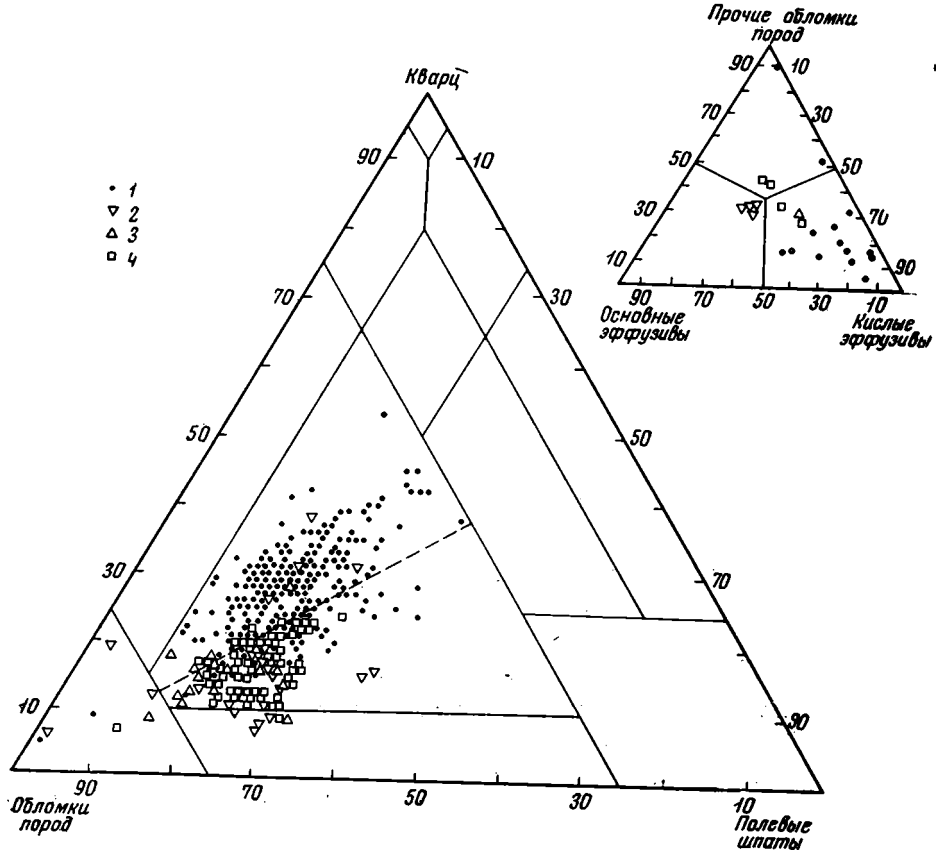
Фиг. 87. Литолого-петрографическая характеристика песчаников красноцветной формации

1 — конгломераты; *2* — песчаники крупно- и среднезернистые; *3* — песчаники мелко- и тонкозернистые; *4* — алевролиты; *5* — глины; *6* — известняки; *7* — доломиты; *8* — гипс; *9* — фельзито-альбитофировые граувакки; *10* — диабазо-спилитовые граувакки; *11* — точки содержания компонента < 1%; *12* — компоненты с примерно одинаковым распространением в разных типах граувакк

Граувакки

Верхнепермская красноцветная формация Оренбургского Приуралья представлена породами самых разнообразных фаций — от континентальных до морских. Разнообразие генетических типов отложений обусловлено большим разнообразием обстановок седиментации, неоднократно менявшихся. Изменение условий формирования верхнепермской красноцветной формации определялось, с одной стороны, тектоническими причинами — верхнепалеозойским тектогенезом на Урале, который носил характер периодических воздыманий, продвигавшихся с востока на запад, в результате чего происходили миграция Предуральского прогиба к западу и постепенное продвижение области накопления осадков с востока на запад, а с другой — периодическим изменением общих условий седиментации внутри области накопления верхнепермских отложений.

Морские осадки сакмаро-артинского времени сменились лагунными отложениями кунгура, среди которого резко преобладают гипсы, ангидриты, соль и гипсоносные доломиты. Однако бассейн в это время не утратил еще окончательно связи с открытым морем, о чем говорит наличие прослоев морских отложений, имеющих, правда, резко подчиненное значение. В уфимское время связь с морем, очевидно, прекратилась; установилась обстановка накопления терригенно-карбонатных осадков засоленных лагун (озер) и дельтовых отложений. Таким образом, толщу пород уфимского времени следует рассматривать как ком-



Фиг. 88. Диаграмма состава песчаных пород верхнепермской красноцветной формации

1 — породы континентальной подформации; *2—4* — породы паралической подформации: *2* — верхнеказанский подъярус, *3* — нижнеказанский подъярус, *4* — уфимская свита

плекс, завершающий раннепермский цикл регрессивного существования бассейна.

Нижнеказанские отложения, образование которых происходило в условиях ингрессии казанского моря, начали новый крупный цикл осадконакопления. В позднеказанское время вновь установился лагунный режим повышенной солености; происходило образование доломитов и гипсов; устойчивой связи с морским бассейном не было. В верхней половине разреза верхнеказанских отложений среди карбонатных пород появляются прослои красноцветов, заметно возрастает роль терригенного материала. Общие условия отложения осадков позднеказанского времени очень близки к тем, которые существовали в кунгуре. Начало татарского времени (сокская свита) характеризовалось установлением своеобразного режима замкнутых лагун (озер) повышенной солености, в которых происходила одновременная садка как хемогенного, так и терригенного материала. Связь с морским бассейном отсутствовала. Общие условия осадконакопления очень близки к господствовавшим в уфимское время.

Большекинельское время отмечалось периодической сменой лагунных и континентальных условий. В лагунах, значительно опресненных, происходила в основном садка терригенного материала, и только в самой нижней части большекинельской свиты в отдельных разрезах присутствуют пласты известняков.

Таким образом, на протяжении всей эпохи формирования верхнепермских отложений происходило повторение сходных условий образования осадков, что связано, очевидно, с крупными тектоническими движениями, создававшими мощные циклы осадконакопления. Один из этих циклов образован сакмаро-артинскими, кунгурскими и уфимскими отложениями, другой — казанскими и нижнетатарскими.

КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ ПОДФОРМАЦИЯ

Континентальная подформация включает сокскую и большекинельскую свиты нижнетатарского подъяруса. Нижняя граница подформации проводится условно по подошве сокской свиты. Режим засоленных водоемов, существовавший в позднеказанское время, сохранялся и в сокское время, когда началось формирование континентальной подформации. Однако наблюдающийся в ряде резрезов эрозионный контакт несогласия с татарскими отложениями в основании сокской свиты, а также смена обломочного материала делают целесообразным проведение границы между паралической и континентальной подформациями именно здесь. Мощность континентальной подформации около 200 *м*.

Литолого-фациальная характеристика

Типы пород. В составе подформации в разном соотношении принимают участие конгломераты, песчаники, алевролиты и аргиллиты.

Конгломераты присутствуют лишь в разрезе верхнего аллювиально-дельтового комплекса и играют ничтожную роль. Они встречаются в виде линз максимальной мощности до 2 *м* среди песчаников фаций русла и подводной дельты. Наиболее мощные прослои конгломератов приурочены к основанию руслового аллювия. Конгломераты состоят из угловатых и угловато-окатанных галек местных пород, в основном известняка и известковистого мергеля, песчаника, глин. Размеры галек 0,5 — 5—6 *см*. Цемент представлен либо песчано-глинистым, либо глинисто-известковистым материалом.

Песчаники наиболее распространены в верхнем аллювиально-

дельтовом комплексе, наименее — в нижнем лагунном, причем для каждого комплекса характерен свой набор генетических типов песчаников.

В разрезе аллювиально-дельтового комплекса преобладают песчаники фации русла. Это красновато- и буровато-серые песчаники, разнозернистые, известковистые, с крупной косой однонаправленной слоистостью, по которой наблюдается грубая ритмическая сортировка материала. Часто слоистость подчеркивается растительным материалом, вокруг которого порода, как правило, обесцвечена. В основании слой содержит гравий и мелкую гальку и грубые обугленные растительные остатки.

Широко распространены песчаники фации поймы. Они бурые и буровато-серые, мелко- и тонкозернистые, известковистые, с мелкой косой однонаправленной, как правило, сходящейся слоистостью. Встречаются прослои с косоволнистой, часто прерывистой горизонтальноволнистой и тонкой горизонтальной слоистостью. Слоистость подчеркивается слабой ритмической сортировкой и глинистым материалом.

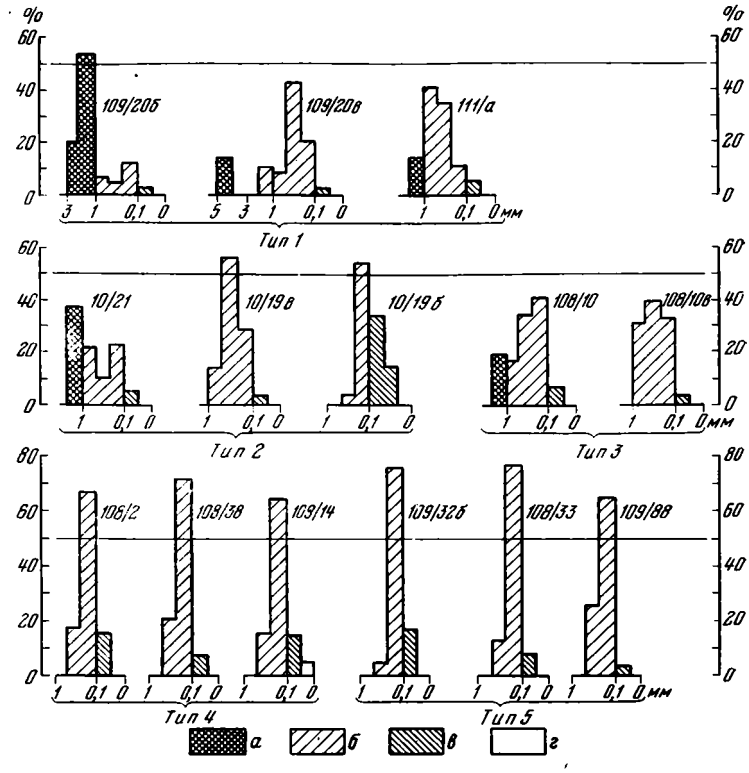
Комплексу свойственны специфические песчаники, имеющие подчиненное значение и относящиеся к фации застойных водоемов. Это красно-бурые пятнистые песчаники, тонкозернистые, известковистые, с комковатой текстурой, очень неоднородные, с тонкими ветвящимися, выполненными глинистым материалом, вертикальными трещинами, которые представляют собой, очевидно, следы корневой системы. Вокруг них порода часто слабо обесцвечена. Местами в песчанике заметны следы первичной горизонтальной слоистости.

Для верхнебольшекинельского комплекса очень характерны, хотя и незначительно распространены, песчаники, залегающие маломощными линзами среди тонкозернистых отложений водоемов. Песчаники обычно разнозернистые, известковистые, включают гравий, иногда мелкую гальку и остатки растений. Слоистость неправильная, неясная, мелкая, косая или пологоволнистая, иногда почти горизонтальная. Эти песчаники, образующие маломощные невыдержанные прослои, значительно более грубозернистые, чем вмещающие породы, образовались, вероятно, за счет кратковременных небольших, но бурных потоков среди осадков мелководья.

Среди песчаников верхнего комплекса резко подчиненное значение имеют озерные песчаники. Это желтовато-серые, мелкозернистые, известковистые песчаники с правильной горизонтальной пачечной слоистостью. Слоистость обусловлена сменой гранулометрического состава и подчеркивается растительным детритом и слюдой. Среди песчаников с правильной горизонтальной слоистостью встречаются прослои с мелкой косо- и пологоволнистой слоистостью типа ряби течения, а также прослои, содержащие глинистые включения неправильной формы. Характерно присутствие пирита, часто окисленного, и также подчеркивающего слоистость. Все вышеописанные типы песчаников присутствуют только в аллювиально-дельтовом комплексе.

Песчаники, образование которых происходило в условиях подводной части дельты, имеют приблизительно одинаковое распространение как в верхнем — аллювиально-дельтовом, так и в среднем — опресненно-лагунном комплексах подформации. Это буровато-серые разнозернистые песчаники, содержащие в основании и в средней части прослои гравелита, реже — конгломерата. Слоистость крупная, косая, резко перекрестная, разнонаправленная, подчеркивается глинистым материалом и растительным детритом. Наблюдается слабая ритмическая сортировка материала. Среди косослоистых песчаников иногда присутствуют прослои более мелкозернистого волнистослоистого песчаника.

Среди песчаных пород лагунного комплекса более распространены песчаники, относящиеся к фации песчано-алевритовых осадков зоны волновой ряби заливно-лагунного побережья. Этот же тип песчаника встре-



Фиг. 89. Гистограммы гранулометрического состава песчаников разных генетических типов

а — гравий; *б* — песок крупно-, средне- и мелкозернистый; *в* — алеврит; *г* — глина. Типы отложений: *1* — речные песчаники и гравелиты, *2* — песчаники континентальных временных потоков, *3* — дельтовые песчаники, *4* — песчаники краевых частей дельт, *5* — морские песчаники

чается и среди отложений верхнего аллювиально-дельтового комплекса. Для этого генетического типа характерно большое структурно-текстурное разнообразие песчаников, обусловленное особенностями гидродинамического режима в зоне заливно-лагунного побережья. Преобладают песчаники серые и буровато-серые, мелко- и тонкозернистые, известковистые, с характерной мелкой волнистой мульдообразной слоистостью типа ряби волнения на мелководье. Слоистость подчеркивается гранулометрической сортировкой материала. Присутствуют также песчаники с мелкой волнистой и прерывистой косоволнистой слоистостью. Характерны следы мелких и крупных ходов бентонных организмов, мелкие текстуры взмучивания и оползания.

В сокском комплексе песчаники имеют резко подчиненное значение. Они присутствуют в верхней половине комплекса в пачке ритмичного переслаивания алевролитов, песчаников и аргиллитов с прослоями розового известкового мергеля и гипса. Песчаники тонко- и мелкозернистые, известковистые, часто с мелкими желваками гипса. Слоистость неправильная горизонтальная и горизонтальноволнистая, иногда пятнисто-горизонтальная за счет расплывчатого послойного обогащения красным глинистым материалом. Слоистость часто нарушена взмучиванием и микрооползневыми процессами.

Т. Н. Соколовой было изучено влияние фациальных обстановок на изменение состава песчаников. С этой целью для песчаников, принадлежащих к разным генетическим типам всей красноцветной форма-

ции, при помощи интеграционного столика Андина (ИСА) был произведен в шлифах подсчет линейным методом зерен разного размера. Были использованы образцы песчаников, отобранных при изучении разреза Вязовского оврага, вскрывшего всю толщу красноцветной формации. При подсчетах выделялись следующие фракции: больше 1,0; 1,0—0,5; 0,5—0,25; 0,25—0,1; 0,1—0,05 и меньше 0,05 *мм*. В некоторых случаях производились более дробные опеределения фракции больше 1,0 *мм*. В обр. 10/19б, в, содержание крупного и мелкого алевролита (0,1—0,05 и 0,05—0,01 *мм*) определялось отдельно. По результатам подсчетов вычислялось процентное содержание фракций. Затем строились кумулятивные кривые, по которым для каждого образца находился медианный размер *Md*, коэффициент сортировки $S_0 = \sqrt{\frac{Q_3}{Q_1}}$ и коэффициент несимметричности $S_к$. Последний не характерен ни для одного типа, вследствие чего не приводится. Полученные гистограммы наглядно отражают специфику гранулометрического состава каждого генетического типа песчаников (фиг. 89).

Принадлежащие к первому типу речные песчаники и гравелиты (обр. 109/20б, в, 111а) характеризуются высоким содержанием фракций и многовершинностью гистограмм. $Md = 0{,}24—1{,}35$ *мм*, т. е. наибольший по сравнению с породами других типов. Сортировка средняя и ниже средней ($S_0 = 1{,}56—2{,}05$). Единичный подсчет аналогичных пород из разреза по р. Сакмаре показал тот же характер гистограмм, что является подтверждением своеобразия механического состава этого генетического типа.

Гистограммы грубо- и крупнозернистых разностей песчаников второго типа, сформированных континентальными временными потоками (обр. 10/21, 10/19б, в), в общем похожи на речные (обр. 10/21), но там, где материал становится тоньше, эти характерные черты несколько сглаживаются. $Md = 0{,}11—0{,}7$ *мм*; $S_0 = 1{,}45—2{,}16$ *мм*.

К третьему типу относятся дельтовые песчаники (обр. 108/10, 108/10 в; $Md = 0{,}155—0{,}37$ *мм*; $S_0 = 1{,}42—1{,}86$). Им свойственны приблизительно равные содержания трех песчаных фракций с незначительным преобладанием средней. Гранулометрический состав дельтовых отложений формировался в обстановке взаимодействия речного и бассейнового динамических факторов. Вероятно, там, где роль их была сравнительно одинаковой, возникали породы подобного типа. При усилении влияния реки возникают осадки, по гранулометрическому составу напоминающие речные (обр. 108/10), при ослаблении его песчаники дельты начинают приближаться к морским (обр. 109/14), резко увеличивается содержание «центральной» фракции и уменьшается — «боковых». Кроме того, зернистость этих пород уменьшается и гистрограмма передвигается вправо (правую сторону слагают уже алевролиты).

Песчаники четвертого типа, сформировавшиеся в краевых частях дельт (обр. 108/2, 108/38, 109/14; $Md = 0{,}164—0.17$ *мм*; $S_0 = 1{,}36—1{,}42$), генетически близки к песчаникам 3-го типа и являются переходными между ними и бассейновыми. Естественно, по механическому составу они становятся все более похожими на морские отложения.

Морские песчаники, приуроченные к нижележащей паралической подформации, образуют большую и легко устанавливаемую группу: их общими отличительными чертами являются мелкозернистость ($Md_{ср} = 0{,}196$ *мм*), хорошая сортировка ($S_{0\,ср} = 1{,}45$), сравнительно хорошая окатанность, присутствие ограниченного количества фракции (три, реже — четыре), резкое преобладание одной из них.

Песчаники пятого типа — типично морские (обр. 109/32б; $Md = 0{,}145$ *мм*; $S_0 = 1{,}36$). Фракция мелкозернистых песков слагает 75% объема обломочной части породы. В незначительном количестве при-

сутствуют фракции среднезернистой размерности, в несколько большем — алевритовой (до 20%).

В шестой тип выделены морские песчаники, переслаивающиеся с более тонкозернистыми породами (обр. 108/33, 109/88; $Md = 0{,}163$—$0{,}214$ *мм*; $S_0 = 1{,}34$—$1{,}41$).

Приведенные примеры иллюстрируют влияние гидродинамического режима на формирование механического состава песчаников исследованного региона. Первичная разнородность обломочного материала и непостоянная гидродинамика реки создавали плохо сортированные осадки. При попадании в обстановку дельты механический состав отложений становился все более упорядоченным и, наконец, в морских условиях хорошо отсортированным. Отложения континентальных временных потоков и бурных протоков на мелководье, по-видимому, проходили такой же путь развития, что и речные отложения.

Алевролиты и аргиллиты известковые и доломитовые, переходящие в мергели, в разрезе подформации наиболее распространены в лагунных комплексах. В аллювиально-дельтовом комплексе они имеют подчиненное значение. Породы этой группы часто образуют между собой гамму постепенных переходов как по содержанию алевритовой и глинистой фракции, так и по степени карбонатности. Описание их целесообразно дать совместно.

Специфические типы для верхнего аллювиально-дельтового комплекса следующие:

1) алевролиты коричневато-бурые, иногда шоколадно-коричневые, известковистые, комковатые, с остатками корней, представляющие собой отложения ископаемых почв и подпочв. Часто содержат известковистые конкреции разнообразной ветвистой формы. Нередко встречаются алевролито-аргиллитовые породы с многочисленными мелкими, тонкими, светлыми известковистыми штрихами, придающими породе специфический облик и представляющими собой, очевидно, остатки тонкой корневой системы растений. Здесь же встречаются извилистые ходы, выполненные песчаным материалом, очевидно, следы червей. Алевролиты этого типа представляют собой отложения либо зарастающего водоема, либо своеобразной подпочвы;

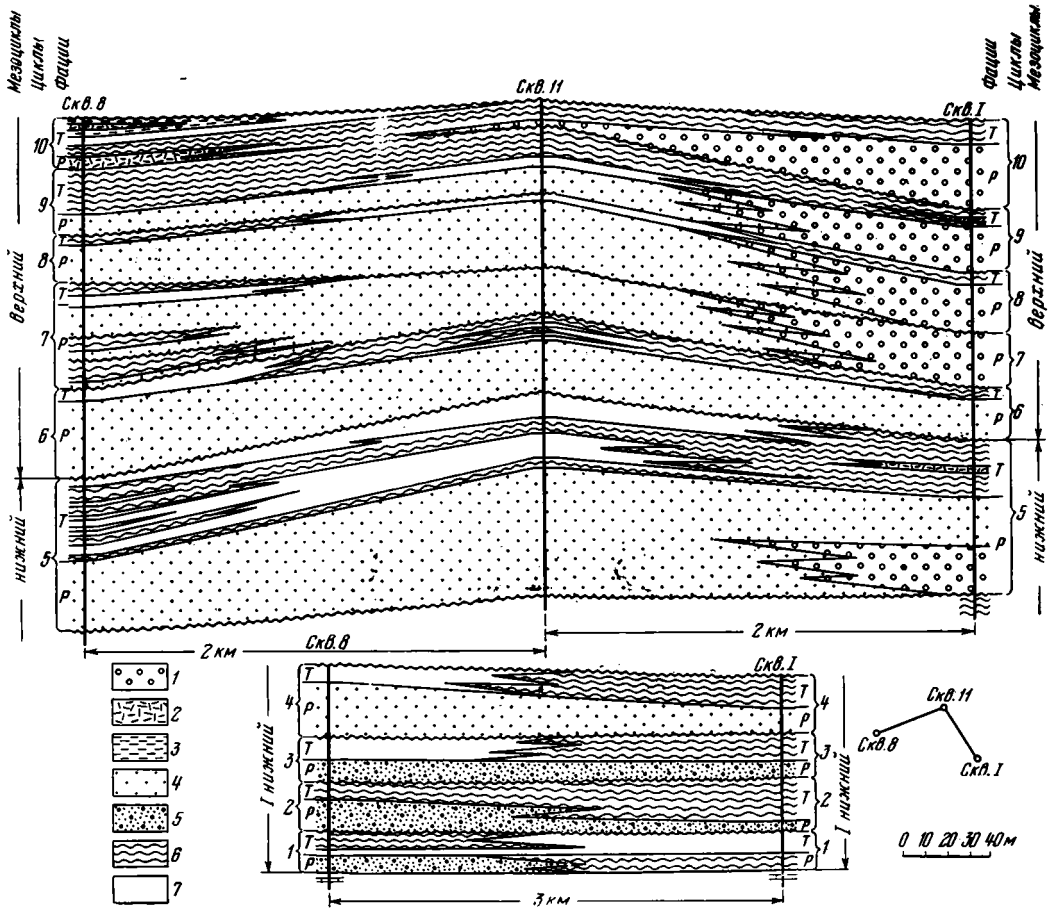
2) алевролиты коричневато-бурые, тонкопереслаивающиеся с подчиненными прослоями аргиллитов и мелкозернистых песчаников. Слоистость мелкая, волнистая, неправильная, образуемая рябью течений и волнений, часто нарушенная мелкими оползаниями и ходами илоедов; часты трещины растрескивания, свидетельствующие о кратковременных стадиях осушения мелководных водоемов.

Для нижне- и верхнебольшекинельских комплексов характерны алевролиты и аргиллиты красно-бурые, изредка серые, горизонтальнослоистые, известковистые, содержащие иногда фауну пелеципод и филлопод и представляющие собой типичные осадки опресненных лагун. Мергели связаны с аргиллито-алевролитовыми породами постепенным переходом и отличаются лишь большей карбонатностью.

Среди пород сокского комплекса развиты в основном красноцветные алевролиты, аргиллиты и мергели, реже песчаники, отличающиеся от вышеописанных отложений тем, что формирование их происходило при существенной засоленности водоемов. Наиболее распространенным типом пород являются красно-бурые доломитовые мергели, глины и алевролиты, комковатые, сильно загипсованные, содержащие большое количество прослоек, а также мелких и крупных конкреций белого, реже розового гипса. Образование пород происходило в довольно спокойных условиях мелководных лагун (озер) повышенной солености, в которых осуществлялась одновременная садка терригенного и хемогенного материала.

Характер стратификации разреза. Все выделенные в разрезе континентальной подформации литогенетические типы, закономерно сменяя друг друга во времени, создают циклическое строение толщи. Сокский подкомплекс, начинающий разрез континентальной подформации, представленный мощной (65—70 *м*) пачкой переслаивания пестроцветных алевролитов, глин, мергелей и гипса, представляет собой единый крупный цикл осадконакопления — мезоцикл. Элементарные циклы, или циклы первого порядка, здесь отсутствуют. Для нижне- и верхнебольшекинельского комплексов характерно наличие элементарных циклов I порядка, которые объединяются в более крупные циклы II порядка, или мезоциклы. Всего в разрезе выделяются 11 элементарных циклов осадконакопления, которые можно объединить в два мезоцикла.

Нижний мезоцикл (I) включает шесть элементарных циклов первого порядка. Регрессивные части элементарных циклов представлены песчаниками фаций пересыпей и подводной части дельты, а в скв. 1, в западной части района, где элементарные циклы в целом носят более бассейновый характер, в строении регрессивных частей принимают участие песчано-алевритовые осадки зоны волновой ряби заливно-лагунного побережья. Трансгрессивные части элементарных циклов



Фиг. 90. Схематическое сопоставление разрезов изученных скважин на площади

Фации: *1* — песчаных осадков русла, *2* — песчано-алеврито-глинистых осадков застойных водоемов, *3* — песчано-алевритовых и глинистых осадков озер, *4* — песчаных осадков подводной части дельты, *5* — песчаных осадков пересыпей, *6* — песчано-алевритовых осадков зоны волновой ряби заливно-лагунного побережья, *7* — глинистых осадков лагун; *T* — трансгрессивный ряд фаций; *P* — регрессивный ряд фаций

составляют глинистые осадки лагун и песчано-глинистые осадки зоны волновой ряби заливно-лагунного побережья. В целом весь нижний мезоцикл по преобладанию в нем осадков дельтовой и заливно-лагунной фаций может быть назван дельтово-лагунным циклом. Мощность мезоцикла 80—115 *м*, мощность элементарных циклов изменяется от 5 до 32 *м*, составляя в среднем 8—16 *м*. Верхняя граница мезоцикла довольно уверенно отбивается по шестому элементарному циклу, который имеет специфическое строение и отчетливо прослеживается по всем скважинам.

Верхний мезоцикл (II) по сравнению с нижним характеризуется несколько иным фациальным составом. Регрессивные части элементарных циклов первого порядка представлены фациями дельты, русла и отложениями застойных и зарастающих водоемов. Последние часто завершаются образованиями типа подпочвы и приурочены в основном к верхней части мезоцикла. В строении трансгрессивных частей элементарных циклов наряду с глинистыми осадками лагун значительную роль играют песчано-алевритовые осадки зоны волновой ряби лагун и заливов, которые являются значительно более мелководными, чем осадки той же фации, слагающие трансгрессивные ряды нижнего мезоцикла. Отложения верхнего мезоцикла — настоящие красноцветы, сероцветные прослои — встречаются исключительно редко. По своей фациальной природе эти красноцветы значительно более «континентальны», чем отложения нижнего мезоцикла. В целом мезоцикл может быть охарактеризован как аллювиальный. Мощность II мезоцикла около 66 *м*, мощности элементарных циклов 6—18 *м*. Интересно подчеркнуть резкое изменение ассоциаций акцессорных минералов на границе I и II мезоциклов. Для пород I мезоцикла характерна ассоциация гранатов, цирконов, сфена, турмалина, амфиболов и пироксенов, для пород II мезоцикла — амфиболов, пироксенов.

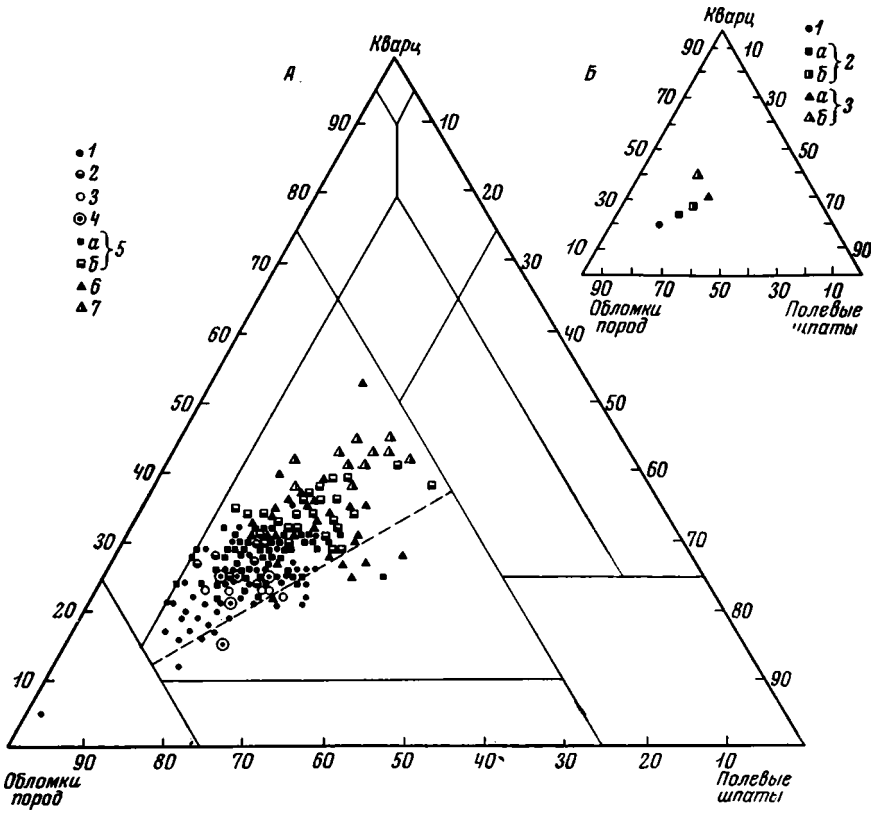
I и II мезоциклы довольно отчетливо прослеживаются на площади (фиг. 90). Особенно постоянен в своем строении нижний мезоцикл. Во всех скважинах, где последний вскрыт полностью, он содержит шесть выдержанных по простиранию элементарных циклов первого порядка, а изменения в строении элементарных циклов носят местный характер, несколько усложняя, но не изменяя закономерностей строения циклов в целом. Все элементарные циклы имеют регрессивные и трансгрессивные части, мощности которых от скважины к скважине изменяются незначительно.

Минералого-петрографическая характеристика

Песчаники

Все песчаники континентальной подформации относятся к семейству полевошпат-кварцевых граувакк: содержание обломков пород почти никогда не превышает 75—70% и в редких случаях падает ниже 60%. Характерно высокое содержание кварца, 20—40%, и довольно постоянное количество полевых шпатов, обычно колеблющееся от 10 до 25, реже 30% (см. фиг. 87, 88).

Причины изменения соотношения основных обломочных компонентов, как оказалось, тесно связаны со спецификой гидродинамического режима разных фациальных обстановок, в которых отлагался песчаный материал. Было изучено количественное соотношение основных компонентов в песчаниках, относящихся к различным генетическим типам (фиг. 91). При этом отчетливо проявилась последовательность седиментационного «вызревания» обломочного материала, выражающаяся в



Фиг. 91. Диаграмма изменения соотношения породообразующих компонентов в граувакковых песчаниках континентальной подформации в зависимости от изменения фациальной обстановки

Отложения (на диаграмме *А*): *1* — речные, *2* — поймы, *3* — временных континентальных потоков, *4* — застойных водоемов, *5* — дельтовые (*а* — дельты, расположенные ближе к суше, *б* — дальше от суши), *6* — зоны волновой ряби заливно-лагунного побережья; *7* — прослои среди глинистых осадков лагун и заливов; (на диаграмме *Б*): *1* — континентальные, *2* — дельтовые (*а* — дельты, расположенные ближе к суше, *б* — дальше от суши), *3* — лагунные (*а* — зона волновой ряби заливно-лагунного побережья, *б* — прослои среди глинистых осадков лагун и заливов)

уменьшении содержания обломков пород и увеличении роли кварца при движении от континентальных фаций к дельтовым и далее к бассейновым.

Максимальным содержанием обломков пород обладают песчаники фации русла и временных потоков, в которых количество обломков колеблется от 50 до 93%, составляя в основном 55—72%.

Следующую группу пород составляют песчаники фации дельты, расположенной в непосредственной близости к береговой линии. Содержание обломков пород в этих песчаниках колеблется от 40 до 66%, кварца — от 22 до 32%. Еще меньшее количество обломков пород (27—53%) характерно для песчаников фации подводной части дельты, песчаников зоны волновой ряби заливно-лагунного побережья и песчаников прибрежно-морских отмелей; содержание кварца в них колеблется от 27 до 42%. Минимальное содержание обломков пород (28—44%) и максимальное — кварца (38—45%) имеют песчаники, образование которых происходило в наиболее бассейновых условиях. Эти песчаники в виде маломощных прослоев (0,10—0,40 *м*) присутствуют среди глинистых осадков лагун и заливов.

Таким образом, наблюдается *закономерное уменьшение содержания обломков пород и повышение содержания кварца от континентальных отложений к бассейновым* в результате постепенного уничтожения в процессе переноса и переотложения обломков пород, как наиболее нестойких компонентов.

Породообразующие компоненты. По составу обломков пород и ассоциации полевых шпатов песчаники континентальной подформации могут быть с известной долей условности отнесены к кварц-альбитофировым или фельзит-альбитофировым грауваккам. Условность в определении петрографического типа граувакк связана с трудностью качественной диагностики обломков пород и почти полной невозможностью количественного учета выделяемых типов. В большинстве случаев многие обломки пород разрушены, замещены гидроокислами железа и превращены в неопределимые железистые колломорфные сгустки. В песчаниках с карбонатным или гипсовым цементом (преобладают в разрезе) как обломки пород, так и полевые шпаты интенсивно замещаются хемогенным цементом. Эти глубокие изменения столь существенно искажают первичный состав разрушавшихся пород, что с достоверностью можно говорить лишь о двух основных петрографических ассоциациях: 1) относительно богатой кварцем и обломками кислых эффузивов, распространенной в песчаниках континентальной подформации; 2) относительно бедной кварцем, но богатой обломками основных эффузивов и хлоритовыми фрагментами, распространенной в песчаниках паралической подформации. Ассоциация напоминает диабазо-спилитовые грауваккн угленосной формации Печорского бассейна и носит то же название.

Изменение петрографического состава песчаников довольно четко фиксируется на границе паралической и континентальной подформаций, дополнительно подчеркивая отличия сероцветных пород верхнеказанского лагунного комплекса от красноцветов сокской свиты (см. фиг. 87, 88). В пределах континентальной подформации наиболее кислый состав обломочного материала свойствен породам ее нижней половины (сокский и нижнебольшекинельский комплексы). В самом верхнем комплексе вновь заметно увеличивается роль обломков основных эффузивов, хлоритизированных фрагментов, чешуй хлорита и хлоритизированного биотита.

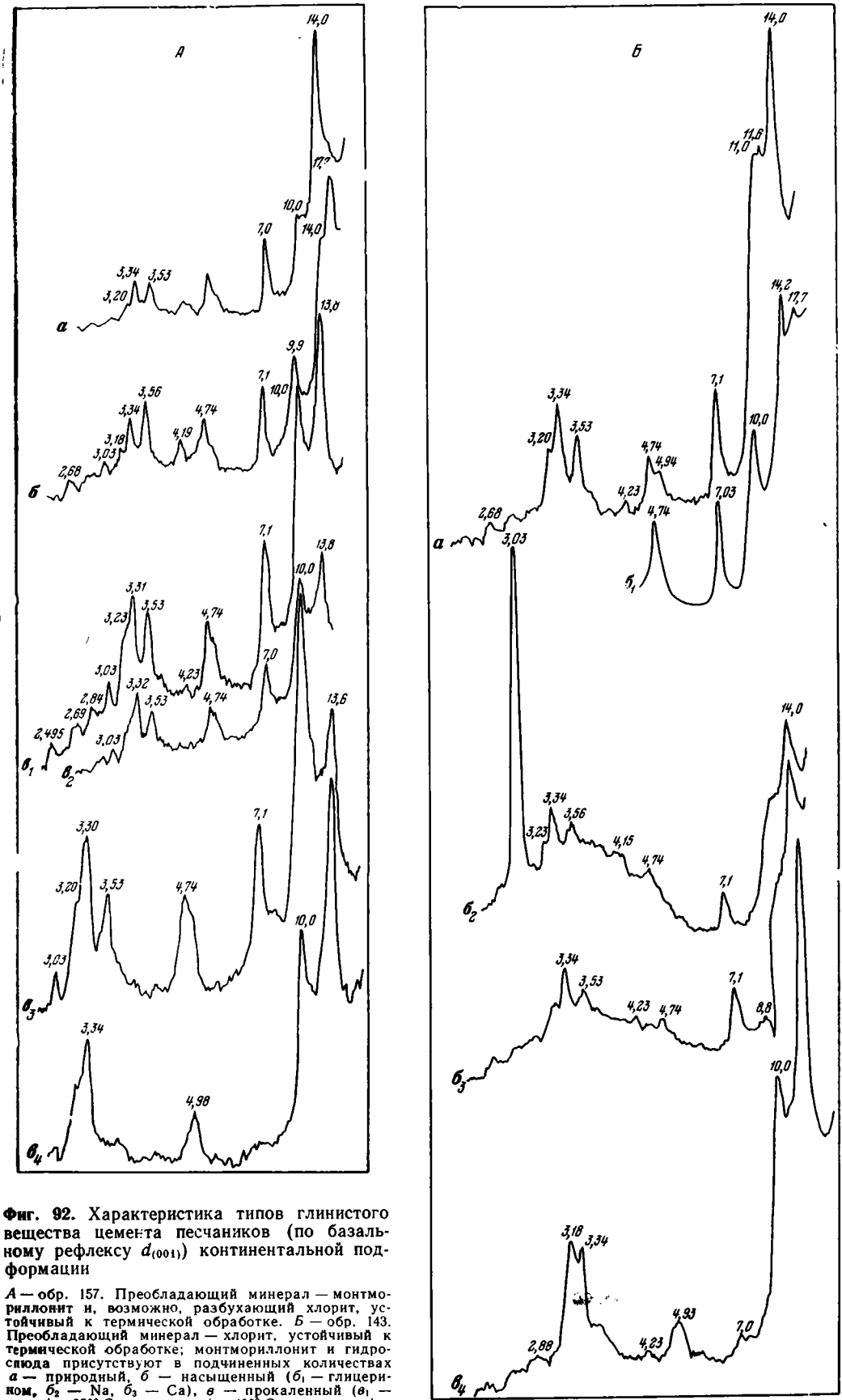
Акцессорные и фемические минералы. По составу минералов тяжелой фракции породы континентальной подформации существенно отличаются от отложений паралической подформации (см. фиг. 87). Отличия заключаются в появлении в породах континентальной подформации значительных количеств эпидота, амфиболов, моноклинных пироксенов и специфического апатита, окрашенного в буроватый цвет, переполненного рудными включениями и отличающегося слабой магнитностью. С появлением группы фемических минералов, как правило, резко возрастает общее содержание тяжелой фракции, достигающее 2% и более. Для всех пород разреза характерно высокое содержание рудных минералов (50% и выше), среди которых доминирует ильменит и постоянно содержатся значительные количества магнетита, хромита и пикотита. Кажущееся уменьшение содержания этих минералов в породах континентальной подформации объясняется только уменьшением их относительной доли в тяжелой фракции за счет массового появления эпидота, роговых обманок и пироксена.

Возникает вопрос, чем объясняется присутствие комплекса нестойких фемических минералов в ассоциации с породообразующими компонентами более кислого состава пород верхней континентальной подформации и их отсутствие в «основных» граувакках паралической подформации? Причины могут быть двоякого характера. Исчезновение эпидота и амфиболов при движении вниз по разрезу объясняется обыч-

ным процессом внутрислойного растворения. Бесспорно, эти минералы, особенно эпидот, присутствовали ранее в породах паралической подформации в значительно большем количестве, чем единичные уцелевшие от растворения зерна, обнаруживаемые сейчас. Что же касается моноклинного пироксена, представленного свежими зернами диопсида, а также, возможно, часто очень свежих амфиболов, то, вероятно, наличие их связано непосредственно только с верхней, континентальной, подформацией татарского возраста. «Ювенильный» облик этих минералов, встречающихся в ассоциации с редкими таблитчатыми обломками основных плагиоклазов и зернами кварца копьевидной и остроугольной формы, а также исключительно широкое развитие новообразованного анальцима в породах, формировавшихся в самых разнообразных фациальных обстановках — от пресноводно-континентальных до засоленных лагун, дают основания предполагать, что к терригенным продуктам в татарское время подмешивалось некоторое количество свежего пирокластического материала. Хотя прямых доказательств следов вулканической деятельности в Южном Приуралье в татарское время нет, однако есть косвенные факты, подтверждающие это предположение. К ним в первую очередь относятся общее оживление вулканической деятельности на Русской платформе в триасе, широкое распространение в районах Северного Приуралья на рубеже перми и триаса значительных базальтовых излияний и, наконец, постоянное присутствие в породах татарского яруса Северного и Южного Приуралья небольшой примеси обломков вулканических стекол ювенильного облика. Не исключено, что дальнейшее исследование позволит обнаружить более широкое распространение пирокластики в татарских отложениях, чем это известно сейчас.

Типы структур и минералы цемента. Все песчаники обладают поровым или базально-поровым цементом, свойственным обычно породам зоны начального эпигенеза. В составе цементирующего материала верхнего и среднего комплексов доминирующая роль принадлежит кальциту и красно-бурым гидроокислам железа, образующим каемки и пленки вокруг терригенных зерен или пронизывающим глинистое вещество порового и базального цемента. В песчаниках сокского комплекса появляется доломитовый и гипсовый цемент. Характеристику их целесообразно дать при общем описании песчаников комплексов засоленных водоемов (P_2kz_2 и P_2uf), так как они не отличаются от последних ни типами структур хемогенных цементов, ни составом присутствующих минералов. Обязательным компонентом цементирующего вещества почти всех песчаников является анальцим, образующий по периферии обломочных зерен своеобразные наросты изометрических кристалликов размером 0,03—0,10 *мм*, которые иногда сливаются в сплошную массу, связывающую несколько терригенных зерен или образующую цемент отдельных участков породы.

Наибольшее развитие анальцим имеет в породах лагун или застойных водоемов, где создаются, по-видимому, наиболее благоприятные концентрации растворов. Однако, как упоминалось выше, анальцим в большем или меньшем количестве присутствует в породах разнообразных фациальных обстановок. Образование анальцима связано, по-видимому, с очень ранними процессами диагенеза. Карбонаты, которые присутствуют в составе цемента почти всех песчаных пород, формировались (или, может быть, перекристаллизовывались) позднее, чем анальцим. Кальцит и доломит очень часто образуют в песчаниках базальный крупнокристаллический цемент, замещающий не только многие обломочные зерна, но и цеолиты, первоначальное присутствие которых обнаруживается по сохранившимся контурам изометрических кристалликов.



Фиг. 92. Характеристика типов глинистого вещества цемента песчаников (по базальному рефлексу $d_{(001)}$) континентальной подформации

А — обр. 157. Преобладающий минерал — монтмориллонит и, возможно, разбухающий хлорит, устойчивый к термической обработке. *Б* — обр. 143. Преобладающий минерал — хлорит, устойчивый к термической обработке; монтмориллонит и гидрослюда присутствуют в подчиненных количествах *а* — природный, *б* — насыщенный ($б_1$ — глицерином, $б_2$ — Na, $б_3$ — Ca), *в* — прокаленный ($в_1$ — при t = 350° С, $в_2$ — при t = 400° С, $в_3$ — при t = = 450° С, $в_4$ — при t = 550° С)

Глинистые минералы цемента. Микроскопическое изучение не позволяет судить о характере распределения глинистых минералов в составе цемента песчаников нижне- и верхнебольшекинельских комплексов. Присутствие карбонатов и гидроокислов железа полностью маскирует формы выделения и распределения глинистых минералов. Фазовый состав их устанавливается при помощи рентгеноструктурного анализа.

Состав глинистых минералов цементов песчаников довольно сложен. Основными компонентами являются хлорит-вермикулитовые минералы: монтмориллонит и гидрослюда. Сложность цемента определяется разнообразием модификаций главным образом хлоритового минерала, но отчасти и гидрослюдистого. Все присутствующие минералы требуют дальнейшего детального кристаллохимического исследования.

Намечается два основных типа ассоциаций глинистых минералов цемента, различающихся как по соотношению основных компонентов, так и по их кристаллохимической характеристике (фиг. 92).

Цемент первого типа, имеющий наибольшее распространение в верхней половине подформации, характеризуется преобладанием монтмориллонита и (или), возможно, разбухающего хлорита или разбухающего вермикулита. Вероятно, в данном случае удобнее всего говорить о «подвижных» хлоритах, или, точнее, о 14 Å минералах с подвижной структурой. Структурно близкие образования были описаны (Коссовская, Дриц, 1963) при исследовании продуктов преобразования биотита. На дифрактограммах природных образцов присутствует четкий рефлекс $d_{(001)} = 14$ Å и слабый зубчатый широкий рефлекс гидрослюдистого минерала в области $d_{(001)} = 10$—11,5 Å (фиг. 92, обр. 157). При насыщении глицерином появляется резкий пик $d_{(001)} = 17{,}7$ Å, рефлекс в 14 Å фиксируется только в виде слабой ступеньки. При прокаливании образца при температуре 350—450° характер дифрактограмм остается идентичным, и, помимо базального рефлекса 13,8 Å, присутствует целочисленная серия рефлексов хлорита — $d_{(002)}$, $d_{(003)}$ и др. При температуре 500° сохраняется только базальный рефлекс с $d_{(001)} = 13{,}8$ Å. Предположить, что 14 Å минерал относится к разбухающему хлориту, можно исходя из того, что при прокаливании образцов интенсивность рефлекса с $d_{(001)} = 10$ Å возрастает сравнительно мало, а рефлекс с $d_{(001)} = 13{,}8$ Å выражен весьма четко.

В цементах второго типа преобладает хлорит. При насыщении образца глицерином присутствует четко индивидуализированный, несколько расширяющийся пик с $d_{(001)} = 14{,}3$ Å и очень слабый рефлекс с $d_{(001)} = 17{,}7$ Å (фиг. 92. обр. 143).

Гидрослюдистый минерал в цементе второго типа присутствует в очень незначительном количестве. На дифрактограммах природных образцов наблюдается широкий зубчатый рефлекс в интервале примерно от 10 до 12—12,5 Å. При насыщении глицерином происходит обособление небольшого пика в 10 Å иногда с незначительным хвостом в сторону малых углов; иногда значение базального рефлекса уменьшается до 9,8 Å, что в обоих случаях говорит о присутствии небольшого количества разбухающих слоев. Широкий размазанный пик между 10 и 12 Å может быть, вероятнее всего, результатом присутствия частичек глинистых минералов, содержащих различное количество гидратированных слоев, часть которых при насыщении глицерином расширяется до 17,7 Å, другая же часть остается неизменной, обусловливая появление обособленного пика гидрослюды. Другим вариантом, позволяющим объяснить присутствие зубчатого 10—12 Å пика, может быть близкая к вермикулитоподобной природа слюдистых слоев. При насыщении образцов катионами Ca и Na широкий рефлекс в области 10—12,5 Å исчезает и присутствует только рефлекс 14 Å.

При обработке образцов горячей 10%-ной HCl хлорит-вермикулит-

Таблица 36

Химический состав (в %) цемента песчаников, глин и мергелей континентальной подформации

(фракция <0,001 *мм*)

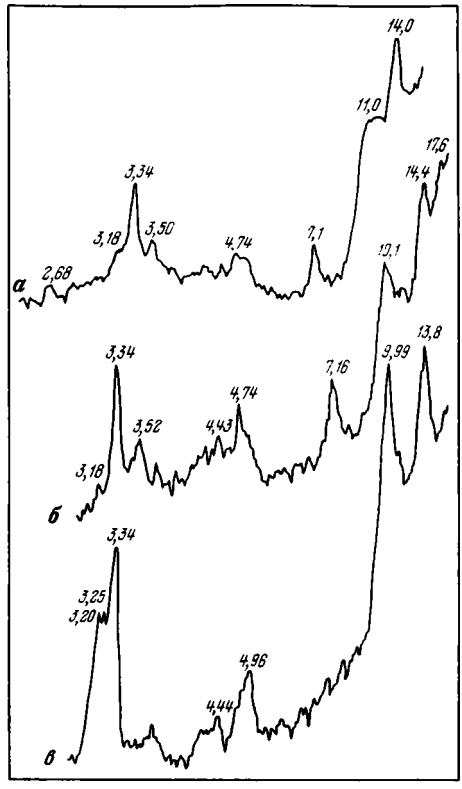
Компонент	Цемент песчаника аллювиального, обр. 157/63	Мергель и глины фации опресненных лагун и застойных водоемов			Компонент	Цемент песчаника аллювиального, обр. 157/63	Мергель и глины фации опресненных лагун и застойных водоемов		
		обр. 150/63	обр. 144/63	обр. 139/63			обр. 150/63	обр. 144/63	обр. 139/63
SiO_2	46,55	48,39	49,09	51,63	P_2O_5	0,14	0,02	0,05	0,02
TiO_2	1,71	1,06	1,11	1,29	Na_2O	1,35	2,12	0,77	0,96
Al_2O_3	15,65	17,49	17,28	15,22	K_2O	1,66	3,24	2,82	2,88
Fe_2O_3	16,46	6,46	11,72	9,03	H_2O^-	3,06	4,92	3,51	5,50
FeO	1,14	1,32	1,58	0,77	H_2O^+	6,43	8,67	5,68	9,06
CaO	0,54	0,76	0,41	0,91	CO_2	—	0,30	1,88	0,21
MgO	4,27	4,21	4,02	2,73	C	0,51	1,20	0,36	0,47
MnO	0,11	0,04	0,08	0,04					
					Сумма	99,58	100,20	100,36	100,72
					Кварц	4,90	5,08	5,08	6,38

монтмориллонитовые минералы полностью разрушаются; остаются только размытые рефлексы гидрослюды с $d_{(001)}$ около 11 Å. Никаких следов каолинита не обнаружено.

Представление о химическом составе цемента песчаников большекинельской свиты дает табл. 36 (обр. 157). Характерно очень высокое содержание Fe_2O_3, присутствующего в виде гидрогётита, но, возможно, входящего также в структуру как хлорит-вермикулит-монтмориллонитового компонента, так и гидрослюдистого минерала. Довольно высокое содержание MgO специфично для хлорит-вермикулитовых минералов всей красноцветной формации. Особенно высокая магнезиальность свойственна хлоритовым компонентам различных лагунных обстановок, описание которых будет дано ниже.

Глинисто-мергелистые породы характеризуются широким диапазоном изменений содержания алевритового, пелитового и карбонатного материала. Глинистое вещество основной массы известковых глин и мергелей большекинельской свиты имеет сходный состав минералов с цементом песчаников, отличаясь от последних меньшей долей монтмориллонита с бóльшим содержанием гидрослюдистого компонента. Как и в цементе песчаников, гидрослюдистое вещество имеет гетерогенный характер и отличается в природном состоянии широким размазанным рефлексом в интервале 10—11,5 Å, иногда довольно отчетливо раздвоенным; при насыщении глицерином часто обособляется пик с $d_{(001)} = 10$ или 9,8 Å и маленькая площадка с $d_{(001)}$ около 12 Å, при прокаливании обособляется довольно четкий пик 10 Å. Несмотря на постоянные красно-бурые тона окраски глинисто-мергелистых пород, содержание окисного железа в них существенно ниже, чем в песчаниках, и гидрогётит в качестве самостоятельной фазы фиксируется довольно редко (фиг. 93, см. также табл. 36, обр. 150, 144, 139).

Генезис глинистых минералов в песчаных породах. В верхнем комплексе широко представлены аллювиально-дельтовые осадки, чередующиеся с отложениями мелких замкнутых водоемов, сменившие предшествующие лагунные обстановки. Однако общая аридность климата обусловила относительно высокую минерализацию вод различных седиментационных обстановок. Это нашло отражение в повсеместной кальцитизации, а иногда и доломитизации пород всего гранулометрическо-



Фиг. 93. Типичные дифрактограммы глинистого вещества из мергелисто-глинистой породы большекинельской свиты. Обр. 120. Преобладающие минералы — гидрослюда и монтмориллонит

а — природный, *б* — насыщенный глицерином, *в* — прокаленный при $t = 550°$ С

го спектра — от крупно- и среднезернистых песчаников до тонких глинисто-мергелистых пород.

По-видимому, даже во второй этап формирования большекинельской свиты, несмотря на общую активизацию гидродинамики речной сети, периодически возникали засушливые условия, вызывающие довольно высокую минерализацию вод в остаточных водоемах. Эти воды насыщали хорошо проницаемые донные песчаные породы и обусловливали садку различных карбонатов.

Судить о генезисе ассоциаций глинистых минералов довольно трудно. Однако обилие переходных промежуточных фаз между хлоритом, вермикулитом и монтмориллонитом, своеобразный характер гидрослюдистого минерала, отличают нестойкими межслоевыми промежутками монтмориллонитового типа, как бы кристаллохимически незавершенный характер этих глинистых минералов — все это делает маловероятным их чисто обломочное происхождение. Скорее всего данные минеральные фазы можно рассматривать как определенные метастабильные образования, переходные к типичной ассоциации хорошо окристаллизованных магнезиальных хлоритов, корренситов и железистых иллитов, имеющих аутигенное происхождение и широко распространенных в осадках более «жестких» гидрохимических обстановок, свойственных нижележащей терригенно-эвапоритовой паралической подформации.

ПАРАЛИЧЕСКАЯ ПОДФОРМАЦИЯ

В состав подформации входят уфимская свита и казанский ярус. Нижняя ее граница совпадает с границей всей описываемой формации и проводится по появлению в разрезе красноокрашенных пород, сменяющих ассоциацию хемогенных отложений кунгура. Верхняя граница условно проводится по подошве красноцветных, сильно загипсованных терригенно-хемогенных осадков сокской свиты нижнетатарского подъяруса. Разрез подформации четко делится на три литолого-фациальных комплекса: нижний лагунный (P_2uf), средний морской (P_2kz_1) и верхний лагунный (P_2kz_2). Состав терригенного материала пород трех разнофациальных комплексов идентичен — это граувакки диабазо-спилитового типа, важнейшим обломочным компонентом которых являются обломки основных эффузивов. Резкое изменение состава обломочного материала на границе с нижнетатарскими отложениями, выдерживающееся на значительной площади, позволяет именно здесь проводить границу между

нижней, паралической, и верхней, континентальной, подформациями. При этом мы подчеркиваем условность данного подразделения, так как фациально отложения сокской свиты нижнетатарского подъяруса, начинающие разрез континентальной подформации, еще очень близки к осадкам верхнеказанского комплекса. Общая мощность подформации в изученном районе около 400 *м*.

Литолого-фациальная характеристика

Типы пород. В составе подформации принимают участие конгломераты, песчаники, алевролиты, глины, известняки, доломиты, гипсы и ангидриты, роль которых существенно изменяется по разрезу.

Конгломераты встречаются в единичных прослоях среди дельтовых песчаных пород уфимского комплекса. Мощность прослоев 5—7 *см*. Конгломераты состоят из слабо и угловато-окатанных галек местных пород — известняков, доломитов, глин. Цемент представлен песчано-глинистым и глинисто-известковистым материалом.

Песчаники отличаются большим разнообразием генезиса и структурно-текстурных признаков. Песчаники лагунных комплексов (уфимского и верхнеказанского) имеют много общих черт, что делает целесообразным их совместное описание.

В разрезе уфимского лагунного комплекса песчаники преобладают, особенно в средней части; в верхнеказанском комплексе они имеют подчиненное значение, за исключением самых верхов комплекса, где роль их заметно возрастает. В уфимском комплексе преобладают красноцветные песчаники, в нижней половине верхнеказанского комплекса — сероцветные, в верхней — вновь появляются красноцветные.

Песчаники в основном мелкозернистые, однородные, прослоями разнозернистые и комковатые. В них преобладают горизонтально-, иногда прерывистоволнистая, довольно тонкая слоистость, реже — пологоволнистая и мелкая перерывистая косая слоистость. Слоистость подчеркивается либо скоплением ожелезненных более бурых зерен, либо тонким чередованием буроватых и более светлых прослоек, а также наличием своеобразных прослоек «одоломичивания» мощностью до 1—1,5 *см*. В единичных прослоях встречаются песчаники со своеобразной петельчатой структурой — нарушенной пологоволнистой слоистостью. Очень характерно присутствие мелких гнезд и прожилок гипса, белого и розового. В фациальном отношении все эти песчаники однотипны, образование их происходило в условиях заливно-лагунного побережья с повышенной соленостью вод (о чем говорит присутствие сульфатов), в относительно спокойных условиях.

Резко подчиненное значение в разрезе уфимского комплекса и преобладающее в разрезе нижней части верхнеказанского комплекса имеют песчаники, формирование которых происходило также в обстановках осолоненного лагунно-заливного побережья, но в условиях повышенной гидродинамической активности водоема. Для этих песчаников характерно наличие крупной косой слоистости течения, а также мелкой, часто перекрестной пологоволнистой слоистости волнения. Среди нижнего уфимского комплекса встречаются прослои среднезернистых песчаников с крупной разнонаправленной косой слоистостью, которая подчеркивается ритмической сортировкой материала; по слоистости наблюдаются мелкие глинистые включения. Это песчаные осадки фации подводной части дельты. Роль их среди песчаников фации лагун незначительна.

Песчаники морского нижнеказанского комплекса имеют иной облик. Это серые, в основном мелко-, реже среднезернистые, хорошо отсор-

тированные породы с горизонтальной и горизонтальноволнистой слоистостью. Они часто содержат обломки морской фауны, нередко пиритизированы. В фациальном отношении это в основном отложения прибрежно-морских отмелей.

Алевролиты в разрезе уфимского комплекса присутствуют в единичных прослоях среди песчаников, образуя с ними постепенные переходы одной литологической разности в другую. Для комплекса характерен своеобразный литолого-фациальный тип, представленный серым, иногда темно-серым, за счет углисто-глинистых включений, алевролитом с многочисленными горизонтальными и горизонтальноволнистыми прослойками светлого доломитового мергеля мощностью от нескольких миллиметров до 1,5—2 *см* (прослои одоломичивания). В таких прослоях часто наблюдается горизонтальная слоистость озерного типа, имеющая пачечное строение с мощностью ритмов около 2 *см*. Иногда слоистость нарушена волнениями и придонными взмучиваниями. В алевролитах встречаются прослойки и гнезда гипса.

Алевролиты верхнеказанского комплекса в нижней части сероцветные, со скорлуповидной отдельностью, с мелким растительным детритом, с прослоями светлого мергеля, с горизонтальной и горизонтальноволнистой, часто нарушенной слоистостью, в верхней части — красноцветные, с мелкоконкреционной отдельностью, иногда с примесью песчаного материала, часто комковатые, реже с горизонтальноволнистой слоистостью.

Алевролиты морского комплекса широко развиты, особенно в нижней половине разреза P_2kz_1. Это серые, скорлуповатые породы, часто с тонкой горизонтальной слоистостью, с мелкими растительными остатками, с морской фауной.

Глины лагунных комплексов в основном красноцветные, реже серые и коричневато-серые, часто комковатые, неслоистые, неравномерно загипсованные. Большое развитие имеют также известковистые и доломитовые глины, часто переходящие в мергели или содержащие конкреции розово-коричневого мергеля, иногда известняка. Чистые литологические разности глин очень редки. Обычно глины и алевролиты образуют гамму постепенных переходов через доломитовые мергели в глинистые доломиты.

В морском комплексе широко развиты серые известковистые глины со скорлуповатой отдельностью, с обильной фауной лингул.

Известняки наиболее распространены среди отложений морского комплекса. Известняки серые и светло-серые, скрытокристаллические, прослоями органогенно-шламовые, с многочисленной фауной брахиопод, часто сильно выщелоченные.

Среди пород уфимского и верхнеказанского комплексов известняки и известковистые мергели имеют резко подчиненное значение. Они присутствуют в виде единичных прослоев среди известковистых глин. Наиболее распространены комковатые серые и темно-серые известняки, содержащие прожилки и прослойки мергеля и глины. Реже встречаются светлые плитчатые известняки с тонкой слоистостью. Мергели обычно комковатые, окрашены в серый и различного оттенка фиолетовый цвета. Они часто образуют переходы, с одной стороны, в известковистые глины, а с другой — в комковатые известняки.

Доломиты и доломитовые мергели наиболее широко развиты в верхнеказанском комплексе. Доломиты светлые, часто слабомажущие и темные, в основном скрытокристаллические, с тонкими глинистыми прослойками. Преобладают массивные неслоистые разности, но встречаются прослои с тонкой горизонтальной слоистостью, которая подчеркивается глинистым материалом, реже— миллиметровыми прослойками песчаного материала. Иногда слоистость слабо гофрирована.

По плоскостям наслоения часто присутствуют тонкие прослойки и примазки черного углисто-глинистого вещества. Выделяются три разновидности доломитов: гипсоносные доломиты, немые доломиты без гипса и доломиты с морской фауной. Последние присутствуют лишь в самом низу верхнеказанского комплекса.

Гипс широко распространен по всему разрезу, за исключением пород морского комплекса. Он присутствует в виде прослоек, жилок, гнезд и конкреций среди всех литологических разностей пород. В отложениях верхнеказанского комплекса гипс образует довольно выдержанные на площади прослои мощностью до 1,5—2 *м*.

Ангидрит прозрачный и голубоватый присутствует в виде прослоек (до 10—20 *см*) среди доломитов и доломитовых мергелей верхнеказанского комплекса.

Характер стратификации. Весь разрез паралической подформации имеет выраженное циклическое строение. Характерно наличие элементарных циклов, или циклов первого порядка, совокупность которых обусловливает цикличность толщи в целом. В разрезе подформации отчетливо выделяются три крупных цикла осадконакопления — три макроцикла. Нижний макроцикл включает весь комплекс уфимских отложений и по преобладанию в нем фаций соленых лагун может быть охарактеризован как лагунный. Мощности элементарных циклов (ритмов) в нем колеблются от 3 до 15 *м*. Основание ритма, как правило, составляют песчаники, реже алевролиты, завершается ритм доломитами и доломитовыми мергелями. Терригенные породы преобладают. Средний макроцикл охватывает нижнеказанские отложения и представляет собой единый морской цикл. Верхний макроцикл, соответствующий верхнеказанским отложениям, состоит из двух мезоциклов. Нижний мезоцикл, мощностью 20—30 *м*, представлен преимущественно карбонатными породами — известковистыми мергелями, внизу доломитовыми мергелями и доломитами вверху. Для верхнего мезоцикла характерно ритмичное чередование различных типов пород — песчаников, алевролитов, аргиллитов и доломитов. Строение ритмов аналогично ритмам нижнего макроцикла. Роль терригенных и хемогенных компонентов ритмов одинакова в нижней половине мезоцикла. Вверху возрастает роль терригенного материала. Мощности ритмов 3—20 *м*. Мощность верхнего мезоцикла 100—110 *м*. В целом он может быть охарактеризован как лагунный цикл осадконакопления.

Минералого-петрографическая характеристика

Песчаные породы паралической подформации, охватывающей три разнофациальных литологических комплекса, довольно однообразны по составу терригенного вещества. Основным петрографическим типом являются диабазо-спилитовые или кератофировые-диабазо-спилитовые граувакки. Первый тип наиболее отчетливо выражен в нижнем лагунном комплексе (P_2uf); вышележащий морской (P_2kz_1) и верхний лагунный (P_2kz_2) комплексы характеризуются кератофиро-диабазо-спилитовым составом граувакк, что выражается как в некотором увеличении роли обломков средних и кислых эффузивов, так и в постоянном присутствии многочисленных измененных пластинок биотита. По характеру обломочный материал очень близок к одноименным петрографическим типам граувакк Печорского бассейна. Конфигурационные поля состава обломочного материала диабазо-спилитовых граувакк угленосной и красноцветной формации Приуралья практически совпадают (фиг. 94) [1].

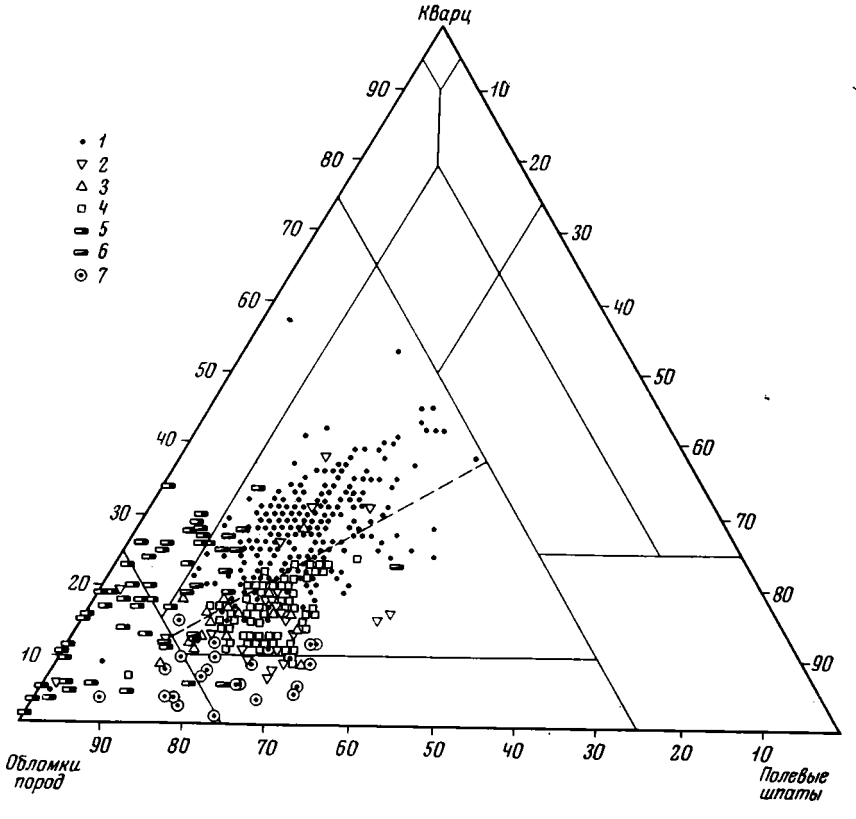
[1] Сопоставлению особенностей состава терригенных пород красноцветной и угленосной формации Приуралья посвящена глава четвертая.

НИЖНИЙ ЛАГУННЫЙ КОМПЛЕКС

Комплекс представлен толщей (около 180 *м*) преимущественно красноцветных терригенных пород, чередующихся с подчиненными пачками доломитовых глин и мергелей, иногда переходящих в маломощные прослои доломитов. Почти все породы интенсивно загипсованы. Гипс образует цемент песчаников или встречается в виде отдельных прожилок и гнезд. Формирование комплекса происходило в обстановке засолоненных водоемов заливно-лагунного побережья, где одновременно с осаждением доломита и гипса происходило накопление терригенного материала, приносившегося с начавшей подниматься суши пале-Урала.

Песчаники

Песчаники с глинистым цементом, консервирующим обломочные зерна и позволяющим судить о первичном неизмененном характере обломочного материала, встречаются во всех комплексах относительно редко. Обычно в цементе присутствуют перекристаллизованные карбонаты или гипс, в различной степени разъедающие и замещающие нестойкие терригенные обломки. Наиболее подвержены уничтожению обломки основных пород и плагиоклазы, поэтому в песчаниках с особенно



Фиг. 94. Диаграмма соотношения породообразующих компонентов в граувакковых песчаниках угленосной и красноцветной формаций Приуралья

1—4 — породы красноцветной формации: *1* — татарский ярус, *2* — верхнеказанский подъярус, *3* — нижнеказанский подъярус, *4* — уфимская свита; *5—7* — породы угленосной формации: *5* — печорская серия, *6* — верхневоркутская подсерия, *7* — нижневоркутская подсерия

Условные обозначения см. на фиг. 93

интенсивно развитым «агрессивным» базальным типом цементации нередко состав терригенного материала оказывается глубоко искаженным за счет увеличения роли кварца и обломков кремнистых пород, туфопелитов и фельзитового базиса кислых эффузивов. О первичном составе напоминают лишь многочисленные контуры разрушенных зерен, иногда выделяющиеся по сохранившимся реликтам микроструктуры, иногда по сгустковым скоплениям тонкодисперсных гидроокислов железа.

Породообразующие компоненты. Подсчет содержаний породообразующих компонентов в относительно немногочисленных песчаниках без «агрессивного» хемогенного цемента дает следующие пределы их колебаний: кварц 10—20%, полевые шпаты 15—20%, основные и средние эффузивы 30—40%, кислые эффузивы, туфопелиты и кремнистые обломки до 20—25%, обломки серпентинитов от долей до 1%, обломки вулканического стекла до 5—7%.

Обломки пород представлены той же ассоциацией, что и в паралической подформации Печорского бассейна. Однако наиболее основные разновидности нередко почти нацело замещены колломорфными сгустками гидроокислов железа.

Кварц встречается трех разновидностей: а) наиболее распространенный очень чистый, лишенный включений кварц эффузивных пород, представленный неправильными, часто резко корродированными зернами, иногда с бипирамидальными ограничениями; б) удлиненные вытянутые зерна кварца, также лишенные включений, связанные скорее всего с метаморфическими породами; в) единичные зерна кварца с относительно крупными игольчатыми включениями рутила, иногда турмалина.

Полевые шпаты представлены почти нацело кислыми плагиоклазами; в отдельных образцах отмечены единичные зерна микроклина. Среди плагиоклазов абсолютно преобладают пелитизированные, мутные зерна альбита, значительно реже встречаются свежие прозрачные альбит-олигоклазы и олигоклазы. Характерно, что процессы постседиментационного изменения затронули полевые шпаты в очень незначительной степени. Только в породах с перекристаллизованным пойкилитовым карбонатным или гипсовым цементом происходит истачивание, разъедание и уничтожение полевошпатовых зерен. Наибольшей стойкостью отличаются пелитизированные альбиты. Инородных включений в теле плагиоклазовых зерен почти не бывает.

Акцессорные минералы. Содержание тяжелой фракции составляет обычно десятые доли процента, в отдельных образцах достигает 1% и более. Доминирующими компонентами являются ильменит (40—55%), хромит (10—20%), пикотит (10—15%), магнетит (единичные зерна — 10%), составляющие в сумме 80—90% от общего состава акцессориев. Высокое содержание этих минералов обычно для диабазово-порфиритовых граувакк, однако количество тяжелой фракции в этом петрографическом типе пород, как правило, редко превышает сотые доли процента. Относительно высокое содержание тяжелой фракции (0,5% и выше) и рудных компонентов в ней, несомненно, свидетельствует о большой первичной роли основных и ультраосновных пород в составе материнских образований, разрушавшихся в процессе выветривания и седиментогенеза. Необычно постоянное содержание (2—5%) ставролита и хлоритоида — минералов, не характерных для граувакк. По-видимому, их присутствие можно увязать с зернами кварца метаморфического габитуса и объяснить некоторым участием в составе материнских пород древних кристаллических сланцев.

Типы структур и минералы цемента. Весь разрез описываемой формации относится к зоне начального эпигенеза; структуры

песчаных пород даже в самом нижнем комплексе преобразованы очень слабо (разъедание и метасоматическое замещение обломочных компонентов хемогенным цементом). Типы цемента довольно разнообразны: цементирующим минералом может быть доломит, гипс, ангидрит, нередко все три минерала присутствуют в породе совместно. Общей чертой является интенсивная раскристаллизованность цемента и, как следствие, агрессивное разъедание всех обломочных зерен в том случае, если они не защищены обломками гидроокислов железа или глинисто-железистым материалом. Очень своеобразными являются песчаники с почти мономинеральным цементом, представленным глинистым минералом типа корренсита[1].

Все типы структур цемента целесообразно разделить на две основные группы: а) с поровым или пойкилитовым хемогенным цементом; последним чаще всего служит гипс в различных сочетаниях с ангидритом и доломитом; б) с поровым или пленочно-поровым глинистым и глинисто-хемогенным цементом. В фациальном отношении оба эти типа принадлежат к осадкам засолоненных лагун с несколько отличной гидродинамической активностью среды и, скорее всего, варьировавшими в известных пределах значениями pH. Восстановить, однако, детали этих отличий по имеющимся сейчас материалам почти невозможно, так как на первично-седиментационные черты цементации часто накладывается более поздняя загипсованность.

Песчаники с гипсовым и гипсово-ангидритовым цементом с порово-пойкилитовой или метасоматически-пойкилитовой структурой. Эти две разновидности различаются по степени агрессивности цемента. В первом случае обломочные зерна чаще всего бывают защищены оболочками гидроокислов железа. Гипс с пластинчатой, тонкоигольчатой или волокнисто-лепидобластовой структурой заполняет поровые участки, нередко раздвигает зерна, так что обломки оказываются впаянными в крупные неделимые сульфаты; в отдельных участках, чаще в центре пор, гипс переходит в полугидрат или ангидрит.

Доломитовый цемент встречается реже, как правило, вместе с гипсовым; в этом случае цементирующая масса состоит из ромбоэдрических тесно спаянных кристаллов доломита, энергично разъедающих все обломочные фрагменты.

В песчаниках с гипсовым цементом (в шлифах) глинистые минералы не обнаруживаются. В иммерсионных препаратах, приготовленных путем осторожного растирания образца резиновым пестиком, без какой-либо предварительной обработки, под микроскопом обнаруживается значительное количество тонких пластинок, изотропных на базальной плоскости размером до нескольких тысячных, а иногда и до 0,05 *мм* с тетрагональными очертаниями и показателем преломления около 1,57 (несколько ниже показателя преломления пеннина). Рентгеноструктурное изучение, ДТА и химический анализ глинистого вещества (табл. 37, обр. 16, 19), выделенного из пород после кипячения образцов в дистиллированной воде, с последующей стабилизацией суспензии пирофосфатом натрия, показали, что основным компонентом являются минералы группы магнезиальных хлоритов или корренсита, сопровождающиеся небольшим количеством диоктаэдрической гидрослюды. Та же ассоциация минералов присутствует в песчаниках с глинистым и смешанным хемогенно-глинистым цементом.

---

[1] Ассоциации глинистых минералов отложений засоленных водоемов отличаются большим своеобразием. Ниже мы остановимся на особенностях кристаллохимической структуры и генезиса глинистых минералов терригенно-эвапоритовых формаций, рассмотрев наши и литературные данные совместно. В частности, подробно остановимся на характеристике хлоритовых минералов группы корренсита и «зеленых гидрослюд» или железистых иллитов (Коссовская и др., 1971).

Песчаники с глинистым или гипсово-глинистым гидрослюдисто-хлорито-корренситовым цементом. Поровый тип цемента хорошо отражает первичные седиментационно-диагенетические структуры пород. Поровые участки сравнительно редко бывают заполнены только глинистыми минералами. Гипс присутствует почти постоянно, либо заполняя центральные участки пор, либо локализуясь в виде отдельных крупных вкрапленников. Глинистый минерал, относящийся, как показал рентгеноструктурный анализ, к группе корренсита, имеет тонковолокнистое, фиброподобное строение, окрашен в светло-зеленоватый цвет, двупреломление очень низкое, в отдельных участках утолщенные волокна слабо плеохроируют и двупреломляют в темно-серых, иногда несколько аномальных цветах. Чешуйки редко образуют облекающие каемки вокруг обломочных зерен, обычно они ориентированы перпендикулярно к поверхности обломков. В центральных участках минерал приобретает иногда пластинчатое строение, иногда встречаются округлые выделения опала (?), но чаще всего центральные участки заполнены пластинчатым или тонковолокнистым гипсом. В последнем случае фиброподобная текстура глинистого минерала как бы продолжается в гипсе. В песчаниках с пойкилитовым гипсовым цементом, как говорилось выше, корренсит в шлифах не фиксируется и обнаруживается только в иммерсионных препаратах в виде тонких довольно крупных пластин. Можно предполагать, что эти тонкие пластины формируются и располагаются на границах раздела крупных кристаллов гипса и в шлифах незаметны.

У чешуек, выделенных из песчаников с корренситовым цементом, показатель преломления около 1,57, двупреломление очень низкое, в хороших пластинках удается получить псевдоодноосную фигуру с отрицательным знаком.

Минералы корренситовой группы встречаются как в сероцветных, так и в красноцветных песчаниках.

Химический состав почти мономинерального корренсита (фракция 0,01—0,001): SiO_2 — 37,76; TiO_2 — 0,99; Al_2O_3 — 11,41; Fe_2O_3 — 6,00; FeO — 4,45; MnO — 0,06; CaO — 3,65; MgO — 17,88; Na_2O — 0,73; K_2O — 1,78; H_2O^+ — 7,28; H_2O^- — 3,25; CO_2 — 5,00; P_2O_5 — 0,14. Сумма — 100,38. Кварц — 2,03.

Компонентом, постоянно сопровождающим группу хлорит-корренситовых минералов, является гидрослюда, составляющая по расчету химических анализов до 20—30% (табл. 37). В цементе песчаников гид-

Таблица 37

Химический состав (в %) глинистого вещества цемента песчаников и мергелистой глины нижнего лагунного комплекса (фракция<0,001 мм)

Компонент	Глинистое вещество			Компонент	Глинистое вещество		
	цемента песчаников (фация засоленных лагун)		мергелисто-глинистой породы		цемента песчаников (фация засоленных лагун)		мергелисто-глинистой породы
	обр. 19	обр. 16	обр. 3		обр. 19	обр. 16	обр. 3
SiO_2	45,76	43,20	47,22	Na_2O	0,68	0,54	0,47
TiO_2	1,23	1,00	1,23	K_2O	2,82	1,73	3,35
Al_2O_3	16,72	14,07	14,76	H_2O^-	6,16	4,82	6,57
Fe_2O_3	6,67	5,23	10,53	H_2O^+	7,05	9,90	7,07
FeO	2,67	3,21	1,98	CO_2	Нет	0,03	Нет
CaO	1,93	0,84	0,48	$C_{орг.}$	0,10	0,84	0,10
MgO	8,16	14,07	6,59	P_2O_5	0,14	0,02	0,11
MnO	0,04	Нет	0,03				
				Сумма	100,13	99,50	100,49
				Кварц	4,28	2,36	3,56

рослюда встречается в виде удлиненных, хорошо окристаллизованных пластинок длиной до 0,05—0,07 *мм*, имеющих ту же шестовато-пластинчатую ориентировку в поровых участках, что и хлоритовый минерал, но резко выделяющихся на его фоне четкой конфигурацией пластинок с несколько бóльшим светопреломлением.

Формы кристаллизации корренсита и гидрослюды не вызывают сомнений в том, что их формирование происходило синтетическим путем за счет осаждения из высокоминерализованных растворов при возможном участии ассимилированного поровыми водами первичного тонкодисперсного обломочного вещества.

Таблица 38

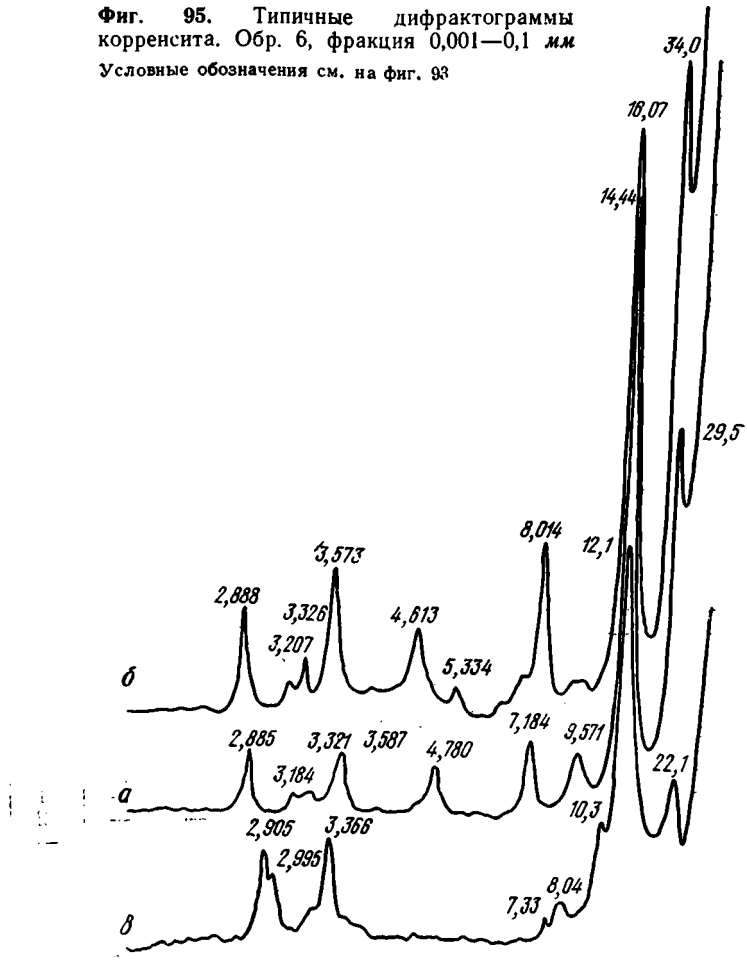
Межплоскостные расстояния и интенсивности отражений на рентгенограммах глинистого вещества пород нижнего лагунного комплекса (фракция <0,001 *мм*)

Порядки базальных отражений корренсита	Цемент песчаника, обр. 16						Цемент песчаника, обр. 19			
	насыщенный глицерином		прокаленный при $t = 550°$ С		природный		насыщенный глицерином		прокаленный при t=550°С	
	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d
001	10	32,0	2	22,3	2	28,4	7	32,0	2	22,3
002	10	15,7	—	—	8	14,07	5	15,5	—	—
	—	—	—	—			7	14,0	5	14,2
	—	—	10	11,8			—	—	3	12,0
	2	10,0	3	9,8	3	10	3	9,9	9	10,1
004	5	8,0	2	7,9			1	8,1	1	7,9
	2	7,1	—	—	7	7,1	6	7,2	—	—
005	1	6,5	—	—			—	—	—	—
006	3	5,3	2	4,9	1	5,2	—	—	5	5,0
007	4	4,6	—	—	2	4,9	8	4,7	—	—
—	—	—	—	—	4	4,7	—	—	1	4,48
	2	4,28	2	4,29	2	4,25	—	—	2	4,26
	1	3,98	—	—					—	—
	—	—	1	3,80	2	3,77	—	—	1	3,77
	5	3,57	1	3,52	6	3,53	10	3,57	1	3,48
	3	3,34	5	3,35	10	3,34	9	3,34	10	3,34
	2	3,18	2	3,19	4	3,19	1	3,18	1	3,16
	1	3,05	4	2,95	2	2,98	—	—	1	2,98
	4	2,90	—	—	—	—	—	—	—	—
	2	2,68	1	2,69	2	2,71	—	—	1	2,69
	1	2,55	—	—	2	2,58	—	—	1	2,53
	—	—	1	2,436	3	2,457	—	—	—	—
	1	2,414	—	—	2	2,383	—	—	—	—
	1	2,285	1	2,248	2	2,285	—	—	—	—
	2	2,120	—	—	4	2,128	—	—	—	—
	2	1,990	1	1,973	2	1,978	1	1,990	1	1,976
	1	1,874	—	—	2	1,895	—	—	—	—
	1	1,810	1	1,813	4	1,818	1	1,816	1	1,821
	1	1,696	1	1,687	3	1,699	—	—	1	1,692
	1	1,661	—	—	4	1,670	1	1,657	—	—
	2	1,535	2	1,535	4	1,541	—	—	—	—
	1	1,495	2	1,500	2	1,504	—	—	—	—

Рентгеноструктурный анализ показал присутствие упорядоченного смешанно-слойного минерала типа корренсита, состоящего из чередования хлоритовых и монтмориллонитовых слоев (табл. 38, фиг. 95, 96). Корренсит индицируется по базальному отражению $d_{(001)}$, равному 28,4 Å в природном состоянии, 32 Å в насыщенном и 22,3 Å в прокаленном. Во многих образцах фиксируется целочисленная серия отражений до 6—7 порядков. Заметим, что на дифрактограммах фракции <0,001 *мм* рефлекс $d_{(001)}$ не всегда обнаруживается. Интенсивность

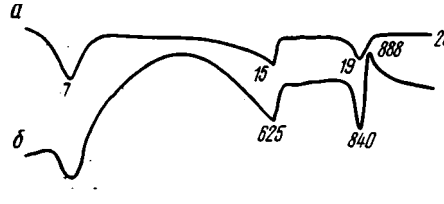
Фиг. 95. Типичные дифрактограммы корренсита. Обр. 6, фракция 0,001—0,1 *мм*

Условные обозначения см. на фиг. 93



рефлекса $d_{(002)}$ = 14—13,8 Å в несколько раз больше интенсивности отражения $d_{(001)}$. Обнаружить корренсит в этих случаях можно по характерным значениям $d_{(002)}$, равным у насыщенных образцов 16—16,8 Å, у прокаленных — 12—12,5 Å. Типичная дифрактограмма корренсита из фракции 0,001—0,01 *мм* приведена на фиг. 95[1].

Термический анализ глинистой фракции цементов дает очень типичные кривые нагревания с двумя резкими эндотермическими остановками около 625 и 840° и слабым экзотермическим эффектом около 880° (фиг. 96). Полученные термограммы близки к кривым нагревания пеннина и клинохора, а также к кривой осадочного магнезиального хлорита, приведенной в работе Ж. Лука (Lucas, 1962). Их основное отличие — меньшая резкость экзотермического эффекта. Можно считать



Фиг. 96. Кривые нагревания и потери веса корренсита. Обр. 27

А — кривая потери веса *DTG*,
Б — кривая нагревания *DTA*

этот тип кривых нагревания характерным для минералов семейства корренситов.

Корренсит распространен очень широко в отложениях нижнего лагунного комплекса и устойчиво присутствует в качестве основного компонента глинистого вещества цемента в песчано-алевритовых породах всего разреза уфимского комплекса мощностью свыше 150 *м*.

В некоторых образцах, помимо корренсита (см. табл. 37, обр. 19) присутствует самостоятельная фаза магнезиально-железистого хлорита, фиксирующаяся по присутствию базального рефлекса в 14 Å, почти не меняющего своего положения при обработках (см. табл. 38).

Постоянным спутником корренсита является гидрослюдистый минерал. Гидрослюда принадлежит к полиморфной модификации 1Md и содержит некоторое количество гидратированных слоев. В природных образцах обычно фиксируется небольшой интенсивности рефлекс $d_{(001)} = 10{,}4—10{,}6$ Å, при насыщении либо возникает у пика 10 Å «хвост» в сторону малых углов, либо появляется рефлекс 9,8 Å, говорящий о смешанно-слойной фазе гидрослюда-монтмориллонит с содержанием около 20% разбухающих слоев.

Вероятно, эта гидрослюда не привлекла бы особенного внимания и была бы принята нами за обломочную примесь, как это сделал Ж. Лука (Lucas, 1962), установивший постоянный парагенез корренсита и гидрослюды в близких по условиям образования цехштейновых породах Франции и Марокко. Однако в верхнем лагунном комплексе, а также в некоторых глинистых породах нижнего комплекса были встречены специфические, почти мономинеральные, несомненно, аутигенные гидрослюдистые образования, изучение которых позволило нам совместно с В. А. Дрицем (Коссовская и др., 1971) установить новую разновидность так называемых зеленых гидрослюд, или железистых иллитов, свойственных терригенно-эвапоритовым отложениям. Описание их будет дано при характеристике верхнего лагунного комплекса, где встречены наиболее типичные образцы.

В небольшом количестве в цементе песчаников иногда присутствует примесь палыгорскита, лучше всего обнаруживающегося под электронным микроскопом в виде характерных иголочек, но фиксирующегося иногда и на дифрактограммах по характерному зубчатому раздвоению 10 Å пика.

Табл. 37 дает представление о химическом составе глинистого вещества цемента песчаников. Обращает на себя внимание высокое содержание MgO в обр. 16, представленном главным образом корренситом.

Глинисто-мергелистые породы

Собственно глинистые породы очень редки; в основном распространены глинисто-мергелистые породы, переходящие в доломитовые мергели и доломиты, окрашенные в красно-бурые или зеленовато- и светло-серые цвета и обычно содержащие гнезда, прожилки или тонкие прослои гипса.

Породы состоят из пелитоморфной тонкодисперсной массы, в красноцветных разностях пропитанной гидроокислами железа, тонко пронизанной кристаллами доломита размером от нескольких тысячных до 0,02—0,03 *мм*. В последнем случае кристаллики составляют как бы мозаику разнородно ориентированных ромбоэдриков, погруженных в глинистое вещество. Гипс встречается в виде отдельных тонковолокнистых или лапчатых выделений, реже пронизывает всю доломитово-глинистую массу породы.

Глинистое вещество, выделенное из мергелистых аргиллитов (обр. 3 в нижней части разреза и обр. 30 — в верхней) в общем очень близко по составу к цементу песчаников. Отмечается только более высокое содержание гидрослюдистого минерала (обр. 3) и отсутствие ясно выраженного упорядоченного характера смешанно-слойного минерала хлорит-монтмориллонита. Отражения $d_{(001)}$, свойственного корренситу, получить на дифрактограммах не удалось. Правда, увеличение значений базального рефлекса $d_{(002)}$ (?) от 13,9 Å в природном образце до 14,7 Å при насыщении и появлении площадкообразного пика 12,8 Å при прокаливании образца дает основание предположить существование если не полностью упорядоченной структуры, то все же известной тенденции к таковой (фиг. 97).

Кривые ДТА характеризуются широкой расплывчатой «впадиной» около 150—200°, свидетельствующей о постепенном выделении низкотемпературной воды, и двумя четкими хлоритовыми эндотермическими остановками при температурах 600 и 850°; резкий экзотермический подъем после 850°, отмеченный на кривых нагревания собственно корренсита, не фиксируется (фиг. 98).

Обсуждение вопроса о происхождении корренсита и сопутствующих слюдистых минералов будет сделано после описания пород верхнего лагунного комплекса, содержащего практически идентичную или очень близкую ассоциацию минералов.

МОРСКОЙ КОМПЛЕКС

Собственно морские отложения мощностью около 80 *м* играют в составе подформации сравнительно незначительную роль. Нижняя часть комплекса представлена пачкой чередующихся серых глин, алевролитов и тонкозернистых песчаников, сменяющихся вверх по разрезу преимущественно тонкозернистыми песчаниками или песчанистыми, иногда органогенно-обломочными известняками, вверху — доломитизированными и постепенно переходящими в доломитизированные мергели и доломиты вышележащего лагунного комплекса.

Песчаники

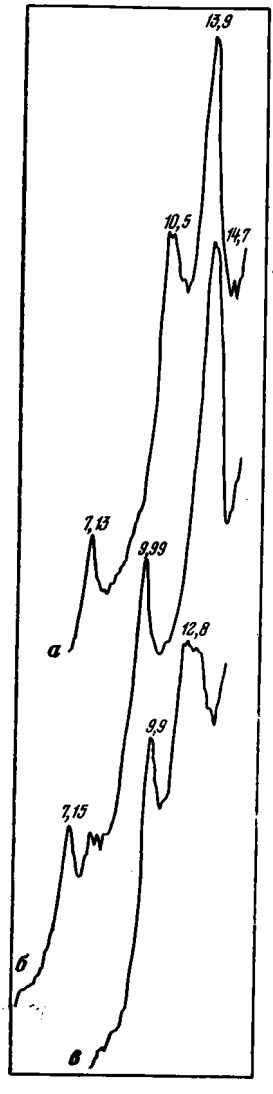
Состав обломочного материала сохраняется почти неизменным (см. фиг. 87, 88). Характерно уменьшение зернистости песчаников, несколько лучшая сортировка и значительное увеличение содержания пластинок хлоритизированного биотита и фрагментов почти нацело хлоритизированных пород (до 5—7% от состава обломков).

Типы структур и минералы цемента. В составе цемента базального или, реже, порового полностью доминируют карбонаты, иногда сохраняющие пелитоморфную седиментационную структуру, нередко с включениями обломков раковин или единичными фораминиферами, но чаще в большей или меньшей степени перекристаллизованные. Нередко породы существенно пиритизированы. Пирит образует россыпи мелких кристалликов или округлых выделений, обычно приуроченных к фаунистическим остаткам. По-видимому, при разложении органических остатков в отдельных локальных участках осадка возникала сероводородная среда, благоприятствующая восстановлению железа и генерации пирита.

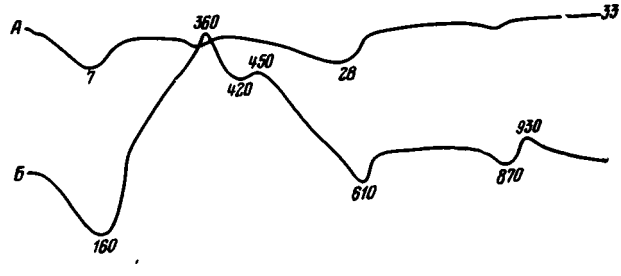
Близкий механизм накопления характерен и для сульфидов меди, достигающих в некоторых районах Оренбургского Приуралья, как известно, промышленных концентраций. Заметные скопления сульфидов меди чаще всего локализуются в песчано-алевритовых, реже алевритово-глинистых осадках зоны волнений прибрежного мелководья в тесной,

генетической связи с органогенно-обломочными карбонатными скоплениями. Здесь мы подробно не останавливаемся на характеристике проявлений медного оруденения, так как рассмотрение этих вопросов дано в заключительном разделе.

Судить о формах кристаллизации и характере распределения глинистых минералов в цементе песчаников довольно сложно из-за обилия карбонатов, маскирующих присутствие других минералов. Только в отдельных поровых участках в ассоциации с россыпью глобулей пирита изредка удается обнаружить отдельные лепестковидные выделения, иногда собранные в розеткоподобные агрегаты пластинок глинистого минерала, дающего при скрещенных николях серую интерференционную окраску и характерное волнистое угасание. Определить в шлифах этот минерал не удается, его можно отнести как к безжелезистому хлориту, так и к каолиниту.



Диагностика состава глинистых минералов цемента песчаников в описываемом комплексе базировалась в основном на данных рентгеноструктурного анализа, который показал резкие отличия состава глинистого вещества в породах морского генезиса. Доминирующим минералом становится гидрослюда, в меньшем количестве, иногда ничтожном, присутствует хлорит и, наконец, совершенно неожиданно во всех сероцветных морских породах постоянно появляется до 10—20% каолинита (табл. 39). Наблюдается определенная зависимость — большее количество гидрослюды содержали морские песчаники прибрежной зоны (обр. 46). В более тонкозернистых породах — алевролитах и особенно глинах (обр. 44 и 37а) содержание хлорита заметно увеличивается. Это находит четкое отражение как на соотношении интенсивностей рефлексов гидрослюды и иллита на дифрактограммах, так и на химическом составе фракции $< 0{,}001$ *мм* (табл. 40). Заметное увеличение содержания MgO при близком содержании K_2O отчетливо прослежи-



Фиг. 97. Типичные дифрактограммы глинистого вещества, выделенного из мергелистого аргиллита нижнего лагунного (уфимского) комплекса. Обр. 3. Преобладающие минералы — гидрослюда и смешанно-слойный хлорит-монтмориллонит

Условные обозначения см. на фиг. 93

Фиг. 98. Кривые нагревания и потери веса глинистого вещества из глин уфимского комплекса. Обр. 3

Условные обозначения см. на фиг. 96

Таблица 39

Результаты рентгеноструктурного изучения фракции <0,001 *мм* цемента песчаников и глинисто-мергелистых пород морского комплекса

Цемент песчаника зоны морского подвижного мелководья, обр. 46						Мергелистый алевролит, обр. 40								Глина мергелистая, обр. 37а							
Ориентированный, насыщенный глицерином		Ориентированный, прокаленный при t= 550° С		Прокипяченный в HCl		Ориентированный, насыщенный		Прокаленный при t = 550° С		Прокипяченный в HCl		Обработанный K_2CO_3		Ориентированный, насыщенный		Прокаленный при t = 550° С		Прокипяченный в HCl		Обработанный K_2CO_3	
I	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*
1	14,4	сл.	13,7	—	—	5	14,6	10	13,8	—	—	10	14,4	9	14,6	10	14,2	—	—	6	14,4
4	10,0	9	9,9	3	10,8	4	9,9	10	10	3	10,8	7	10,2	9	10,1	10	10,2	3	10,5	9	10,2
10	7,2	—	—	10	7,3	10	7,2	—	—	3	7,2	10	7,2	10	7,2	—	—	3	7,3	8	7,1
1	6,4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1	4,9	3	4,9	—	—	—	—	5	5,0	1	4,9	1	5,1	2	5,1	5	5,1	2	4,97	2	5,0
—	—	—	—	—	—	5	4,72	—	—	—	—	5	4,78	5	4,76	—	—	—	—	2	4,72
1	4,48	3	4,48	1	4,52	—	—	—	—	2	4,50	—	—	—	—	1	4,58	2	4,52	1	4,49
3	4,22	3	4,22	4	4,26	3	4,26	3	4,28	5	4,28	4	4,29	4	4,29	4	4,29	4	4,29	1	4,24
1	3,80	2	3,78	1	3,81	—	—	1	3,80	1	3,80	1	3,81	1	3,78	1	3,82	2	3,80	1	3,76
5	3,57	1	3,51	9	3,59	9	3,55	1	3,51	2	3,52	8	3,56	6	3,57	1	3,55	2	3,53	5	3,56
9	3,34	10	3,34	10	3,36	9	3,34	10	3,34	10	3,34	10	3,36	10	3,35	10	3,38	10	3,35	10	3,34
3	3,19	3	3,19	5	3,22	2	3,19	4	3,19	3	3,20	2	3,21	3	3,21	2	3,24	4	3,22	2	3,19
1	2,96	2	2,96	2	2,99	—	—	1	2,97	1	2,99	1	3,01	1	3,01	1	3,04	2	3,01	2	3,01
—	—	—	—	—	—	1	2,85	1	2,87	—	—	2	2,86	1	2,87	1	2,82	1	2,89	2	2,84
1	2,67	—	—	—	—	—	—	1	2,78	—	—	1	2,67	2	2,73	1	2,73	2	2,71	1	2,69
3	2,56	2	2,57	2	2,59	1	2,59	2	2,59	3	2,57	1	2,58	2	2,59	1	2,61	4	2,58	1	2,55
1	2,468	1	2,457	1	2,474	1	2,474	1	2,463	2	2,452	2	2,468	2	2,474	2	2,480	2	2,463	2	2,45
2	2,378	1	2,383	2	2,393	4	2,357	—	—	1	2,378	2	2,388	1	2,383	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	2,284	1	2,294	1	2,308	2	2,285	1	2,382
2	2,120	2	2,120	2	2,136	2	2,11	2	2,124	1	2,12	1	2,234	1	2,234	2	2,248	2	2,132	2	2,120
3	1,987	2	1,987	2	1,997	2	1,983	2	1,987	1	1,983	3	1,993	2	1,997	3	2,00	4	1,983	3	1,997
1	1,886	1	1,886	1	1,898	1	1,883	—	—	1	1,898	2	1,898	1	1,889	—	—	1	1,898	1	1,886
2	1,816	2	1,810	3	1,827	2	1,816	2	1,821	4	1,816	3	1,818	3	1,818	3	1,830	5	1,818	3	1,815
3	1,661	2	1,616	4	1,675	2	1,66	2	1,671	3	1,664	3	1,670	2	1,675	4	1,675	4	1,673	3	1,659
2	1,537	2	1,541	3	1,547	2	1,537	2	1,545	3	1,539	3	1,548	3	1,547	3	1,554	5	1,543	2	1,535
3	1,497	2	1,499	—	—	1	1,501	1	1,501	3	1,501	2	1,500	2	1,504	—	—	5	1,501	—	—
				2	1,499	2	1,377	2	1,376	5	1,376	3	1,380	3	1,377	3	1,387	5	1,377		

вается в гранулометрическом ряду: цемент песчаника (обр. 46) — цемент алевролитов (обр. 40) — глина (обр. 37а).

Данное обстоятельство, возможно, связано с тем, что в обстановках меньшей гидродинамической активности происходило повышение минерализации морской воды, благоприятствующее формированию хлоритов с повышенным содержанием MgO. Периодическое слабое осолонение вполне вероятно в бассейне, сменившем на непродолжительное время устойчивый лагунный режим кунгура и уфы, вновь восстановившийся в позднеказанское время. Подтверждением этого является также периодическое появление в составе комплекса доломитизированных пород.

Таблица 40

Химический состав (в %) глинистого вещества цемента песчаников, алевролитов и глинисто-мергелистых пород морского комплекса
(фракция < 0,001 *мм*)

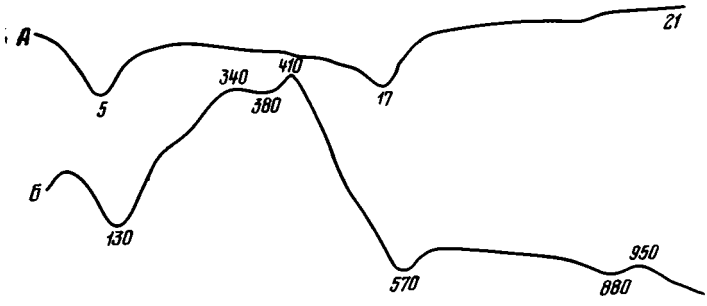
Компонент	Цемент песчаника	Глинистое вещество мергелистых алевролитов		Глина мергелистая, обр. 37а
	обр. 46	Обр. 41	обр. 40	
SiO_2	54,86	50,69	48,35	48,62
TiO_2	2,58	1,84	0,95	1,03
Al_2O_3	18,11	19,81	20,70	18,85
Fe_2O_3	2,12	2,39	2,54	3,63
FeO	0,83	2,96	3,75	2,98
CaO	0,84	0,63	0,73	0,73
MgO	1,92	4,23	4,52	5,24
MnO	Нет	0,03	0,04	0,05
Na_2O	0,89	0,68	0,74	0,57
K_2O	3,07	3,35	2,93	3,55
H_2O^-	4,42	5,13	3,99	3,33
H_2O^+	8,16	6,17	8,84	8,69
CO_2	0,12	0,02	0,01	0,30
C	2,03	1,56	1,60	2,03
P_2O_5	0,02	0,07	0,17	0,15
Сумма	99,97	99,56	99,86	99,75
Кварц	7,70	7,92	Не опр.	8,52

Гидрослюдистый минерал отличается от обычных гидрослюд, распространенных в осадочных породах, тем, что содержит, видимо, некоторое количество вермикулитоподобных, а не монтмориллонитовых слоев. В природном состоянии образца базальный рефлекс гидрослюды $d_{(001)}$ = 10,5—10,6 Å; при насыщении вместо рефлекса, равного 9,8 Å, появляющегося в случае присутствия смешанно-слойного минерала слюда-монтмориллонит с ≈ 20% разбухающих слоев, фиксируется четкий рефлекс $d_{(001)}$ = 9,99—10 Å со слабым хвостом в сторону малых углов и два слабых рефлекса 12,14 и 14 Å. При обработке HCl 10 Å рефлекс расплывается до 10,8 Å, а при насыщении K_2CO_3 сжимается до 10,2 Å, причем интенсивность его существенно возрастает за счет снижения интенсивности 14 Å рефлекса или почти полного исчезновения его в тех случаях, когда 14 Å компоненту принадлежит незначительная роль. При прокаливании таких образцов (обр. 46) также сохраняется только четкий узкий рефлекс слюдистого минерала. Комплекс перечисленных признаков свидетельствует о присутствии вермикулитоподобных слоев в структуре гидрослюдистого минерала.

Наличие каолинита однозначно устанавливается по интенсивным базальным рефлексам $d_{(001)}$ = 7,16 Å, $d_{(002)}$ = 3,57 Å и др., сохра-

няющимся при кипячении образца в HCl и исчезающих при прокаливании.

В химическом составе фракции $< 0{,}001$ *мм* глинистого вещества появление каолинита и, возможно, увеличение количества гидрослюды, выражается в заметном возрастании содержания Al_2O_3 (до 18—20% по сравнению с 14—16% в породах нижележащего лагунного комплекса).



Фиг. 99. Кривые нагревания и потери веса глинистого вещества цемента песчаников морского комплекса

Условные обозначения см. на фиг. 96

Обращает на себя внимание также постоянное довольно высокое (1,50—2%) содержание органического углерода, свойственное (как и примесь каолинита) только осадкам морского комплекса. При обсуждении генезиса глинистых минералов мы специально остановимся на возможной генетической связи этих двух явлений.

Кривые термического анализа глинистого вещества цемента не очень выразительны. Присутствуют два эндотермических рефлекса—интенсивный при 560° и слабый при 880°, обычные в случае гидрослюдистых минералов (но характерные также и для поликомпонентных образований, в составе которых могут быть монтмориллонит, железистые хлориты и др.). На кривой ДТА обр. 46 заметен слабый экзотермический подъем при $t \approx 950°$, который можно отнести за счет присутствия каолинита (фиг. 99).

Глинисто-мергелистые породы

Микроскопическая характеристика этих пород мало отличается от таковой других глинисто-карбонатных пород разреза. Глинистое вещество тонко пронизано мельчайшими кристалликами карбоната, образующими в совокупности тонкоагрегатно-поляризующую массу. В нижней половине, судя по данным термографии, тонкодисперсный карбонат представлен кальцитом, сменяющимся вверху доломитом.

Рентгеноструктурный анализ показывает присутствие тех же трех компонентов, что и в глинистом веществе цемента песчаников и алевролитов. Отличие заключается в существенно большем содержании хлорита и более стабильном характере структуры гидрослюдистого минерала.

ВЕРХНИЙ ЛАГУННЫЙ КОМПЛЕКС

К верхнему лагунному комплексу (P_2kz_2) в пределах паралической подформации относятся верхнеказанские отложения. Однако при описании комплекса мы выйдем за пределы границ намеченных подформаций и дадим совместную характеристику верхнеказанских и нижнетатарских пород, принадлежащих к сокской (P_2sok) свите. Ниже мы поясним целесообразность этого объединения, несмотря на то, что со-

став обломочного материала в верхнеказанских и сокских породах существенно различен.

Таким образом, описываемый интервал охватывает толщу терригенно-карбонатных, обычно загипсованных пород, мощностью около 200 *м*, имеющих в нижней части преимущественно серый цвет, в верхней — красный.

Песчаники

Напомним, что в верхнеказанских песчаниках доминируют обломки основных эффузивов; источники сноса здесь оставались теми же, что и для пород нижележащих морского и нижнего лагунного комплексов. Начиная с сокской свиты состав отложений свидетельствует об изменении характера источников сноса: в песчаниках получает распространение специфический обломочный материал — с одной стороны, более кислый, что выражается в повышении содержания кварца и обломков кислых эффузивов, а с другой — содержащий примесь более реакционноспособного свежего, скорее всего пирокластического вещества, что выражается в появлении кварца с остроугольными очертаниями, обломков вулканических стекол, единичных зерен средних плагиоклазов, а в тяжелой фракции — в массовом распространении очень свежих зерен моноклинного пироксена.

С появлением этого материала совпадает граница широкого развития в цементе песчаников анальцима.

Несмотря на различия в составе обломочного материала и обусловленное этим присутствие в сокских отложениях анальцима, ассоциации глинистых минералов в верхнеказанских и сокских породах исключительно близки. Это обстоятельство и послужило причиной целесообразности их совместного описания. Тем более, что подробная характеристика обломочного вещества, свойственного нижней и верхней подформациям, была дана выше.

Сходство состава глинистых минералов в верхнеказанских и сокских породах объясняется сходством фациальных условий, унаследованных в раннетатарское время от позднеказанского. В течение всего указанного периода абсолютно доминировали обстановки осолоняющихся водоемов, в которых наряду с осаждением терригенного материала осуществлялась садка доломита и гипса. Физико-химическая среда полностью нивелировала разнородный характер первичной тонкодисперсной мути; последняя была использована при формировании глинистых минералов только как поставщик алюмосиликатного вещества.

Эта же причина определила близость ассоциаций глинистых минералов в породах нижнего лагунного комплекса (P_2uf) и описываемого интервала разреза.

Минералы цемента. Структуры песчаников с гипсовым и карбонатным цементом практически не отличаются от описанных в нижнем лагунном комплексе. Специфической чертой является широкое развитие анальцима, присутствующего главным образом в цементе песчаников и в меньшем количестве в алевролитах. Анальцим образует корочки вокруг обломочных зерен, состоящие из кристаллов тетрагонтриоктаэдрического габитуса, или сливается в сплошную массу, спаивающую обломочные зерна в отдельных участках пород. Совместно с анальцимом постоянно присутствуют карбонаты и очень часто гипс. Оба эти минерала при перекристаллизации разъедают и замещают анальцим. Глинистые минералы в цементе чаще всего замаскированы карбонатами и гидроокислами железа. В отдельных шлифах можно наблюдать соотношения глинистых минералов с анальцимом. Светло-зеленый хлоритовый минерал оконтуривает обломочные зерна и образует ячейки, в которых располагаются полиэдрические кристаллики анальцима.

Таблица 41

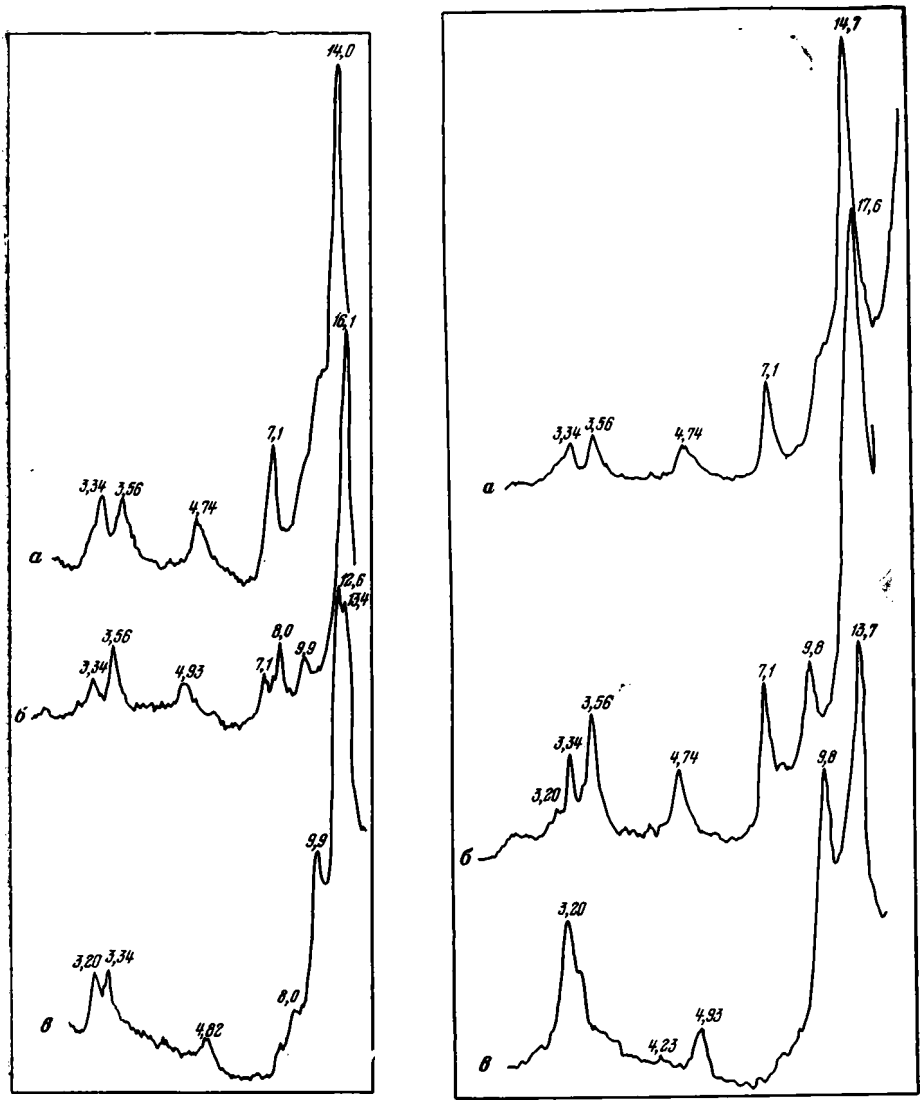
Химический состав (в %) глинистого вещества цемента песчано-алевритовых пород и глинистой фракции доломитовых глин и мергелей верхнего лагунного комплекса

Компонент	Цемент загипсованного крупнозернистого алевролита, обр. 78	Глина загипсованная из пачки песчаников с корренситовым цементом, обр. 72	Цемент загипсованного песчаника, обр. 97	Алевролитовый доломитовый мергель, обр. 104	Глинисто-мергелистая доломитовая порода, обр. 102
SiO_2	48,02	48,02	49,77	46,00	46,98
TiO_2	1,23	1,23	1,02	1,11	1,02
Al_2O_3	14,97	18,44	15,44	14,43	15,65
Fe_2O_3	4,82	4,43	4,41	8,82	4,98
FeO	2,79	3,06	2,45	1,54	2,64
CaO	0,66	0,72	0,66	0,76	0,66
MgO	10,05	6,40	9,17	9,09	9,80
Na_2O	0,63	0,55	0,8	0,68	0,80
K_2O	2,62	3,55	2,93	2,78	3,13
H_2O^-	6,95	5,97	5,72	9,80	6,61
H_2O^+	6,28	6,79	5,93	4,68	5,99
CO_2	Нет	0,10	0,02	0,41	0,04
C	1,04	1,34	1,69	0,49	1,36
Сумма	100,06	100,60	99,01	100,59	99,66
Кварц	4,78	4,32	5,80	3,94	4,44

Состав глинистых минералов специфичен для лагунных обстановок. Ведущим минералом цемента песчаников (особенно в верхнеказанских породах) является корренсит. Он составляет основной компонент фракции меньше 0,001 *мм* загипсованных мелкозернистых реже среднезернистых песчаников мощностью от 0,5 до 5—6 *м*, чередующихся с более мощными пачками доломитовых мергелей и доломитов.

Корренсит появляется впервые в базальных слоях верхнего лагунного комплекса после маломощного прослоя доломитового мергеля, сменяющего песчаники морского комплекса, и устойчиво характеризует цемент песчаных пород вплоть до нижних горизонтов сокской свиты. Часто с корренситом присутствует небольшая самостоятельная примесь хлорита и постоянно — гидрослюдистого минерала. В цементах песчаников верхней части описываемого комплекса (главным образом в сокской свите) наряду с корренситом присутствуют своеобразные хлоритовые минералы двух разновидностей: 1) разбухающий хлорит, тесно ассоциирующийся с монтмориллонитом, похожий на минералы цемента песчаников большекинельского комплекса (фиг. 101, обр. 80) и 2) очень своеобразные разбухающие хлориты (или, может быть, точнее, разбухающие вермикулиты), нестойкие к термической обработке (фиг. 102, обр. 129). Последний тип присутствует как в верхнеказанских, так и в нижнетатарских слоях. Идентификация этих минералов дается пока предварительно [1].

[1] Специфическая гамма хлорит-вермикулит-монтмориллонитовых минералов терригенно-эвапоритовых отложений требует в первую очередь постановки методических исследований для разработки способа выделения тонкодисперсных минералов из пород сложного силикатно-карбонатного состава. Без этого невозможно выполнение надежных химических анализов, необходимых для кристаллохимической расшифровки минералов данной ассоциации. И хотя описание корренситов уже было дано несколькими зарубежными авторами, главным образом для цехштейновых пород Западной Европы (Martin-Vivaldi, 1957; Lucas, 1962; Lippman, Savascin, 1969), химические анализы корренсита не приводились. Описание разновидностей термически нестойких и разбу-



Фиг. 100. Характеристика базальных отражений ($d_{(001)}$) корренсита из цемента песчаников верхнего лагунного (верхнеказанского) комплекса (фракция < 0,001 *мм*)

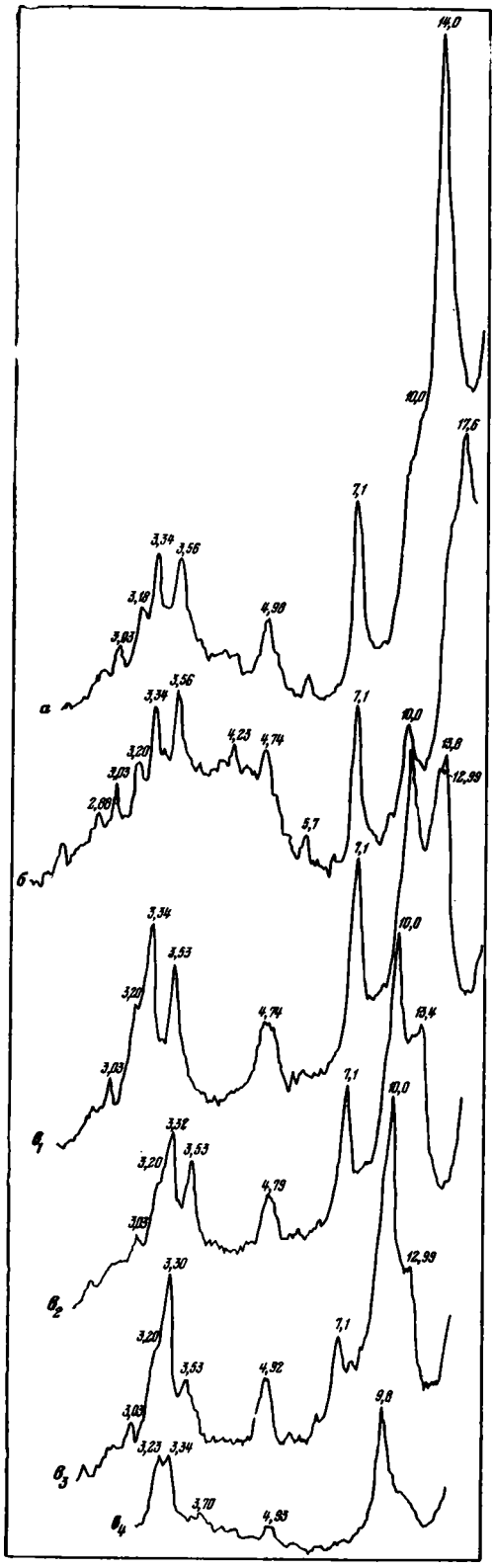
Условные обозначения см. на фиг. 93

Фиг. 101. Характерные дифрактограммы разбухающего хлорита из цемента песчаников верхнего лагунного (верхнеказанского) комплекса. Обр. 80 (фракция < 0,001 *мм*)

Условные обозначения см. на фиг. 93

В более тонких алевролитовых породах со значительной примесью тонкодисперсного карбонатного минерала распространены также смешанно-слойные минералы хлорит-монтмориллонитового (или хлорит-вермикулитового) состава, но отличающиеся меньшей степенью упорядоченности, вплоть до неупорядоченных, с разным соотношением межслоевых промежутков бруситового и подвижного типов.

хающих хлоритов, как и общее освещение кристаллохимических и генетических связей, объединяющих хлорит-монтмориллонитовую ассоциацию терригенно-эвапоритовых формаций, в литературе отсутствует. Такая работа проводится авторами в лаборатории минералогии ГИН АН СССР совместно с В. А. Дрицем и Б. А. Сахаровым.



Корренсит, служащий основным минералом цемента, уверенно диагностируется на дифрактограммах, несмотря на то, что первый базальный рефлекс удается получить далеко не всегда. Минерал идентифицируется по целочисленной серии базальных отражений: в природных по очень интенсивным рефлексам с $d_{(002)} = 13{,}8$—14 Å, $d_{(003)} = 9{,}1$ Å, $d_{(003)} = 7{,}1$Å и др.; в насыщенных — с $d_{(002)} = 16$Å, $d_{(003)} = 9{,}9$Å, $d_{(004)} = 8$Å и др. При прокаливании иногда удается получить первый рефлекс с $d_{(001)} = 24$—22Å, но чаще присутствует только рефлекс с $d_{(002)} = 13{,}8$—12Å. Несомненно, корренситы представляют собой не только упорядоченное сочетание (1 : 1) хлорита и монтмориллонита, но и других близких фаз: хлорита — разбухающего хлорита, хлорита и вермикулита, что и позволяет рассматривать корренсит не как определенный минерал, а как характерную группу подвижных хлоритов с упорядоченным чередованием межслоевых промежутков различного типа. Эти вариации состава корренситов отмечаются всеми авторами, изучавшими данный минерал.

В некоторых образцах наряду с корренситом присутствует в небольшом количестве хлорит (разбухающий?), что можно предположить по наличию небольшого рефлекса около 13,4Å, слитого с рефлексом 12,1Å (фиг. 100, *в*).

Обращает на себя внимание присутствие небольшого пика в 7,1Å, сохраняющегося после насыщения образца глицерином наряду с рефлексом $d_{(004)}$ корренсита, равным 8Å, даже в тех образцах, где «дополнительная» фаза собственно хлорита не отмечается (см. фиг. 100, *б*). При кипячении в HCl этот рефлекс не

Фиг. 102. Характерные дифрактограммы разбухающего хлорита (вермикулита?), нестойкого к термической обработке, выделенного из цемента песчаников верхнеказанского и сокского комплексов. Обр. 129

а — природный, *б* — насыщенный глицерином, *в* — прокаленный ($в_1$ — при $t = 350°$ С, $в_2$ — при $t = 400°$ С; $в_3$ — при $t = 450°$ С, $в_4$ — при $t = 550°$ С)

сохраняется, так же как и все другие рефлексы хлоритовых минералов. Есть основание предположить присутствие какого-то количества минералов группы серпентина, в частности амезита, так как только для него значения $d_{(002)}$ равны 7—7,1 Å, в отличие от других минералов этой группы, $d_{(002)}$ которых приближается к 7,3Å.

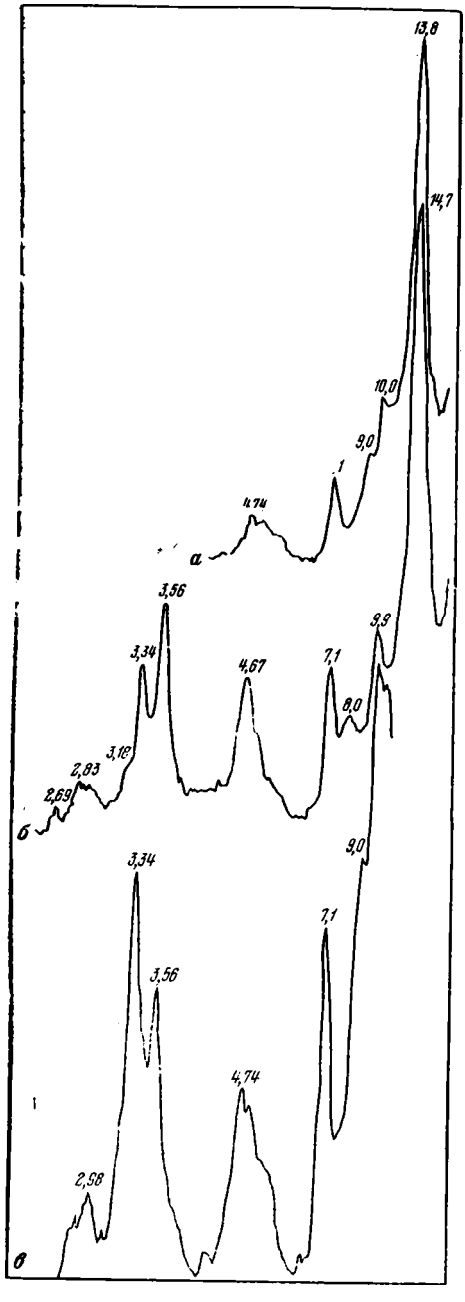
Разбухающий хлорит встречен в алевролитах верхней части казанских отложений и в сокской свите. На дифрактограммах (см. фиг. 0/101, обр. 80) природных образцов присутствует только рефлекс с $d = 14{,}7$ Å. В области 10—11 Å видна слабо намеченная ступенька. При насыщении образца базальный рефлекс с $d_{(001)}$ увеличивается до 17,7 Å и обособляется слабый рефлекс с $d = 9{,}8$ Å, принадлежащий, очевидно, гидрослюдистому минералу. При прокаливании базальный рефлекс сокращается до $d = 13{,}7$ Å, свидетельствуя о том, что скорее всего основной минерал отвечает разбухающему хлориту. Интенсивность рефлекса 9,8 Å увеличивается незначительно, что может быть связано с принадлежностью части подвижных слоев монтмориллониту (или разбухающему вермикулиту?).

Разбухающий хлорит (вермикулит?), нестойкий к термической обработке — это своеобразный новый тип минерала, распространенный довольно широко в загипсованных песчаниках сокской свиты, но присутствующий и в верхнеказанских отложениях (см. фиг. 102, обр. 77, 129). На дифрактограммах природных образцов присутствует интенсивный пик с $d_{(001)} = 14$ Å, а также рефлексы с $d = 7{,}1$ и 3,56 Å, которые можно было бы считать более высокими порядками хлорита, если бы не результаты, полученные при нагревании и насыщении. При насыщении базальный рефлекс расширяется до $d_{(001)} = 17{,}6$ Å, причем появляются рефлексы с $d_{(002)} = 5{,}7$ Å, $d_{(003)} = 4{,}23$ Å и др. Можно предположить присутствие незначительного рефлекса хлорита с $d_{(001)} = 14$ Å по слабой ступеньке на 17 Å рефлексе (фиг. 102. *б*). Рефлексы с $d = 7{,}1$ и 3,56 Å остаются неизменными. При нагревании до $t = 350$, 400, 450 и 550° обнаруживается постепенное исчезновение 14 Å рефлекса; практически присутствует рефлекс в 13,8 Å только на дифрактограмме образца, нагретого до 350°; при 400° обнаруживается только слабый пик с $d = 13{,}4$ Å, переходящий при t 450° в еле заметную ступеньку в области 13 Å. Рефлекс в 10 Å очень слабой интенсивности на дифрактограммах природного и насыщенного образца, четко обособляется уже при 350° и резко возрастает при 400°. Объяснить это можно только постепенным сжатием разбухающих слоев до 10, а затем до 9,8 Å.

Название «разбухающий хлорит, нестойкий к термической обработке», совершенно условно. По-видимому, здесь следует говорить о минерале, промежуточном по свойствам между хлоритом, монтмориллонитом и вермикулитом. Заслуживает внимания поведение рефлексов с $d = 7{,}1$ и 3,56 Å. Они сохраняются вплоть до $t = 450°$, т. е. до температуры, при которой 14 Å рефлекс уже почти полностью исчез. Исчезновение их происходит только при $t = 550°$. Отнести эти рефлексы к каолиниту нельзя, так как при кипячении в HCl минерал растворяется.

По-видимому, как и в предыдущих случаях, можно предполагать присутствие минерала группы серпентина.

Неупорядоченные хлорит-монтмориллонитовые смешанно-слойные образования встречаются довольно часто в сочетании с гидрослюдой в более тонкозернистых алевролито-глинистых породах. Как хлоритовые, так и гидрослюдистые минералы содержат около 20% межслоевых промежутков разбухающего типа. Характерные дифрактограммы этих образований даны на фиг. 103.



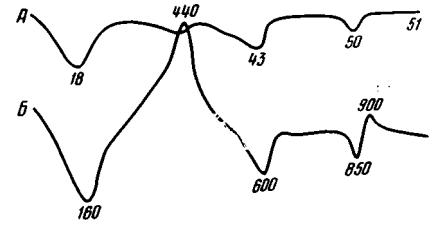
Кривые ДТА для цементов с присутствием корренситового минерала и разбухающего хлорита очень близки. Они характеризуются первой эндотермической остановкой около 180—200° и затем двумя четкими эндотермическими пиками при температуре 600 и 800°. На кривых нагревания образцов, в которых присутствует хлорит, нестойкий к термической обработке, появляется дополнительный широкий эндотермический пик в интервале температур 300—400°, отчетливо отражающий потерю воды, которая сопровождается сжатием большей части 14Å слоев до 10Å (фиг. 104).

Химический состав глинистых минералов цемента приведен в табл. 41 (обр. 78, 97).

Глинисто-мергелистые породы

Изучение тонкодисперсного вещества глинисто-мергелистых пород представляет значительные трудности. Эти породы характеризуются широким диапазоном различных соотношений глинистого (а также алевритового) и карбонатного материала различного состава. Карбонат чаще всего представлен доломитом, в значительном количестве во многих образцах присутствует гипс.

Проблема разрушения доломита, при выделении тонкодисперсных глинистых минералов практически не решена. Даже в случае обработки



Фиг. 103. Характерные дифрактограммы неупорядоченных хлорит-монтмориллонитовых смешанно-слойных образований, выделенных из цемента алевролитов. Обр. 89— верхнеказанский комплекс

Условные обозначения см. на фиг. 93

Фиг. 104. Кривые нагревания и потери веса глинистого вещества цемента песчаников верхнего лагунного (верхнеказанского) комплекса. Обр. 97

Условные обозначения см. на фиг. 96

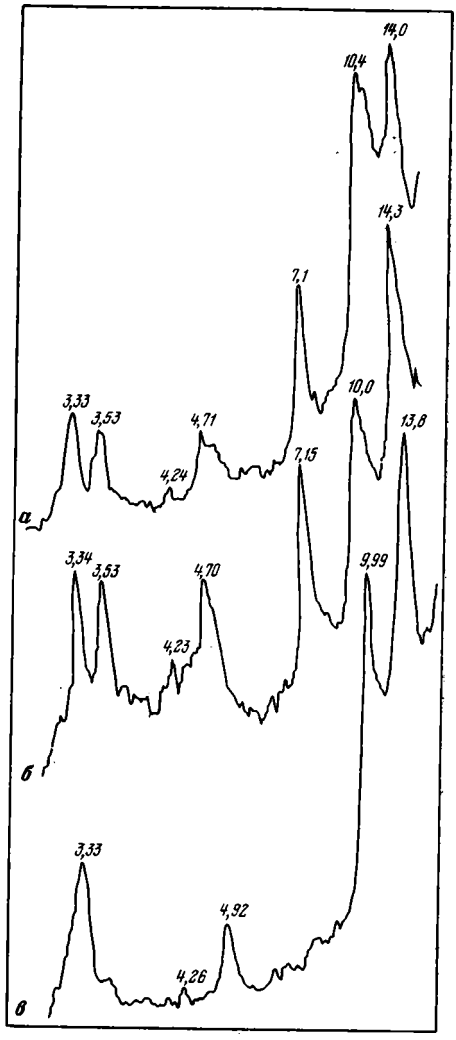
слабыми растворами кислот с нагреванием до 40—50° (2%-ной HCl и уксусной кислотой) доломит полностью не разрушается, а среди глинистых минералов сохраняются лишь наиболее устойчивые. Несомненно, какая-то часть наиболее хрупких магнезиальных силикатов разрушается. Поэтому мы здесь ограничимся приведением лишь некоторых материалов, которые дают пока предварительную характеристику тонкодисперсных слоистых силикатов, связанных с доломитово-мергелистыми породами и отчасти доломитами. Большое разнообразие встреченных глинистых образований пока не может быть увязано с определенными типами хемогенного вещества вмещающих пород и, соответственно, с особенностями гидрохимии водоемов, где происходило их формирование. Это будет выполнено при последующих специальных исследованиях.

Хлорит-монтмориллонитовые смешанно-слойные образования в совокупности с гидрослюдистым компонентом, как и в цементе песчаников, продолжают оставаться доминирующей ассоциацией доломитовых глинисто-мергелистых пород.

В глинистых породах верхнего лагунного комплекса сохраняется та же закономерность, как и в нижнем лагунном комплексе, во-первых, в хлоритовых минералах в случае неупорядоченного чередования межслоевых промежуточного бруситового и подвижного типов число последних не превышает 20%; во-вторых, содержание гидрослюдистого минерала несколько выше, чем в цементе песчаников. Это находит отражение как на дифрактограммах образцов (фиг. 105, обр. 72, 102), так и в химическом составе (см. табл. 41).

Интересно отметить, что в образцах доломитовых мергелей с тонким алевритовым материалом намечается появление смешанно-слойных минералов с тенденцией к упорядоченной структуре (табл. 42, обр. 104). Так, при насыщении образца глицерином на дифрактограммах и порошковых рентгенограммах появляются рефлексы минеральной фазы, близкой к корренситу: $d_{(002)} = 15{,}5$Å и $d_{(004)} = 8{,}1$Å.

Таким образом, довольно четко устанавливается зависимость *степени упорядоченности смешанно-слойных образований группы хлорит-монтмориллонита от гранулометрического типа пород.* Степень упорядоченности, а также, по-видимому, подвижность межслоевых промежутков глинистых минералов уменьшаются в ряду: поровый цемент песчаников ($d_{(001)} = 32$—$32{,}5$Å; $d_{(002)} = 16$—$16{,}2$Å) → базальная цементи-



Фиг. 105. Характерные дифрактограммы глинистого вещества, выделенного из глинистых пород верхнего лагунного (верхнеказанского) комплекса. Обр. 72, 102

Условные обозначения см. на фиг. 93

Таблица 42

Рентгеноструктурная характеристика минералов из цемента алевролита и алевритового доломитового мергеля

Индекс	Алевролит с гипсово-глинистым цементом, обр. 78						Алевритовый загипсованный доломитовый мергель, обр. 104			
	ориентированный				обработанный HCl		ориентированный			
	насыщенный глицерином		прокаленный при t=550°C				насыщенный глицерином		прокаленный t=550°C	
	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d
К(001)	8	30,6	2	21,6		—				
К(002)	9	15,5	—	—		—	5	15,5		
Х(001)	8	14,4	5	14,4		—	—	—	3	13,5
	—	—	5	12,0		—	—	—	—	—
(003_x+001_c)	3	9,9	5	10,1	3	10,7	5	10,0	5	10,1
К(004)	2	8,3	1	8,1		—	1	8,1	—	—
Х(002)	4	7,2	—	—		—	3	7,0	1	7,2
	—	—	—	—		—	—	—	—	—
К(006)	1	5,3	3	5,0	1	4,9	1	4,9	2	4,9
	2	4,8	—	—		—	—	—	—	—
К(007)	3	4,52	4	4,52	4	4,50	4	4,50	3	4,48
	3	4,26	4	4,27	5	4,26	1	4,16	1	4,24
	1	40,3	—	—		—	—	—	—	—
	1	3,78	2	3,77			—	—	1	3,70
	5	3,57	2	3,52			4	3,54	—	—
	10	3,34	10	3,34	10	3,34	10	3,34	10	3,34
	3	3,22	3	3,22	5	3,22	3	3,19	2	3,17
	2	2,99	3	2,98			2	2,96	1	2,99
	—	—	—	—			1	2,85	1	2,87
	1	2,71	—	—			3	2,70	3	2,69
	4	2,58	3	2,59	4	2,58	4	2,57	3	2,55
	2	2,468	3	2,463	3	2,463	—	—	—	—
	1	2,382	1	2,388			3	2,388	2	2,393
	2	2,289	2	2,285			1	2,203	1	2,199
	3	2,136	2	2,128			1	2,120	1	2,112
	3	1,994	2	1,994			3	1,987	2	1,987
	—	—	—	—			—	—	—	—
	3	1,816	3	1,818	5	1,824	3	1,836	2	1,824
	1	1,706	—	—			3	1,696	2	1,659
	1	1,666	—	—			3	1,537	2	1,537
	5	1,539	—	—			3	1,501	2	1,497
	4	1,502	—	—						

Примечание. К — корренсит, Х — хлорит, С — слюда.

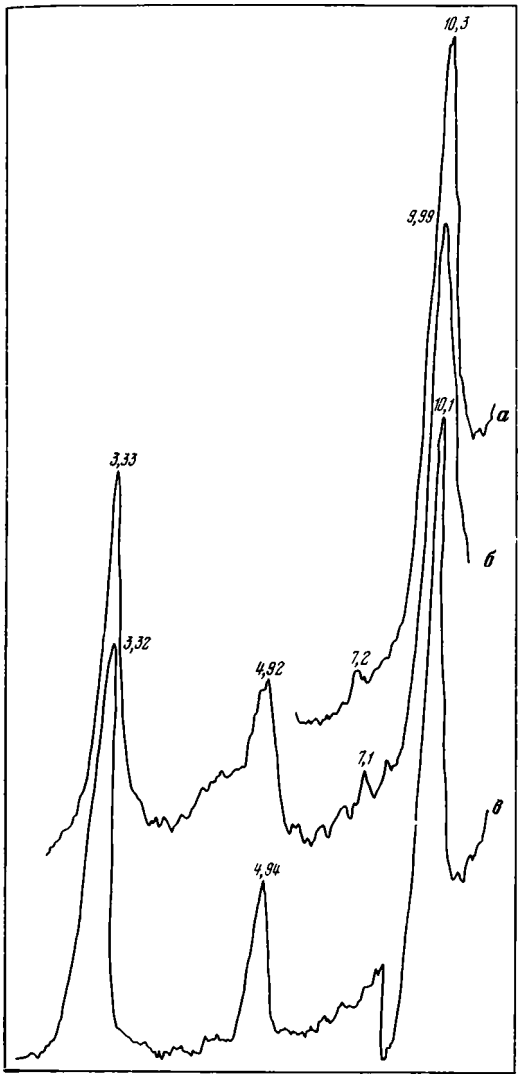
рующая масса алевролитов ($d_{(001)}$ = 30,5Å; $d_{(002)}$ = 15,5Å) →глинистое вещество алевролитов и мергелей ($d_{(001)}$) = 14,5—14,7 Å) [1].

По-видимому, объяснить это явление можно только лучшими условиями роста и кристаллизации глинистых образований в условиях существования свободного пространства между обломочными зернами.

Помимо основного, фонового, состава глинистого вещества, необходимо охарактеризовать еще три типа глинистых образований.

Гидрослюдистый минерал типа зеленых слюд. или железистых иллитов, распространен широко среди доломитовых мергелей и доломитов, содержащих нередко тонкие прослойки гипса. Этот минерал привлек

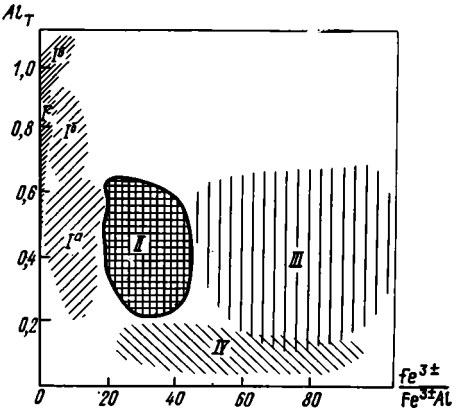
[1] Приводятся значения базальных отражений для образцов, насыщенных глицерином.



Фиг. 106. Характерные дифрактограммы железистых иллитов из доломитовых мергелей верхнего лагунного (верхнеказанского) комплекса. Обр. 724/66

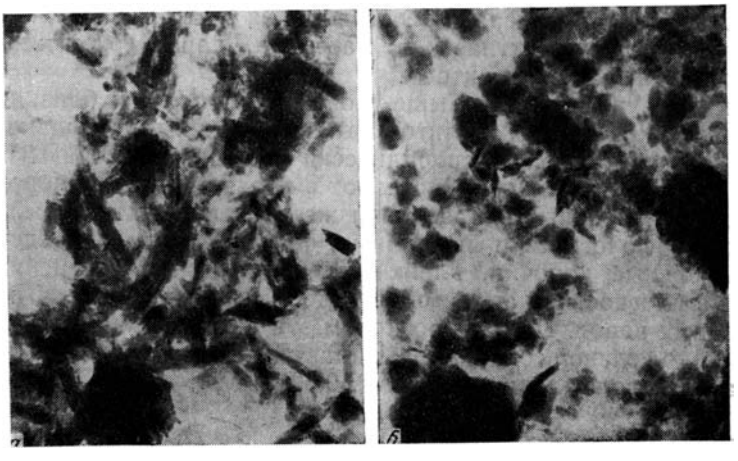
Условные обозначения см. на фиг. 93

◄



Фиг. 108. Соотношение степени железистости величины заряда тетраэдрических слоев (AL_T) слюдистых минералов (Коссовская, Дриц, 1971) с дополнениями

Поля: I — алюминиевых гидрослюд и мусковитов (*а* — гидрослюды диагенеза, *б* — глубинного эпигенеза, *в* — мусковиты метаморфических пород, *г* — гидротермальные), II — «зеленых гидрослюд» или Fe-иллитов, III — глауконитов, IV — селадонитов



Фиг. 107. Электронномикроскопические снимки железистых иллитов, выделенных из мергеля

а — обр. 30, отобрано под бинокуляром; *б* — обр. 67, фракция < 0,001 *мм*. Увел. 20 000

Таблица 43

Химический состав (в %) железистых иллитов из глин и мергелей нижнего и верхнего лагунных комплексов

Компонент	Железистые иллиты в ассоциации с хлоритовыми минералами		Железистые иллиты		
	обр. 709/63	обр. 713	обр. 724/66	обр. 726/66	обр. 731/66
SiO_2	54,17	49,39	53,14	48,85	60,65
TiO_2	0,81	0,89	0,73	0,71	0,77
Al_2O_3	17,97	17,35	19,29	19,43	14,42
Fe_2O_3	2,37	5,85	6,40	8,91	2,89
FeO	1,57	1,57	0,79	0,79	0,80
CaO	0,61	1,10	0,20	0,28	0,19
MgO	4,40	7,50	3,63	4,37	6,11
MnO	0,04	0,02	0,01	0,02	0,03
P_2O_5	Нет	0,33	Нет	0,01	Нет
Na_2O	0,26	0,26	0,26	0,26	0,22
K_2O	4,22	5,06	5,82	5,82	5,63
H_2O^-	2,71	2,67	3,09	2,77	2,47
H_2O^+	7,21	8,34	5,18	7,32	4,31
CO_2	Нет	0,10	Нет	Нет	Нет
C	1,88	Нет	0,70	»	0,96
Сумма	98,22	100,43	99,24	99,54	98,22
Кварц	8,41	1,43	2,67	1,58	10,98

внимание зарубежных исследователей недавно. Первая систематика данного типа образований дана Д. Порренга (Porrenga, 1968). В нашей литературе этот минерал описан лишь недавно (Коссовская и др., 1971).

Впервые «зеленые слюды» были описаны Дж. Юнгом (Jung, 1954), обратившим внимание на большое их сходство с глауконитом. Он назвал эти минералы железистыми иллитами и выделил их как промежуточную группу между глауконитами и обычными алюминиевыми гидрослюдами — иллитами. На истории исследований этих минералов, как и на вопросах генезиса, мы остановимся ниже (см. стр. 282). Здесь приведем только фактический материал, характеризующий состав и строение железистых иллитов [1].

Как уже упоминалось выше, мономинеральные и близкие к ним образования железистых иллитов были встречены не только в верхнем лагунном комплексе, но спорадически и в нижнем (P_2uf). Однако наибольшее распространение они имеют в верхнеказанских породах.

Мономинеральные образования железистых иллитов были встречены в двух морфологически различных формах. Первая представляла собой отдельные корочки, пленки и вкрапленники интенсивно зеленого цвета на плоскостях напластования доломитовых мергелей и гипсово-ангидритовых пород. Под микроскопом эти образования напоминали глауконит ярко-зеленой окраски с характерной агрегатной поляризацией; показатель преломления — 1,607 ± 0,005.

[1] В работах других авторов употребляются также термины «глауконитовая слюда» (Keller, 1958) и «глауконитовый иллит» (Porrenga, 1968).

Вторая форма — это прослои глин мощностью до 2—3 *м*, переслаивающиеся с загипсованными доломитами и доломитовыми мергелями. Под микроскопом в шлифах глинистое вещество имеет однородную структуру, связанную со строгой ориентировкой отдельных глинистых частиц, что приводит к одновременному погасанию и просветлению поля зрения при поворотах столика. Поляризационная окраска довольно высокая — в желто-белых тонах, показатель преломления природно-ориентированных агрегатов *Nm* 1,600—1,605. Вся масса глинистого вещества равномерно пронизана ромбоэдрическими кристалликами доломита размерами 0,05—0,08 *мм*.

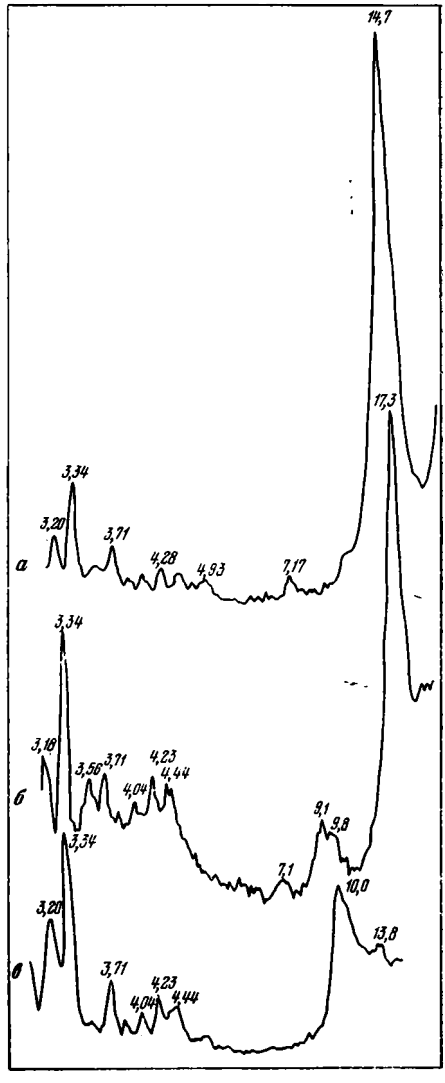
Рентгеновская характеристика железистых иллитов обоих морфологических типов очень сходна. Дифрактограмма минералов содержит серию базальных отражений с $d_{(001)} = 10—10{,}1$ Å, не изменяющуюся при насыщении глицерином и прокаливании (фиг. 106). Политипная модификация железистых иллитов — 1M — 1M*d*.

Под электронным микроскопом зеленые чешуйки, отобранные под бинокуляром, имеют характерную удлиненно-пластинчатую форму (фиг. 107). Частички во фракции меньше 0,001 *мм*, выделенные из глины, характеризуются маловыразительной пластинчатой формой с неправильными очертаниями.

Кривые ДТА очень напоминают кривые нагревания глауконитов. Отмечается обычная остановка низкотемпературной воды при *t* 180° и два эндотермических пика при 560 и 850° С с последующим слабым экзотермическим подъемом (фиг. 108). Химическая характеристика изученных образцов, а также их сравнение с составом аналогичных минералов по литературным сведениям приводятся в табл. 43.

Важным обстоятельством является однотипность химического состава и структуры железистых иллитов, образующих как зеленые корочки, вкрапленники и примазки несомненно аутигенного происхождения, так и вещество довольно мощных прослоев глин.

Установить различия физико-химических обстановок осадконакопления, в которых образовывались в одних случаях иногда близкие к мономинеральным корренситы, а в других — железистые иллиты, нам не удалось. Те и другие ассоциируются с доломито-глинистыми породами, хотя почти чистые корренситы чаще встречаются в цементе загипсо-



Фиг. 109. Дифрактограммы триоктаэдрического монтмориллонита, выделенного из доломитового мергеля сокского комплекса. Обр. 998/60

Условные обозначения см. на фиг. 93

ванных песчаников, а железистые иллиты более тесно связаны с доломитовыми мергелями. Очень часто эти два минерала встречаются вместе, образуя постоянную ассоциацию как в цементе песчаников, так и, особенно, в глинисто-мергелистых породах лагунных комплексов.

Триоктаэдрический монтмориллонит. Упомянем еще один минерал глинистого вещества доломито-мергелистых пород. Значительное его содержание позволило выделить тонкую фракцию без предварительной кислотной обработки. Частично доломит попал в эту тонкую фракцию, что фиксируется на всех дифрактограммах присутствием очень интенсивного пика доломита с $d = 2{,}88$ Å.

Дифрактограммы природного, насыщенного и прокаленного образцов показывают классическую картину поведения базальных рефлексов, свойственную монтмориллонитам (фиг. 109), однако при обработке HCl минерал практически разрушается; на дифрактограммах остается лишь диффузный фон, что свидетельствует, очевидно, о триоктаэдрической природе монтмориллонита. Рефлекс $d_{(060)} = 1{,}535$ Å также подтверждает триоктаэдрическую природу минерала; наличие диффузного фона до значений $d = 1{,}49$ Å может говорить о триоктаэдрически-диоктаэдрическом типе структуры монтмориллонита.

Этот пример наглядно иллюстрирует, что в доломитизированных породах, подвергая их кислотной обработке, мы теряем какую-то часть минералов.

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ПОРОД КРАСНОЦВЕТНОЙ ФОРМАЦИИ

Основные черты минерального состава пород красноцветной формации сформированы под влиянием двух главенствующих факторов: первичного состава обломочного вещества и обстановок седиментации и диагенеза. В отличие от всех предыдущих комплексов роль условий осадконакопления была очень значительной, а часто и определяющей минеральный облик новообразованной части пород различного состава.

Наибольший интерес представляют две стороны аутигенного минералообразования: а) массовое развитие анальцима; б) формирование ассоциаций глинистых минералов, свойственных основным типам седиментационных обстановок. В частности, целесообразно рассмотреть специфику состава глинистых минералов, связанных с осадками трех типов палеогеографических режимов, существовавших при формировании красноцветной формации: засолоненных водоемов, нормального морского бассейна и опресненных водоемов.

По составу обломочного материала выделяются две ассоциации граувакк: 1) диабазо-спилитовые, присутствующие в нижнем лагунном и морском комплексах и 2) альбитофиро-фельзитовые с примесью свежего пирокластического материала, свойственные отложениям континентальной подформации, начиная от пород нижних горизонтов, формировавшихся в обстановках засолоненных лагун, кончая верхними, образование которых происходило в условиях пресноводных водоемов аллювиально-дельтовой равнины.

Весь разрез красноцветной формации относится к зоне начального эпигенеза. Поэтому все черты аутигенного преобразования пород и возникновения новообразований отчетливо связаны с условиями седиментогенеза и диагенеза, находящими свое продолжение и развитие в течение начального этапа эпигенеза.

Рассмотрим отдельно основные черты формирования ассоциаций глинистых минералов и цеолитов в породах с различным петрографическим составом, приуроченных к разным геохимическим обстановкам.

Массовое распространение анальцима связано с отложениями верхней континентальной подформации, главным образом с татарским ярусом. Таким образом, в разрезе наблюдается его как бы приуроченность к грауваккам фельзито-альбитофирового состава. Однако эта связь чисто внешняя. Развитие анальцима определяется в данном случае не основным типом терригенного вещества, а добавлением пирокластики, служившей источником свежего алюмосиликатного материала, использованного при синтезе цеолитов. Очень четко прослеживается корреляция распространения анальцима со специфическим составом тяжелой фракции, изобилующей совершенно свежими моноклинными пироксенами и амфиболами, не характерными для пермских граувакк Приуралья, формировавшихся за счет разрушения зеленокаменных вулканогенных комплексов Уральской геоантиклинали.

Анальцим присутствует в породах широкого гранулометрического и петрографического состава, начиная от песчаников, где он часто является основным цементирующим минералом, и кончая мергелисто-карбонатными породами, в которых анальцим фиксируется в отдельных поровых участках и микротрещинках в виде кристаллов тетрагон-триоктаэдрического габитуса размером до нескольких десятых миллиметра. В парагенезе с анальцимом встречаются разнообразные хемогенные минералы — кальцит, доломит и даже гипс.

Образование анальцима происходило, вероятно, еще в диагенезе или на самых ранних этапах эпигенеза. В песчаниках анальцим образует часто крустификационные корочки вокруг обломочных зерен, в центральной части пор присутствует поликристаллический карбонат или гипс, нередко замещающие цеолит.

Характерна связь анальцима с породами очень разнообразных фаций: от аллювиально-дельтовых отложений до различных бассейновых озерных и лагунных накоплений.

Эта причина, вероятно, связана с тем, что аутигенное хемогенное минералообразование в терригенных толщах только в отдельных случаях может быть непосредственно связано с конкретными литогенетическими типами или даже группами литогенетических типов, характеризующих ту или иную фацию. Интерстиционные растворы, начиная с ранних этапов диагенеза и при последующем начальном эпигенезе, мигрировали в породах, еще не утративших свою высокую проницаемость, создавая определенную общность легко растворимых хемогенных минералов (карбонатов, сульфатов и др.), осаждающихся в виде цемента в проницаемых породах, залегающих между более или менее изолирующими их водоупорными горизонтами.

Естественно, что наиболее ярко эти процессы должны были проявляться в терригенных отложениях аридных областей, изобилующих легкорастворимыми минералами, накапливавшимися еще на стадии седиментогенеза.

Интенсивная седиментационная садка совместно с терригенным материалом кальцита, а при возрастающей минерализации доломита и гипса является, как известно, наиболее выразительной чертой аридного литогенеза (Страхов, 1960—1962).

В субаквальных и субаэральных обстановках терригенных комплексов, чередующихся в разрезах континентальной подформации с бассейновыми накоплениями, присутствуют те же ассоциации хемогенных цементирующих минералов, выпадающих в результате «упаривания» и осолонения грунтовых растворов — специфического процесса, очень характерного для отложений аридных областей (Сидоренко, 1956).

Таким образом, возникает известная нивелировка состава хемогенных минералов цемента песчаников и алевролитов, образований, выполняющих пустоты и трещины плотных малопроницаемых пород, а иногда и тонкодисперсного материала глинисто-алевритовых и мергелистых отложений, формировавшихся в самых разнообразных обстановках аридной зоны.

Для отложений, формировавшихся в разнообразных гидродинамических и палеогеографических обстановках, принадлежащих однако, *к единой ландшафтно-климатической зоне* и характеризующихся *общим набором индикаторных* хемогенных минералов, формировавшихся в седиментогенезе, диагенезе и начальном эпигенезе, вероятно, целесообразно возродить представление о геохимических фациях. Это понятие было введено Л. В. Пустоваловым более 35 лет назад. Напомним, что геохимической фацией он называл часть земной поверхности, которая на всем протяжении обладает одинаковыми физико-химическими и геохимическими условиями накопления и формирования осадочных пород.

Эти представления, хотя и разрабатывались позднее Г. И. Теодоровичем, но оказались незаслуженно забытыми. Несомненно, что разработка вопросов, связанных с геохимическими фациями, существенно расширит приемы и возможности фациального анализа, базирующегося в настоящее время главным образом на характеристике типов гидродинамической активности сред различных седиментационных обстановок.

Пестроцветные терригенные отложения аридных областей могут быть в целом отнесены к *карбонатно-сульфатной геохимической фации*. Широкое развитие в них, вне зависимости от первичного петрографического состава обломочного материала, глинистых минералов типа корренсита, о которых мы писали выше, делает целесообразным применить наименование «*карбонатно-сульфатная корренситовая фация*» [1].

Анальцим пространственно и генетически тесно связан с комплексом хемогенных карбонатно-сульфатных минералов, присутствующих в красноцветной формации. Однако в отличие от другого аутигенного силикатного минерала — корренсита — распространение анальцима ограничено только породами континентальной подформации (P_2tat). В нижнем лагунном комплексе (P_2uf) анальцима практически нет.

Следует подчеркнуть, что в татарских отложениях других районов Южного и Среднего Приуралья анальцим широко развит в самых различных фациях, включая аллювиальные.

Приуроченность анальцима к определенному возрастному горизонту, а также отчетливая корреляция с компонентами пирокластического облика позволяют считать, что массовое образование цеолита могло иметь место при совпадении двух условий: наличия первичного материала, легко поддающегося разложению и поставляющего необходимые количества Si, Al, Na, и физико-химических условий, благоприятствующих удержанию натрия в растворах с последующим использованием при синтезе анальцима. При совпадении этих условий в красноцветных формациях возникает своеобразная геохимическая *цеолитовая (анальцимовая) фация*. Выделение такой фации было предложено Н. В. Ренгартен (1954) [2].

---

[1] О региональной приуроченности корренсита к красноцветным терригенным формациям аридного климата см. стр. 326.

[2] Не следует путать понятие геохимических фаций седиментогенеза и диагенеза с эпигенетическими фациями. Вопрос этот рассмотрен А. Г. Коссовской и В. Д. Шутовым (1963).

Тесная генетическая связь анальцима с пирокластическим материалом в осадочных толщах известна давно и описана советскими и зарубежными геологами. Сводка этих исследований была дана Р. Вандерстаппеном и Т. Вербекком (Vanderstappen, Verbeek, 1964) в работе, посвященной мощным толщам анальцимолитов в юрских и меловых отложениях Конго. Они, как и Ж. Милло (1968), предполагают, что образование анальцима необязательно должно быть связано с пирокластикой. Следов вулканогенного материала среди изученных анальцимовых пород эти авторы не обнаружили. Поэтому они пришли к заключению о возможном синтетическом образовании анальцима в водоемах различного типа, но обязательно характеризующихся высоким содержанием растворенных карбонатов или бикарбонатов натрия и высоким pH. Источником натрия могли быть породы, богатые плагиоклазом.

Благоприятные условия для формирования анальцима с указанных выше позиций могли осуществляться по-видимому в водоемах с содовым типом воды. Для этих бассейнов характерны очень высокие значения pH, превышающие 9, при минерализации, составляющей всего лишь десятые доли процента. При повышении минерализации до нескольких процентов значения pH стремительно возрастают (Страхов, 1960—1962).

Не исключено, что содовые озера могли иметь довольно широкое распространение в аридных областях геологического прошлого. Однако реконструкция их существования чрезвычайно трудна, тем более, что в гипотезе возникновения даже современных озер с различной гидрохимической характеристикой, в частности содовых озер, много неясного. По мнению Н. М. Страхова, образование содовых озер находится в прямой связи с петрографическим характером субстрата, на котором они развиваются. Присутствие кислых кристаллических пород или полимиктовых аркозовых песчаников, возникающих за счет разрушения последних, обеспечивает необходимый резерв натрия для формирования содовых вод. Указанный путь кажется нам маловероятным. Очень трудно представить в условиях аридного климата такое энергичное разложение кислых плагиоклазов, которое могло бы обеспечить содовый состав вод значительных водоемов. Следует признать, что причины, порождающие различные гидрохимические типы осолоняющихся водоемов, пока не раскрыты.

Возвращаясь к образованию анальцима, необходимо отметить следующее. Прежде всего, присутствие его в современных осадках озер пока не зафиксировано, хотя в принципе и возможно. Однако источником для этого должен был бы служить алюмосиликатный материал, более легко поддающийся разложению, чем кислые плагиоклазы. В частности, анальцим, описанный нами в продуктивной толще Азербайджана, легко образовывался по нестойким основным плагиоклазам, но никогда — по кислым. Таким нестойким алюмосиликатным материалом в осадках и осадочных породах в абсолютном большинстве случаев является пирокластика. Не исключено, что переработка тонкого пирокластического материала могла быть столь глубокой, что явственных признаков былого ее присутствия в породах уже не сохранняется. Ведь и в изученных отложениях наличие пирокластики лишь предполагается по косвенным признакам: сохранившимся свежим пироксенам и амфиболам, островным реликтам основных плагиоклазов, не замещенных карбонатами или цеолитом и т. п.

Важным обстоятельством является отсутствие анальцима в диабазо-спилитовых граувакках нижней половины красноцветной формации. Последние отличаются высоким содержанием Na_2O, достигающим 3—4%, и, казалось бы, должны характеризоваться большей реакционной спо-

собностью обломочного материала по сравнению с кислыми граувакками верхней части разреза.

Однако присутствующий в диабазо-спилитовых граувакках натрий начинает участвовать в процессе аутигенного минералообразования значительно позднее, уже на стадии глубинного эпигенеза, обусловливая появление аутигенного альбита, формирующегося за счет интенсивной массовой раскристаллизации обломков эффузивов (см. стр. 149). Это свидетельствует о том, что формирование анальцима в диагенезе — начальном эпигенезе должно было происходить за счет более реакционно-способного алюмосиликатного материала. которым могла являться пирокластика.

Массовое распространение анальцима в татарских отложениях Приуралья дает основание считать, что в конце перми уже заметно проявились начальные признаки вулканической деятельности, получившие широкое развитие в триасе.

Образование ассоциаций глинистых минералов

Важной особенностью описываемых отложений является отсутствие прямой зависимости между типом обломочного материала и ассоциациями глинистых минералов. Основным фактором, определяющим состав глинистого вещества, являлись физико-химические условия среды осадконакопления. Рассмотрим в этом плане три основных типа геологических обстановок.

Глинистые минералы засолоненных водоемов. Основными компонентами данной ассоциации являются магнезиальные хлориты типа корренсита и железистые гидрослюды, или иллиты. Эти минералы присутствуют в составе пород как нижнего, так и верхнего лагунного комплексов, хотя в нижнем терригенные породы характеризуются диабазо-спилитовым составом обломочного материала, а в верхнем — альбитофиро-фельзитовым. Так как корренситы и железистые иллиты в СССР обнаружены и описаны впервые, остановимся подробнее на характеристике этого парагенеза.

К о р р е н с и т ы. Семейство минералов, объединяемых под наименованием «корренситы», до сих пор не имеет достаточно четкого кристаллохимического и генетического определения. Впервые наименование «корренсит» было дано Ф. Липпманом (Lippman, Savascin, 1959) 28 Å минералу, состоящему из упорядоченного чередования хлорита — разбухающего хлорита. В последующие годы был сделан ряд находок упорядоченных 28—30 Å минералов, несколько различающихся своим поведением при разных типах обработки и состоящих из чередования пакетов хлорита с бруситовым заполнением межслоевых промежутков и пакетов с «дефектными» межслоевыми промежутками — от межслоевых промежутков типа разбухающего хлорита, вермикулита до монтмориллонита.

Сводка материалов по характеристике таких образований дана в книге «Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов» (1965) и в работе А. Г. Коссовской (1966), в которой сделана попытка дать генетическую классификацию смешанно-слойных минералов. Однако накопленный материал показал, что в группе корренситов были неверно объединены упорядоченные смешанно-слойные минералы (как и близкие к ним неупорядоченные разновидности, состоящие из тех же структурных элементов), очень близкие по структурным особенностям, но отличающиеся по химизму и генезису. К группе корренситов были отнесены триоктаэдрические смешанно-слойные 28 Å минералы, формирующиеся при деградации биотита. В частности, такой

минерал, состоящий из упорядоченного чередования слоев хлорита и вермикулитоподобного минерала, был описан под названием «сангарит» в цементе песчаников угленосных отложений Приверхоянья (Коссовская, Дриц, 1963).

Ассоциации глинистых минералов, возникающие за счет деградации биотитов и описанные в угленосных отложениях А. Г. Коссовской и др. (1963) и несколько позднее В. И. Копорулиным (1966), по своей структурной характеристике очень напоминают ряды минералов, встреченные в терригенно-эвапоритовых толщах. В обоих случаях мы имеем наборы как смешанно-слойных минералов, так и самостоятельных минералогических фаз, в которых главенствующая роль принадлежит различным сочетаниям хлорита, разбухающего хлорита, вермикулита и монтмориллонита. Однако химизм этих минералов существенно различен.

В угленосных толщах обилие органического материала обусловливало восстановительный режим среды диагенеза. В структуре минералов важная роль принадлежит закисному железу, в менее значительных количествах присутствуют окисное железо и магний.

В водоемах аридной зоны, практически лишенных органического вещества, железо присутствует почти исключительно в окисной форме и концентрируется в основном в структуре специфических высокожелезистых гидрослюд (Fe-иллитах) или находится в свободной форме, обусловливающей красноцветную окраску пород. Для всей группы хлорит-вермикулит-монтмориллонитовых минералов, развитых в терригенно-эвапоритовых формациях и встречающихся в разнообразных сочетаниях упорядоченных и неупорядоченных смешанно-слойных образований, реже самостоятельных фаз, характерна высокая магнезиальность хлоритовой основы. Такие минералы были встречены различными исследователями во всех терригенно-эвапоритовых комплексах перми и триаса Западной Европы и Северной Африки, в частности Ф. Липпманом (Lippmann, Savascin, 1969) — в цехштейне ФРГ, Ж. Лука (Lucas, 1962) — в триасе Франции и Марокко, Дж. Мартин-Вивальди в Испании (Martin-Vivaldi, Mac Ewan, 1957). Теперь широкое развитие этих образований установлено и в пермских терригенно-эвапоритовых комплексах Приуралья.

Несколько слов о кристаллохимических особенностях группы. Типичной чертой является различная структура межслоевых промежутков начиная от нормально бруситового слоя, дефектных бруситовых слоев, обменных катионов и воды. Хотя среди минеральных разновидностей рассматриваемой ассоциации в триасовых отложениях Северной Африки и некоторых других Ж. Лука встречен хорошо окристаллизованный магнезиальный хлорит типа клинохлора или пеннина, а авторами настоящей работы обнаружен триоктаэдрический монтмориллонит, близкий к сапониту, непрерывный ряд смешанно-слойных образований с последовательно изменяющимся количеством слоев от хлорита до триоктаэдрического монтмориллонита (сапонита) пока никем не был установлен и, по-видимому, не типичен для этой группы минералов. Наиболее распространены в описываемой ассоциации два типа сочетаний: 1) упорядоченные смешанно-слойные минералы типа 1 : 1, состоящие из чередования тех же элементов; 2) неупорядоченные смешанно-слойные образования, состоящие из пакетов хлорита, чередующихся с пакетами с подвижными межслоевыми промежутками типа разбухающего хлорита, вермикулита или монтмориллонита, составляющими около 20% [1].

[1] Эти группы смешанно-слойных минералов — одна, в которой при неупорядоченном чередовании слоев не более 20% принадлежит подвижным межслоевым промежуткам, и другая, в которой при упорядоченном чередовании слоев подвижные и стабильные межслоевые промежутки составляют около 50%,— характерны и для гидро-

Совокупность этих минеральных образований, связанных общими условиями формирования и определенными кристаллохимическими особенностями, целесообразно объединять под наименованием *семейства корренситов.*

Очень широкое региональное распространение минералов группы корренситов в отложениях различных регионов позволяет считать их *индикаторными* минералами терригенно-эвапоритовых комплексов аридной зоны.

Как уже говорилось, формирование корренситов определяется только физико-химическими условиями среды. Первичный состав обломочного материала не влияет на образование корренситов: в изученном разрезе корренситы ассоциируются как с диабазо-спилитовыми граувакками, так и с альбитофиро-фельзитовыми. К этому можно добавить, что минералы корренситовой группы были в последнее время встречены авторами и в терригенно-эвапоритовых отложениях девона Южной Прибалтики, где они ассоциировались с песчаниками олигомиктового состава.

Задача будущих исследований — установление значений и пределов физико-химических параметров, благоприятных для синтеза корренситов. Судя по нашим и литературным материалам, корренситы способны образоваться в широком диапазоне условий. Они встречены в ассоциации с доломитами, гипсами и даже с каменной солью (цехштейн Западной Европы). Также пока не ясна специфика физико-химических условий, благоприятствующих в одних случаях преимущественному образованию корренситов, а в других — парагенетически тесно с ними связанных железистых иллитов.

Железистые иллиты. На характеристике этой новой группы минералов (Коссовская, Дриц, 1971), по своим кристаллохимическим параметрам представляющих собой промежуточную группу между глауконитами и алюминиевыми гидрослюдами, мы остановимся очень коротко. Железистые иллиты очень близки к глауконитам не только по микроскопической характеристике, но и по структурным особенностям. Как и глаукониты, они относятся к полиморфной модификации 1M или 1Md, часто содержат до 20% разбухающих слоев. Основное отличие — меньшее содержание окисного железа и отсутствие закисного железа в октаэдрах. Для глауконитов коэффициент $\frac{Fe_2O_3}{Fe_2O_3 + Al_2O_3}$ колеблется в пределах 1—0,8; для железистых иллитов —0,6—0,4. Полученный нами материал и сравнение его с находками железистых иллитов в эвапоритовых толщах, сделанных рядом зарубежных исследователей, не оставляют сомнений в том, что эти аутигенные образования могут, наряду с корренситами, рассматриваться как индикаторные минералы эвапоритовых формаций. Пока неясно, имеют ли железистые иллиты столь же широкую фациальную приуроченность к обстановкам с разной степенью засолоненности растворов, как корренситы, или встречаются в более узком диапазоне физико-химических условий. Образования, близкие к мономинеральным, были обнаружены только среди доломитово-гипсовых пород.

слюд. Среди осадочных пород, в частности граувакк различных регионов, формировавшихся в разных обстановках за счет разнообразного первичного обломочного вещества, абсолютно преобладают гидрослюды, содержащие не более 20% разбухающих слоев. Только в особо благоприятных условиях могут возникать упорядоченные образования гидрослюда-монтмориллонит с чередованием монтмориллонитовых и слюдистых слоев 1 : 1. Такие условия существования, в частности при эпигенетической переработке прослоев бентонитов среди граувакк Караганды, описаны выше. Закономерность эта пока не вполне ясна, но заслуживает внимания.

Однако корренситы, описанные в различных формациях, почти всегда ассоциируются с бо́льшим или меньшим количеством слюдистых минералов. Ж. Лука (Lucas, 1962) и Ф. Липпман (Lippmann, Savascin, 1969) гидрослюды, сопровождающие корренситы, рассматривали как обломочные компоненты. Однако скорее всего подробное кристаллохимическое изучение этих минералов позволит установить их идентичность с железистыми иллитами.

Образование железистых иллитов, как и корренситов, совершенно не зависит от первичного состава обломочного материала. Они также были нами обнаружены не только в Приуралье, но и в парагенезе с корренситом девонских отложений Прибалтики. В последнем районе они распространены особенно широко, нередко слагая почти мономинеральные пласты доломитовых глин (Коссовская и др., 1971).

Таким образом, важной особенностью аутигенного глинообразования в терригенно-эвапоритовых формациях является полная подчиненность процесса физико-химическим условиям среды формирования. Обломочный материал играет роль только поставщика породообразующих элементов Si, Al, Fe, которые в ассоциации с важнейшими катионами высокоминерализованных растворов бассейнов седиментации, наследуемыми и в постседиментационный период, обусловливают появление характерных комплексов глинистых минералов: корренситов, магнезиальных хлоритов, железистых иллитов и др.

Глинистые минералы солоноватоводных водоемов. Как уже упоминалось, глинистые минералы опресненных водоемов отличаются значительным разнообразием, которое, вероятно, обусловливается изменениями физико-химических обстановок. Они ассоциируют с карбонатами — кальцитом, смесью кальцита и доломита, иногда с чистым доломитом, а также с постоянно присутствующим анальцимом.

Основными компонентами глинистой ассоциации являются хлориты со своеобразными кристаллохимическими особенностями: присутствуют разбухающие хлориты, часто в парагенезе с монтмориллонитом, разбухающие хлориты, нестойкие к термической обработке и занимающие как бы промежуточное положение между хлоритами и вермикулитами. Все эти минералы требуют дополнительного кристаллохимического изучения, которое проводится в настоящее время в лаборатории минералогии ГИНа.

Создается впечатление незавершенности процесса кристаллизации минералов хлорит-вермикулит-монтмориллонитовой группы, связанной с фациями солоноватоводных и близких к пресноводным водоемов. Эти минералы, вероятно, можно рассматривать как промежуточные между монтмориллонитом — обычным минералом, ассоциирующимся с граувакковым веществом в фациальных условиях, близких к нейтральным, и корренситом и магнезиальными хлоритами, формирующимися при любом составе обломочного материала в эвапоритовых водоемах с широким диапазоном минерализации растворов.

Глинистые минералы комплекса морских отложений. Несмотря на то что состав обломочного материала пород морского комплекса остается тем же, что и в породах нижнего лагунного комплекса, ассоциация глинистых минералов имеет совершенно иной облик. В состав ее входит как главный компонент гидрослюда, в небольшом количестве фиксируется хлорит. Особенный интерес вызывает постоянное присутствие каолинита, составляющего иногда до 20% от общего количества глинистых минералов.

О генезисе гидрослюды, как и небольшой примеси хлорита, у нас нет достаточных данных. Как известно, результаты обычного фазового анализа не могут дать однозначной информации для решения вопросов генезиса. Наиболее простым источником такой информации являются

наблюдения за формами и последовательностью выделения глинистых минералов в поровых участках песчаников. Однако далеко не во всех случаях такой материал удается получить. В рассматриваемом случае обилие карбонатов в составе цемента полностью вуалирует характер распределения глинистых частиц. Вероятно, в дальнейшем только выделение мономинеральных (или близких к ним) фракций гидрослюды и подробное кристаллохимическое изучение позволят выявить ее специфику (в частности, по сравнению с Fe-иллитами пород лагунных комплексов) и подойти к пониманию происхождения.

Очень важно расшифровать также генезис каолинита. Известно, что каолинит довольно часто встречается в морских отложениях, как современных, так и древних. В этих случаях его без сомнений относят к обломочным минералам. Первый напрашивающийся вывод — признать каолинит обломочным и в описываемых породах. Однако этому противоречит ряд фактов. Если каолинит был в составе выветрелых продуктов источников сноса, то почему он не обнаружен в других породах разреза? В частности, можно предположить, что во время формирования верхней континентальной подформации процесс выветривания источников сноса протекал более интенсивно: в составе обломочного материала больше кварца, обломков кремнистых пород и фрагментов фельзитового базиса кислых эффузивов. Тем не менее каолинит не был встречен ни в песчаниках, ни в глинах данной группы пород, даже в красноцветных фациях предгорий континентальной равнины, где его присутствие было бы вполне закономерным.

Приуроченность каолинита исключительно к сероцветным породам нижнеказанского морского комплекса, часто очень сильно обогащенным пиритом и органическим веществом, дает основание предположить возможность его аутигенного возникновения. Этот процесс мог осуществлятся в локальных участках или при разложении органического вещества захороненных раковин, создававших в осадке локальные ореолы кислой среды. Это находит подтверждение в фактическом материале настоящей работы, а также ряде находок, сделанных в последние годы.

При микроскопическом изучении отложений морского комплекса были обнаружены песчано-алевритовые породы с большим количеством фрагментов раковин. Вокруг некоторых из них наблюдалась густая россыпь зерен пирита, а в поровых участках — скопление крупных лепестковых выделений минерала с низкой интерференционной окраской и показателем преломления, позволяющим его отнести к каолиниту.

Друзовидные лепестковые скопления несомненно аутигенного каолинита в тесной ассоциации со сростками пирита были встречены авторами в тонких глинисто-карбонатных сланцах ордовика Южной Прибалтики, относящихся к довольно глубоководным осадкам открытого моря. Исключительный интерес представляют наблюдения Л. Л. Хайцера, обнаружившего массовое распространение хорошо окристаллизованного каолинита, метасоматически замещающего раковины брахиопод и пелеципод в морских гризонтах угленосной формации Печорского бассейна. Весьма сходные микроскопические образования были обнаружены Г. В. Бутузовой в колонках современных илов Черного моря; рентгеноструктурным анализом в них также был выявлен каолинит. Все эти факты как будто бы доказывают возможность аутигенного формирования локальных скоплений каолинита в морских осадках.

Приведенные выше наблюдения говорят о необходимости обязательного привлечения микроскопического исследования и индивидуального подхода при расшифровке любой ассоциации глинистых минералов.

ГРАУВАККИ МЕДЕНОСНОЙ ФОРМАЦИИ МАНГЫШЛАКА

В ряду граувакк породы перми и триасса Мангышлака представляют собой довольно своеобразную группу образований, сформированных в условиях аридного климата и подвергшихся интенсивным эпигенетическим изменениям. Отложения перми и триаса выполняют узкий желоб почти широтной ориентации, протягивающийся от п-ова Тюб-Караган на западе до низовьев Амударьи на востоке. В осевой части желоба они интенсивно дислоцированы и достигают мощности более 10 *км* (Вольвовский и др., 1965). К северу и югу от осевой части дислоцированной зоны эти образования резко сокращаются в мощности и полого перекрывают отложения нижнего структурного яруса фундамента Туранской плиты.

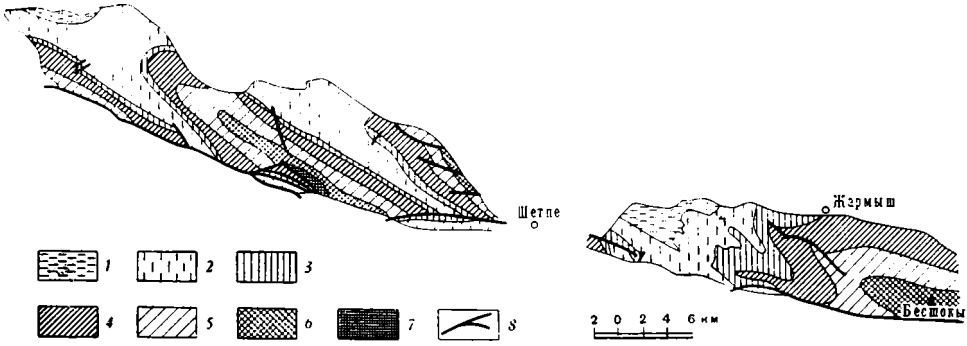
Выходы образований перми и триаса на поверхность ограничены рядом небольших структур. Наиболее крупная из них — хребет Каратау (Западный и Восточный) имеет в поперечнике до 10 *км* и протяженность около 100 *км* (фиг. 110).

Стратиграфическая датировка отложений, составляющих в совокупности так называемый каратауский комплекс пород, проведена по фаунистическим остаткам, обнаруженным главным образом в двух стратиграфических интервалах непрерывного разреза каратауского комплекса (Астахова, 1956, 1962; Кипарисова, 1958; Шлезингер, 1965). Нижний интервал соответствует нижней и средней частям нижнего триаса (тарталинская свита, T_1^{1-2}), а верхний — отвечает низам верхнего триаса (хозбулакская свита T_3^{1-2}). Пермские отложения практически лишены фаунистических остатков и датируются на том основании, что залегают без видимых следов стратиграфического перерыва непосредственно под фаунистически охарактеризованными нижнетриасовыми слоями (Шлезингер, 1965).

Литолого-петрографические исследования пород каратауского комплекса, проводившиеся Б. А. Корженевским (1961), Д. Х. Хайрутдиновым (1962), В. Н. Винюковым (1963), позволили уточнить представления о фациальной природе пермо-триасовых отложений Мангышлака и высказать предположение о размещении основных источников сноса обломочного материала к юго-востоку и востоку от хребта Каратау. В. Н. Винюков впервые установил присутствие вулканогенных образований в составе каратауского комплекса. Дальнейшая детализация геологического распространения туфогенных пород и уточнение их состава были даны в работах П. В. Флоренского (1964) и М. М. Мстиславского (1967).

Б. А. Корженевский (1961) отметил интенсивную эпигенетическую переработку пермо-триасовых пород Мангышлака и описал аутигенные новообразования в них полевых шпатов и эпидота. Интересны также исследования плотностей пород каратауского комплекса, выполненные В. А. Лапшовым (1963). В. А. Лапшов установил, что средние плотности пород закономерно возрастают при движении вниз по разрезу, достигая в самых нижних вскрытых горизонтах в пределах хребта Каратау средних значений 2,75.

Ряд вопросов палеогеографии, в первую очередь вопрос о наличии стратиграфических перерывов внутри каратауского комплекса, остается до настоящего времени спорным. Перерывы в осадконакоплении, отмеченные в работах Т. В. Астаховой (1962), Б. А. Корженевского (1956), оспариваются В. Н. Винюковым (1963) и А. Е. Шлезингером (1965). Детальные исследования, проведенные М. М. Мстиславским (1967, 1968), позволили ему сделать вывод о конседиментационном



Фиг. 110. Геологическая схема Каратау. По А. Е. Шлезингеру

Свиты: *1* — торышская, *2* — хозбулакская, *3* — карадуанская, *4* — караджатыкская и тарталинская, *5* — долнапинская, *6* — отпанская, *7* — биркутская, *8* — основные тектонические нарушения

росте структур Каратау и о появлении локальных несогласий в приводовых участках антиклинальных складок.

Мы в основном сохраняем схему стратиграфического деления каратауского комплекса и наименования свит, приводимые в монографии А. Е. Шлезингера (1965), однако в разрезе верхнего триаса нам представляется более правильным выделение не одной (акмышской), а двух свит. В разрезе каратауского комплекса выделяются снизу вверх: биркутская свита (P_1?), сложенная преимущественно темно-фиолетовыми и серыми аргиллитами и алевролитами; отпанская свита (P_2?), представленная песчаниками и алевролитами с редкими прослоями аргиллитов: долнапинская свита (P_2—T_1^1), представленная ритмично чередующимися, в основном красноцветными песчаниками, алевролитами и аргиллитами; тарталинская свита (T_1^{1-2}), образованная чередованием известняков, алевролитов и аргиллитов; караджатыкская свита (T_1^3), в строении которой принимают участие мощные пласты песчаников, разделенные алевролитами и более редкими аргиллитами; карадуанская свита (T_2), напоминающая по типу строения долнапинскую свиту и представленная флишоидным чередованием вишнево-красных аргиллитов, алевролитов и песчаников; хозбулакская свита (T_3^{1-2}), представленная известняками, алевролитами и аргиллитами с прослоями песчаников; торышская свита (T_3^3), заканчивающая разрез каратауского комплекса и сложенная чередующимися пластами алевролитов, песчаников и аргиллитов.

Рассмотрение разреза позволяет установить в его строении четыре крупных цикла, выраженные четырехкратным повторением закономерно изменяющегося набора пород. Первый цикл начинается аргиллитами фаций открытого моря биркутской свиты. Аргиллиты сменяются прибрежно-морскими, преимущественно песчаными отложениями отпанской свиты. Заканчивается цикл лагунной толщей флишоидного чередования алевролитов, аргиллитов и песчаников (долнапинская свита). Второй цикл вновь начинается отложениями открытого моря с широким развитием аргиллитов и известняков (тарталинская свита), продолжается песчаными отложениями караджатыкской свиты и заканчивается новой пачкой флишоидного чередования аргиллитов, алевролитов и песчаников карадуанской свиты. Третий цикл, охватывающий хозбулакскую свиту, начинается мощными известняками, известковыми алевролитами, песчаниками и заканчивается ритмично чередующимися ленточными доломитизированными известняками, доломитами и аргиллитами. Четвертый цикл (торышская свита) вновь начинается

мощной пачкой известняков и венчается толщей ритмичного чередования алевролитов, песчаников и аргиллитов.

В двух верхних циклах менее четко выражена их средняя часть, однако в разрезе хозбулакской свиты можно отметить некоторое сгущение песчаных пластов в ее середине.

Два нижних цикла, охватывающие интервал разреза от перми до среднего триаса, характеризуются широким распространением красноцветных пород и несут многочисленные следы медного оруденения. Эта часть разреза объединена нами в единый литологический комплекс.

Два верхних цикла характеризуются развитием черных антраконитовых известняков, отсутствием медного оруденения и резкой локализацией пространственного распространения. Эта часть разреза также объединена нами в самостоятельный литологический комплекс.

Как и ранее, литологическую характеристику мы ведем с наименее измененных частей разреза, с верхнего комплекса (T_3).

ПЕРВЫЙ ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС

Верхняя часть разреза триаса Мангышлака объединяется в формацию, для которой А. Е. Шлезингер (1965) предложил название «антраконитовая». Она включает отложения норийского и карнийского ярусов верхнего триаса и подразделяется на хозбулакскую (акмышскую) и торышскую свиты. Распространение антраконитовой формации по площади ограничено сравнительно узкими рамками наиболее прогнутой части зоны Мангышлакских дислокаций.

В строении антраконитовой формации принимают участие карбонатные и обломочные породы, группирующиеся в два крупных цикла. В основании каждого цикла располагаются мощные пачки антраконитовых известняков, сменяющиеся вверх по разрезу существенно терригенными осадками. В плане наблюдается довольно быстрое изменение мощностей отдельных литологических пачек и частей разреза и отчетливое фациальное замещение карбонатных пород терригенными при движении с запада на восток. Фациальные изменения внутри формаций подчинены единому плану. Сказанное позволяет объединить антраконитовую формацию в литологический комплекс, внутри которого можно выделить два подкомплекса, соответствующих крупным циклам — свитам.

Описание комплекса дается по разрезам торышской и верхней терригенной части хозбулакской свит, изученных на западном окончании Западного Каратау (родник Торыш), разрезе нижней карбонатной части хозбулакской свиты в пределах восточной центриклинали Шетпинской синклинальной складки, разрезе Аусарской синклинали (наиболее полный разрез T_3) и обнажениях нижных горизонтов хозбулакской свиты в районе Бешкемпира.

Литолого-фациальная характеристика

Типы пород. В строении литологического комплекса принимают участие: 1) черные антраконитовые известняки и доломиты массивного или тонкоплитчатого сложения; 2) известковые аргиллиты, обычно образующие прослои (несколько сантиметров) между карбонатными и песчано-алевритовыми породами; 3) тонкополосчатые алевролиты с присыпками мелкого песчаного материала, образующие пласты мощностью от первых сантиметров до нескольких метров; 4) песчаники мелкозернистые, обычно массивные, образующие монолитные пласты

мощностью от первых сантиметров до нескольких метров, текстуры песчаников горизонтальнослоистые или мелкокосослоистые; 5) гравелиты, развитые исключительно в основании верхнего триаса и сложенные главным образом гальками местных пород— известняков и аргиллитов; 6) пепловые туфы альбит-кварцевого состава, группирующиеся в верхней половине карбонатной части хозбулакской свиты.

Фаунистические остатки обычны в известняках, иногда представленных ракушечниковыми разностями, и редки в терригенных породах. Тонкодисперсное органическое вещество обогащает карбонатные и глинисто-карбонатные разности пород, а в терригенных породах его содержание резко убывает.

Тип стратификации. Типы пород распределяются в разрезе в определенной последовательности, обусловливающей циклическое строение литологического комплекса (формации) в целом. В основании комплекса и мелких циклов залегают пласты песчаников, гравелитов и массивных ракушечниковых известняков. Прослеживание пластов в плане позволило установить резкую линзовидность гравелитов, располагающихся на подстилающих породах с размывом, в карманах эрозионного вреза, и сравнительно быстро выклинивающихся (на протяжении первых десятков, редко сотен метров).

Раковинные известняки имеют четкую нижнюю границу с подстилающими породами, однако следов размыва или углового несогласия здесь не отмечено. Известняки также линзовидны, но по форме эти линзы принципиально отличны от линз гравелитов. Изменения мощностей и фациальное замещение известняковых пластов растянуто в плане на многие километры. В наиболее типичном случае на участках выклинивания мощность пластов известняка сокращается, они расщепляются на несколько прослоев, между которыми появляются известковые песчаники, сливающиеся далее в монолитный песчаный пласт с обильной примесью карбонатного материала и рассеянными фаунистическими остатками.

В разрезе известняковые или замещающие их песчаные пласты сменяются пачками чередования плитчатых алевролитов и песчаников, разобщенных тонкими сантиметровыми прослоями аргиллитов. Алевролитовые пачки, составляющие верхние половины циклов, вновь сменяются известняками или песчаниками. Последовательное чередование типов пород — ритмичность — сохраняется на протяжении всего разреза нижнего подкомплекса (хозбулакская свита), однако соотношение пород изменяется как в плане, так и от ритма к ритму. Общая карбонатность уменьшается с запада на восток. Это происходит на фоне (и за счет) выклинивания известняковых пластов и замены их пачками песчаников с одновременным увеличением мощности синхронных терригенных отложений. Наряду с этим при прослеживании толщи в разрезе наблюдается последовательное увеличение доли и мощностей плитчатых алевролитов, т. е. возрастание удельного веса верхних частей ритмов. Суммарные мощности преимущественно карбонатной и преимущественно песчано-алевритовой частей хозбулакской свиты непостоянны и составляют соответственно 350 и 1000 *м* на западе рассматриваемого региона и 100 и 1500 *м* на востоке (аусарский разрез). Некоторое увеличение суммарной мощности хозбулакской свиты с запада на восток происходит на фоне уменьшения доли карбонатных пород.

Аналогичная закономерность наблюдается и в верхнем литологическом комплексе — торышской свите. Здесь пласты карбонатов также тяготеют к основанию свиты (подкомплекса), но замена их терригенными отложениями вверх по разрезу (и с запада на восток) происходит резче, и в верхней части подкомплекса отмечается даже полное

исчезновение собственно карбонатных пластов. Ритмы как бы обедняются и состоят уже из чередования только песчаников и алевролитов. С запада на восток соотношение существенно карбонатной и существенно терригенной частей разреза составляет соответственно 120 и около 1000 *м* на Торыше и в районе Шаира и 50 *м* и около 1000 *м* в аусарском разрезе.

М. М. Мстиславским (1966, 1967, 1968) выявлены значительные колебания как суммарных мощностей свит, так и мощностей отдельных их пачек, связанных с конседиментационным ростом структур Каратауской геосинклинали. В ряде районов им установлено даже полное выклинивание Хозбулакской свиты и размыв подстилающих ее отложений среднего триаса.

Приводимые нами мощности соответствуют прогнутым участкам региона и характеризуют наиболее полные разрезы хозбулакской и торышской свит.

Фациальные изменения комплекса. Породы представлены в основном прибрежными осадками открытого моря и в меньшей мере сравнительно глубоководными тонкими осадками с четкой ленточной слоистостью. При движении вверх по разрезу, начиная с верхней половины карбонатной пачки нижнего подкомплекса, появляются седиментационные доломитизированные известняки, резко обедненные фаунистическими остатками и свидетельствующие об осолонении бассейна.

Фации осолоненных лагун максимально развиты в верхнем подкомплексе, где появляются тонкие несколько сантиметров прослои собственно доломитов, полностью лишенные остатков фауны.

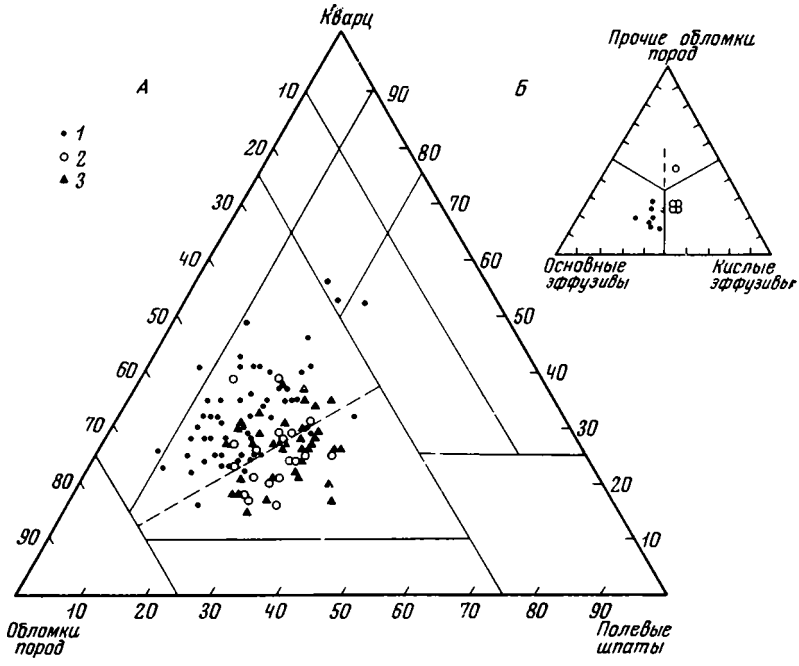
Минералого-петрографическая характеристика

Песчано-алевритовые породы

Единство выделенного литологического комплекса в значительной мере обосновывается также составом основных терригенных компонентов, участвующих в сложении песчаников и алевролитов. Главнейшими минералами песчано-алевролитовых пород являются кварц, кислые плагиоклазы и обломки вулканических пород. Соотношение минеральных компонентов показано на фиг. 111. Поле треугольной диаграммы, занятое характеристическими точками верхнего комплекса, соответствует кварцевым и кварц-полевошпатовым литокластическим граувакка м.

Обломочные зерна средне и слабо окатаны, разобщены и корродированы карбонатом кальция или, реже, бывшим глинистым материалом, переработанным в хлорит-мусковитовую массу. Породы уплотнены, и на контактах зерен видны конформные сочленения. Степень конформации зерен находится в прямой зависимости от глубины погружения пород, засоренности их тонкодисперсным материалом и от зернистости пород.

Конформационные сочленения отмечены как в нижних, так и в верхних горизонтах комплекса, но общая измененность пород в пределах всего рассматриваемого разреза еще столь незначительна, что такой фактор, как первичная примесь глинистого материала, еще оказывает влияние на степень перерождения структур даже в нижних, наиболее погруженных, горизонтах комплекса. В сравнимых случаях в максимальной мере изменена первичная форма обломков основных пород, являющихся наиболее деформирующимися компонентами обломочного костяка песчаников. В порядке увеличения устойчивости конфор-

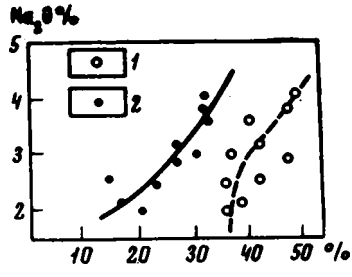


Фиг. 111. Диаграмма состава обломочных пород

А — фигуративные точки состава пород: *1* — нижнего комплекса (T_1 — P) Западного Каратау, *2* — верхнего комплекса (T_3) Западного Каратау, *3* — Восточного Каратау (P — T). *Б* — то же для обломков пород в пересчете на 100%

мации можно привести ряд: обломки основных пород — обломки сланцев — плоскости 010 плагиоклазов — кварц, обломки кислых эффузивов — плоскости и грани плагиоклазов в зоне hol.

При отсутствии или незначительном содержании кальцита цементация песчано-алевролитовых пород осуществляется за счет припаивания зерен по конформным контактам, регенерационного разрастания альбита, а в случаях высокого исходного содержания глинистого вещества можно выделять вторичный хлорит-мусковитовый цемент.



Фиг. 112. Зависимость содержания Na_2O от количества обломков пород (*1*) и полевых шпатов (*2*) в породах верхнего комплекса (T_3)

Основная группа обломочных зерен, объединяемая под общим названием *обломков пород*, представлена набором эффузивных пород кислого и основного ряда. Главным образом это полностью раскристаллизованная основная масса фельзитовой или микроаплитовой структуры или обломки хлоритизированных порфиритов. В меньшем количестве среди обломков основного состава присутствуют зерна микродиабазового или спилитового облика. Также немного, но постоянно наблюдаются гидротермально измененные мусковитизированные и

окварцованные зерна, обломки метаморфических сланцев и жильных пород. Особо следует отметить постоянное присутствие небольшого количества лучистых и сферолитовых кремней, не прослеживающихся во всем остальном разрезе пермо-триаса Каратау. Второй важной особенностью состава пород рассматриваемого комплекса является устойчивое преобладание обломков кислых пород над основными.

Фиг. 113. Зерно корродированного плагиоклаза с регенерационной альбитовой каймой. Увел. 120, николи +

Среди обломков кислых пород ведущую роль играют обломки альбитофиров и их основной массы. Фельзитовый характер структуры обломков не позволяет произвести микроскопической диагностики их минерального состава, однако общее высокое содержание Na_2O в породах и отчетливо устанавливающаяся зависимость между содержанием Na в обломочной части пород и количеством обломков пород (фиг. 112) позволяют интерпретировать состав обломков как преимущественно альбитовый.

Полевые шпаты представлены почти исключительно альбитом. Общее количество их варьирует в пределах 20—35%. Количество калиевых шпатов не превышает 5—8% от суммы полевых шпатов. Зерна альбита в незначительной степени пелитизированы и лишены каемок аутигенного обрастания (регенерации). В нижней части комплекса, начиная с глубин более 1000 *м* от кровли триаса, появляются регенерированные зерна альбита.

Регенерация охватывает, как правило, зерна плагиоклазов не по всему периметру, а лишь в участках непосредственного контакта с карбонатным цементом (фиг. 113). Контакты с другими обломочными компонентами имеют конформный характер.

Ядра обломочных зерен плагиоклазов загрязнены продуктами разложения, и чистая водяно-прозрачная альбитовая каемка видна достаточно отчетливо. Характер кристаллографической ориентировки и тип двойникования ядер в подавляющем большинстве случаев продолжается и в регенерационную каемку. Однако отмечены единичные зерна плагиоклазов, регенерационная каемка на которых не подчинена ориентировке ядра. Встреченные редкие каемки шахматного типа, хотя и кажутся в первом приближении не связанными с ориентировкой ядра, обнаруживают тождество ориентировок плоскости 010 (с ядром), а каждый из четырех неделимых регенерационной каймы в зоне соприкосновения с индивидами двойникованного ядра связан с последними по одному из законов двойникования, чаще по карлсбадскому.

Как ядра, так и регенерационные каемки плагиоклазов представлены альбитом № 0—6, что указывает, по-видимому, на то, что достройка ядер происходила уже после альбитизации обломочных зерен плагиоклазов. Между каемкой и ядром не отмечается различий в показателях преломления. Достройка обломочных зерен происходит по поверхностям скола или скругленным поверхностям обломочных зерен и никогда не по первично кородированному контуру плагиоклаза.

Аутигенный альбит развивается не только по зернам обломочных плагиоклазов — процессом аутигенного альбитообразования захвачена практически почти вся порода. В порах песчано-алевролитовых пород

можно наблюдать мельчайшие зерна чистого, водяно-прозрачного альбита правильной огранки, без зародышевых ядер, а в наиболее тонких фракциях пород сосредоточено весьма значительное количество Na_2O (табл. 44).

Приведенные данные относятся к наиболее интенсивно альбитизированным обломкам тектонических брекчий, дезинтеграция которых производилась без искусственного измельчения, а лишь путем растворения цементирующего карбоната в кислоте. В тех случаях, когда

Таблица 44

Распределение Na_2O по фракциям

Фракция, *мм*	Обр. 330/61	Обр. 337/61	Фракция, *мм*	Обр. 330/61	Обр. 337/61
0,25—0,16	1,00	1,76	0,063—0,05	5,78	3,35
0,16—0,10	1,44	1,96	0,05—0,01	9,45	6,26
0,10—0,063	2,67	2,30	<0,01	7,78	7,72

наблюдается коррозия зерен кальцитом, корродированы и ядро, и регенерационная каемка, т. е. коррозия во всех случаях развивается как процесс более поздний, чем образование аутигенного альбита.

В редких разностях бескарбонатных пород процесс аутигенного альбитообразования развит значительно меньше. Так, если в контакте с $CaCO_3$ обычно 90—100% зерен плагиоклазов регенерировано, то вне контактов с карбонатом кальция (и в бескарбонатных породах) регенерированными каемками обладают не более 20—25% зерен плагиоклазов. Регенерационное разрастание альбита в этих случаях происходит в направлениях свободного порового пространства и развивается как процесс, сопровождающий конформное перерождение структур. Аутигенные каемки альбита не только заполняют первичное поровое пространство, но и участвуют в конформации.

Калиевые полевые шпаты в разрезе встречены в минимальных количествах лишь в самых верхних горизонтах торышской свиты; практически полностью отсутствуют и аутигенные калиевые полевые шпаты, они были встречены в одном случае — в обломках тектонической брекчии в виде однотипных игольчатых кристаллов (Муравьев, 1964).

Кварц в описываемых породах содержится в соизмеримых с полевыми шпатами или несколько меньших количествах (15—30%). Наиболее часты монокристальные зерна с рассеянными мельчайшими пузырьковыми включениями. В подчиненных количествах присутствуют обломки катаклазированных кварцев или зерна крупномозаичного строения. Отмечается некоторое возрастание доли кварца в наиболее крупнозернистых разностях пород.

Вторичными изменениями зерна кварца затронуты минимально. Наиболее обычна коррозия их кальцитом, и в редчайших случаях наблюдаются аутигенные каемки регенерации, развитые лишь в участках наиболее интенсивной перестройки всего обломочного костяка пород. В подавляющем же большинстве случаев кварц не регенерирован.

Акцессорные минералы. Среди тяжелых акцессориев в песчаных породах верхнего литологического комплекса резко преобладают хлориты и лейкоксены, характерно почти полное отсутствие рудных минералов (2—3%). Постоянно присутствуют циркон, рутил, турмалин и шпинель. Типоморфные особенности минералов не показательны, лишь при рассмотрении турмалинов обращает на себя внимание преобладa-

ние желтых и бурых разностей, подавленных в более низких горизонтах разреза (нижний комплекс) зелеными и синими турмалинами.

Минеральный состав цемента пород. Цемент песчано-алевритовых пород комплекса представлен повсеместно микрочешуйчатой хлорит-мусковитовой массой и карбонатом. Соотношение первично-глинистого (хлорит-мусковитового вещества) и карбонатов изменяется в широких пределах — от 3—5 до 95—97% каждого компонента.

Мусковит распространен практически во всех исследованных образцах песчано-алевритовых пород. Главная масса его представлена вторичными кристалликами, возникшими на базе терригенных слюд и глинистых минералов цемента. Мусковит присутствует и самостоятельно, как главная составная часть аутигенных минералов, и в подчиненных количествах, вместе с хлоритом, образуя сложные пакеты прорастания (хлорит-мусковит).

Первичные, кластогенные, чешуйки мусковита группируются в виде ленточных прослоев, параллельных слоистости. Они обычно деформированы и ассоциируются с бывшими чешуйками биотитов, замещенных пакетами хлорит-мусковитового состава. Некоторые количества первичного мусковита либо находятся в зернах мусковитизированных обломков пород, либо входят в состав обломков метаморфических сланцев. Доля кластогенного мусковита не превышает 20% от суммарных его количеств.

Хлорит, как и мусковит представлен в основном аутигенными разностями, замещая аллотигенные магнезиально-железистые слюды и глинистые минералы цемента. Значительные количества вторичного хлорита развиваются также по обломкам основных пород. Присутствие хлорита обусловливает обычно зеленый цвет пород. По составу и оптическим константам хлориты соответствуют рипидолиту ($MgO : FeO = 1:1$; $Nm' = 1{,}61 — 1{,}63$; $-2V$ близки к 0). Наряду с обычными,

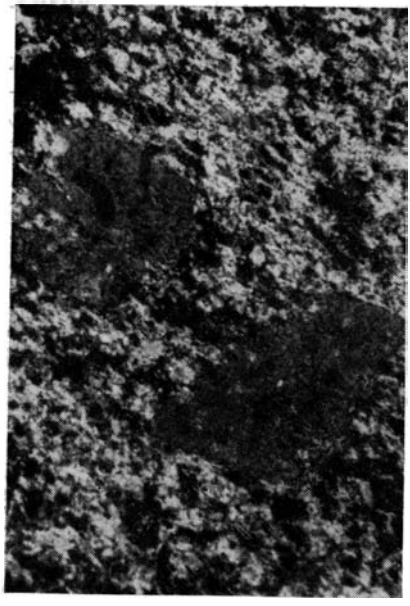
Таблица 45

Оптическая характеристика типов хлоритов, развивающихся по обломочным компонентам породы

№ образца	Цвет хлорита	По какому минеральному обломку развивается	Nm'
222/61	Бурый	По слюде	1,650
	Зеленый	»	1,622
213/61	Бурый	»	1,629—1,635
	Зеленый	По обломкам стекла	1,616
194/61	Бурый	По слюдам	1,640—1,675
192/61	»	»	1,635
	Зеленый	По обломку стекла	1,616
188/61	Бурый	По слюде	1,640
3/64	»	Аутигенный в пепловом туфе	1,630
110/61	Зеленый	По слюде	1,635
105/61	Бурый	»	1,633

наиболее распространенными разностями зеленого хлорита в слюдистых песчаниках по аллотигенным железо-магнезиальным слюдам развиваются кристаллики феррохлоритов, плеохроирующие (табл. 45) в зеленовато-бурых тонах и обладающие весьма высоким показателем преломления ($Nm' = 1{,}67—1{,}68$).

Таблица показывает, с одной стороны, довольно широкий спектр новообразованных хлоритов, но с другой — ясную тенденцию к наследованию состава исходных компонентов. Широкая гамма слюд, отли-



Фиг. 114. Кристаллы аутигенного анкерита в туфах. Увел. 30, николи +

чающаяся как первичной природой, так и степенью разложенности, предопределила и характер образующихся по ним хлоритов. Обломочные стекла отличались, видимо, меньшей железистостью и бóльшим постоянством состава.

Кальцит представлен в песчаных породах как обломочными зернами, так и кристаллическими агрегатами, выполняющими поровое пространство. В крайних случаях в резко красноцветных разностях пород, в песчаниках можно наблюдать исключительно обломочные зерна кальцита. Сохранность их обеспечивается плотными корочками гидроокислов железа, блокирующими и предохраняющими зерна от позднейшей перекристаллизации. Породы такого типа встречены лишь в верхней терригенной пачке (торышская свита) и не имеют широкого распространения. В обычных же случаях различить обломочный кальцит от более позднего, выполняющего поры, почти невозможно.

Кальцит перекристаллизован, занимает промежутки между обломочными зернами и интенсивно корродирует обломки. В максимальной степени корродированы обломки основных пород, в которых часто можно лишь видеть первичные контуры и реликты структуры обломков, обрисованные хлоритом. Остальная масса обломков в значительной мере или полностью может быть замещена кальцитом. В меньшей степени корродируются кварц, обломки кислых эффузивов, альбит и мусковит, совершенно не затрагивается коррозией хлорит, а среди акцессориев — циркон.

Анкерит распространен в виде вкрапленников аутигенного облика. Обычно это ромбоэдрические кристаллы, вмонтированные в породу по четким срезанным контурам и заместившие в участках роста все другие компоненты. Обычные размеры кристалликов 0,2—1 *мм*. Следов механического давления роста не отмечено (фиг. 114). По-видимому, формирование анкерита происходило на стадии, предшествовавшей последней перекристаллизации кальцита. Во всяком случае анкерит отмечен только вне контактов с агрессивным перекристаллизованным кальцитом. В участках пород, захваченных перекристаллизованным кальцитом, редко можно наблюдать лишь контуры бывших кристалликов анкерита, очерченные пленками гидроокислов железа.

Несколько отличны кристаллики аутигенного анкерита, развитые в пластах пепловых туфов. В них наблюдаются четкие ромбоэдрические зерна размером от сотых долей миллиметра до нескольких миллиметров. Наиболее интенсивно кристаллы анкерита концентрируются в участках туфовых пластов, обогащенных примесью распыленной органики. Контуры кристаллов четко очерчены сгруженным тонкодисперсным углистым веществом. Углистые оторочки свидетельствуют о росте кристалликов анкерита в незатвердевшем осадке.

В незначительных количествах анкерит встречен также в виде обломочных зерен, при этом форма нахождения и сохранения его в породах такая же, как и у обломочных зерен кальцита.

Во всем разрезе верхнего литологического комплекса, в том числе в самых верхних его горизонтах, отсутствуют размокающие глины. Собственно аргиллиты — первично наиболее тонкозернистые породы, не содержащие заметных количеств примеси сравнительно крупнодисперсного материала (крупнее 0,01 *мм*), в разрезе встречены редко. Обычно уменьшение зернистости обломочного материала сопровождается возрастанием доли карбоната кальция, и места в разрезе, «принадлежащие» глинистым прослоям, заняты пелитоморфными глинистыми известняками, содержащими $CaCO_3$ 65—80%. Минеральный состав аргиллитов определяется двумя компонентами — хлоритом и постоянно преобладающим мусковитом.

Высокая дисперсность исходных компонентов аргиллитов и относительно слабая метаморфизация толщи определяют современные структурные особенности этих пород. Не отмечается каких-либо крупных новообразований или заметно разросшихся седиментационных зерен слюд или хлоритов. Все частицы, слагающие массу аргиллитов, имеют размеры и пространственную ориентировку, достаточно близкие к первичным. На фоне неориентированной чешуйчатой массы можно различить мельчайшие (субмикроскопические) зерна кварца, альбита, пленки и обрывки органического вещества, рассеянные шарики пирита, вкрапленники кальцита. Рассмотрение наиболее крупных фракций аргиллитов (больше 0,01 *мм*) позволяет установить, кроме основных породообразующих минералов — мусковита и хлорита, также кварц, альбит, редко пирит.

Изучение фракций меньше 0,001 *мм* дает преимущественно двухкомпонентный состав (мусковит-хлорит) с примесью кварца и редко альбита. Другими словами, в различных размерных фракциях аргиллитов изменяется лишь соотношение породообразующих минералов.

Вариации в составе коллоидных фракций различных образцов определяются двумя факторами — соотношением хлорит — мусковит и некоторыми изменениями в составе хлоритов. Поскольку в крупных, доступных для микроскопического изучения фракциях состав хлоритов в пределах каждого образца остается идентичным, можно подойти к решению вопроса о количественном содержании этих компонентов в тонких фракциях путем прецизионного определения показателей преломления ориентированных агрегатов. При этом вклад хлоритовой составляющей в суммарный показатель преломления определяется прямым замером N крупных чешуек в каждом образце (Дриц и др., 1966). Сравнительное изучение глинистых фракций алевритово-песчаных пород проводилось аналогичным методом. Изученные таким образом коллоидные фракции аргиллитов и песчано-алевритовых пород показали тяготение наиболее обогащенных хлоритом разностей к сравнительно более грубозернистым отложениям.

Карбонатные породы

Карбонатные породы верхнего литологического комплекса достаточно многообразны и являются в значительной мере определяющими облик комплекса в целом. Среди них можно выделить детритовые ракушечниковые известняки, афанитовые пелитоморфные известняки, тонкоплитчатые глинистые известняки обычно с вкрапленниками доломита, массивные глинисто-алевритовые известняки и доломиты. Кроме того, вся толща пермо-триаса рассечена многочисленными альпийскими жилками и трещинами глубокого заложения, выполненными почти исключительно карбонатным материалом.

Детритовые известняки (ракушечниковые) развиты в основаниях мелких циклов и являются нижними базальными членами регрессивных рядов. Детритовый материал распределен равномерно и разбавлен примесью песчано-алевритовых зерен, группирующихся в виде гнезд и линзочек. Цементирующей массой служит глинисто-карбонатный материал, в различной степени перекристаллизованный. Обломки раковин перекристаллизованы не полностью, сохраняются их контуры, а план перекристаллизации подчинен первичному лучистому строению каждого обломка раковины. Стирание контуров детритовых обломков и срастание их с цементирующей карбонатной массой породы происходят лишь в наиболее грубообломочных разностях детритовых известняков или в участках соприкосновения обломков раковин с песчаными гнездами, в пределах которых наблюдается наиболее полная вторичная перекристаллизация карбоната кальция. В последних случаях исчезает и лучистая структура раковин, частично замещаемых зернистым кальцитом. Минимально перекристаллизованы участки цементирующей массы, обогащенные тонкодисперсным глинистым или органическим веществом. В контакте с такими участками обломки раковин имеют четкие контуры с сохранением деталей их скульптуры.

Афанитовые известняки появляются в разрезе в алевритовых пачках верхней половины циклов, как бы заменяя собой наиболее тонкозернистые разности пород. Некарбонатная часть афанитовых известняков состоит из тонкодисперсного хлоритослюдистого и углистого материала, придающего им черный цвет. Размеры кристалликов кальцита субмикроскопические, соизмеримые с размерами частиц терригенной примеси. Общая однородность и чрезвычайно тонкая зернистость массы пород обусловливают раковистый характер их излома. В редких случаях в массе таких известняков удается наблюдать рассеянные раковинки мелких моллюсков.

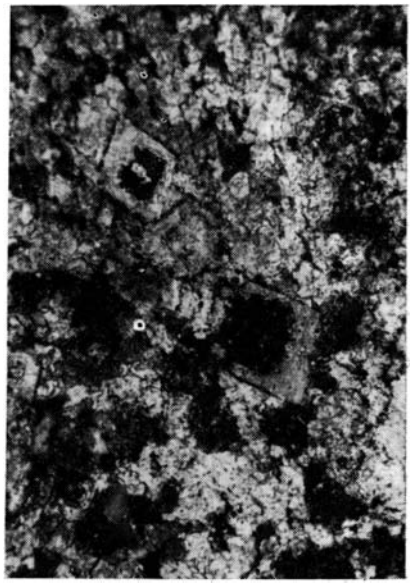
Тонкоплитчатые известняки обнаруживаются только в ограниченной части разреза, сосредоточиваясь в верхах преимущественно карбонатных пачек, составляющих нижние части выделенных подкомплексов. Плитчатые известняки залегают в ряде смежных циклов, чередуясь с плитчатыми песчаниками и алевролитами средних и верхних частей циклов. Они сложены чередующимися миллиметровыми лентами глинистых известняков и известняковых глинистых алевролитов, с примазками слюд и хлорита по плоскостям наслоения.

В лентах алеврито-карбонатного состава наблюдаются выделения ромбоэдров доломита размером 0,01—0,03 *мм*. Часто кристаллики доломита имеют зональное строение, каждая зона подчеркнута сгущением тонкораспыленного углистого вещества. Наиболее загрязнены ядра кристалликов, а периферические каймы их — водяно-прозрачны (фиг. 115).

При рассмотрении тонкослоистых блоков обращает на себя внимание некоторая неравномерность перекристаллизации основной массы кальцита, коррелирующаяся в некоторой степени с зернистостью обломочной части пород. Кристаллы доломита тяготеют к наименее раскристаллизованным лентам, обогащенным тонкодисперсным глинистым и органическим материалом.

Массивные глинистые известняки (или глинисто-алевритовые) распространены во всем разрезе, сочетаясь с алевролитами в средних и верхних частях циклов. Карбонат кальция в них имеет криптокристаллическое строение, тонкодисперсная примесь рассеяна равномерно и представлена хлоритом, мусковитом, кварцем и альбитом. Углистое вещество присутствует в меньших количествах, чем в детритовых или плитчатых известняках, чем определяется преимущественно серая окраска этого типа пород.

Доломиты встречены в разрезе в виде тонких, сантиметровых прослоев внутри пачек плитчатых доломитизированных известняков в низах верхнего подкомплекса. Они имеют равномернозернистую структуру и сложены ромбоэдрическими кристалликами, разобщенными пленками углистого вещества и глинистой массы. В доломитах сохраняется тонкая плитчатость, иногда листоватость, определяемая чередованием тончайших прослоев, обогащенных глинистым и углистым веществом. В любой из лент лишь изменяются количество примеси и размеры кристаллических зерен. В наиболее чистых, лишенных примеси разностях каждый монокристаллик доломита имеет размеры 0,2—0,3 *мм*, а примеси оконтуривают доломитовые зерна в виде пленок. С увеличением количества примеси уменьшаются размеры монокристаллических зерен доломита, и в пределе размеры мельчайших ромбоэдров соизмеримы с толщиной, разделяющей их глинисто-углистой оторочки (0,01 *мм*). Ленточный характер текстуры доломитов не позволяет определить точных соотношений между размерами кристалликов и количеством примеси. Визуальный подсчет точечным методом дает возможность установить пределы: содержание примеси углистого вещества — от 2—5% в наиболее крупнокристаллических разностях до 35—40% в тонкокристаллических лентах доломитов. Среднее содержание примеси в породе (нерастворимый остаток) составляет 16%.



Фиг. 115. Кристаллы зонального доломита в известняках. Увел. 120, николи +

Туфы

На изученной территории встречено два выдержанных слоя туфов, мощностью до 1,5—2 *м*, и несколько тонких (5—10 *см*) прослоев, имеющих резко подчиненное значение. Впервые туфовые прослои на Мангышлаке были отмечены П. В. Флоренским (1964), а систематическое их описание сделано М. М. Мстиславским (Мстиславский и др., 1966). Слои туфов залегают согласно с вмещающими осадочными породами верхнего триаса. Карманов врезания в подошве туфовых пластов, следов срывов или нарушений сплошности текстур подстилающих и перекрывающих пород не отмечается. Текстурные признаки туфов указывают на формирование их в сравнительно спокойном водном бассейне. Для туфов, как и для вмещающих их известняков и алевролитов, характерна неслоистая (однородная) текстура, а также горизонтальная или пологоволнистая слоистость, обусловленная ориентированным расположением удлиненных обломочных частиц и мелкоритмичным изменением интенсивности окраски пород. Структурные особенности туфов изменяются от подошвы к кровле пласта; одновременно изменяется соотношение в них основных компонентов — альбита и кварца. Структура туфов кристаллоаповитрокластическая. Основная масса полностью раскристаллизована (табл. XIII). Размеры кристаллообломков варьируют в широких пределах, и не наблюдается сколь-

Таблица 46

Химический и минеральный состав туфов (в %)

Компонент	Первый (нижний) туф				Второй (верхний) туф				Туфобрекчии		
	360-М	121-М	461-М	7б/64	100-М	3г/64	3д/64	474-М	2/64	106-М	106а-М
SiO_2	78,00	78,32	79,30	77,19	74,74	67,84	71,18	62,64	49,15	63,34	58,30
TiO_2	0,13	0,10	0,16	0,21	0,32	0,57	0,34	0,16	0,42	0,94	0,96
Al_2O_3	00,44	12,05	10,04	11,92	13,10	18,43	14,96	16,76	12,46	15,44	18,23
Fe_2O_3	0,21	0,06	0,28	1,23	0,75	1,06	0,93	1,12	6,44	2,65	2,60
FeO	0,64	0,61	0,83	0,30	0,84	0,46	0,32	0,63	0,86	3,97	3,91
MnO	0,01	0,01	0,04	0,01	0,03	0,01	0,01	0,10	0,14	0,03	0,02
CaO	1,66	0,54	1,24	1,19	0,50	0,71	1,82	3,30	11,56	1,20	1,74
MgO	0,91	0,21	0,30	0,34	0,14	0,04	0,34	0,72	1,66	2,23	3,24
Na_2O	3,80	6,37	5,60	6,48	7,62	9,88	8,13	9,80	3,36	4,25	2,98
K_2O	1,00	0,40	0,08	0,12	0,10	0,20	0,17	0,15	0,23	0,10	0,09
P_2O_5	0,03	0,05	0,04	0,07	0,09	0,11	0,16	0,06	0,23	0,22	0,28
B_2O_3	—	—	—	—	—	—	—	—	2,67	3,20	4,67
H_2O^+	1,21	0,24	0,35	0,22	0,45	0,03	0,02	0,11	1,61	1,27	2,29
H_2O^-	0,52	0,12	0,10	0,16	0,16	0,19	0,22	0,22	0,37	0,24	0,32
CO_2	1,30	0,73	1,38	0,72	0,70	—	1,14	3,70	8,36	0,97	0,81
Сумма	99,86	99,21	99,74	100,16	99,54	99,53	99,74	99,47	99,52	100,05	100,44
Альбит	32	58	48	55	64	84	69	83	23	29	14
Кварц	50	38	47	39	30	10	24	6	24	30	33
Турмалин	—	—	—	—	—	—	—	—	24	30	44
Мусковит	7	2	—	—	—	1	—	—	—	—	—
Хлорит	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Анкерит	3	2	2	2	2	—	3	8	—	—	—
Кальцит	—	—	—	—	—	—	—	—	20	2	2
Гидроокислы Fe	—	—	—	—	—	—	—	—	7	3	3
Другие примеси	5	1	2	4	4	5	4	3	2	6	4

Примечание. Буквой М помечены образцы из коллекции М. М. Мстиславского.

ко-нибудь заметной сортировки материала по крупности. Фракции различных размерностей присутствуют в соизмеримых количествах. Отмечается закономерное уменьшение размеров обломков от подошвы к кровле. В этом же направлении убывает и процент кристаллообломков.

Пересчет химических анализов (табл. 46) позволяет оценить соотношение основных породообразующих минералов в туфах. Сопоставляя приведенные данные химических анализов с результатами изучения гранулометрического состава туфов, можно сделать заключение, что первоначально наиболее тонкий пепловый (витрокластический) материал наиболее близко отвечал составу альбита.

Вещество туфов значительно изменено. Обломки стекла раскристаллизованы, контуры их стерты, различные по величине и форме частицы спаяны в единую фельзитовую массу. Лишь в редких случаях глобули и обломки более однородного и чистого прозрачного в проходящем свете стекла отличаются от вмещающей массы более крупными размерами новообразованных кристалликов альбита.

Туфы рассечены тремя системами трещин. Первая, наиболее ранняя из них, имеет извилистые очертания, а толщина каждой трещины непостоянна. В раздувах трещин появляются розетки кристалликов альбита, который выполняет также пережатые участки трещин.

Вторая система трещин, секущая первую, возникла после полной раскристаллизации пирокластического материала. Контуры ее часто

срезают по четкой линии не только основную массу туфа, но и обломки кристаллов. Выполнение таких трещин — полиминеральное, но максимально развит кварц. Из стенок трещин в открытую их полость наблюдаются многочисленные выросты альбита, часто достраивающие срезанные обломки кристаллов. Эта система трещин, по всей вероятности, синхронна основной фазе складчатости, сопровождавшейся нарушением сплошности пластов.

Третья, позднейшая, сеть трещинок, имеющих вид ломаных или ветвящихся линий, сопровождалась минимальными смещениями. Эта система выполнена только кальцитом, часто корродирующим контуры рассеченных зерен и обломков. Возникновение этой системы связано, видимо, с реализацией остаточных напряжений или с позднейшими блоковыми движениями.

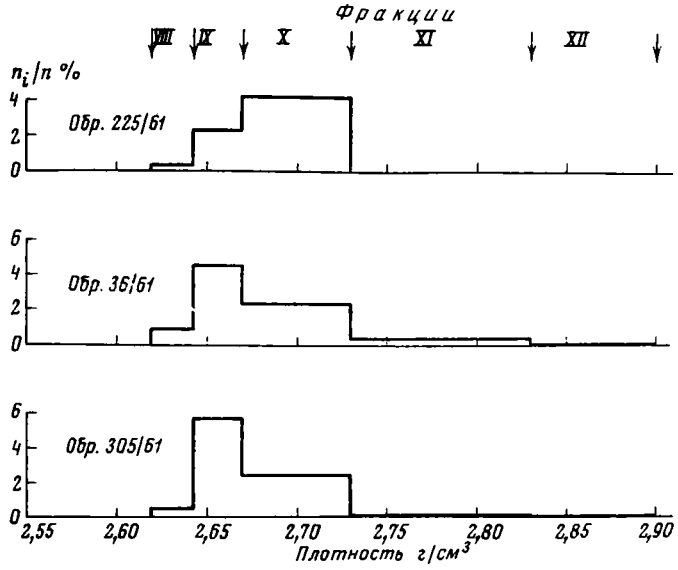
При анализе источников вулканического материала в первую очередь обращает на себя внимание резкая нижняя граница слоев туфов с вмещающими породами, ничтожный процент терригенной примеси, остроугольные, совершенно неокатанные вулканогенные обломки при разнообразии их размеров. Все это указывает на большую скорость накопления вулканогенного материала при минимальной гидродинамической активности бассейна.

В пределах Западного Каратау в зоне разлома на южном склоне хребта были встречены выходы туфобрекчий (район Тущебек), представленных остроугольными обломками альбит-кварцевого состава. В значительной мере туфобрекчии претерпели гидротермальные изменения, сопровождавшиеся интенсивной турмалинизацией пород. Размеры обломков туфобрекчий изменяются в широких пределах — до глыб. Масса их рассечена позднейшими жилами кальцита, интенсивно ветвящимися и пронизывающими всю зону развития туфобрекчий. Можно предположить, что рассматриваемые туфобрекчии представляют собой остатки жерловой фации древнего вулкана — источника верхнетриасовых туфов.

Анализ современного минералогического состояния пород первого литологического комплекса

Высокая степень метаморфизации пород каратауского комплекса наложила существенный отпечаток на современное состояние пород, структурный состав, сохранность и приуроченность минералов к тем или иным породам.

Обломочные минералы. Рассмотрим вначале сохранность основных породообразующих минералов и сопутствующих им минеральных разностей обломочных пород. Первое, что обращает на себя внимание,— это альбитовый состав полевых шпатов. Это кажется необъяснимым, если учесть характер обломков, включающих разнообразный комплекс кристаллических пород от гранитоидов до диабазов. Разрушение их должно было повлечь за собой включение в состав осадочных пород калиевых полевых шпатов и плагиоклазов до андезина-лабрадора. Следовало бы также ожидать в тяжелой фракции верхнетриасовых пород Каратау наличие пироксенов, амфиболов и магнетита. Однако уже при просмотре шлифов можно видеть энергичное изменение обломков основных пород, в которых даже при сохранении диабазовой структуры наблюдается лишь альбит. Темноцветные компоненты диабазов замещены хлоритом, а рудные представлены размазанными выделениями гидрогётита и лейкоксена. Тонкодисперсные минералы цементирующей массы пород также имеют значительно упрощенный состав и представлены хлоритом и мусковитом, хотя среди обломочных зерен часто удается наблюдать чешуйки бывших темноцветных слюд, отчасти сохра-



Фиг. 116. Распределение зерен по плотности

n — общее число зерен; n_i — число зерен в данном интервале плотности

нивших плеохроичность, но полностью превращенных в хлоритовые и хлоритвермикулитовые образования. Отмеченные преобразования минерального состава находят свое отражение при анализе тяжелых и легких фракций, создавая картину резкого обеднения минералами, основная часть которых представлена лейкоксеном и хлоритом (в сумме 80—90%) с примесью циркона, турмалина, рутила и анатаза.

Не менее показателен и специфический набор зерен легких фракций, в которых, помимо кварца и альбита, присутствуют агрегатные зерна обломков пород. Диагностика последних может быть проведена в шлифах по сохранившимся структурным признакам. Для зерен же наиболее характерна их аномально высокая плотность (2,7 — 2,8) за счет включения в агрегаты хлорита и гётита (фиг. 116). Обеднение состава сравнительно крупнообломочных компонентов пород сопровождается столь же отчетливым упрощением состава тонкодисперсных образований. В аргиллитах не обнаруживаются обычные минералы глин — собственно глин. Не удается обнаружить примеси коалинита, монтмориллонита, палыгорскита или сепиолита. Упрощенный хлорит-мусковитовый состав фракций меньше 0,001 *мм* прослеживается как в петрографически различных типах пород (песчаники, алевролиты, туфы, известняки и т. д.), так и в образцах, представляющих различные фации — от пляжей открытого моря до осолоняющихся лагун.

Причины изменения состава и аутигенный комплекс. Основной причиной обеднения минерального состава комплекса является внутрислойное растворение и преобразование нестойких или менее стойких минеральных видов при эпигенезе и стрессовых напряжениях. В зависимости от конкретных условий, типов пород и их исходного состава можно наметить ряд факторов, определивших перерождение или растворение того или иного минерала, замещение его или коррозию и т. д. Однако эти частные факторы хотя и детализируют условия изменения минерального состава, но представляют собой проявление основной причины — метаморфизации пород под воздействием нагрузки вышележащих пород и стресса. Следует иметь в виду также то, что первичное

присутствие части минеральных компонентов мы можем лишь с достаточным основанием предположить, даже реликты их отсутствуют в реальных породах. К таким минералам относятся пироксены, амфиболы, гранат, среди глинистых образований — монтмориллонит. Другая часть минералов, в первую очередь плагиоклазы и магнетит, хотя и отсутствует в породах, но узнается по структурным признакам заместивших их компонентов (альбитизация и другие изменения обломков микродиабазовой структуры и т. д.). Наконец, третья группа минералов — главным образом триоктаэдрические слюды — сохраняет характерную форму, некоторые остаточные признаки — как плеохроизм, сопровождаются комплексом типичных продуктов разложения (гидроокислы железа, выделения титанистых минералов). Кроме того, оптические константы заместившего их хлорита изменяются не только от зерна к зерну, но и различны в разных участках каждой чешуйки, что свидетельствует о незавершенности процесса хлоритизации первичных слюд. Наблюдаемые качественные изменения хлоритизированных слюд происходят на фоне строгого постоянства состава и свойств синтезированного аутигенного хлорита, развивающегося в поровых пространствах обломочных пород, и на фоне постепенного сближения свойств синтезированного аутигенного хлорита и хлорита псевдоморфоз вниз по разрезу пермо-триаса Каратау. Правда, полная «унификация» хлорита наблюдается лишь в самых нижних частях разреза, в низах второго литологического комплекса.

Реликты не полностью уничтоженных минеральных зерен наиболее часто наблюдаются в контакте с агрессивным перекристаллизованным кальцитом, замещающим почти все первичные минеральные компоненты пород. Структурные соотношения кальцита и обломочных зерен позволяют выделить по крайней мере две стадии агрессивного состояния кальцита, одна из которых соответствует ранним стадиям жизни пород (начальный эпигенез) до начала конформации и альбитизации их. На этой стадии корродируется большинство зерен, но наиболее существенно замещаются кальцитом обломки основных пород, в реликтах которых остаются лишь контурные пленки зерен и минеральных индивидов, слагавших обломочные зерна. Рудные компоненты при этом практически не замещались, а темноцветные минералы полностью растворялись. На последующей стадии жизни пород, при перестройке структурного плана их и интенсивной конформации зерен, не затронутые растворением основные плагиоклазы и темноцветные минералы были замещены соответственно альбитом и хлоритом, т. е. минералами, более стойкими к корродирующему действию кальцита. Более того, на стадии их формирования кальцит, по-видимому, не является агрессивным.

Корродирующее влияние кальцита на поздних стадиях приводило к новому растворению и замещению почти всех минеральных зерен, в том числе альбита, но в этом случае коррозии подвергались уже подготовленные породы, в которых в соприкосновение с агрессивным кальцитом приводились не нестойкие первичные компоненты обломков, а альбитизированные и хлоритизированные зерна. При этом в реликтах корродированных зерен полностью сохранялся хлорит и частично корродировался альбит.

Таким образом, при одном и том же действующем факторе, в зависимости от конкретных условий, т. е. от этапа, на котором максимально проявилось действие агрессивного кальцита, идентичные исходные породы оказываются преобразованными в различной степени и показывают существенно различный минеральный состав. Покажем это на примере двух образцов, взятых из одной пачки. Обр. 218 взят из прослоя, обладающего хорошей сортировкой материала и высокой про-

ницаемостью, что облегчило действие растворов и коррозию его на ранней стадии преобразования. Обр. 221 загрязнен большим количеством глинистой примеси, предотвратившей раннюю перекристаллизацию карбонатного материала (табл. 47).

Весьма существенные коррективы в состав пород вносят также конкретные условия места взятия образца. В зависимости от положения в структуре или в теле горного сооружения (ядро или крылья складки,

Таблица 47

Состав (в %) обломков пород

№ образца	Обломки гранитоидов	Фельзитовая масса альбитофиров	Обломки микролитовой структуры	Обломки порфиритов	Обломки метаморфических сланцев	Кремни
218	—	94	—	—	6	—
221	16	26	13	19	21	5

зоны пережатия, ядра нагнетания, участки, контактирующие с разрывными нарушениями, и т. д.) проявляются различные факторы преобразования пород. Так, в приконтактных участках с трещинными карбонатными жилами отмечаются резкая карбонатизация и хлоритизация пород, происходившие на фоне растворения большинства обломочных компонентов (нестойкие обломки пород, кварц). В ядрах нагнетания или в килевидных складках породы приобретают вид милонитов, энергично карбонатизированы, а вещественный состав обломков полностью или почти полностью замещается комплексом аутигенных минералов — альбитом, кварцем, мусковитом, редко ортоклазом. Наконец, в ядрах складок, испытавших максимальные стрессовые нагрузки, появляются специфические типы пород, близкие по внешнему облику к щиферным сланцам. Состав таких пород также в значительной степени изменен. Как правило, в них в значительной мере уменьшается доля хлорита, обломки сланцев сливаются с цементирующей массой, кварц катаклазируется, а наибольшее развитие получают аутигенные альбит и мусковит.

Заканчивая рассмотрение аутигенного комплекса и причин изменения состава пород, следует отметить, что формирующиеся аутигенные минералы несут на себе определенные черты отличия от аналогичных минералов обломочного происхождения. Изучение плотности аутигенных минералов (Кац, Муравьев, 1966) и их оптических констант (Шутов, Муравьев, 1964) показало, что плотности аутигенного мусковита и ортоклаза меньше на 0,005—0,003 плотности минералов аналогичного состава магматогенного происхождения; аутигенный альбит имеет меньшие плотности в пределах погрешности измерений (около 0,001), но обладает характерным углом $2V = 85—90°$ против 71° у магматогенных разностей альбита. Угол $2V$ аутигенного ортоклаза также весьма специфичен и составляет —48° против —70°.

В заметной мере проявляется также специфика свойств аутигенных турмалинов. Повсеместно отмеченное разрастание обломочных турмалиновых зерен приводит к появлению полихромных разностей. Это связано с тем, что первичный набор зерен турмалина включает разнообразный по окраске спектр зерен от бледно-желтых до густоокрашенных буро-зеленых. Достройка же ядер в каждом конкретном пласте (образце) происходит с образованием каемок одинаковой окраски,

чаще синей или бледно-зеленой. Нередки также случаи двукратного обрастания с последовательной сменой окраски в сторону осветления каждой следующей каемки аутигенного турмалина. Отмеченные закономерности позволяют легко отличить аутигенные зерна и каемки турмалина не только в шлифах пород, но и во фракциях.

ВТОРОЙ ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС

Нижний литологический комплекс включает отложения среднего и нижнего триаса и нерасчлененной перми и объединяет шесть свит (по А. Е. Шлезингеру). Это (снизу вверх) биркутская свита около 300 *м* (P_1), отпанская — до 800 *м* P_2 (?), долнапинская — 900—950 *м* (P_2—T^1_1), тарталинская — до 900 *м* (T^2_1), караджатыкская — около 400 *м* (T^3_1) и карадуанская — до 500 *м* (T_2). Вся толща сложена почти исключительно обломочными породами и развита как в пределах узкой ванны прогиба Каратау, так и обширной территории Мангышлака и Устюрта, примыкающей к зоне Мангышлакских дислокаций. На значительной части территории отложения пермо-триаса перекрыты мощным чехлом мезозоя — кайнозоя. Интенсивно дислоцированы они лишь в узкой зоне Мангышлакского прогиба, а за пределами его полого перекрывают дислоцированные доверхнепалеозойские породы, слагающие верхний структурный ярус фундамента Туранской плиты. Расчленение отложений перми и триаса за пределами областей выхода их на поверхность крайне затруднительно. В скважинах на п-ове Бузачи, в пределах Бекебешкудукской антиклинали и на Центральном Устюрте пермские и триасовые отложения представлены песчано-алевролитовыми образованиями, большей частью сильно пигментированными гидроокислами железа.

В разрезах Каратау нижний литологический комплекс подразделяется на шесть крупных частей — свит, группирующихся в два цикла. Оба цикла имеют трехчленное строение. Нижний член каждого цикла сложен набором пород, отвечающих наиболее типичным морским фациям — биркутской и тарталинской свитами. Средние члены циклов представлены песчаными отложениями прибрежно-морского типа — отпанской и караджатыкской свитами. Венчаются оба цикла толщами тонкого флишоидного чередования песчаников и алевролитов с многочисленными поверхностями усыхания. Верхние части циклов соответствуют фациям пересыхающей лагуны, это долнапинская и карадуанская свиты. От нижнего цикла к верхнему усиливается контрастность фациальных смен.

Описанное деление комплекса более отчетливо наблюдается в пределах Западного Каратау. Однако и здесь переходы между свитами (частями циклов) не линейные, а выражаются в плавном накоплении нового признака — последовательности чередования пород, мощности отдельных слоев, их окраски и т. д. Зоны перехода между свитами маломощны (50—80 *м*), но в направлении с запада на восток они расширяются, и в Восточном Каратау границы свит стираются в значительной мере, что затрудняет полевое выделение тарталинской и караджатыкской свит. При этом во всей толще, охватывающей часть разреза от долнапинской до карадуанской свиты (восточнокаратауская серия, по А. Е. Шлезингеру), наибольшее развитие получают фациальные признаки этих свит — тонкое флишоидное чередование пород, обилие знаков ряби.

Описание комплекса дается по разрезам Западного Каратау. Биркутская и отпанская свиты описаны по южному склону Западного Каратау, в районе Тущебека, долнапинская, тарталинская, караджатык-

ская и карадуанская — по северному склону, в районе родников Сыир-Су. Кроме того, были изучены разрезы Восточного Каратау на участке Жармыш — гора Бесчеку-Кызылтам.

Литолого-фациальная характеристика

Типы пород. Нижний литологический комплекс сложен почти исключительно терригенными породами, и лишь в низах тарталинской свиты появляются пласты ракушечниковых известняков мощностью до 1,5—2,0 *м*. К этой же свите приурочены алеврито-глинистые известняки.

Среди обломочных пород присутствуют: 1) конгломераты и гравелиты, развитые преимущественно в верхах комплекса; 2) песчаники, преимущественно мелко- и тонкозернистые, горизонтальнослоистые, очень редко косослоистые; 3) алевролиты массивные или тонкополосчатые, иногда с прослойками фестончато построенных миллиметровых линзочек тонокозернистых песчаников; этот тип преимущественно распространен в толщах флишоидного чередования пород; 4) тонкослоистые аргиллиты.

Все породы, слагающие комплекс, в значительной мере карбонатны. Содержание $CaCO_3$ колеблется в пределах 15—35% и редко, в тарталинской свите, достигает 50% и более. Бескарбонатные песчаники встречены в виде единичных пластов в верхах карадуанской свиты. В биркутской свите обнаружены бескарбонатные аргиллиты.

Окраска пород преимущественно вишнево-красная, а также серая и серо-зеленая, очень редко (известняки тарталинской свиты) — черная. Лишь в последнем случае в породах видна примесь обуглившегося органического материала, обычное же фоновое содержание $C_{орг}$ 0,05—0,15%. Конкреционные стяжения в песчаниках и алевролитах встречаются почти исключительно в сероцветных разностях. В зонах перехода сероцветных пород в красноцветные отмечаются медепроявления.

Тип стратификации. Выделенные основные типы пород закономерно чередуются в разрезе, образуя серию мелких, в общих чертах тождественных циклов. Наиболее типичен цикл, начинающийся относительно мощным песчаным пластом, выше которого лежит пачка чередования песчаных и алевритовых слоев. В каждой такой пачке вверх по разрезу уменьшаются мощности и зернистость песчаников и возрастают доля и мощность алевролитов, появляются плоскости разделов слоев со знаками ряби. В верхах такого цикла часто удается наблюдать слой алевролита со следами подводных оползней и линзами оползневых брекчий. Выше алевролита лежит новый сравнительно мощный пласт песчаника. Суммарная мощность такого цикла 5—15 *м*. Простые циклы описанного типа объединены в крупные циклы (свиты).

Приведенная схема чередования пород характерна для средних членов мегациклов (отпанская и караджатыкская свиты). В зоне, переходной от средних членов больших циклов (свит) к верхним, уменьшается мощность базальных песчаных пластов (от 2—6 до 0,5—2,0 *м*), возрастает частота чередования типов пород, учащаются плоскости со знаками ряби и, наконец, в верхах циклов появляются «бестекстурные» песчаноалевритовые прослои с известковыми журавчиками или слои глинистых алевролитов с трещинами усыхания, выше которых располагается новый базальный пласт песчаника часто с неокатанной галечкой перекрытых пород. Наряду с появлением этого нового признака в верхних членах больших циклов увеличивается относительная доля алевритовых пород и снижается зернистость песчаников.

В верхних частях флишоидных толщ (кровля долнапинской и карадуанской свит) появляются линзы конгломератов и гравелитов, га-

лечки которых сложены преимущественно обломками местных пород. Наиболее резко этот признак выступает в верхах карадуанской свиты, т. е. в верхах II комплекса. Появление конгломератовых линз в этих случаях, видимо, предопределяет и сравнительно резкую границу между крупными циклами. В основании мегациклов (подошва тарталинской и хозбулакской свит) залегают пласты ракушечниковых известняков, подменяющих базальные песчаники, хотя при рассмотрении разреза тарталинской свиты в целом далеко не все базальные пласты мелких циклов представлены собственно известняками. Доля известняков вверх по разрезу убывает, и появляются они не в каждом цикле. Наряду с этим имеет место замещение в плане раковинных детритовых известняков песчаниками, так же как в хозбулакской свите. Низы биркутской свиты не вскрыты.

Фациальная характеристика комплекса. Наблюдающаяся в разрезе II литологического комплекса циклическая смена фациального плана прослеживается и в Восточном Каратау, однако на нее накладывает отпечаток заметная фациальная изменчивость комплекса на площади. При прослеживании толщи с запада на восток, в пределы Восточного Каратау, наряду с общим погрубением материала, увеличением доли песчаников и укрупнением их зернистости довольно быстро из разреза исчезают раковинные известняки (тарталинская свита), замещаясь зеленоцветными песчано-алевритовыми породами. В аналогах долнапинской и тарталинской свит появляется примесь вулканогенного материала. В караджатыкской свите роль его возрастает настолько сильно, что значительная часть разреза сложена туффитами. Одновременно с увеличением песчанистости разреза возрастает суммарная мощность отложений II комплекса от 3500—3800 до 4300 *м*. Такое увеличение мощности разреза происходит за счет раздува толщ флишоидного характера (долнапинская и карадуанская свиты) при одновременном сокращении аналогов — тарталинской и караджатыкской свит, т. е. при движении с запада на восток возрастает роль фаций заливно-лагунного побережья и уменьшается доля отложений открытого моря.

Минералого-петрографическая характеристика

Песчано-алевритовые породы

Отложения второго комплекса представлены чередованием красноцветных и сероцветных пачек различной мощности. В долнапинской и карадуанской свитах резко преобладают красноцветы, в отпанской и караджатыкской свитах доля красноцветных и сероцветных пород пропорциональна, в тарталинской свите доминируют породы серых и зеленых тонов. Красные тона пород обусловлены переменным присутствием окислов железа (до 5—6%), что накладывает существенный отпечаток на современное состояние и характер переработки рассматриваемой группы пород.

Красноцветные песчаники и алевролиты характеризуются мозаичными структурами. Повсеместно отмечаются конформное сочленение зерен, регенерация альбита и выделения кварца в порах. С увеличением количества окислов железа в породах обломочные зерна как бы консервируются пленками гематита и в пределе, при весьма высоком содержании Fe_2O_3, породы приобретают вид уплотенных песчаников с порово-пленочным железистым цементом. В таких разностях песчано-алевритовых пород удается наблюдать даже обломочные зерна кальцита, также блокированного окислами железа и сохранившегося в виде обломков. Другими словами, на одних и тех же уровнях сосуществуют

породы со структурами конформного типа и цементом разрастания и структуры с поровым цементом и ненарушенными обломочными зернами. Регулятором становления нового структурного плана пород является первичная примесь окислов железа.

Лишь в самых низах комплекса (отпанская свита) гематит не препятствует переработке структур песчаных пород и выжимается в сегрегационные гнезда, при этом колломорфноземлистая масса его перерождается, и в изолированных гнездах гематит представлен сравнительно крупными гексагонально-пластинчатыми кристаллами. Сегрегация гематита является здесь следствием формирования нового типа структур с шиповидным сочленением зерен. Такой тип сочленения возникает в результате бластеза периферических зон обломков и вовлечения в процесс взаимного радиального прорастания мусковита, хлорита, кальцита и гематита из поровых промежутков. При этом ядра зерен еще сохраняются не затронутыми бластезом, а зоны взаимного прорастания приобретают вид радиально-лучистых корон, в которых вещество костяка пород (кварц, альбит) делится на отдельные мельчайшие ленты, иглы или цепочковидные сростки ориентированными кристалликами мусковита, хлорита, гематита и кальцита (табл. XIV).

Если первый тип новообразованных структур, объединяемый общим термином «конформные структуры», характерен для зон глубинного эпигенеза [1], то шиповидные сочленения зерен и шиповидные структуры являются результатом бластеза, т. е. процесса начавшейся полной перекристаллизации вещества пород без расплавления их, и знаменуют переход в новую зону — зону метагенеза, в которой заканчивается формирование собственно метаморфических пород.

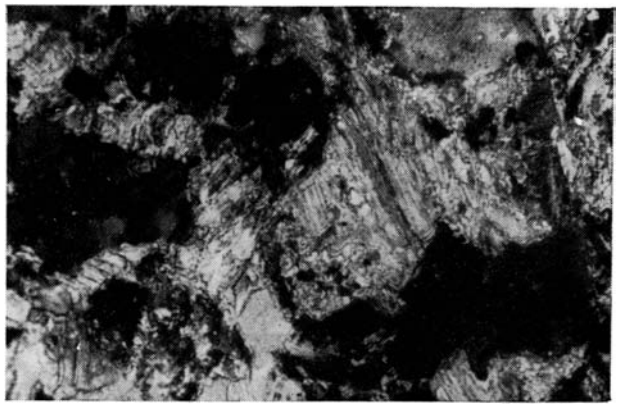
Выше была кратко рассмотрена группа бескарбонатных или малокарбонатных, обычно красноцветных обломочных образований, в которых кальцит присутствует лишь в виде примеси и не определяет структурного типа пород.

В группе песчано-алевритовых пород с карбонатным цементом (обычно сероцветы) изменение структурного плана происходит значительно быстрее и выражается в резко более интенсивной вторичной альбитизации, коррозии обломочных зерен, спаивании отдельных наиболее стойких к коррозии зерен и агрегатов по конформным швам, залечивании промежутков разросшимся аутигенным альбитом и т. д. В результате этих процессов карбонатные песчаники и алевролиты с глубиной все более теряют признаки пород с карбонатным цементом и приобретают вид полиминеральных мозаично построенных образований, в которых кальцит выступает как бы наравне с прочими породообразующими компонентами, занимая часть объема породы и не являясь цементом в строгом смысле слова. Применяя здесь термин «мозаичные структуры», мы рассматриваем гнезда и поля кальцита как члены, слагающие мозаику.

При продвижении в более глубокие зоны наблюдается вначале катаклазирование зерен (фиг. 117), а затем энергичный бластез всего обломочного костяка пород. При этом возникают также шиповидные структуры, в которых отдельные обломочные зерна или спаянные группы зерен являются как бы ядрами солнц, сросшихся лучистыми коронами. Построение зон шиповидного сочленения принципиально не отличается от уже описанного, но в рассматриваемой группе пород бластовые «короны» вокруг ядер шире, а в строении их кальцит приобретает ведущую роль, разобщая ленты хлорита и мусковита.

Главнейшим компонентом песчаников и алевролитов второго ком-

[1] Механизм формирования конформных структур детально рассмотрен в ряде работ (Копелиович, 1960; Taylor, 1950; Thomson, 1959).



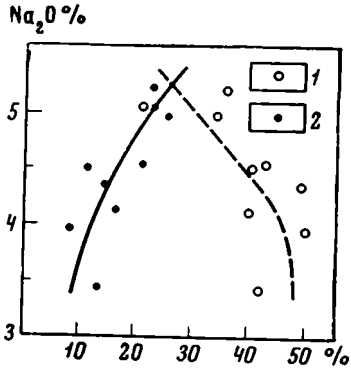
Фиг. 117. Катаклазированные зерна кальцита. Увел. 100

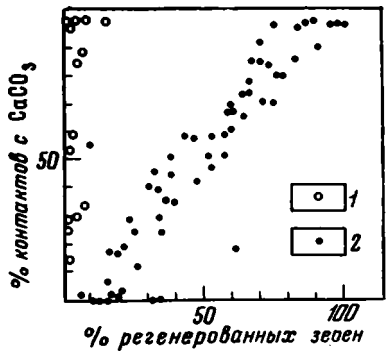
плекса являются **обломки пород.** Однако на первый план здесь выступают зерна пород среднего и основного состава — бескварцевые порфириты, обломки микролитовой структуры, микродиабазы, полностью хлоритизированные стекла и т. д. Кислые разности — различные гранитоиды, альбитофиры — занимают подчиненное положение. Полностью исчезают обломки кремней. Количество обломков жильных, гидротермально измененных пород и литокластических обломков сохраняется на прежнем уровне.

Вниз по разрезу наблюдается тенденция к сокращению общего количества обломков пород. Эта же тенденция выступает достаточно отчетливо при рассмотрении спектра пород различной зернистости. В наиболее грубозернистых разностях песчаников относительное количество обломков пород уменьшается, но в самой породе обломки пород представлены наиболее крупными зернами. Такой характер изменения состава песчаников как в разрезе комплекса, так и внутри каждого образца может быть связан с малой относительной устойчивостью обломков основных пород, быстро разрушающихся в процессе транспортировки обломочного материала и в процессе эпигенеза.

Зерна обломков в значительной мере изменены. Полностью хлоритизированы темноцветные компоненты средних и основных пород и стекла, рудные вкрапленники замещены гематитом, плагиоклазы альбитизированы. Обломки кислых разностей пород изменены минимально. Главным образом эти изменения связаны с приспособлением к новому структурному плану пород (конформация, коррозия и т. п.).

Первичная природа обломков влияет в значительной мере на их сохранность, устойчивость к конформации и позднейшему бластезу. Во всех случаях в наибольшей степени подвержены изменениям, коррозии кристаллизующимся кальцитом и бластовым превращениям обломки основных пород. Изменения их в верхних зонах описаны в предыдущем разделе, в нижних же зонах, для которых характерно развитие бластовых сочленений зерен, обломки основных пород оказываются вовлеченными в бластез на всю их глубину. В них уже не сохраняется ядер с лучистыми оторочками, а зерна наряду с цементом как бы являются строительным материалом, участвующим в образовании шиповидных корон вокруг относительно более стойких зерен — кварца, альбита, обломков альбитофиров и т. п. Такие превращения и избирательный характер процесса перестройки обломочной массы пород в значительной мере определяют обеднение суммарного состава их нестойкими компонентами. Как видно из фиг. 111, фигуративные точки пород нижних горизонтов разреза заметно отклоняются в сторону кварцевой вершины треугольника. Однако параллельное рассмотрение





Фиг. 118. Зависимость содержания Na_2O от состава обломков в породах нижнего комплекса (T_2 — P)

1 — обломки пород; *2* — полевые шпаты

Фиг. 119. Зависимость количества регенерированных зерен альбита от числа случаев контакта альбит — кальцит

Фигуративные точки пород: *1* — верхнего комплекса, *2* — нижнего комплекса

малой треугольной диаграммы, отражающей средние составы только одной группы зерен — обломков пород, показывает, что относительная доля наименее стойких из них обломков среднего и основного состава по-прежнему выше, чем обломков кислых пород. Такой парадоксальный факт может быть объяснен лишь весьма резким первичным доминированием обломков основных и средних пород в низах разреза перми и триаса Каратау. Даже увеличивающаяся с глубиной трансформация нестойкого обломочного материала не затушевывает преобладающей его роли, а сказывается лишь на величинах суммарных относительных количеств обломков пород. Столь высокий относительный процент обломков основного и среднего состава находит отражение и в диаграмме зависимости содержания Na_2O от суммарных количеств обломочных компонентов в породах (фиг. 118).

Увеличение суммарного количества обломков пород не сопровождается увеличением содержания Na_2O, а процент натрия целиком оказывается связанным с долей полевых шпатов (альбита). По-видимому, в составе даже измененных обломков пород другие компоненты их химического состава (Mg, Fe) столь резко выступают на первый план, что увеличение доли этой части обломочных зерен приводит скорее к разубоживанию содержаний Na_2O в пробах в целом.

Группа **полевых шпатов** представлена в нижнем комплексе исключительно альбитом. Вариации состава пород вниз по разрезу показывают тенденцию к последовательному сокращению доли полевых шпатов, однако с увеличением глубины эта тенденция выступает менее отчетливо, а в долнапинской и отпанской свитах количества полевых шпатов находятся на одном уровне. Наблюдаемое при этом последовательное увеличение доли кварца свидетельствует лишь о том, что с увеличением глубины и интенсивности переработки обломочного материала последовательное относительное обогащение пород кварцем происходит все более за счет разрушения (растворения, трансформации и т. п.) обломков пород. Количество альбита в нижних зонах эпигенеза все более возрастает; здесь альбит является уже не запрещенным минералом, а напротив — минералом-индикатором. Альбит повсеместно регенерирован. Интенсивность регенерации прямо коррелируется с количеством и активностью карбоната кальция в породах

(фиг. 119), но при весьма высоких содержаниях гематита (железистые рубашки на зернах) регенерация почти полностью отсутствует.

В наиболее глубинных зонах в случае возникновения бластовых сочленений появляются давленные зерна альбита, в которых полисинтетические двойники развертываются веером вслед за смещениями блоков зерна. В результате зерна приобретают вид растянутой гармошки, а неделимые непостоянны по толщине, имеют вид клиньев или ступенчатых пластин, возникших в результате залечивания трещин сколов (фиг. 120). Характер конформации альбита и взаимоотношения кристаллов альбита новообразованных альбитовых каемок и альбитизированных зерен других плагиоклазов с карбонатом кальция аналогичны таковым в описанном первом комплексе.

Содержание **кварца** в нижнем комплексе колеблется от 25 до 50%. Обычны монокристальные зерна, но присутствуют также зерна с облачным угасанием и с полосками Бёма; весьма редки катаклазированные, развальцованные обломки.

Достройка и регенерация кварца отмечаются почти во всех типах песчаных пород, но в минимальных количествах. Кварц повсеместно корродирован, чаще всего — кальцитом, реже коррозионные бухточки зерен заполнены тонкодисперсным хлоритом и мусковитом.

В глубинных зонах, при бластезе, реакция кварца с различными зернами и минеральными массами проявляется различно. На прямых контактах кварц—кварц бластовые сочленения выражаются в сравнительно тонких (не более 0,01 *мм*) зонах взаимного прорастания с мозаичной структурой реакционной каемки. При контакте через пленки и ленты хлорит-мусковитого цемента возникает лучистая корона с глубоким проникновением корней короны в тело ядер (до 0,03 *мм*); промежутки между хлорит-мусковитовыми лучами выполнены также микромозаичными цепочками кварца.

Состав **акцессорных минералов** тяжелой фракции нижнего комплекса беден. Список их исчерпывается тремя-четырьмя компонентами (гематит, мартит, лейкоксен, хлорит), составляющими в сумме до 70—80% фракции. Постоянно присутствуют циркон, турмалин, апатит, рутил, анатаз, но количество их ничтожно. В отдельных случаях наблюдаются резкие и локальные обогащения фракций эпидотом, однако в пределах Восточного Каратау эпидот характерен почти для всего разреза нижнего комплекса. Количественный учет тяжелых минералов, отраженный на графике (фиг. 121), может иллюстрировать лишь современное распределение акцессориев в разрезе, но не имеет корреляционного значения и не может быть использован при палеогеографических построениях. Достаточно сравнить несколько образцов красно-

Фиг. 120. Деформированный обломок альбита с залеченными трещинками. Увел. 200

цветных и сероцветных пород в пределах любой единой пачки, чтобы убедиться, что преобладание во фракциях мартита или гематита имеет место только в красноцветах, а лейкоксен и хлорит выступают на первый план в сероцветных породах.

Изучение шлифов показывает также, что зерна эпидота обычно не имеют очертания обломков, а представлены, как правило, либо аутигенными образованиями вокруг относительно небольших обломочных ядер, либо агрегатными вторичными массами, в которых такие ядра не видны.

В значительной мере аутигенен и турмалин. Новообразования его, всегда синего тона, возникают и без видимых кристаллических затравок в виде каемок обрастания на обломках любой окраски. Специальный учет различно окрашенных турмалинов показал, что синих (аутигенных) зерен может содержаться до 60—65% от общего числа турмалинов, при этом так называемые полихромные турмалины (регенерированные зерна) составляют значительную часть от оставшихся 35—40% прочих разностей.

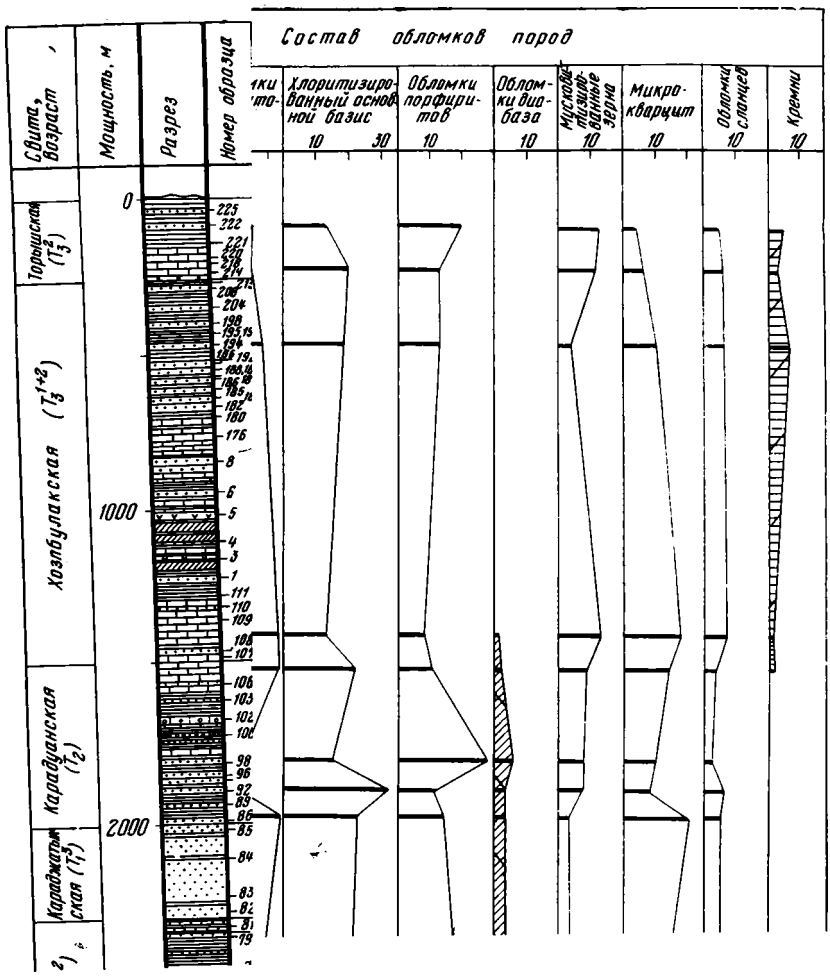
Аутигенный облик имеют также анатаз и незначительная часть зерен рутила. Наибольший интерес представляет распределение в группе титанистых минералов аллотигенных (рутил, сфен) и новообразованных форм. На графике (фиг. 121) видно, что в различных пачках разреза сфен и анатаз как бы заменяют друг друга. Одновременно с анатазом возрастает доля лейкоксена, бóльшую часть которого можно считать новообразованным. Произведенный расчет соотношений аутигенных и аллотигенных форм титанистых минералов и нанесение этих соотношений на график, предложенный Г. Э. Прозоровичем (1966, 1967), показали, что в подмеченную Г. Э. Прозоровичем закономерность укладываются далеко не все точки. В красноцветных породах отмечается повсеместное и резкое снижение доли новообразованных минералов титана и отсутствие какой-либо тенденции к возрастанию количеств новообразований с глубиной (фиг. 122). Поведение минералов титана в сероцветных породах также неодинаково. Наиболее отчетливо возрастание титанистых новообразований с глубиной отмечается лишь для собственно морских фаций.

Произведенный расчет баланса TiO_2 в тяжелых фракциях показывает, что валовое содержание его в породах остается на близком уровне, хотя и наблюдается некоторое снижение в сероцветных разностях пород, на фоне резкого возрастания в них концентраций TiO_2 в тяжелых фракциях (табл. 48).

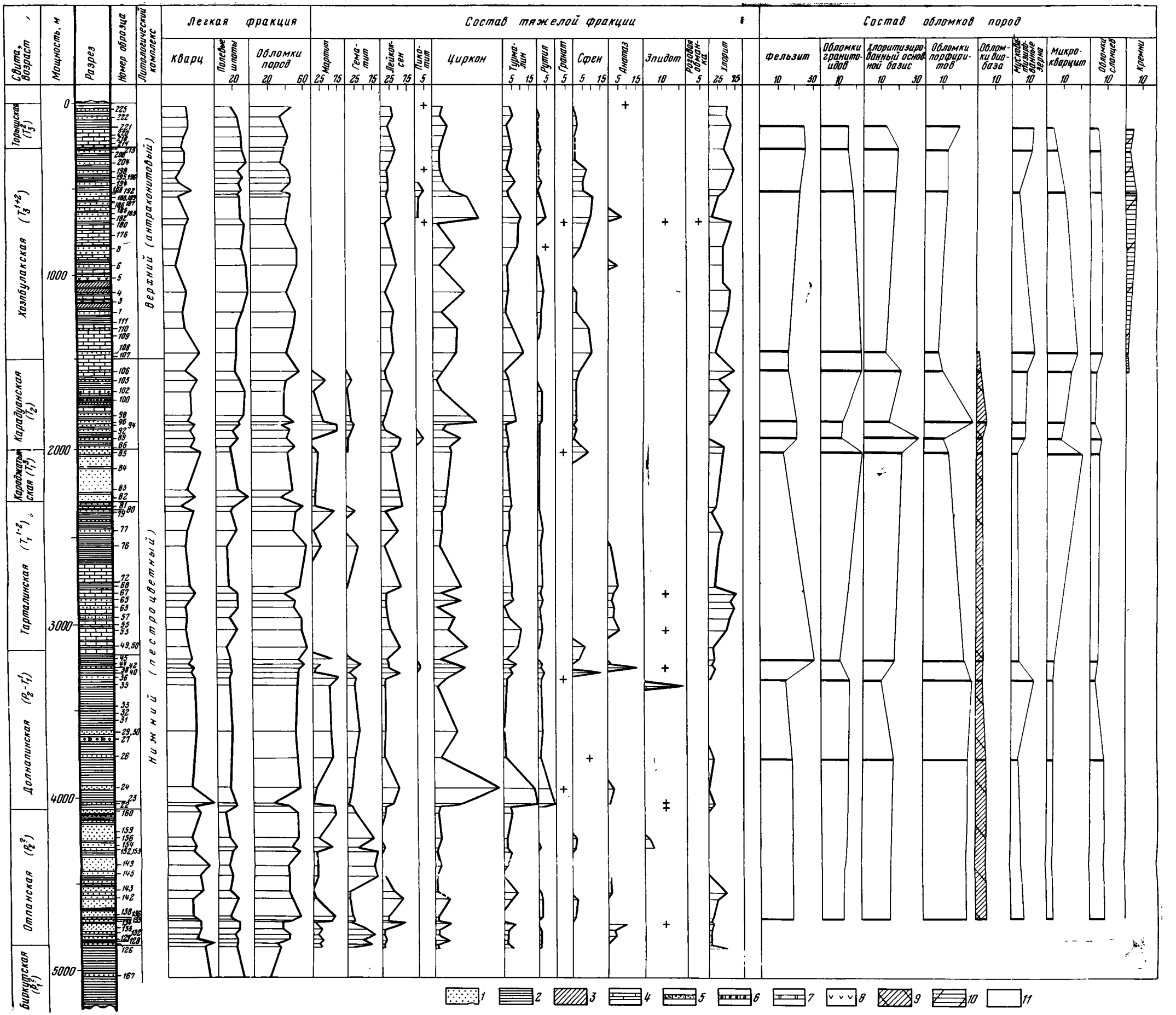
Весьма высокое содержание TiO_2 в тяжелых фракциях сероцветных разностей пород связано с преобладанием в них лейкоксена. В то же время в тяжелых фракциях красноцветов содержание TiO_2 ниже на целый порядок. Содержание TiO_2 в количестве 2—3% не может быть объяснено только наличием во фракциях 1—2% сфена и рутила. По всей вероятности, некоторая часть TiO_2 присутствует в мартите и гематите, образование которых могло происходить также за счет аллотигенного ильменита и титаномагнетита.

Циркон и апатит не обнаруживают аутигенных каемок, но количества их столь низки, что не позволяют использовать статистические методы подсчета их разностей.

Минералы цемента. Мусковит широко распространен во всех типах пород второго комплекса. Обычно в песчано-алевритовых породах его чешуйки рассеяны в цементирующей массе или замещают вместе с хлоритом пластинки бывших темноцветных слюд. Некоторые количества мусковита содержатся также в обломках метаморфических сланцев. Во втором комплексе уже почти невозможно расчленить аллотигенный и аутигенный мусковит, а в наиболее глубоких горизонтах такое расчленение исключается.



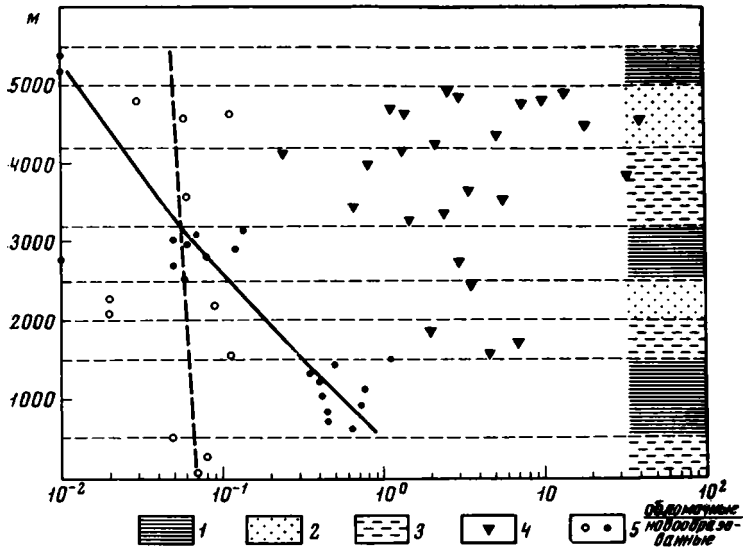
"	200	0,00	29,72	0,0	0,16	10 анализов)



Фиг. 121. Минералогический состав пород каратауского комплекса

1 — песчаники; *2* — алевролиты; *3* — аргиллиты; *4* — известняки; *5* — песчанистые известняки; *6* — детритовые известняки; *7* — доломиты; *8* — туфы. Характеристика компонентов: *9* — минералы, характерные только для пород нижнего комплекса, *10* — минералы, характерные только для пород верхнего комплекса, *11* — минералы, присутствующие в обоих комплексах

Граувакки



Фиг. 122. Соотношение обломочных и новообразованных титанистых минералов в породах каратауского комплекса

Фации: *1* — открытого моря, *2* — прибрежно-морские, *3* — пересыхающих лагун; фигуративные точки: *4* — красноцветных пород, *5* — сероцветных пород

В тонких фракциях (меньше 0,001 *мм*) песчано-алевритовых пород мусковит присутствует вместе с хлоритом в количествах до 30—40%. Пересчеты химических анализов, а также оптические константы позволяют считать, что мусковиты представлены повсеместно чистыми алюминиевыми разностями, с небольшим недостатком калия (около 0,8—0,9 в структурной формуле) и соответствующим избытком H_2O^+. Структурное изучение мусковитов показывает принадлежность их к модификации $2M_1$.

Хлорит развивается в породах второго комплекса по большому числу минеральных обломков, листочкам темноцветных слюд, обломкам стекла и тонкодисперсной массе цемента. В верхней половине комплекса еще удается различить, помимо основной массы однородного синтезированного хлорита, также хлориты, замещающие темноцветные слюды и отличающиеся разбросом оптических свойств ($Nm' = 1{,}620—1{,}670$) в одном образце. Синтетические хлориты в пределах каждого изученного образца однотипны, состав их, как и в верхнем комплексе, отвечает рипидолитам ($Mg : FeO \approx 1 : 1$; $Nm' = 1{,}61—1{,}63$).

Таблица 48

Содержание (в %) TiO_2 в тяжелых фракциях

Порода	№ образца	Валовое содержание TiO_2 в породе	Среднее содержание TiO_2 в тяжелой фракции	Содержание тяжелой фракции в классе 0,25—0,01 *мм*	Доля TiO_2 тяжелой фракции в пересчете на породу	Среднее количество TiO_2
Красноцветы	45	0,55	3,18	7	0,22	0,62 (среднее из 12 анализов)
»	156	0,83	2,23	12	0,27	
Сероцветы	68	0,26	39,21	0,3	0,12	0,58 (среднее из 16 анализов)
»	208	0,56	29,72	0,6	0,18	

В нижней половине комплекса весь хлорит в каждом образце унифицируется, и как листочки его, замещающие биотиты, так и новообразованные кристаллы в породах приобретают одинаковые оптические свойства. Отмечается лишь относительно более высокая железистость хлоритов из секущих жилок по сравнению с хлоритами вмещающих пород. Однако и хлориты из жил по составу и оптическим свойствам не выходят из поля рипидолита.

Кальцит цемента песчано-алевритовых пород повсеместно перекристаллизован. В связи с этим наблюдающиеся в шлифах пород поля, занятые выделениями кальцита, отдельные зерна его и выделения в альпийских жилках различной величины в максимальной мере переработаны и подчинены новому структурному плану эпигенетически измененной породы. Лишь в сильно железистых породах, при содержаниях свободного Fe_2O_3 до 3—4%, удается различать первичнообломочные зерна карбонатов, блокированные плотными гематитовыми рубашками. Размеры обломочных зерен карбонатов всегда соизмеримы с размерами других обломков и представлены как зернами кальцита, так и доломита и анкерита.

Перекристаллизация не только стирает первичные контуры зерен карбонатов, но и усредняет состав карбонатной массы цемента. Подавляющее большинство просмотренных образцов карбонатных песчаников и алевролитов содержит не чистые кальциты, а кальциты с аномально высоким показателем преломления (Nm = 1,663—1,667). В химическом составе таких кальцитов всегда присутствуют небольшие примеси $MgCO_3$, $MnCO_3$ и $FeCO_3$, составляющих в сумме до 5—6% от общей массы карбоната. Близкие пределы возможного изоморфного вхождения железа и магния в кальциты показаны П. В. Зарицким (1966). Однако при сравнительно высоких содержаниях Mg и Fe (Mn не превышает 0,n%) усреднения состава не происходит, а наблюдается кристаллизация двух карбонатных фаз — обычно это паранкерит с Nm = 1,703—1,708 и кальцит. При этом вмещающая масса кальцита как бы очищается, приближаясь к химически чистому кальциту с Nm = = 1,658—1,660; примесь $MgCO_3 + FeCO_3$ в суммарном составе карбонатов таких пород превышает 5—6% и целиком входит в состав паранкерита либо, при наличии только $MgCO_3$,— доломита. Подобное «самоочищение» карбонатов и расщепление их на чистый кальцит и паранкерит осуществляются лишь при полной перекристаллизации карбонатного вещества и, естественно, не могут быть прослежены в породах с непереработанными обломками карбонатов, как, например, при блокировке обломочных зерен пленками гематита или в случае повышенных содержаний тонкодисперсных фракций, задерживающих полную перекристаллизацию карбонатов. На фиг. 123 приведен ряд пород, расположенный в порядке возрастания доли $FeCO_3 + MgCO_3$. Как видно на графике, фоновое содержание примесей практически не влияет на состав кальцита; умеренные их количества, не превышающие 5—6%, сопровождаются лишь повышением Nm кальцита, но превышение предела возможного изоморфного вхождения Fe, Mg в решетку кальцита немедленно приводит к появлению новой фазы — анкерита (либо доломита), поглощающей *весь* запас Mg и Fe. При этом кальцит кристаллизуется в чистом виде как *остаток*, и если количества примесей оказываются чрезмерно большими, то весь $CaCO_3$ расходуется на создание новой фазы — анкерита.

Выше был рассмотрен состав карбонатов, участвующих в цементе обломочных пород. Описанные закономерности распределения состава повторяются в карбонатных альпийских жилках, состав которых повторяет состав карбонатной массы вмещающих пород, с той лишь разницей, что внутри альпийских жилок не отмечается двух фаз кар-

бонатов. Даже тогда, когда вмещающая порода содержит кальцит и анкерит, альпийские жилки выполнены исключительно кальцитом.

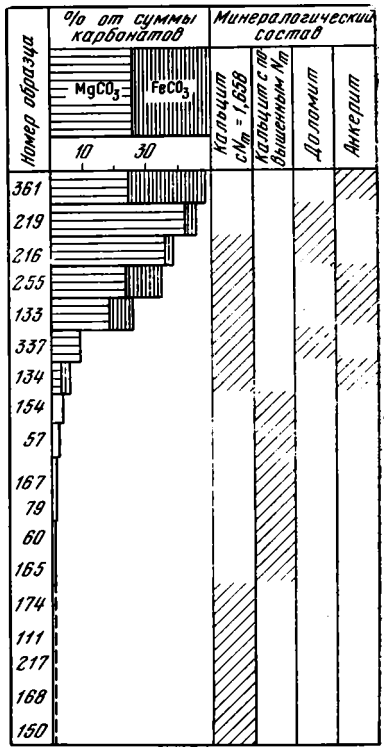
Карбонаты, выполняющие трещинные жилы, ни в какой мере не зависят от состава карбонатов вмещающих пород. Так, в приразломной зоне южного склона Западного Каратау (район Тущебек) все трещинные жилы выполнены исключительно чистым кальцитом с Nm = = 1,658, хотя вмещающие породы обнаруживают пестроту состава кальцита. В районах железорудного месторождения Беш-Кемпир (Восточный Каратау) и Торыша (Западный Каратау) встречены жилы, выполненные анкеритом с Nm = 1,714. Анкериты такого состава содержат до 40 мол.% $CaFe(CO_3)_2$. Столь высокожелезистые анкериты не встречаются в цементе осадочных пород и связаны с циркулировавшими по трещинам термальными водами.

Экспериментальными работами П. Розенберга (Rosenberg, 1967) установлена зависимость состава анкеритов от температуры их образования. П. Розенберг даже предложил использовать состав анкеритов в качестве геологического термометра. Согласно его данным, такие высокожелезистые анкериты (40% $CaFe(CO_3)_2$) должны формироваться при температуре около 400° С.

Экстраполируя приводимые П. Розенбергом данные на область более низких температур, можно предположить и температуры глубинной перекристаллизации карбонатов с выделением маложелезистых паранкеритов. Эти температуры не должны превышать 150—200° С, учитывая, что в состав анкеритов цемента с Nm = до 1,703—1,708 количество $CaFe(CO_3)_2$ не превышает 20%. При средней геотермической ступени в 1° С на 33 *м* для приведенных температур мы получаем глубины 5000—6400 *м*, что согласуется с геологическими данными для рассматриваемого региона.

Аргиллиты

Так же как и в верхнем комплексе, в рассматриваемой части разреза отсутствуют размокающие глины, а первично тонкодисперсные отложения представлены аргиллитами. Однако здесь уже не наблюдается отмеченной ранее закономерности обогащения наиболее тонких осадков карбонатным материалом. Среди аргиллитов присутствуют разности, как содержащие тонкий распыленный карбонатный материал (преимущественно кальцит), так и полностью лишенные карбонатной примеси. Можно выделить, с одной стороны, аргиллиты, резко обогащенные тонкодисперсным гематитом, а с другой — аргиллиты, лишенные не только ощутимых количеств, но и сколько-нибудь заметной примеси свободных окислов железа. Промежуточные типы аргиллитов крайне редки и представляют собой не собственно типы пород, а локальные зоны перехода или участки вторичного прокрашивания. Пигменти-



Фиг. 123. Карбонатные минералы, присутствующие в цементе песчано-алевритовых пород на фоне валового химического состава карбонатов

рованные окислами железа разности аргиллитов тяготеют к пачкам флишоидного чередования пород (долнапинская и карадуанская свиты) и образуют тонкие слойки мощностью в несколько миллиметров или реже до 2—3 *см*. Гальки вишнево-красных аргиллитов и их неокатанные обломки весьма часто встречаются в базальных слоях песчаных пластов в мелких эрозионных карманах и свидетельствуют о накоплении тонкодисперсного материала на завершающих этапах формирования мелких циклов.

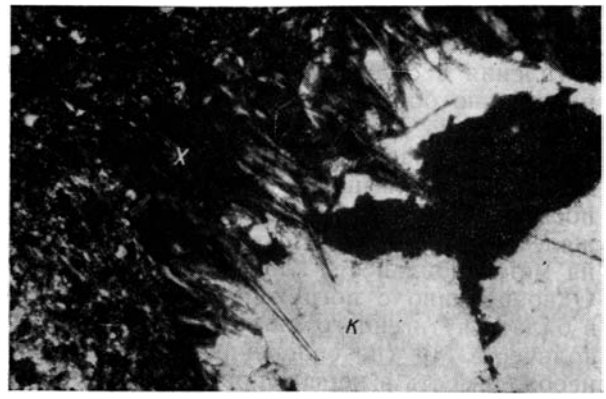
Как и в других, более грубозернистых красноцветных породах, в аргиллитах обычна примесь карбонатов. Размеры карбонатных зерен соизмеримы с размерами наиболее крупных обломочков и чешуек, присутствующих в аргиллитах. Следов сегрегации карбонатов не наблюдается даже при содержании $CaCO_3$ в породе до 25—30%. Отдельные зерна карбонатов, извлеченные из аргиллитов, обнаруживают показатели преломления, колеблющиеся в пределах одного образца. Особенно показателен тот факт, что внутри красноцветных аргиллитов, даже в наиболее глубоко погруженных зонах, отсутствуют анкериты.

Основная масса аргиллитов, сложенная мусковитом-хлоритом, обнаруживает значительную пестроту состава. Наряду с реликтами темноцветных слюд и феррихлоритами в них присутствуют хлоритовые чешуйки аутигенного облика с значительно более низкими показателями преломления. Особенно интенсивно аутигенное хлоритообразование проявляется в локальных участках-миндалинках с перекристаллизованным карбонатным веществом. Макроскопически они четко выделяются на красном и вишнево-красном фоне, обычно оторочены пленкой сгущения гематита и имеют размеры до 1—2 *см*. Микроскопическое рассмотрение таких миндалин позволяет установить их двухфазовый состав. Карбонат кальция в пределах миндалин перекристаллизован и имеет состав близкий к теоретическому. Хлорит представлен скоплением четких пластинчатых кристалликов до 0,2—0,3 *мм* (фиг. 124). Структурная формула обр. 97/61 из карадуанской свиты Западного Каратау имеет вид:

$$[Mg_{2,58}Fe^{+2}_{1,46} \cdot Fe^{+3}_{0,35} \cdot Al_{1,32}] [Si_{2,48} \cdot Al_{1,52}] \cdot O_{10} \cdot (OH)_{7,96}.$$

Можно предполагать, что первичная неоднородность в распределении карбонатного материала предопределила его локальную перекристаллизацию и сегрегацию в виде бобовин, повлекшую за собой перераспределение силикатного материала аргиллитов. Сравнение типов хлоритов карадуанской и отпанской свит приводится в табл. 49. Данные таблицы показывают, что с возрастанием глубины имеет место тенденция к сближению составов аллотигенных хлоритов или хлоритов, заместивших аллотигенные слюды, и аутигенных хлоритов. В то же время с глубиной отмечается понижение показателя преломления (увеличение магнезиальности) аутигенных хлоритов бобовин.

В зеленоцветных разностях аргиллитов обнаруживается значительно более интенсивное перераспределение материала. Карбонат кальция в них хотя и остается микрозернистым, но оказывается перекристаллизованным и обнаруживает идентичность оптических свойств в каждом образце. В отдельных пластах зеленых аргиллитов были встречены и ромбоэдры анкерита. Заметно обогащается в зеленоцветных аргиллитах и аутигенный комплекс других минералов. Под микроскопом наблюдаются турмалин, анатаз, а в низах разреза и эпидот. В значительно большей степени изменен основной состав пород. Как правило, уже в долнапинской свите отсутствуют феррихлориты, сохраняющиеся на тех же уровнях в красноцветных аригиллитах. Но пестрота состава хлоритовых чешуек сохраняется и в зеленоцветных аргиллитах почти во всем



Фиг. 124. Обрамление кальцитовой миндалины (к) массой хорошо окристаллизованного хлорита (х). Увел. 100

разрезе, и лишь в биркутской и низах отпанской свит масса хлорита в зеленоцветных породах становится однородной, с $Nm' \cong 1{,}605$. К такой однородности хлоритовая составляющая пород приходит постепенно, на фоне последовательного обогащения магнием с глубиной. Увеличение магнезиальности хлоритов иллюстрируется фиг. 125, на которой показано изменение соотношений молекулярных количеств Mg и Fe в разрезе. Для сравнения на этом же графике показаны точки составов собственно аутигенных хлоритов из бобовин и хлорита из меденосной линзы. Положение этих точек иллюстрирует бо́льшую магнезиальность аутигенных хлоритов по сравнению со средним составом хлоритов из пород того же уровня эпигенетической переработки. Также видна различная тенденция к увеличению вниз по разрезу доли Mg как в хлоритах в целом, так и в собственно аутигенных хлоритах.

Увеличение магнезиальности хлоритов с глубиной указывается также Г. В. Карповой и А. Е. Лукиным (1967) для карбона Донбасса. Напротив, К. Б. Кепежинскас (1965), анализировавший громадный фактический и литературный материал, не смог прийти к выводу о связи параметров P и T с составом хлоритов. Он высказывает предположение о влиянии на состав хлоритов химизма вмещающих пород. Однако анализ материала, рассмотренного К. Б. Кепежинскасом, показывает, что его выводы базировались на исследовании метаморфических, изверженных и жильных пород, хлориты которых являются компонентами равновесных систем, в то время как осадочные породы, не достигшие полной или даже преимущественной перекристаллизации, не могут рассматриваться как равновесные системы в координатах P и T. Состав

Таблица 49

Типы хлорита в карадуанской и отпанской свитах

Свита	Тип хлорита	N на плоскости (001)	2 v, градусы	Число измерений
Карадуанская	Хлоритовые чешуйки в породе	1,620—1,678	—	18
	Аутигенные хлориты бобовин	1,615—1,617	—20—30	6
Отпанская	Хлоритовые чешуйки в породе	1,606—1,610	+	9
	Аутигенные хлориты бобовин	1,604—1,606	$+\geqslant 0$	4
	Хлориты термальных жил	1,631—1,634	до—25	3

аутигенных хлоритов в этих условиях может контролироваться дифференцированной подвижностью Fe и Mg и изменением доли их поступления в сферу аутигенного минералообразования. При этом в относительно более высоких зонах (на более ранних стадиях эпигенеза) разрушаются наиболее железистые разности фемических минералов, и относительная доля Fe в балансе аутигенного минералообразования должна быть выше. Однако факт сосуществования аутигенных (относительно бедных железом) хлоритов и набора разнообразных, более железистых аллотигенных хлоритов, включая феррихлориты, указывает на метастабильность хлоритовой ассоциации осадочных пород в целом. Одновременно с погружением осадочной толщи пород и вовлечением в баланс аутигенного минералообразования относительно возрастающих количеств Mg (по сравнению с Fe) как бы постоянно поддерживается необходимость в перераспределении вещества и усреднении состава новообразованных минералов — хлорита. В наиболее глубокой из рассматриваемой зон, в отпанской свите, максимальная глубина погружения которой оценивается в 5—6 *км*, практически уже не сохраняется реликтов аллотигенных минералов, служивших источниками магния и железа. Для аргиллитов к таким источникам могут быть отнесены почти исключительно темноцветные слюды. Поэтому выравнивание параметров (показатели преломления) аллотигенных чешуек хлоритов и хлоритовых новообразований в низах изученного разреза свидетельствует о завершении в этой зоне определенного типа эпигенетической трансформации вещества.

С приведенными выше данными по хлоритам согласуется и состав аутигенных мусковитов. Состав мусковитов метаморфических пород, рассмотренный Б. Батлером (1967), позволил ему сделать вывод о корреляции железистости пород и содержащихся в них слюд (мусковита) и независимости содержания Fe в слюдах от параметров P и T. Этот вывод согласуется с приведенным выше выводом К. Б. Кепежинскаса о составе хлоритов. Однако в пределах рассматриваемого разреза характер мусковита сохраняется достаточно постоянным. Колебания Ng находятся в пределах 1,588—1,596; $-2V = 42$—$45°$. Такая характеристика свойственна алюминиевым разностям мусковита 2M, с незначительным недостатком калия (0,7—0,8 на структурную формулу) и соответствующим избытком воды. Интересно отметить, что в исследованных мусковитах из карбонатизированных тектонических брекчий района Беш-Кемпир (Муравьев, 1964) константы мусковита несколько отличаются и составляют $Ng = 1{,}591$—$1{,}598$; $-2V = 37$—$40°$. Повышение значения N и снижение $-2V$ являются следствием более высокого содержания K (0,8—0,9) и заметной примеси Mg ($\approx 0{,}2$ в структурной формуле). Но в описанных тектонических брекчиях хлорит полностью отсутствует, и резерв Mg реализован в карбонатах и в незначительной степени в мусковите. Во всем рассматриваемом разрезе хлорит является обязательной составной частью пород и поглощает подавляющую часть Mg, участвующего в аутигенном минералообразовании.

Анализ современного минералогического состояния пород второго литологического комплекса

Общие закономерности изменения минерального состава, описанные для верхнего комплекса, сохраняются и во втором комплексе пермо-триаса Каратау. Однако большая глубина погружения, более длительное время воздействия главнейших факторов эпигенеза, несколько отличный исходный состав обломочных компонентов и большая пестрота фациаль-

ных обстановок формирования этой части разреза наложили отпечаток на особенности современного минералого-петрографического состава комплекса.

Рассмотрим те минералого-петрографические особенности пород, специфика которых проявилась в наибольшей степени именно во втором комплексе.

Обломочные минералы

Набор обломочных компонентов, слагающих породы второго комплекса, остается в основном таким же, как и в первом комплексе. Возрастают лишь степень измененности обломков пород, интенсивность конформации зерен, а в самых нижних частях разреза появляются элементы зарождающихся бластовых структур. Это позволяет считать, что комплекс основных породообразующих минералов, сформированный в глубинном эпигенезе, является достаточно устойчивым и на более глубоких уровнях. Составными компонентами комплекса являются кварц, альбит, фельзитовая основная масса кислых эффузивов и альбит-хлорит-гематитовые образования, заместившие обломочки более основных пород. Первичная природа их восстанавливается по структурным признакам, но состав в значительной мере изменен и соответствует условиям существования.

Аутигенные минералы

Список аутигенных минералов второго комплекса дополняется только эпидотом. Состав других минералов сохраняется как в песчано-алевритовых, так и в аргиллитовых разностях пород, хотя соотношения их в различных породах и различных размерных фракциях подвержены значительным колебаниям.

Для анализа общей направленности аутигенного минералообразования рассмотрим основные этапы перераспределения минерального вещества в разрезе. Как уже было показано, во всем разрезе пермотриаса, включая и самые глубокие его горизонты, не достигнуты уровни полной или даже преимущественной перекристаллизации вещества. Даже в низах разреза Восточного Каратау появление шиповидных структур знаменует лишь начало бластеза, захватывающего только внешние пленки обломочных зерен. Лишь одна группа минералов — карбонаты — оказывается полностью перекристаллизованной, но перекристаллизация одного минерального вида не дает еще права говорить о породах в целом, как о равновесных системах. Именно это обстоятельство не позволяет относить рассматриваемый комплекс пород к метаморфическим образованиям и указывает на остановку изменений минерального состава пород на стадии метагенеза.

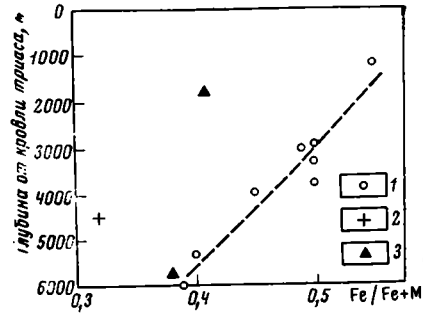
При рассмотрении только одной карбонатной группы минералов также нельзя выделить какой-либо уровень, ниже которого происходили бы полная перекристаллизация и усреднение состава карбонатов. В зависимости от степени засоренности пород тонкодисперсными примесями, в первую очередь тонкодисперсным гематитом, этот уровень смещается по разрезу. Если для сортированных сероцветных песчаников эффект глубинной перекристаллизации карбонатного материала наблюдается уже в верхней части второго комплекса (тарталинская свита), то в красноцветных аргиллитах, даже в верхах отпанской свиты, еще можно наблюдать пестроту состава карбонатных зерен в пределах одного пласта (одного образца).

На фоне неравномерной, но тем не менее направленной перекристаллизации карбонатного материала прослеживается тенденция к усвое-

нию массой карбонатов не только Ca, но и Mg и Fe. Резервом этих катионов, поступающих в сферу аутигенного минералообразования, могут служить обломки карбонатов различного состава, хемогенные седиментационные карбонаты и органогенный раковинный материал. Кроме того на первых этапах эпигенетической переработки материала баланс катионов непрерывно пополняется за счет разрушения наименее стойких обломочных силикатных минералов. Параллельно идущий процесс окисления органического материала пополняет объем CO_2, создавая предпосылки для общего возрастания доли карбонатов в породах. По-видимому, отрезок времени, отвечающий возрастанию массы карбонатов, генерации новых порций карбонатных минералов, является вместе с тем и временем наиболее активного замещения карбонатами других — нестойких — минералов. В первую очередь это относится к Ca-содержащим силикатам, коррозия которых кальцитом широко известна. Описаны также случаи формирования сидерита по темноцветным слюдам и т. п. Однако в разрезе пермо-триаса уже не сохраняется дифференцированных групп карбонатов, состав которых был бы обусловлен составом замещаемого минерала. Перекристаллизация под давлением приводит к усреднению состава карбонатной массы и реализации всей суммы катионов в форме Fe-Mg-кальцитов или в виде кальцитов и анкерита. Такое усреднение состава происходит, естественно, тем полнее и тем в большем объеме, чем более проницаем пласт и чем меньше в породе дисперсной примеси, задерживающей перекристаллизацию. Таким образом, в изученном разрезе мы уже не видим прямых следов той стадии эпигенетического карбонатоообразования, на которой формировались различные карбонаты (сидерит, кальцит). Участие некоторых количеств Fe и Mg в карбонатообразовании на начальных стадиях эпигенеза косвенно проявляется в суммарно завышенных количествах этих элементов в составе карбонатов в целом.

Развитие эпигенетического процесса во времени должно знаменоваться в первую очередь необратимым уменьшением количества CO_2, поступающих в сферу аутигенного минералообразования. Количества же Ca, Mg, Fe продолжают пополняться за счет продолжающегося разрушения слюд, некоторых хлоритов, возможно, сохранившихся реликтов амфиболов и средних плагиоклазов. Во всяком случае, реликты этих минералов описаны также в зонах глубинного эпигенеза (Коссовская, 1962а; Копелиович, 1961, 1965). Хотя конформация значительно форсирует этот процесс, но именно она приводит к скачкообразному возрастанию поступления нового аниона SiO_2. Итак, на фоне затухающего поступления в сферу аутигенного минералообразования CO_2, изменения относительных долей катионов Fe, Ca и Mg происходит возрастание доли новых активных компонентов аутигенного минералообразования Si и Al. Лишь после их появления и активного участия в балансе аутигенного минералообразования возможен процесс массового формирования аутигенных алюмосиликатов. Теперь уже лишь относительные доли катионов (Ca, Mg, Fe, Na, K) лимитируют формирование аутигенных минералов.

Пока доля Fe еще высока (разложение темноцветных слюд, отчасти амфиболов, обломочного эпидота), происходит формирование Fe-хлоритов, которые являются как бы промежуточными, метастабильными аккумуляторами этого элемента, участвующими в дальнейшем его перераспределении. Но крайне малая подвижность Fe в слабокислых и нейтральных средах приводит не только к перераспределению этого элемента и разубоживанию его относительной массы в общем балансе аутигенных минералов, но и к постоянному выводу его из сферы аутигенного минералообразования в форме гематита (в частных случаях — пирита). Выход железа из баланса аутигенеза и продолжающееся по-



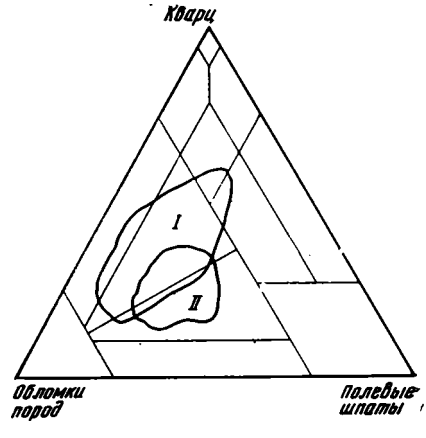
Фиг. 125. Изменение степени магнезиальности хлорита в зависимости от глубины залегания породы от кровли триаса

Фигуративные точки:
1 — хлоритов неизмененных пород,
2 — хлорита из малахитового песчаника;
3 — хлорита из кальцитовых миндалин

ступление новых порций Mg и Al приводят к формированию все более магнезиальных форм хлорита. На фиг. 125 показано последовательное снижение железистости хлоритов с глубиной. При этом тенденция к снижению железистости всей суммы хлоритов, включающих и аутигенные и реликтовые формы, выражена значительно более резко, чем в чистых разностях аутигенных хлоритов. Разница в балансе Fe может быть связана с необратимым выводом железа из сферы аутигенного минералообразования.

Ряд аутигенных силикатов Ca рассмотрен в работах Д. Кумса и др. (Coombs a. o., 1959), А. Г. Коссовской (1962). В нашем случае лишь ассоциация перми Восточного Каратау оказалась в достаточной мере богатой плагиоклазами для формирования новообразованного цоизита. На фиг. 126 видно смещение на диаграмме поля восточнокаратауской ассоциации в сторону полевошпатового угла. Западнокаратауская ассоциация обломочных минералов, по-видимому, не обладала достаточным количеством Ca-содержащих минералов, и резерв Ca был израсходован уже на ранних стадиях преобразования пород. По всей вероятности, этому способствовала и большая доля собственно морских осадков с большим резервом органического C.

Следует рассмотреть также вопрос о специфике аутигенного минералообразования в песчано-алевритовых породах и аргиллитах. Помимо минералов со слоистой структурой, важными составными компонентами аргиллитов являются кварц и альбит. В сумме хлорит, мусковит, кварц и альбит составляют в тонких фракциях аргиллитов до 94—98%. Пересчет химического состава таких фракций на минеральный интересно сравнить с таковым для тонких фракций цементов песчано-алевритовых пород (табл. 50 и 51).



Фиг. 126. Поля ассоциаций обломочных минералов

Разрезы:
I — Западного Каратау;
II — Восточного Каратау

Таблица 50

Распределение минералов в тонких фракциях аргиллитов

№ образца	Геологическая позиция образца	Минеральный состав фракции > 0,001 *мм*, %			
		Мусковит	Хлорит	Кварц	Альбит
111/61	Развальцованные сланцы верхнего триаса в ядре Шетпинской синклинали	63	27	5	4
84/61	Спокойно залегающие тонкие аргиллиты среднего триаса на борту той же структуры	58	29	7	5
258/61	Прослой аргиллитов в среднетриасовых туффитах Каратау	78	10	4	5
78/61	Аргиллиты нижнего триаса, резко обогащенные аллотигенным слюдистым материалом	56	27	10	5
166/61	Бескарбонатные аргиллиты нижней перми	81	3	6	8

Таблица 51

Распределение минералов в тонких фракциях цемента песчано-алевритовых пород

№ образца	Геологическая позиция образца	Состав фракции > 0,001 *мм*, %				
		Мусковит	Хлорит	Каолинит	Кварц	Альбит
87/61	Мощный (4 *м*) песчаник в основании цикла (T_2)	44	40	2	4	7
62/61	Песчаник, переходящий по простиранию в раковинный известняк (T_1)	50	28	3—5	9	8
54/61	Песчаник из основания морской тарталинской свиты (T_1)	41	30	3—5	12	12
32/61	Линзовидный меденосный алевролит (T_1—P_2) с малахитом	36	25	10—15	8	8
147/61	Алевролит (P_1)	47	36	—	5	11
15/61	Песчаник P_1 из доюрской коры выветривания	22	37	32	2	2

Первое, что обращает на себя внимание при сравнении таблиц, это почти постоянное присутствие следов каолинита в цементе грубых пород. Цифры 3—5% могут рассматриваться как фоновые, а присутствие каолинита в самых различных типах песчаных пород свидетельствует, по всей вероятности, о его региональной аллотигенной природе. При обычном геологическом положении образцов содержание каолинита невысоко. Резкое возрастание количества каолинита в образце из доюрской коры выветривания также не требует специальных пояснений. Но весьма существенное повышение его в меденосной линзе, на значительном удалении от поверхности доюрского уровня эрозии, требует объяснения. Можно предположить, что при позднейшем, практически современном, окислении первично-сульфидных медных руд возникавшая серная кислота в значительной мере перерабатывала наиболее нестойкие в кислых средах минералы. В сложившихся минеральных ассоциациях хлорит, в особенности его железистые разности, представляется

наиболее уязвимым минералом, неустойчивым в кислых средах. Именно с этим могут быть связаны сравнительно более высокая магнезиальность хлорита и относительное снижение его количества в меденосной линзе (см. фиг. 125, табл. 52).

Вторым важным фактом является тенденция к возрастанию доли альбита в песчано-алевритовых породах. Крупные зерна аутигенного альбита широко распространены в песчаниках и были описаны выше (см. стр. 308). Надо полагать, что аутигенное альбитообразование не исчерпывается регенерацией аллотигенных зерен и в значительной мере развито во всех участках породы, в том числе в цементирующей массе.

Таблица 52

Среднее содержание (в %) K, Mg, Fe в породах и во фракциях < 0,001 *мм*

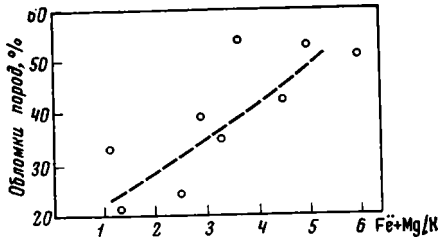
Порода	В породах		Во фракциях <0,001 *мм*	
	K_2O	FeO+MgO	K_2O	FeO+MgO
Аргиллиты	1,99	6,9	5,9	6,5
Песчано-алевритовые породы	1,23	6,1	3,9	10,9
Число определений	74	27	12	12

Наконец, следует обратить внимание на увеличение доли хлорита и снижение — мусковита в песчано-алевритовых породах. Аналогичная закономерность уже отмечалась при описании первого комплекса. Эта общая тенденция возрастания доли хлорита в более грубообломочных породах согласуется с первичным химическим составом исходного минерального вещества пород. В общем случае практически единственным калийсодержащим новообразованным минералом во всем изученном разрезе является мусковит, а железо и магний распределяются между хлоритом и карбонатами. Анализируя распределения K, Mg и Fe, мы видим, что средние содержания этих элементов в валовом составе существенно глинистых и существенно песчаных пород довольно различны.

Если преобладание K_2O в глинистых породах выступает достаточно отчетливо и в валовом составе пород и во фракциях $< 0{,}001$ *мм*, то количество $Mg + Fe^{+2}$ в песчаных породах несколько ниже, чем в глинистых; зато во фракциях $< 0{,}001$ *мм* это соотношение резко изменяется. Это связано с тем, что в песчаных породах носителями магния и железа являются не все обломочные компоненты, а лишь наиболее нестойкие обломки основных пород, слюды. Именно эта минеральная группа неустойчивых фемических компонентов и является ведущим источником Mg и Fe, участвующих в балансе минеральных новообразований (хлорит), сосредоточенных в наиболее тонких гранулометрических фракциях. Другими словами, на фоне энергичной переработки нестойких грубообломочных компонентов в песчаных породах происходит как бы перекачка освободившегося железа и магния в дисперсные новообразования в порах. В аргиллитах же используется лишь внутренний резерв K, Mg, Fe, имеющийся также в цементе песчано-алевритовых пород, видимо, достаточно близкого состава. Мобилизация дополнительных порций Mg, Fe из обломков пород и реализация их в новообразованиях цемента сдвигает общий баланс аутигенных новообразований цемента в сторону резкого обогащения хлоритом.

Источников калия в грубых фракциях граувакк практически нет. Не рассматривая кварц и плагиоклазы, попытаемся проанализировать

связь количеств K, Mg и Fe с суммарным содержанием обломков пород в песчаниках. На фиг. 127 показана зависимость отношения суммарных количеств железа и магния к калию от процентного содержания обломков пород. На графике видно, что относительная доля Mg и Fe растет пропорционально росту количества обломков пород в песчаниках. Приведенный пример еще раз демонстрирует как бы автономность пород, независимость состава и соотношения аутигенных минералов,



Фиг. 127. Отношение количества железа и магния к калию в валовом химическом составе пород в зависимости от содержания в них обломков пород

свойственных для каждого отдельно взятого типа пород, от даже незначительно удаленных разностей с иной минералого-петрографической характеристикой. В таком мозаичном эпигенетическом преобразовании вещества основные факторы эпигенеза (P и T) играют роль лишь факторов, определяющих тенденцию регионального эпигенетического минералообразования, специфика которого целиком контролируется исходным составом вещества.

Увеличение плотности пород со временем, уменьшение их проницаемости закрепляет эту мозаичность и подчеркивает индивидуальный характер эпигенетической переработки каждого типа пород. В этом, видимо, заключается одна из важных отличительных особенностей *регионального эпигенеза* от собственно *метаморфизма.*

Глава четвертая

МИНЕРАЛЬНЫЕ ПАРАГЕНЕЗЫ ГРАУВАКК, ИХ КЛИМАТИЧЕСКАЯ СПЕЦИФИКА И СВЯЗЬ С ПОЛЕЗНЫМИ ИСКОПАЕМЫМИ

Климат и граувакки

Граувакки — одно из важнейших петрографических семейств терригенных и вулканогенно-терригенных формаций тектонически активных участков земной коры. Особенная необходимость в детальном изучении, типизации и классификации этого семейства пород возникла в последние годы. Это объясняется все бо́льшим интересом геологов и литологов к изучению отложений древних и современных геосинклинальных систем, среди которых толщам грауваккового состава принадлежит весьма важная роль.

Объектом исследования авторов стали граувакки осадочных терригенных формаций предгорных прогибов и межгорных впадин различных климатических зон. Граувакки эвгеосинклинальных областей не рассматривались. При изучении был применен метод стадиального анализа минеральных парагенезов. Под последними понимается сочетание породообразующих и акцессорных компонентов песчаных пород с глинистым веществом их цемента и сопутствующими глинами, а также характерными аутигенными образованиями. Стадиальный анализ, вскрывающий последовательность возникновения этих взаимосвязанных компонентов, позволяет проследить историю формирования пород, начиная от установления источников сноса, фациально-климатических обстановок осадконакопления, выявления уровней эпигенетической переработки пород, анализа возникновения связанных с грауваккаами полезных ископаемых.

Основная часть работы посвящена парагенетическому анализу граувакк гумидной и аридной зон. Особенное внимание уделено специфике седиментационно-диагенетического преобразования первичного однотипного грауваккового материала в характерных физико-химических обстановках различных климатических областей и выявлению минералов-индикаторов, отличающих граувакки гумидных и аридных отложений.

Изучение особенностей аутигенного силикатного минералообразования потребовало восстановления представлений о геохимических фациях Л. В. Пустовалова и Г. И. Теодоровича и введения нового понятия о нейтральных и контрастных фациях.

К нейтральным фациям в гумидном климате относятся терригенные отложения, накапливающиеся в весьма широком диапазоне фациальных обстановок — от континентальных до прибрежно-морских, характеризующихся близкими геохимическими условиями, в частности нейтральными или слабощелочными значениями pH среды. Тот же тип растворов сохраняется в диагенезе и начальном эпигенезе. Появление слабощелочной среды в континентальных осадках обусловлено началь-

ными процессами внутрислойного растворения менее стойких обломочных компонентов.

Контрастные фации гумидного климата довольно однотипны; они связаны обычно с обстановками интенсивного разложения органики и характеризуются постоянными более или менее пониженными значениями pH. В отличие от них контрастные фации аридного климата, приуроченные к водоемам с различным гидрохимическим составом и разной минерализацией вод, могут отличаться большим разнообразием.

Граувакки гумидной зоны изучены по трем объектам: карбоновым угленосным отложениям Караганды, пермскому угленосному комплексу Печорского Приуралья и неогеновым нефтеносно-угленосным отложениям Северного Сахалина.

В разрезе карагандинской формации установлено четыре типа граувакк: порфиритовые, фельзитовые, тефрогенные и туфогенные.

Детальный количественный анализ глинистых минералов по разработанной нами методике и изучение типоморфизма акцессорных минералов раскрыли своеобразную природу фельзитовых граувакк. Обилие обломочного каолинита в глинах нейтральных фаций, несоответствие состава акцессориев, среди которых в значительном количестве присутствуют такие «основные» минералы, как пикотит, кислый состав породообразующих обломков позволили сделать вывод о периодическом развитии в области источников сноса кор выветривания, служивших питающим материалом для образования парагенеза фельзитовых граувакк.

Расшифровка парагенезов тефрагенных и туфогенных граувакк значительно затруднена вследствие глубокой переработки и измененности первичного и пирокластического материала. Ключом для раскрытия происхождения этой незначительной по распространению, но генетически важной группы граувакк послужили также глинистые минералы.

Индикаторным материалом оказался монтмориллонит, образующий при эпигенетическом преобразовании упорядоченную смешанно-слойную фазу типа ректорита. История кристаллохимического преобразования ряда монтмориллонит → ректорит → гидрослюда была детально изучена в маломощных прослоях чистых пепловых туфов, встречающихся по всему разрезу формации. В дальнейшем нахождение этих специфических глинистых образований в цементирующей массе граувакк служило определяющим диагностическим признаком, помогающим совместно с рядом других особенностей (характер плагиоклазов и др.) идентифицировать терригенный и туфогенный парагенезы. Следует сказать и об особой значимости изучения стадийного преобразования монтмориллонита в гидрослюду, для которого был впервые применен сложный математический метод Фурье-преобразований. В результате была предложена математическая и кристаллохимическая модель, объясняющая механизм этого широко распространенного процесса.

Четыре генетических типа граувакк представляют, по существу, определенные типы парагенезов: 1) петрогенный — отражающий первичные особенности материнских магматических пород; 2) апосапрогенный — показывающий присутствие продуктов кор выветривания; 3) тефрогенный и 4) туфогенный — отражающие наличие свежего вулканогенного материала, переработанного и не измененного седиментационной средой бассейна.

Эти генетические типы парагенезов могут быть широко использованы при изучении любых комплексов граувакк.

Все граувакки печорской угленосной формации принадлежат к петрогенному типу. Установлено три группы граувакк: диабазо-спилитовые, альбитофиро-фельзитовые и фтанитовые. Каждая из этих групп по петрографическому составу и химизму отвечает соответствующим типам вулканогенных и кремнистых пород зеленокаменных комплексов

диабазо-кератофировых формаций Урала. Следует подчеркнуть тесную парагенетическую взаимосвязь выделенных групп граувакк, отражающую распространенность главнейших типов пород вулканогенных и вулканогенно-осадочных комплексов эвгеосинклиналей. Можно ожидать, что выделенные петрографические типы граувакк Приуралья будут иметь широкое распространение среди терригенных накоплений предгорных и межгорных прогибов различных геосинклинальных областей.

Если петрографический состав породообразующих компонентов и химизм пород позволили достаточно убедительно «привязать» граувакки Печорского бассейна к определенным материнским породам, то изучение парагенезов породообразующих компонентов совместно с акцессорными минералами и глинистым веществом цемента песчаников и аргиллитов дало информацию о ряде особенностей их генезиса.

Возможности анализа парагенетических ассоциаций особенно выразительно проявились в установлении различного происхождения внешне схожих кислых граувакк карагандинской и печорской формаций. Если в первом случае состав акцессориев сравнительно мало отличался от такового в основных граувакках, то в печорском разрезе он резко иной: одновременно с массовым развитием обломков кислых эффузивов в альбитофиро-фельзитовых граувакках появляется характерный бипирамидальный кварц, исчезают пикотит и хромит, вместо которых появляется типичный кислый комплекс акцессорных минералов — циркон гранитоидного типа, турмалин, рутил и др.

Установлена четкая зависимость ассоциаций новообразованных глинистых минералов и других силикатных аутигенных образований цемента граувакк от петрографического состава обломочного материала. Эта зависимость в угленосных формациях определяется принадлежностью большинства пород к отложениям «нейтральных» фаций. Химический состав интерстиционных растворов и их нарастающая минерализация на различных этапах постседиментационного периода определяются главным образом химико-минералогическим составом обломочных компонентов. Отсюда естественная тесная парагенетическая взаимосвязь состава обломочных компонентов и ассоциаций новообразованных глинистых минералов, фиксирующаяся на разных стадиях существования и эпигенетического преобразования пород.

Изучение неогеновых отложений молодой складчатой области северо-восточной части Сахалина позволило проследить интересный ряд постепенного перехода от андезито-базальтовых граувакк, развитых в базальных слоях разреза, до аркоз. Смена минерального состава пород соответствовала разным этапам развития геосинклинали. Граувакки основного состава накапливались в ранний период заложения геосинклинали, кварц-полевошпатовые граувакки характеризовали стадию нормального геосинклинального развития, а граувакковые аркозы формировались в заключительный этап, соответствующий замыканию геосинклинали.

Подведем некоторые итоги, иллюстрирующие специфику граувакк различного состава и возраста, объединенных общностью климатических условий формирования. Такой *общей чертой граувакк гумидного климата* является *подчиненность* состава глинистого вещества цемента песчаников и сопутствующих аргиллитов, *формировавшихся в нейтральных фациях*, первичному характеру обломочного материала. Эта особенность проявляется очень отчетливо вне зависимости от того, соответствует ли тонкодисперсный материал первичному составу обломочной мути или является трансформированным и новообразованным, возникшим в период постседиментационного существования пород. В *контрастных фациях* наблюдается формирование каолинита, обычного минерала гумидных отложений, как бы накладывающегося на разнообразный пер-

вичный петрографический состав пород. Вместе с образованием аутигенного каолинита в глинах и цементе песчаников шло интенсивное разложение неустойчивых обломочных компонентов в песчаниках и алевролитах. Постседиментационное разрушение терригенных минералов происходило в условиях кислой среды торфяных болот с выносом легко мигрирующих элементов и формированием специфического *субкарбогенного минерального парагенеза.* Последний представлен комплексом преимущественно сиалических терригенных минералов и обломков пород в сочетании с глинистыми минералами, среди которых каолинит играет главную роль. Как правило, породы с таким парагенезом чередуются в разрезе с пачками песчаников и глин, представляющих собой другие минеральные парагенезы.

Граувакки аридного климата. Наиболее выразительным примером, иллюстрирующим влияние климатических условий на процессы силикатного аутигенного минералообразования, явились граувакки пермской красноцветной формации Оренбургского Приуралья. Эти отложения охватывают тот же возрастной интервал, что и печорская угленосная формация, и характеризуются присутствием двух близких петрографических групп: граувакк — диабазово-спилитовых и альбитофиро-фельзитовых, связанных с разрушением вулканогенных формаций зеленокаменного комплекса Урала.

Таким образом, представилась возможность проследить судьбу *первичнооднородного терригенного материала* в разных климатических зонах, причем как в «нейтральных» фациях, так и в специфических «контрастных» обстановках высокоминерализованных растворов лагунно-озерных водоемов засушливого климата. Основной вывод заключается в следующем. В условиях седиментогенеза и диагенеза, протекающих в водоемах с повышенной минерализацией, первичный петрографический состав пород не оказывает никакого влияния на состав глинистых минералов. Основным фактором, определяющим состав глинистого вещества, являются физико-химические условия среды формирования. Обломочный материал играет только роль «сырья», обеспечивающего присутствие породообразующих элементов (Si, Al, Fe), которые в ассоциации с важнейшими катионами высокоминерализованных растворов бассейнов седиментации, наследуемыми в постседиментационный период, обусловливают появление характерных ассоциаций глинистых минералов. Такими минералами являются обнаруженная в СССР впервые *группа корренситов* и *аутигенные железистые иллиты.*

Корренситы до настоящего времени были широко известны только в отложениях цехштейна Западной Европы и Северной Африки. Массовое распространение минералов этой группы как в диабазо-спилитовых, так и в альбитофиро-фельзитовых граувакках, связанных с фациями осолоняющихся водоемов в Приуралье, а также нахождение авторами этого же минерала в олигомиктовых породах девонского терригенно-доломитового комплекса Прибалтики позволили рассматривать корренситы как *индикаторный* минерал терригенно-эвапоритовой формации.

Специальное внимание уделено новой группе минералов — Fe-иллитам, представляющим собой своеобразный аналог глауконитов в эвапоритовых комплексах. Корренситы и Fe-иллиты в совокупности с терригенными минералами и обломками образуют *салсалагенный* (салсус — соленый, лакус — лагуна) парагенез, эти слоистые силикаты могут служить такими же минералами-индикаторами контрастных фаций аридного климата, как каолинит — гумидного.

Большое внимание уделено анальциму, имеющему очень широкое распространение в отложениях татарского возраста. Анализ его парагенеза с некоторыми породообразующими и акцессорными компонентами позволил сделать заключение о связи образования анальцима с присут-

ствием свежей пирокластики, получившей региональное распространение в Приуралье в конце перми.

На основании имеющегося фактического материала и литературных данных сделан вывод о том, что анальцим является типичным минералом, связанным с пирокластикой в красноцветных формациях аридного климата. В гумидном климате за счет пирокластики образуются существенно глиноземистые монтмориллониты, легко трансформирующиеся при эпигенезе в упорядоченные смешанно-слойные минералы типа ректорита и гидрослюды. Многие так называемые К-бентониты имеют, по-видимому, подобный генезис.

На примере литокластических граувакк Джезказгана и Мангышлака, отличающихся существенной постседиментационной переработкой, рассмотрены особенности эпигенетического преобразования граувакового материала красноцветных формаций. Особенно детально изучены процессы кристаллохимической трансформации обычной ассоциации глинистых минералов эпигенетически измененных пород — гидрослюды и хлорита. Наглядно проиллюстрировано «очищение» структуры гидрослюд от двухвалентных катионов Mg и Fe с приближением к структуре собственно мусковитов; показан процесс «усреднения» состава хлоритов с постепенным формированием кристаллохимически однотипных хлоритов с непрерывным увеличением содержания Mg в октаэдрах по мере возрастания степени кристаллохимической переработки пород. Отмечено, что в аридных областях постседиментационная эволюция хлоритового минерала идет значительно интенсивнее, чем в отложениях, сформированных в гумидной обстановке.

Таким образом, на примере двух главнейших слоистых силикатов показан путь их постепенной кристаллохимической трансформации, направленной к формированию «нормального» химического состава мусковита и хлорита метаморфических пород.

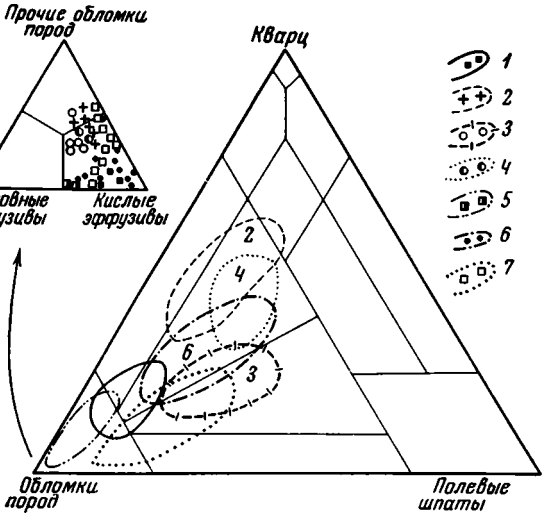
Анализ всего полученного материала по особенностям эпигенетического преобразования граувакк различного петрографического состава и разных климатических зон показал постепенную нивелировку состава новообразованных минералов и последовательное стирание специфики образований, связанных с аридным и гумидным климатом.

Граувакки и некоторые полезные ископаемые

Детальным изучением минералогического состава грауваккових терригенных пород, вмещающих рудные месторождения, до последнего времени занимались крайне мало. Основное внимание уделялось геохимическим аспектам этой проблемы, в частности выяснению характера растворов, которые могли играть роль мобилизаторов и переносчиков рудного вещества, и установлению обстановок, в которых могла осуществиться его фиксация. Возможный первичный источник рудного вещества оставался как бы в тени. Как показали пока еще немногочисленные исследования в этой области, изучение первичного минералогического и петрографического состава вмещающих пород и процессов их эпигенетической переработки может дать ценную информацию об источнике рудного вещества, а в ряде случаев и о путях его концентрации.

В качестве примера можно привести осадочные месторождения меди.

Формационная приуроченность месторождения типа медистых песчаников к красноцветным формациям известна очень давно; однако петрографический характер и тип обломочного вещества песчаных пород оставались практически неизученными, причем это и не казалось сколько-нибудь необходимым.



Фиг. 128. Минералогический состав обломочной основы пород меденосных формаций

1 — Наукат — T_4;
2 — Таджикистан — C_4;
3 — Мангышлак — P — T;
4 — Донбасс — P;
5 — Пермское Приуралье P_2;
6 — Оренбургское Приуралье P_2;
7 — Джезказган C_2

Изучение петрографического состава пород ряда месторождений медистых песчаников различного возраста и разных регионов показало, что они все относятся к семейству граувакк, где основным составляющим компонентом являются обломки пород (фиг. 128). Состав обломков оказался также достаточно специфичным: существенная роль принадлежала кислым и средним эффузивам. Эта особенность состава, несомненно, определена тем, что источником обломочного материала для изученных отложений в основном являлись спилито-кератофировые эффузивные толщи, к которым широко приурочены колчеданные месторождения меди.

Как показали детальные литолого-фациальные исследования И. П. Дружинина (1967), В. И. Малюга, Т. Н. Соколовой и М. И. Проскуряковой (1966), концентрация меди осуществлялась при сочетании двух благоприятных моментов: «подходящего» источника сноса и определенных фациальных обстановок.

Совершенно естественно, что распределение и перераспределение рудного вещества в граувакках и образование рудных концентраций могут осуществляться не только на самых ранних стадиях формирования осадочных пород, но и на отдельных этапах их эпигенетической переработки вплоть до перехода в метаморфические породы. Ниже мы рассмотрим примеры возможного механизма формирования рудных концентраций на разных стадиях эпигенетического преобразования граувакк (начальный эпигенез, глубинный эпигенез, метагенез).

Для *стадии начального эпигенеза* характерно внутрислойное растворение неустойчивых, главным образом фемических минералов, осуществляемое под действием интерстиционных поровых вод щелочного характера. Такое растворение, как известно, приводит вначале к появлению специфических зубчатых форм («петушиных гребешков») на зернах неустойчивых компонентов — пироксенов, амфиболов и других, а впоследствии — к полному их уничтожению. Результатом раннеэпигенетического внутрислойного растворения нестойких обломочных компонентов является формирование зонального распределения «тяжелых минералов» в геологических разрезах как отдельных регионов, так и во всей осадочной оболочке Земли в целом, установленное впервые Ф. Петтиджоном (Pettijohn, 1949). Освобожденные при этом элементы (Si, Al, Fe, Mg, Ca и др.) поступают либо на формирование эпигенетических карбонатов, либо участвуют в преобразовании состава глинистых минералов. Однако в том случае, если среди неустойчивых фемиче-

ческих компонентов присутствовали минералы, обогащенные каким-либо редким элементом, их внутрислойное растворение может обусловить образование концентраций рудного значения.

С этой точки зрения, терригенная аллювиальная толща граувакк татарского возраста, содержащая хромовое оруденение, представляет исключительный интерес. Граувакки этой толщи имеют специфический состав обломочного материала. В них почти нет кварца, мало полевых шпатов и более 85—90% составляют обломки пород, среди которых много диабазов, спилитов и трудноопределяемых ожелезненных и хлоритизированных обломков основных пород, иногда попадаются фрагменты серпентинита. В шлифах часто встречаются рудные минералы, среди которых много магнетита, хромита, обильны также пикотит, эпидот, иногда наблюдаются растворенные «зубчатые» зерна амфиболов и реже пироксенов. Формирование этих отложений происходило за счет разрушения зеленокаменной полосы древнего Урала, содержащей на этом участке крупные месторождения магматогенных хромитов, приуроченных к массивам основных и ультраосновных пород. Как показало ознакомление с одним из разрабатываемых ныне месторождений, в составе вмещающих хромиты пород, в изобилии присутствуют силикатные минералы (пироксены, амфиболы, хлориты), обогащенные (до 20—30%) хромом.

Несомненно, что в первичном составе терригенного материала пород рассматриваемой толщи татарского возраста присутствовала вся гамма хромоносных пироксенов и амфиболов, редкие реликты которых, уцелевшие от полного внутрислойного растворения, встречаются среди акцессорных минералов и в настоящее время. В результате растворения этих минералов происходило освобождение хрома, алюминия, магния, кремнезема и других элементов, насыщавших интерстиционные растворы. Концентратором и осадителем катионов из поровых растворов служила разлагавшаяся древесина, погребенная в терригенных осадках и замещенная в настоящее время халцедоном, Ca — Mg — Fe карбонатами и хромовым минералом — волконскоитом.

Разведочные работы на волконскоитовое сырье показали, что морфология волконскоитовых «жил» целиком унаследовала форму крупных обломков древесины («бревен»), сгруженных по периферии песчаной линзы, представляющей собой ложе древней палеореки, стекавшей с горного сооружения Уралтау (Енцов и др., 1952). Интересно отметить, что в волконскоитовых телах В. Н. Холодовым (1968) были установлены и повышенные содержания ванадия. Наряду с высоким содержанием ванадия обломочное вещество граувакк данной толщи характеризовалось постоянным повышенным содержанием никеля. Вероятно, подробное специальное изучение позволит здесь обнаружить еще ряд рассеянных и редких элементов.

Есть основание считать, что начально-эпигенетический механизм формирования рудных концентраций, рассмотренный на примере образования хромоносного сырья, имеет, по-видимому, и более универсальное значение. В частности, генезис многих месторождений редких и рассеянных элементов, приуроченных к растительным остаткам в терригенных толщах предгорных прогибов, может объясняться в соответствии с разобранной схемой.

Стадия глубинного метагенеза. Процессы формирования рудных концентраций в глубинном эпигенезе могут наглядно иллюстрироваться на примере минералогических концентраций молибденита в фельзито-альбитофировых граувакках угленосной формации Печорского Приуралья. Молибденит устойчиво присутствует в составе тяжелой фракции граувакк в виде крупных до 0,5—0,8 *мм* (при среднем размере зерен тяжелых акцессориев 0,02—0,10 *мм*) пластинчатых обра-

зований или агрегатов. Наблюдается четкая приуроченность молибденита только к определенному петрографическому типу граувакк, в которых значительно распространены обломки кислых эффузивов с микрогипидиоморфнозернистой структурой. Породы существенно эпигенетически изменены (марки ассоциирующихся углей — ПЖ и коксующиеся). В песчаных породах широко развиты мозаичные структуры с конформными и инкорпорационными сочленениями зерен. Надо полагать, что источником молибдена могли быть обломки гипабиссальных корневых пород кислых эффузивов, присутствующие только в определенном интервале разреза (интинская свита) и испытавшие интенсивное растворение под давлением. Концентратором молибдена могли служить многочисленные остатки растительной органики, обеспечивающие необходимое присутствие серы.

Подробно процесс образования минералогических рудных концентраций, формирующихся в глубинном эпигенезе, был исследован А. В. Копелиовичем (1959). На примере полимиктовых песчаников рифея юго-запада Русской платформы он показал, что глубинное эпигенетическое растворение полевых шпатов под давлением приводит к высвобождению из кристаллической решетки больших масс свинца, которые переходят в раствор, насыщая интерстиционные воды терригенных толщ. Как показали исследования Л. В. Таусон и З. В. Студеникова (1959), полевые шпаты являются основным концентратором некоторых тяжелых элементов и, в частности, почти всего кларка свинца в гранитоидных породах.

А. В. Копелиович обратил внимание также на широкое проявление галенитовой минерализации в платформенном чехле юго-западной части Русской платформы, где галенит встречается в виде: а) ядер, выполняющих внутренние полости фосфоритовых конкреций; б) прожилок, секущих или следующих по плоскости наслоения; в) рудопроявлений в форме редкой спорадической вкрапленности в песчаниках и известняках ряда свит рифейского и палеозойского возраста. В отличие от других авторов (Лазаренко, 1947; Фурман, 1954; и др.), объясняющих каждое проявление галенитовой минерализации разными причинами, А. В. Копелиович справедливо подчеркнул генетическое единство всех рудопроявлений галенита, связав их с постседиментационным перераспределением свинца, высвободившегося из кристаллической решетки полевых шпатов. В хлоридных водах зоны глубинного эпигенеза свинец, по мнению А. В. Копелиовича, приобретает известную миграционную способность; фиксация его в виде галенита осуществлялась при взаимодействии хлоридных растворов с локальными токами сероводорода.

Приведенные примеры не выходят за рамки формирования рудных концентраций минералогического значения, однако они наглядно демонстрируют характер возможного рудонакопления, происходившего в стадию глубокого эпигенеза. Вполне вероятно, что в иных геологических условиях действие такого механизма может привести к образованию рудной концентрации не только минералогического значения.

Стадия метагенеза. Как неоднократно подчеркивалось выше, метагенетическое изменение пород протекает всегда в условиях действия сильного стресса, приводящего, в свою очередь, к образованию, складчатых и разрывных структур. Среди последних особое место занимают всевозможные трещины макро- и микроотслаивания, образующиеся как вдоль, так и поперек пластов и приводящие к возникновению в них замкнутых пустых пространств. Последние становятся центрами, вокруг которых наблюдается особенно интенсивное метагенетическое перераспределение вещества — следствие инфильтрации и диффузии поровых растворов из толщи в трещину, стремящихся выровнять разницу в концентрации и давлениях и восстановить химический потенциал

подвижных компонентов. В обычных толщах формируются жилки альпийского типа, состоящие из кварца, карбонатов, диккита и других компонентов в соответствии с общим минералого-петрографическим составом дислоцированных толщ. В рудоносных толщах образование жил альпийского типа сопровождается энергичным перераспределением рудного вещества.

В качестве примера рассмотрим метагенетическое перераспределение рудной медной минерализации в рудоносной толще месторождения Джезказган на участках развития в ней метагенетических жил альпийского типа. Для этого воспользуемся интересными наблюдениями, которые были сделаны В. М. Поповым (1963) и подтверждены нашими исследованиями. Джезказганская меденосная свита изобилует пластовыми минерализованными трещинами, напоминающими жилы альпийского типа. Протяженность их измеряется первыми десятками метров; ширина не превышает нескольких сантиметров, в отдельных раздувах она может увеличиваться до 25—35, а в уникальных случаях — до 40—50 *см*. Такие минерализованные трещины располагаются внутри пластов и, как правило, не выходят за их пределы, слепо выклиниваясь с обоих концов. Трещины выполнены кальцитом, кварцем, баритом, реже — гипсом и целестином. В том случае, если трещины приурочены к пластам серых песчаников с вкрапленным в них медным оруденением, соответствующее оруденение отмечается и в жилах. Жилы, развитые внутри красноцветных песчаников, не несущих, как правило, оруденения, являются безрудными.

В. М. Попов показал, что в тех случаях, когда жилы пересекают пласты серых рудоносных песчаников, основная медная минерализация наблюдается не в жилах, а в призальбандовых участках вмещающих пород, где формируются самые богатые полосчатые руды с содержанием металла 20% и более. Богатые полосчатые руды локализуются в виде своеобразного ареала, окружая со всех сторон трещину с жильным выполнением. Однако самое интересное то, что ареал с богатой рудой сменяется еще одним внешним ареалом, характеризующимся убогим оруденением или его отсутствием. И только за его пределами восстанавливается вкрапленное оруденение, свойственное данному рудоносному пласту.

Такое соотношение может быть объяснено только инфильтрационным эффектом, согласно которому растворитель с более легкорастворимыми соединениями — карбонатами и другими — быстрее достигал трещинного пространства, в то время как труднорастворимые сульфиды перемещались медленнее и выпадали из раствора вследствие его пересыщения, еще не достигнув минерализованной трещины, образуя богатое оруденение в призальбандовых участках. Только небольшая часть рудоносных растворов попадала в трещину, формируя там редкие, но весьма крупные и выразительные кристаллы рудных минералов. Внешний ареал с убогой рудой следует рассматривать как область метаморфогенного или метагенетического выщелачивания под действием общих факторов метагенеза и образования перепада в концентрации и давлении, возникшего в результате разрыва сплошности слоев. Рассмотренный пример показывает, насколько сильным может быть метагенетическое перераспределение рудного вещества и как легко допустить ошибку, приняв его за проявление собственно гидротермального процесса.

Авторы отдают себе отчет в том, что рассмотренные процессы имеют, несомненно, более широкий размах, чем в приведенных в настоящем разделе примерах. В данном случае стояла задача показать методические аспекты изучения эпигенеза граувакк, как и других терригенных образований, вмещающих различные рудные компоненты, для решения некоторых вопросов рудообразования.

Общая классификация минеральных парагенезов граувакк

Важным итогом работы является разработка классификации основных типов парагенезов в граувакках. На основании большого фактического материала по петрографии, минералогии и геохимии граувакк выделены четыре генетические группы минеральных парагенезов: *терригенные*, *вулканогенные*, *фациально-аутигенные* и *метагенные*. Принадлежность к той или иной группе определяется происхождением основной части зернистых и тонкодисперсных компонентов парагенеза. Установлен комплекс признаков, которым можно воспользоваться в случае неясного генезиса главнейших компонентов парагенеза.

В соответствии с материнским источником вещества и характером физико-химической и термодинамической среды минералообразования каждая из групп, в свою очередь, делится на ряд типов.

Терригенная группа содержит *петрогенные*, *литокластогенные* и *апосапрогенные* типы, связанные в своем формировании с разными источниками сноса: магматическими породами, терригенными отложениями и комплексом пород, измененных химическим выветриванием. *Вулканогенная* группа включает *туфогенные*, *тефрогенные* и *вулкано-терригенные* типы. Первые два типа связаны с материалом, поступающим непосредственно из вулканических очагов, но они различаются способами его захоронения. Вулкано-терригенный тип [1] объединяет граувакки, возникающие за счет переотложения свежих вулканических продуктов. Его описание в настоящей работе не приведено. Однако минеральный парагенез этих граувакк настолько характерен, что легко обособляется в самостоятельный тип. Наиболее полное его описание как в современном, так и в ископаемом состоянии можно найти в работах Г. Н. Бровкова (1969), Т. С. Дзоценидзе и И. В. Хворова (1970), К. Крука (Grook, 1960), Б. Чаппела (Chappell, 1968) и др.

Третья группа *фациально-аутигенных* парагенезов разбивается на два типа, образованных в ярко выраженных (контрастных) фациях гумидной и аридной обстановках; это соответственно *субкарбогенные* и *салсалагенные* парагенезы.

И наконец, в особую — *метагенную* группу попадает любой из перечисленных выше типов парагенеза, в случае если образующие его породы испытывают сильные термодинамические преобразования, сближающие их по составу с породами фации зеленых сланцев регионального метаморфизма.

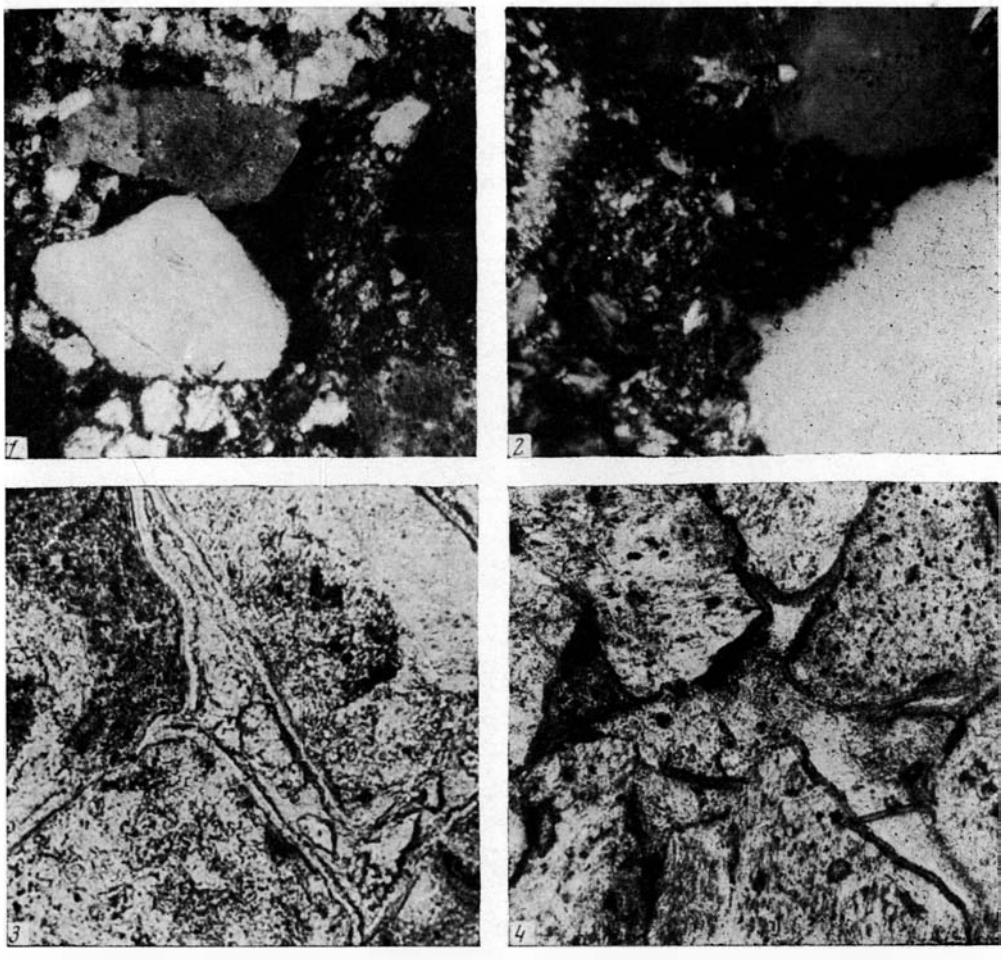
Классификация генетических типов парагенезов может быть использована в качестве методической схемы для исследования и реконструкции истории стадийного формирования грауваккових комплексов различного состава и генезиса.

---

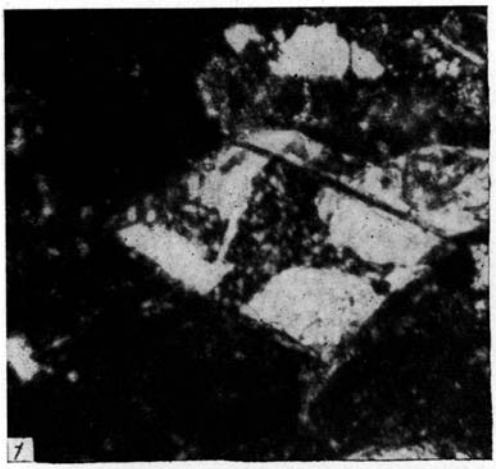
[1] Термин «вулкано-терригенный» принадлежит Г. С. Дзоценидзе.

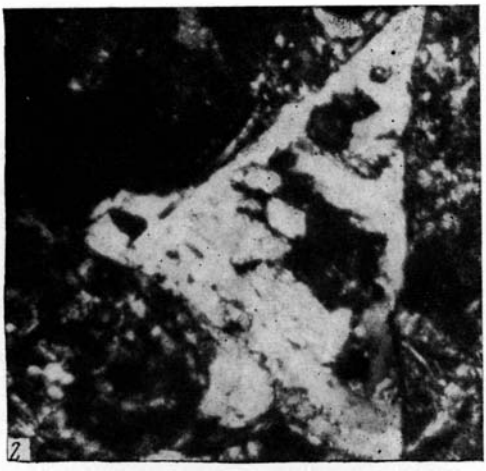
ФОТОТАБЛИЦЫ

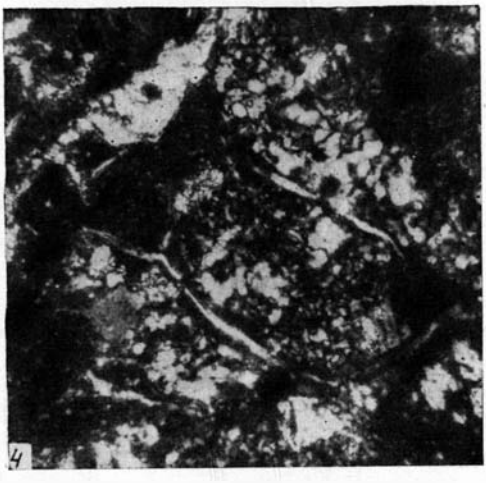
Грауваки



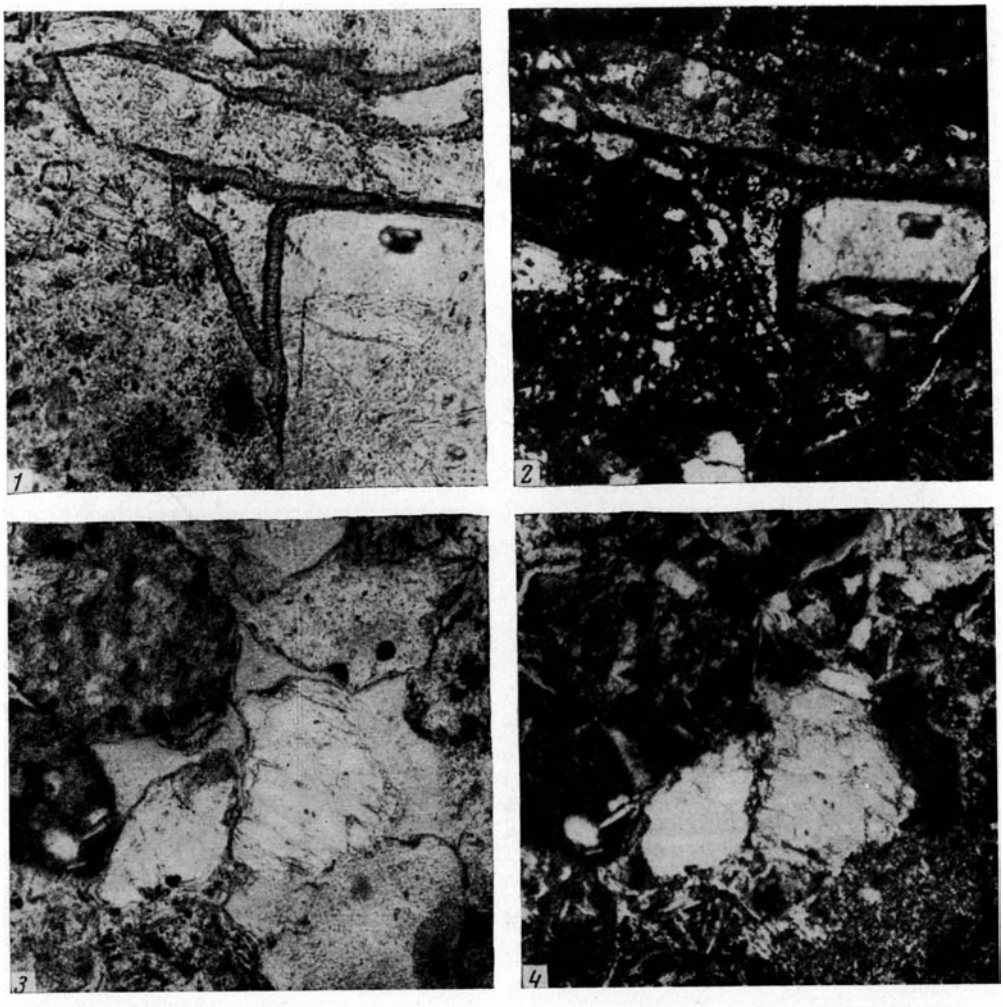
1, *2* — тип граувакк, сложенных преимущественно обломками кислых эффузивов. В поровых промежутках тонкочешуйчатый агрегат каолинита, смешанно-слойного минерала и реликты хлорита. Увел. 46, николи +; *3*, *4* — тип граувакк, сложенных преимущественно обломками порфиритов и зернами основных плагиоклазов. Поровые промежутки выполнены порово-пленочным цементом хлорита (в каемках) и смешанно-слойного минерала (агрегаты в центре пор). На фото *3* в центре пор — выделения анкерита. Увел. 46, при одном николе



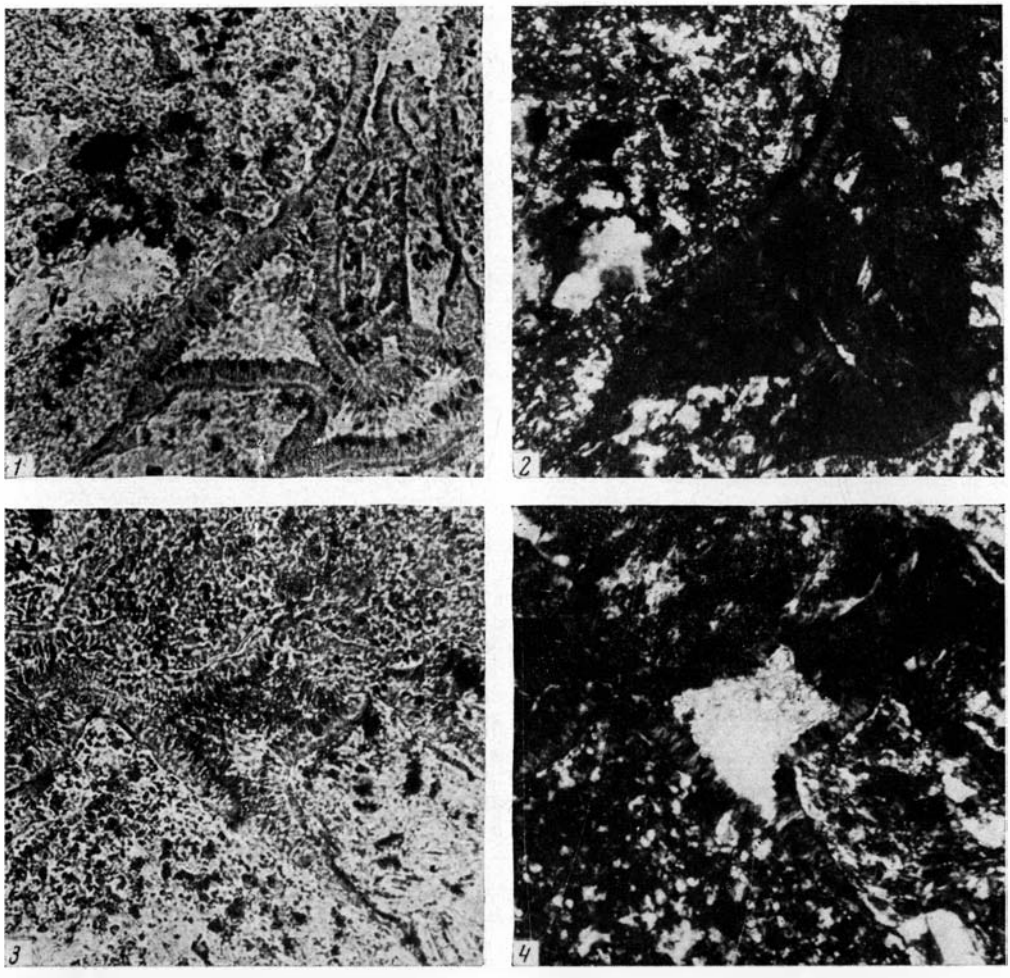




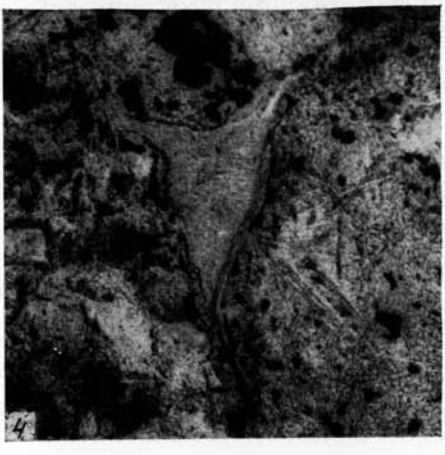
1, *2*, *3* — пестрые псевдоморфозы альбита (каолинита, гидрослюды, кальцита и анкерита) по зернам более основных плагиоклазов. Увел. 96, николи +; *4* — зерно плагиоклаза, замещенное каолинитом (наверху слева) и ректоритоподобным агрегатом (в центре). Контуры зерна подчеркнуты каемкой ректорит-гидрослюдистого состава. Увел. 145, николи +



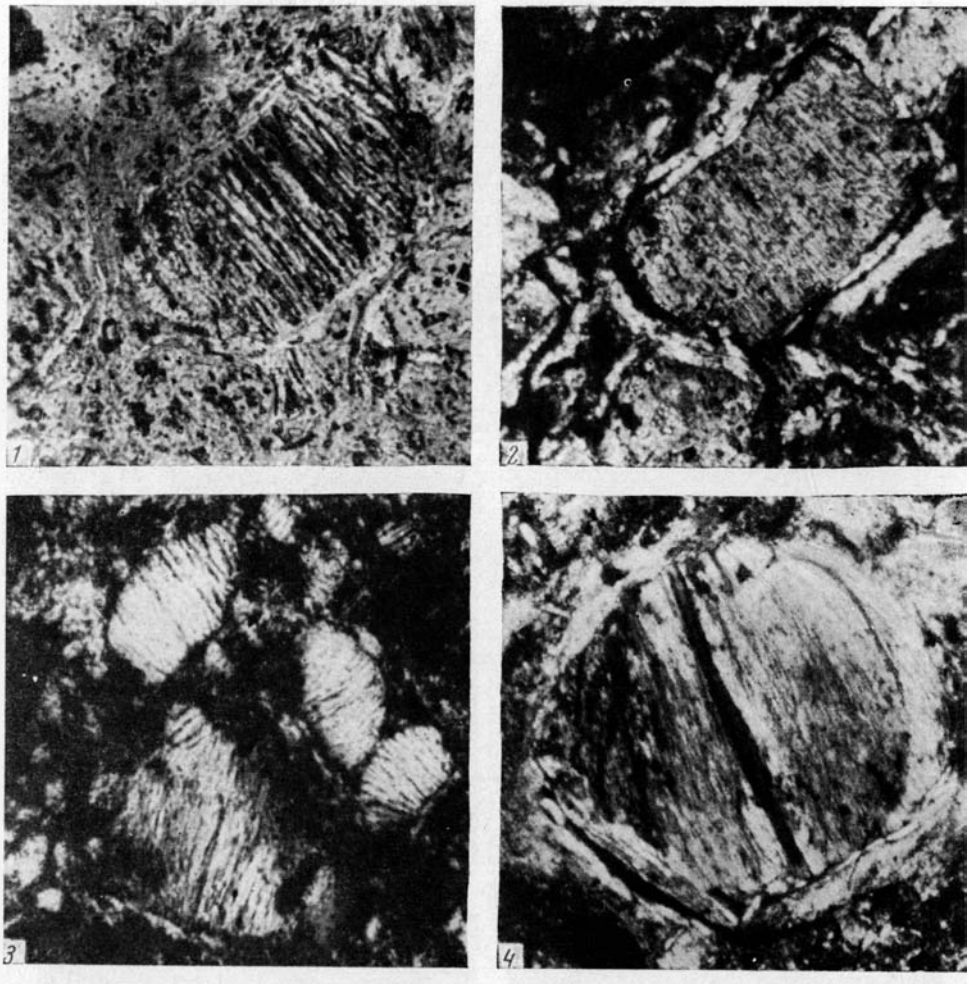
1, *2* — порово-пленочный цемент с нормальной последовательностью минералов в поре: хлорит (в каемке), смешанно-слойный минерал и монтмориллонит (в центре). Шаханская свита. Увел. 46. *1* — при одном николе, *2* — николи +, *3*, *4* — порово-пленочный цемент с обратной последовательностью минералов в поре: смешанно-слойный минерал (в каемке) и хлорит (в центре пор). По периферии терригенных зерен — корочка из гидроокислов железа. Тентекская свита. Увел. 46; *3* — при одном николе, *4* — николи +;



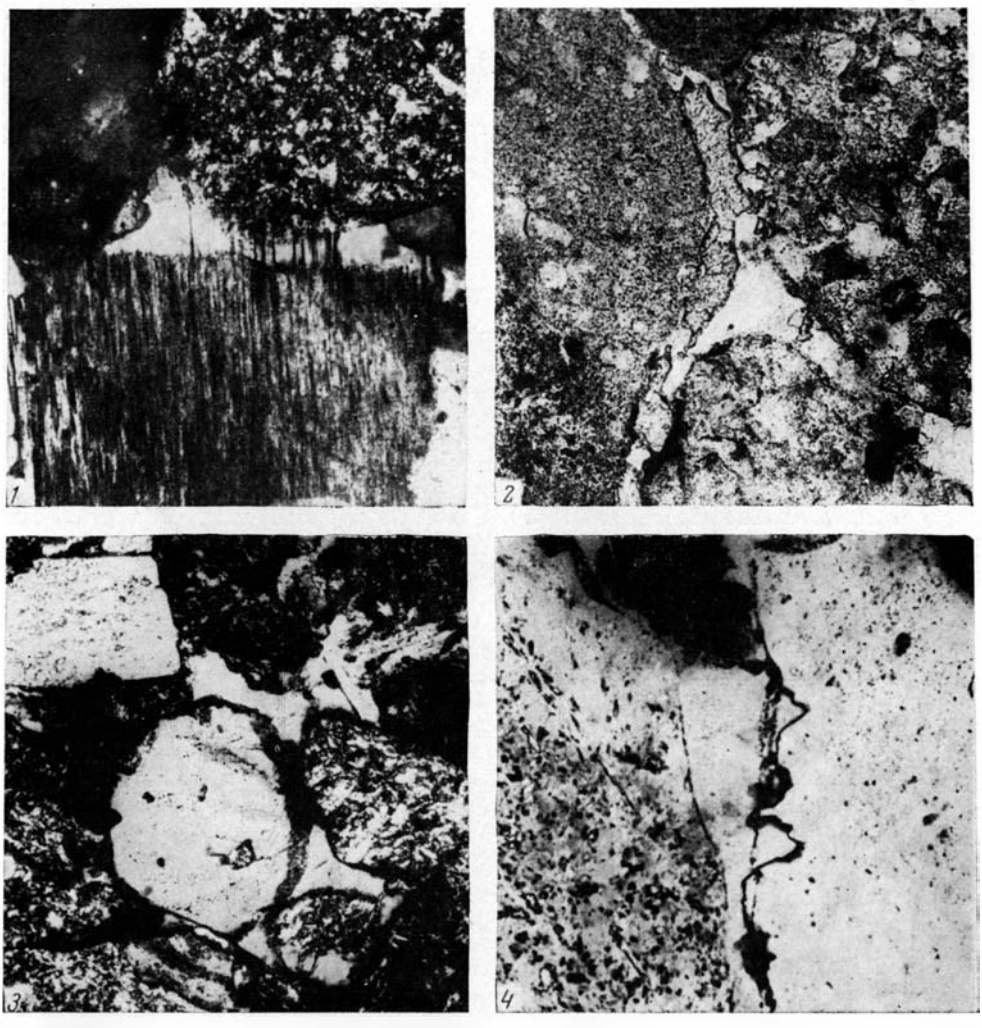
1, *2* — порово-пленочный цемент состава хлорит (в каемках) и смешанно-слойный минерал (в центре пор) замещен эпигенетическим каолинитом, развивающимся по центральным агрегатом пор. Карагандинская свита. Увел. 125. *1* — при одном николе; *2* — николи +; *3*, *4* — порово-пленочный цемент (хлорит — смешанно-слойный минерал) замещен в центре карбонатом. Карагандинская свита. Увел. 125. *3* — при одном николе; *4* — николи +.



1 — поровое выполненеи хлоритом (в каемке) и ректоритоподобным минералом (агрегат в центре пор). Ашлярикская свита. Увел. 150, николи +; *2*, *3* — порово-пленочный цемент в песчанике ашлярикской свиты. Каемка хлорита отделена от центрального агрегата ректоритоподобного минерала тонкой пленкой окисного железа — результат внутрипластового окисления уже сформированного хлорита. Увел. 96. *2* — при одном николе, *3* — николи +; *4*, *5* — конвертоподобное выполнение порового промежутка агрегатом ректоритового минерала. Ашлярикская свита. Увел. 125. *4* — при одном николе, *5* — николи +.

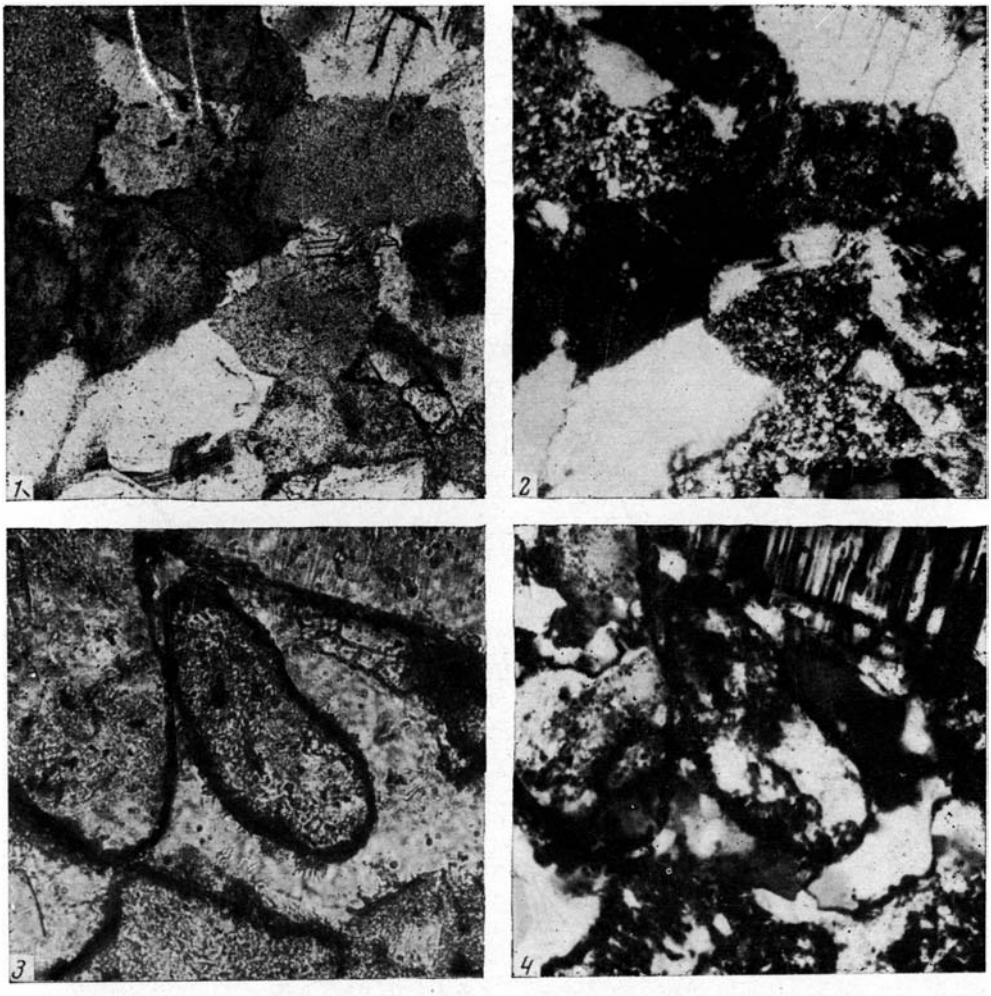


1, *2* — гидратированная и расщепленная на волокна пластина биотита в пирокластической породе из надкарагандинской свиты. Между волокнами биотитовой пластинки — линзочки аутигенного каолинита. Измененная пластина окружена раскристаллизованными каемками ректоритового минерала. Увел. 125. *1* — николи скрещены; *2* — при одном николе; *3* — «распушенные» пластинки биотита в массе ректоритового минерала вулканического туфа. Надкарагандинская свита. Увел. 125, николи +; *4* — измененная пластинка каолинизированного биотита «завальцованная» в ориентированный агрегат ректоритового минерала. Вулканический пепел из подкарагандинской свиты. Увел. 150, николи +

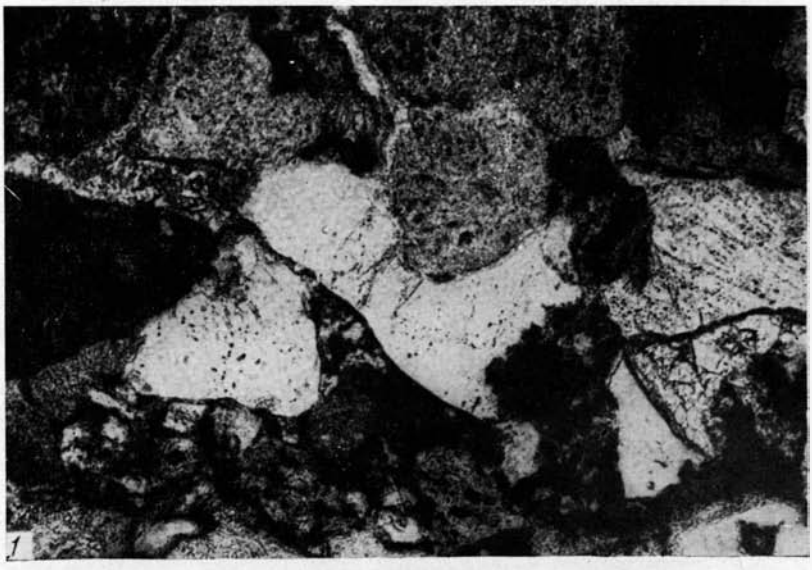


1 — регенерация обломочного зерна альбита. Полисинтетические двойники и трещины спайности (010) наследуются в регенерационной оболочке. Увел. 150, николи +; *2* — пора в грауваккове песчанике, заполненная кварцем, карбонатом и баритом. Увел. 60, при одном николе; *3* — регенерация кварца типа «припая». Новообразованный участок кварца отделяется от его обломочного ядра «распушенной» каемкой из гидроокислов железа; *4* — сложный грануляционный бластез зерна кварца на границе обломочного ядра и регенерационной оболочки. Увел. 150, при одном николе

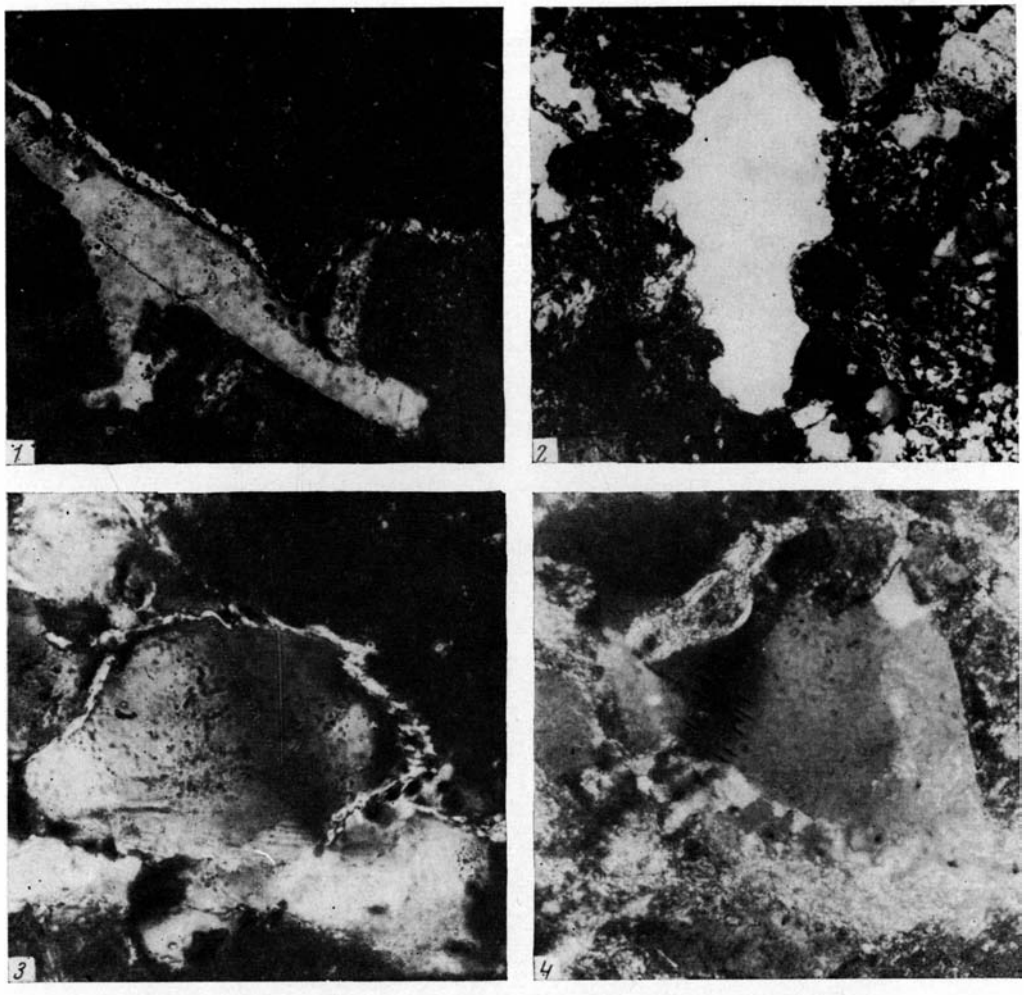
1 — обломочная структура граувакк златоустовского горизонта в изолированном поле Казанбулаха. Увел. 60, при одном николе; *2* — друзы вторичного кварца и альбита в поре песчаника. Центральная часть поры выполнена кварцем. Увел. 150, николи +; *3*, *4* — щелевидная пора в граувакковом песчанике, выполненная агрегатом кварца, альбита и хлорита. Некоторые кристаллики кварца и альбита «пристраиваются» к соответствующим зернам в обломках пород. Увел. 150, при одном и скрещенных николях



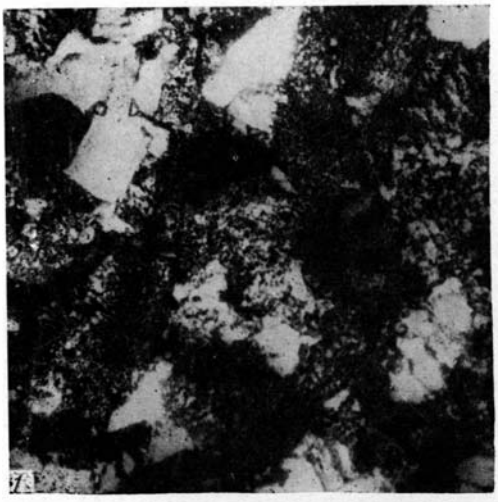
1, *2* — конформно-мозаичная структура граувакового песчаника. Присутствуют каемки и гнезда зеленого хлорита. Увел. 60, при одном и скрещенных николях; *3*, *4* — участок структуры с порово-пленочной структурой песчаника. По периферии обломочных зерен — «распушенная» каемка гидроокислов железа. В поре — бластический агрегат кварца и полевого шпата. Увел. 150, при одном и скрещенных николях



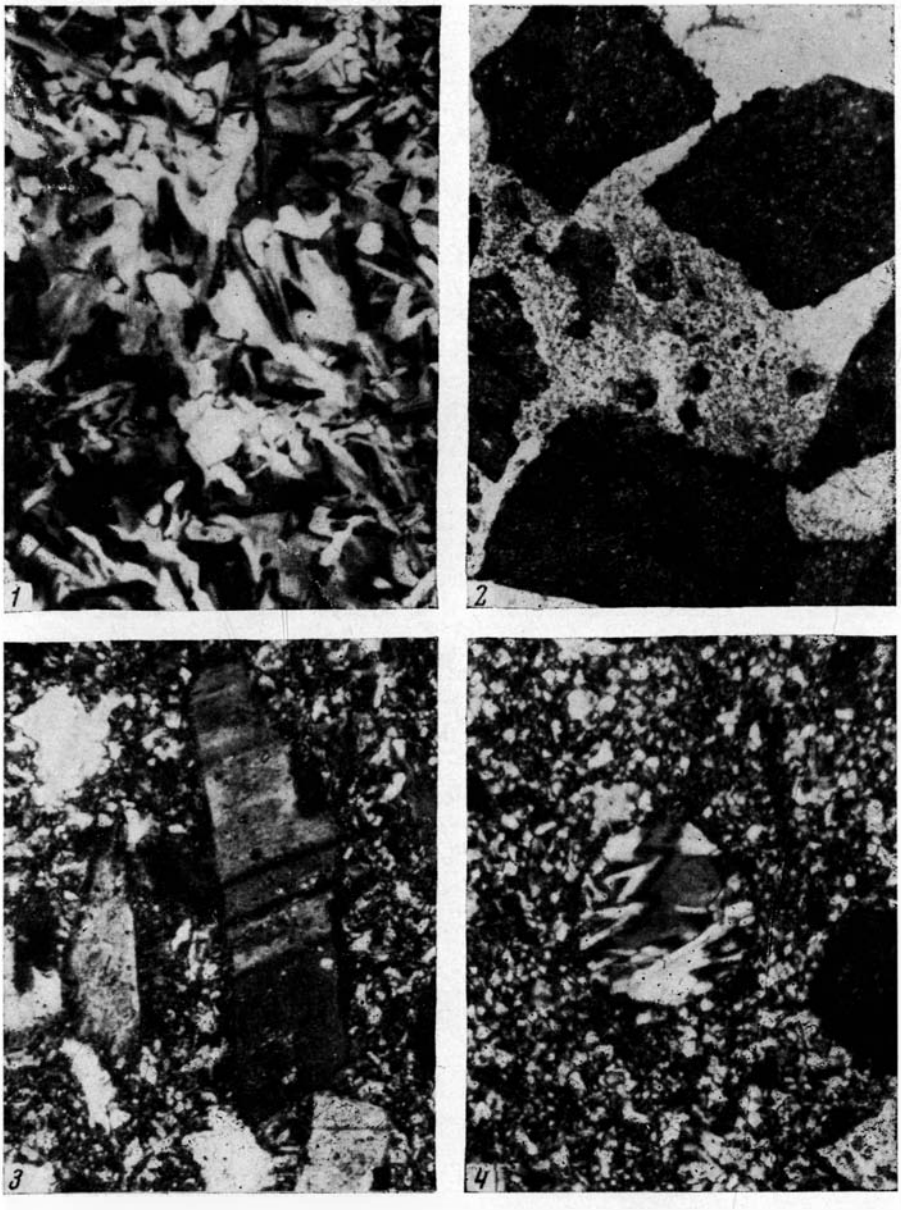
1 — интенсивное конформное растворение — «таяние» — зерна кварца. В контакте гидрослюдистая каемка, интенсифицирующая конформное растворение кварца. Увел. 60, при одном николе; *2* — конформное растворение обломка порфирита. Увел. 150, при одном николе



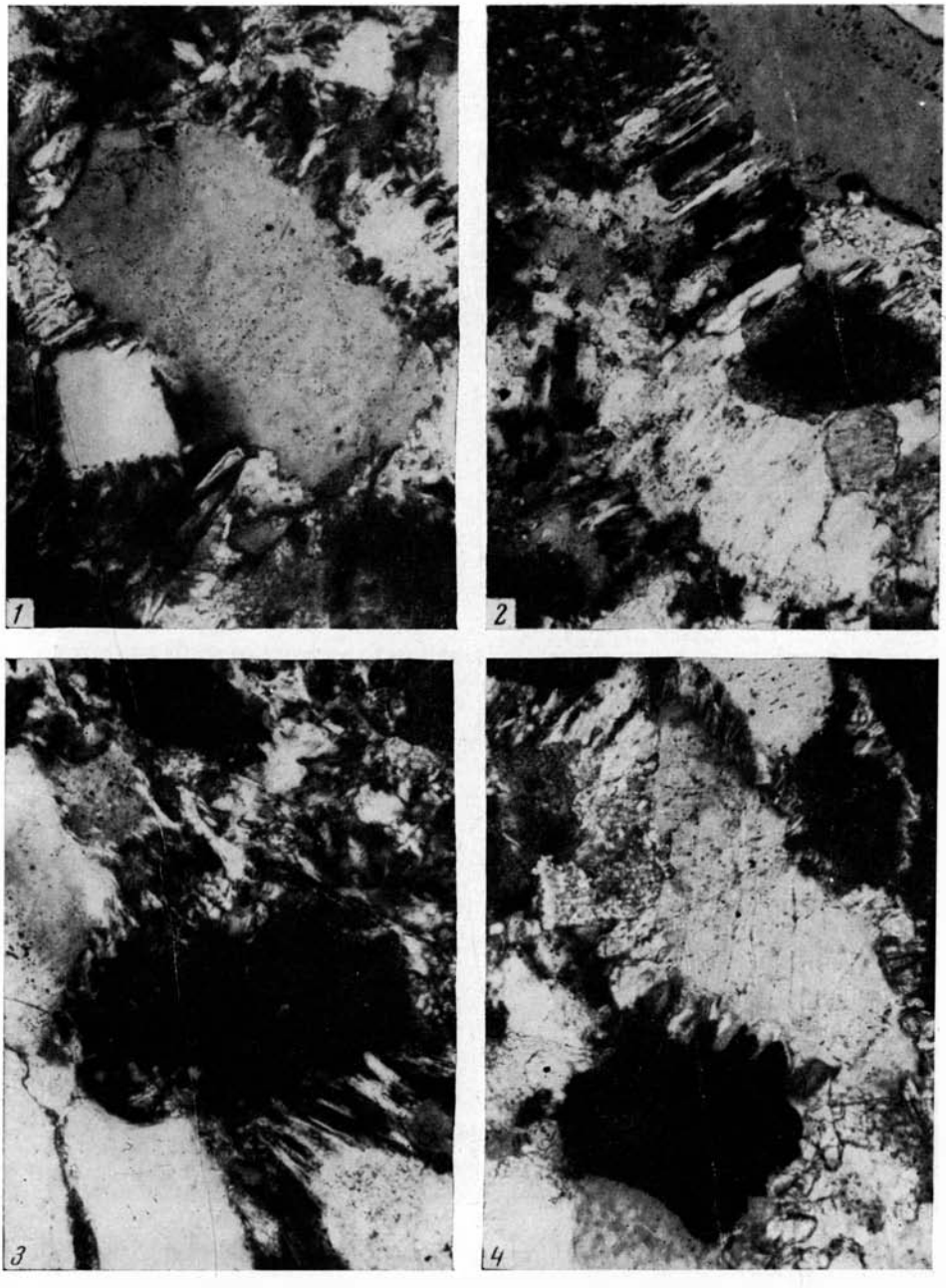
1 — интенсивное конформное растворение зерна обломочного кварца. В контактной зоне новообразованная каемка гидрослюды. Увел. 150, николи +; *2* — интенсивное растворение зерна кварца. Характерна вторичная фестончатая форма зерна. Увел. 150, николи +; *3* — начальная стадия формирования шиповидного сочленения между зернами. Увел. 150, николи +; *4* — обломочное зерно кварца со «смятой» зоной (затемненная полоса). Перпендикулярно к зоне смятия (с иной оптической ориентировкой) размещается система субпараллельных микротрещинок, залеченных кремнекислотой. Увел. 150, николи +



1, 2 — сложномозаичные структуры песчаников с раскристаллизованными обломками пород, предопределившими сильное взаимное растворение зерен. Увел. 60, николи +; *3* — сложномозаичные структуры песчаников с начальношиповидным сочленением зерен. Породу пересекает трещинка, залеченная пластинчатым агрегатом гидрослюды и хлорита. Увел. 60, николи +



1— раскристаллизованная масса пеплового туфа. Увел. 100; *2*— обломки тефры в массе пеплового туфа (подошва туфового слоя). Увел. 50; *3* — кристаллообломки в массе туфа. Увел. 100; *4* — раскристаллизованный шарик стекла. Увел. 100



Шиповидные структуры. Увел. 240. *1* — зерно кварца; *2* — участие кальцита в построении шиповидной каймы; *3*, *4* — зерна гематита, участвующие в образовании шиповидных сочленений

ЛИТЕРАТУРА

Алексейчик С. Н., Гальцев-Безюк С. Л., Ковальчук В. С., Сычев П. М. 1963. Тектоника, история геологического развития и перспективы нефтегазоносности Сахалина.— Труды ВНИГРИ, вып. 217.

Астахова Т. В. 1956. Исторический обзор установления возраста пород хребта Каратау.— Вестн. ЛГУ, серия геол. и геогр., вып. 3, № 18.

Астахова Т. В. 1962. О палеогеографии триасового периода на Мангышлаке и Туаркыре.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 37, вып. 6.

Афанасьев Б. Л. 1964. Структурно-фациальное значение углеобразующих зон.— В кн. «Геология нефти и газа Северо-Востока Европейской части СССР», вып. 1. М., «Недра».

Афанасьев Б. Л., Яцук В. И. 1965. Основные этапы геологического развития Печорского угольного бассейна и его современная структура.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока Европейской части СССР, вып. 4.

Батлер Б. К. М. 1967. Состав слюд в метаморфических породах.— В кн. «Природа метаморфизма». М., «Мир».

Ботвинкина Л. Н., Селиверстов В. А., Соколова Т. Н., Яблоков В. С. 1963. Некоторые генетические типы красноцветных татарских отложений Оренбургского Приуралья.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5.

Бровков Г. Н. 1969. Вулканизм и осадконакопление в Кузнецком Алатау и Восточном Саяне в позднем докембрии и кембрии.— Литол. и полезн. ископ., № 6.

Бровков Г. Н., Могилев А. Е. 1965. К вопросу о классификации терригенных осадочных пород по вещественному составу.— Литол. и полезн. ископ., № 6.

Бродская Н. Г. 1963. Ряды формаций кайнозойских геосинклинальных прогибов Сахалина, Камчатки и Японии.— Труды ГИН АН СССР, вып. 81.

Ван А. В. 1967. Эпигенез и метагенез угленосных отложений Кузнецкого бассейна.— В кн. «Постседиментационные преобразования осадочных пород Сибири». М., «Наука».

Варенцов И. М. 1957. О песчаных породах девона Тувинского прогиба и вопросах их классификации.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 32, вып. 3.

Вассоевич Н. Б. 1961. О сопоставлении неогеновых отложений Охинско-Эхабинского нефтеносного района и п-ова Шмидта.— Труды ВНИГРИ, вып. 181.

Вернадский В. И. 1934. Очерки геохимии. Изд. 4-е. М., Гос. науч. техн. горно-геол. нефт. изд-во.

Викулова М. Ф., Звягин Б. Б. 1965. Влияние условий образования глинистых пород на развитие и изменение структурных особенностей глинистых минералов.— Сов. геол., № 1.

Винюков В. Н. 1963. Пермские и триасовые отложения Мангышлака.— Труды ВНИГРИ, вып. 218.

Власов Г. М. 1961. История геологического развития «Приохотских геосинклиналей».— В кн. «Материалы Совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов». М., Госгеолтехиздат.

Власов Г. М. 1967. Об изменениях климата в палеогеновое и неогеновое время на территории Дальнего Востока.— Докл. АН СССР, 157, № 3.

Волго-Уральская нефтеносная область. Тектоника. 1956. М., Гостоптехиздат.

Волошинова Н. А. 1961а. О дагинской свите Охино-Эхабинского района.— Труды ВНИГРИ, вып. 181.

Волошинова Н. А. 1961б. Расчленение неогена северо-восточной части Сахалина по фауне фораминифер.— В кн. «Материалы Совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов». М., Госгеолтехиздат.

Вольвовский И. С., Гарецкий Р. Г., Шлезингер А. Е., Шрайбман В. И. 1965. Верхний структурный ярус фундамента Туранской плиты.— Сов. геол., № 7.
Гаряинов В. А. 1959. Стратиграфия татарских отложений бассейна среднего течения р. Урал.— Уч. зап. Саратовск. гос. ун-та, вып. геол., **65**.
Гаряинов В. А. 1961. Татарский ярус юга Общего Сырта и Оренбургского Приуралья.— Уч. зап. Саратовск. гос. ун-та, **67а**.
Дзоценидзе Г. С., Хворова И. В. 1970. Основные принципы разработки рациональной систематики и номенклатуры вулканогенных обломочных пород.— В кн. «Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород». Тбилиси, Изд-во ЦК КП Грузии
Дриц В. А. 1958. Количественный анализ глинистых минералов в смеси.— Заводская лаборатория, № 1.
Дриц В. А., Муравьев В. И., Шутов В. Д. 1966. Новые аспекты оптического изучения слоистых силикатов.— Вопр. минер. осад. образов., № 7.
Дружинин И. П. 1963. Фации пестроцветных отложений джезказганской свиты.— Литол. и полезн. ископ., № 1.
Дружинин И. П. 1967. Литолого-фациальное исследование карбоновых отложений Джезказганской впадины и вопросы генезиса пластовых сульфидных руд.— Автореф. канд. дисс. М., ГИН АН СССР.
Думлер Л. Ф. 1955. Новое в стратиграфии и угленосности карбона Центрального Казахстана.— Сов. геол., № 4.
Дьяконов Ю. С. 1962. О прямой расшифровке рентгенограмм смешанно-слойных минералов при помощи метода преобразования Фурье.— Рентгеногр. минер. сырья, вып. 1.
Енцов Г. И., Игнатьев Н. А., Старков П. П. 1952. К геолого-петрографической характеристике волконскоитовых месторождений Прикамья.— Зап. Всес. минер. об-ва, **81**, вып. 3.
Заварицкий А. А. 1961. Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР.
Зарицкий П. В. 1966. Об изоморфизме в природных карбонатах.— В кн. «Физические методы исследования минералов осадочных пород». М., «Наука».
Иванов Г. А. 1947. О циклическом строении угленосных отложений Воркутского месторождения.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 90, угольная серия, № 2.
Иванов Г. А. 1969. Условия образования, генетическая классификация и основные направления изучения угленосных формаций.— В кн. «Геология угольных месторождений», т. 1. М., «Наука».
Иванов С. Н. 1963. О происхождении кварцевых альбитофиров спилито-диабазовой (спилито-кератофировой) формации Урала.— В кн. «Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала», т. II. Свердловск.
Иваньшина Л. П. 1963. Результаты петрографического изучения неогеновых пород промышленнонефтеносных и разведочных площадей Северо-Восточного Сахалина.— Труды ВНИГРИ, вып. 224.
Ишина Т. А. 1954. Фации и условия углеобразования нижней половины карагандинской свиты Карагандинского бассейна.— Труды Лабор. геол. угля АН СССР, вып. 2.
Ишина Т. А. 1955. Условия накопления осадков нижней половины карагандинской свиты Карагандинского бассейна.— Труды Лабор. геол. угля АН СССР, вып. 3.
Казанли Д. Н. 1957. Структура Джезказган-Улутавского и Бетпакдалинского района по данным геофизических работ.— Вестн. АН КазССР, № 8 (149).
Калайтан М. Г. 1962. Петрохимические особенности вулканогенных пород баймак-бурибайской свиты на Южном Урале.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, **86**.
Капица А. А. 1963. Главные геоморфологические и геоструктурные черты Сахалина, его тектоническая история и районирование.— Труды ВНИГРИ, вып. 224.
Карпова Г. В. 1967. Глинистые минералы и постседиментационные изменения каменноугольных терригенных отложений Большого Донбасса.— Автореф. докт. дисс. М., ГИН АН СССР.
Карпова Г. В., Лукин А. Е. 1967. Глинистые минералы каменноугольных отложений Днепровско-Донецкой впадины.— Литол. и полезн. ископ., № 5.
Кац М. Я. 1966. Новые методы исследования минералов в градиентном поле.— Труды ГИН АН СССР, вып. 158.
Кац М. Я., Муравьев В. И. 1966. Плотности аутигенного кварца, ортоклаза и мусковита и их высокотемпературных модификаций.— В кн. «Физические методы исследования минералов осадочных пород». М., «Наука».
Кепежинскас К. Б. 1965. Статистический анализ хлоритов и их парагенетические типы, М., «Наука».
Кипарисова Л. Д. 1958. Триасовая система — Мангышлак и Туаркыр.— В кн. «Геологическое строение СССР, т. I. Стратиграфия». М. Госгеолтехиздат.
Кондайн А. Г. 1962. Структурно-фациальные особенности силурийско-раннедевонского этапа тектонического развития севера Урала.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, **86**.
Копелиович А. В. 1959. О происхождении свинцово-цинковой минерализации в древних толщах юго-запада Русской платформы.— Докл. АН СССР, **127**, № 1.
Копелиович А. В. 1960. О структурах растворения в некоторых осадочных и эффузивно-осадочных породах.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
Копелиович А. В. 1961. Эпигенетическая альбитизация плагиоклазов в песчаниках древних толщ Приднестровья.— Бюлл. МОИП, отд. геол., **36**, вып. 3.

Копелиович А. В. 1965. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы.— Труды ГИН АН СССР, вып. 121.
Коперина В. В. 1954. Литология, стратиграфия и углепроявления верхней части угленосных отложений карбона Карагандинского бассейна.— Труды Лабор. геол. угля АН СССР, вып. 2.
Коперина В. В. 1956. Состав и условия осадконакопления надкарагандинской, долинской, наддолинской и шаханской свит Карагандинского бассейна.— Труды Лабор. геол. угля АН СССР, вып. 4.
Копорулин В. И. 1966. Вещественный состав, фации и условия формирования угленосной толщи Центральной части Иркутского бассейна.— Труды ГИН АН СССР, вып. 160.
Корженевский Б. А. 1956. Некоторые новые данные по геологии хребта Каратау на Мангышлаке.— Вестн. ЛГУ, серия геол. и геогр., вып. 3, № 18.
Корженевский Б. А. 1961. О минералогическом составе пород Каратауского комплекса Мангышлака.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 36, вып. 3.
Коржинский Д. С. 1935. Пересечение Станового хребта по Амуро-Якутской магистрали и его геологические комплексы.— Труды ЦНИГРИ, вып. 41.
Коссовская А. Г. 1962а. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилюйской впадины и Западного Верхоянья.— Труды ГИН АН СССР, вып. 63.
Коссовская А. Г. 1962б. К вопросу о классификации песчаных пород по минералогическому составу.— Уч. зап. ЛГУ, серия геол. наук, вып. 12, № 310.
Коссовская А. Г. 1966. Типизация и генетическое значение смешанно-слойных минералов глин.— В кн. «Физические методы исследования минералов осадочных пород». М., «Наука».
Коссовская А. Г., Дриц В. А., Александрова В. А. 1963. К истории триоктаэдрических слюд в осадочных породах.— Литол. и полезн. ископ., № 2.
Коссовская А. Г., Дриц В. А. 1971. Вопросы кристаллохимической и генетической классификации слюдистых минералов осадочных пород.— Труды ГИН АН СССР, вып. 221.
Коссовская А. Г., Дриц В. А., Соколова Т. Н. 1971. О специфике формирования глинистых минералов в разных фациально-климатических обстановках.— Труды ГИН АН СССР, вып. 221.
Коссовская А. Г., Шутов В. Д. 1955. Зоны эпигенеза в терригенном комплексе мезозойских и верхнепалеозойских отложений Западного Верхоянья.— Докл. АН СССР, 103, № 6.
Коссовская А. Г., Шутов В. Д. 1963. Фации регионального эпигенеза и метагенеза.— Изв. АН СССР, серия геол., № 7.
Кушев Г. Л. 1963. Карагандинский угленосный бассейн. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР.
Лазаренко Е. К. 1947. О галените и халькопирите в фосфоритовых конкрециях Подолии.— Минер. сб. Львовск. геол. об-ва при ун-те, № 1.
Лапшов В. А. 1963. Плотностная характеристика пермо-триасовых и мезозойских отложений полуострова Мангышлак.— Труды ВНИГРИ, вып. 220.
Лизалек Н. А. 1967. Эпигенез и метагенез девонских отложений Южно-Минусинской котловины.— В кн. «Постседиментационные преобразования осадочных пород Сибири». М., «Наука».
Любер А. А. 1953. Основные типы углеобразования в Карагандинском угленосном бассейне.— Изв. АН КазССР, серия геол., вып. 16.
Ляхович В. В. 1968. Акцессорные минералы в гранитоидах Советского Союза. М., «Наука».
Македонов А. В. 1958. Литология и генезис продуктивной толщи Печорского угольного бассейна.— В кн. «Труды геологического совещания, посвященного 25-летию геологического изучения Печорского угольного бассейна» (Воркута, сентябрь, 1955 г.). Сыктывкар.
Македонов А. В. 1961. Формации Печорского бассейна и некоторые закономерности образования и развития угленосных формаций.— В кн. «Угленосные формации некоторых регионов СССР». М.— Л., Изд-во АН СССР.
Македонов А. В., Енцова Ф. И., Иванова Л. Н., Сарбеева Л. И., Юдина М. А., Ярославцев Г. М. 1965. История угленакопления в Печорском бассейне. М.— Л., «Наука».
Малюга В. И., Проскурякова М. И., Соколова Т. Н. 1966. К вопросу о распределении экзогенных концентраций меди в Приуралье.— Литол. и полезн. ископ., № 6.
Мануйлова Н. С. 1954. К некоторым вопросам, касающимся генезиса медистых песчаников Джезказгана.— Зап. Всес. минер. об-ва, 83, вып. 4.
Мельникова А. С. 1963. О вулканогенных формациях среднего палеозоя на восточном склоне Северного Урала и их металлогении.— В кн. «Магматизм, метаморфизм и металлогения Урала», т. II. Свердловск.
Милло Г. 1968. Геология глин. М., «Недра».
Монахова Л. П. 1954. Возраст нижних свит угленосной толщи Караганды и задачи палеонтолого-стратиграфических исследований.— Труды Лабор. геол. угля АН СССР, вып. 2.
Мстиславский М. М. 1966. О расчленении верхнетриасовых отложений Мангышлака на свиты.— Докл. АН СССР, 169, № 4.

Мстиславский М. М. 1967. О хозбулакской свите и конседиментационном развитии структур в верхнем триасе на Мангышлаке.— Изв. высш. учебн. завед., геол. и развед., № 7.

Мстиславский М. М. 1968. О природе акмышского несогласия и длительности складкообразования в верхнем триасе на Мангышлаке.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 48, вып. 1.

Мстиславский М. М., Муравьев В. И., Свешников А. Е. 1966. О верхнетриасовых туфах горного Мангышлака.— Литол. и полезн. ископ., № 6.

Муравьев В. И. 1962. Эпигенетические изменения мезозойских отложений юго-востока Русской платформы.— Изв. АН СССР, серия геол., № 6.

Муравьев В. И. 1964. Аутигенные минералы тектонических брекчий Каратау.— Литол. и полезн. ископ., № 2.

Наливкин Д. В. 1956. Учение о фациях. Географические условия образования осадков. М.— Л., Изд-во АН СССР.

Наркелюн Л. Ф. 1962. Геология и оруденение Джезказганского месторождения.— Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 87.

Наркелюн Л. Ф., Юргенсон Г. А. 1968. Об источниках рудного материала при образовании месторождений типа медистых песчаников.— Литол. и полезн. ископ., № 6.

Нарыжний В. И., Сергеева В. Б. 1968. Основные закономерности развития магматизма Сахалина в мезокайнозое.— В кн. «Геология зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану». М., «Наука».

Нестоянова О. А. 1963. Вулканизм восточного склона Южного Урала.— В кн. «Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала», т. II. Свердловск.

Пейх В. 1969. Стратиграфия и литология жаксыконской серии Центральной части Сарысу-Тенизского поднятия.— Автореф. канд. дисс. МГУ.

Перозио Г. Н. 1960. Эпигенетическая зональность в терригенных породах мезозоя центральной части Западно-Сибирской низменности.— Докл. АН СССР, 135, № 5.

Перозио Г. Н. 1967. Вторичные изменения мезозойских отложений центральной и юго-восточной частей Западно-Сибирской низменности.— В кн. «Постседиментационные преобразования осадочных пород Сибири». М., «Наука».

Петренко А. А. 1955. Проблема большой Караганды и ее структурно-тектоническое и палеогеографическое обоснование.— В кн. «Второе Угольное геологическое совещание при Лаборатории геологии угля АН СССР». Л., Изд-во АН СССР.

Петренко А. А. 1957. Каменноугольные отложения Карагандинского бассейна как типовая шкала для карбона Центрального Казахстана.— Труды Лабор. геол. угля АН СССР, вып. 7.

Петренко А. А., Ренгартен Н. В. 1954. Фосфатопроявление в нижних угленосных свитах Карагандинского бассейна и Завьяловского месторождения.— Докл. АН СССР, 97, № 4.

Погоревич В. В. 1956а. Опыт биофациального изучения воркутской свиты северо-восточной части Печорского бассейна.— Труды Лабор. геол. угля АН СССР, вып. 5.

Погоревич В. В. 1956б. Пермь Полярного и Приполярного Урала.— В кн. «Совещания по унификации стратиграфических схем Урала и соотношению древних свит Урала и Русской платформы». Свердловск.

Половинкина Ю. И. 1966. Структуры и текстуры изверженных и метаморфических пород, ч. 2, т. 2. М., «Недра».

Попов В. М. 1955. Некоторые геологические закономерности локализации медистых песчаников на территории Северной Киргизии и Центрального Казахстана.— В кн. «1-я Научная сессия АН КиргССР». Фрунзе.

Попов В. М. 1959. Геологические закономерности размещения медистых песчаников на территории Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых». т. 2. М., Изд-во АН СССР.

Попов В. М. 1963. О природе пластовых минерализованных трещин, обогащенных зальбандов и полосчатых текстур в рудах Джезказгана.— В кн. «Геохимия, петрография и минералогия осадочных образований». М., изд-во АН СССР.

Прозорович Г. Э. 1966. Соотношение минералов титана как показатель времени формирования Усть-Балыкского месторождения нефти (Западная Сибирь).— Докл. АН СССР, 168, № 3.

Прозорович Г. Э. 1967. К методике определения времени формирования месторождений нефти по эпигенетическим изменениям пород продуктивных пластов.— Бюлл. науч.-техн. информ., серия геол. м-ний полезн. ископ. Регион. геол., вып. 2.

Размыслова С. С. 1963. Условия накопления осадков в средневерхнемиоценовое и плиоценовое время на территории Северного Сахалина.— Труды ВНИГРИ, вып. 224.

Ратеев М. А. 1964. Закономерности размещения и генезис глинистых минералов в современных и древних морских бассейнах.— Труды ГИН АН СССР, вып. 112.

Ратновский И. И. 1964. Стратиграфия третичных отложений Сахалина в связи с перспективами их нефтегазоносности.— Автореф. докт. дисс. Л.

Рачитский В. И. 1958. Татарский ярус и татарский век Куйбышевско-Оренбургской нефтегазоносной области.— Автореф. докт. дисс. М.

Ренгартен Н. В. Аутигенный анальцим в песчаниках казахского яруса Кировской области.— Зап. Всес. мин. об-ва, 69, № 1.

Ренгартен Н. В. 1954. Литология, фации и минеральный состав верхней половины карагандинской свиты Караганды.— Труды Лабор. геол. угля АН СССР, вып. 2.
Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. 1965. М., «Мир».
Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. 1961. Л., Гостоптехиздат.
Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Урала. 1961. М., Госгеолтехиздат.
Розенбуш Г. 1934. Описательная петрография. Пер. с нем. Под ред. и с допол. В. Н. Лодочникова. Л.— М., ОНТИ, Горгеонефтеиздат.
Рухин Л. Б. 1959. Основы общей палеогеографии. Л., Гостоптехиздат.
Рухин Л. Б. 1960. Проблемы образования древних аллювиальных отложений.— В кн. «Вопросы седиментологии». М., Госгеолтехиздат.
Сальников Б. А. и др. 1963. История неогенового угленакопления на территории Сахалина.— Труды Лабор. геол. угля АН СССР, вып. 19.
Самсонов М. Б. 1957. Стратиграфия и угленосность долинской свиты Карагандинского бассейна.— Вестн. АН КазССР, № 10.
Сапожников Д. Г. 1948. Медистые песчаники западной части Центрального Казахстана.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 93, серия геол., № 28.
Сатпаев К. И. 1935. Основные черты геологии и металлогении Джезказганского медного рудного района.— В кн. «Большой Джезказган». Л.— М., Изд-во АН СССР.
Сатпаева Т. А. 1954. К вопросу о метаморфизме месторождений медистых песчаников.— Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
Сатпаева Т. А. 1957. Генетические особенности месторождений типа медистых песчаников по результатам изучения минералогического состава руд.— Изв. АН КазССР, серия геол., вып. 1 (26).
Сейфулин С. Ш., Нуралин Н. Н. 1964. Геолого-структурные условия формирования месторождения «Джезказган». Алма-Ата, «Наука».
Сергиевский В. М. 1963. Петрохимические особенности эффузивных пород Урала и вопросы магматической эволюции.— В кн. «Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала», т. II, Свердловск.
Сидоренко А. В. Основные черты минералообразования в пустыне (на примере Каракумов).— В кн. «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 3—4. Львов.
Симанович И. М. 1964. О постседиментационном преобразовании шокшинских кварцито-песчаников.— Литол. и полезн. ископ., № 1.
Симорин А. М. 1949. Стратиграфический разрез палеозойских осадочных отложений Карагандинского бассейна.— Вестн. АН КазССР, № 5.
Симорин А. М. 1956. Палеонтологическое обоснование стратиграфии нижнекаменноугольных отложений Карагандинского бассейна.— В кн. «Основные итоги геологического изучения Карагандинского бассейна за 25 лет». Алма-Ата. Изд-во АН КазССР.
Слатвинская Е. А. 1954. Фации и условия угленакопления ашлярикской свиты Карагандинского бассейна.— Труды Лабор. геол. угля АН СССР, вып. 2.
Слатвинская Е. А. 1958. Типы разрезов и условия образования угленосных отложений карбона Центрального Казахстана.— Докл. АН СССР, 118, № 1.
Слатвинская Е. А. 1962. Условия образования угленосного бассейна Центрального Казахстана (аккудукская и ашлярикская свиты).— Труды Лабор. геол. угля АН СССР, вып. 14.
Страхов Н. М. 1960—1962. Основы теории литогенеза. Т. 1—3. М., Изд-во АН СССР.
Тажибаева П. Т. 1964. Литологические исследования джезказганских свит в связи с проблемой генезиса руд Джезказганского месторождения. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР.
Таусон Л. В., Студеникова З. В. 1959. Закономерности распределения свинца, цинка и молибдена в изверженных горных породах.— В кн. «Геохимия редких элементов в связи с проблемой петрогенезиса». М., Изд-во АН СССР.
Теплов И. А. 1966. Литолого-фациальная характеристика меловых отложений острова Сахалина в связи с оценкой перспектив их нефтегазоносности.— Автореф. канд. дисс. Л.
Тимофеев П. П., Еремеев В. В. 1964. Главнейшие терригенно-минеральные ассоциации пород юрской угленосной формации юго-западной и центральной частей Ангаро-Чулымского прогиба.— Литол. и полезн. ископ., № 2.
Флоренский П. В. 1964. О верхнетриасовых туфах Мангышлака.— Докл. АН СССР, 154, № 1.
Форш Н. Н. 1951. Стратиграфия и фации казанского яруса Среднего Поволжья.— В кн. «Геология Поволжья». Л.— М., Гостоптехиздат.
Форш Н. Н. 1955. Пермские отложения. Уфимская свита и казанский ярус.— Труды ВНИГРИ, вып. 92.
Фурман Е. П. 1954. О минералогии фосфоритовых месторождений Приднестровья.— В кн. «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 1. Львов.
Хайрутдинов Д. Х. 1962. К литологии пермо-триасовых отложений хребта Каратау на Мангышлаке.— Изв. АН КазССР, серия геол., вып. 4 (49).

Хайцер Л. Л. 1964. К вопросу о ландшафте при накоплении пермских торфяников в Печорском угольном бассейне.— В кн. «Геология нефти и газа Северо-Востока Европейской части СССР», вып. 1. М., «Недра».
Хайцер Л. Л. 1965. К вопросу об условиях образования песчаных и галечных отложений угленосной толщи Печорского бассейна.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока Европейской части СССР, сб. 5.
Хайцер Л. Л. 1966. Фациально-геотектонические условия образования угленосной толщи района северной части гряды Чернышева в Печорском бассейне.— Автореф. канд. дисс. М.
Хворова И. В. 1968. Кремненакопление в геосинклинальных областях прошлого.— В кн. «Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого». М., «Наука».
Хворова И. В., Елисеева Т. Г. 1965. Вулканогенные обломочные (псаммитовые) породы улутауской свиты.— Литол. и полезн. ископ., № 1.
Холодов В. Н. 1968. Ванадий. (Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений в осадочных породах). М., «Наука».
Черников О. А. 1959. Литология нижнекаменноугольных отложений юго-западного обрамления Западно-Сибирской низменности.— Бюлл. МОИП, отд. геол., **34**, вып. 1.
Шатский Н. С. 1938. О тектонике Центрального Казахстана.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5—6.
Шатский Н. С. 1948. Тектоника Центрального Казахстана.— В кн. «Тектоника СССР», т. 1. М., Изд-во АН СССР.
Шатский Н. С. 1955. О фосфоритоносном кульме Карагандинского бассейна.— Изв. АН СССР, серия геол., № 3.
Шатский Н. С. 1960. Парагенез осадочных и вулканогенных пород и формаций.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
Шлезингер А. Е. 1965. Структурное положение и развитие Мангышлакской системы дислокаций.— Труды ГИН АН СССР, вып. 132.
Шутов В. Д. 1956. Новый метод изучения обломочных полевых шпатов в терригенных породах.— В кн. «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 3—4. Львов.
Шутов В. Д. 1960. Эпигенетическая зональность палеозойских и рифейских отложений Пачелмского прогиба.— Бюлл. МОИП, отд. геол., **35**, вып. 6.
Шутов В. Д. 1961. Значение обломочных полевых шпатов для палеогеографии по терригенным компонентам.— В кн. «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 6. Львов.
Шутов В. Д. 1965. Обзор и анализ минералогических классификаций песчаных пород.— Литол. и полезн. ископ., № 1.
Шутов В. Д. 1967. Классификация песчаников.— Литол. и полезн. ископ., № 5.
Шутов В. Д., Александрова В. А., Лосиевская С. А. 1966. Генетическая интерпретация полиморфизма минералов каолинитовой группы в осадочных породах.— В кн. «Физические методы исследования минералов осадочных пород». М., «Наука».
Шутов В. Д., Долматова Т. В. 1961. Характер изменения каолинита в терригенных породах при глубинном эпигенезе.— В кн. «Труды 2-ой конференции по минералогии и петрографии глин в Праге». Прага.
Шутов В. Д., Дриц В. А., Сахаров Б. А. 1971. Динамика преобразования монтмориллонита в гидрослюду при региональном эпигенезе.— В кн. «Эпигенез и его минеральные индикаторы». М., «Наука».
Шутов В. Д., Дружинин И. П. 1963а. О фациальном составе и некоторых вопросах эпигенетического преобразования пород Джезказгана.— В кн. «Дельтовые и мелководные морские отложения». М., Изд-во АН СССР.
Шутов В. Д., Дружинин И. П. 1963б. О фациальном литологическом контроле в размещении медного оруденения в Джезказгане.— Литол. и полезн. ископ., № 3.
Шутов В. Д., Муравьев В. И. 1964. О природе аутигенных альбитов карбонатных пород.— Зап. Всес. минер. об-ва, **93**, вып. 6.
Щедров В. К. 1956. Геологическая съемка в Карагандинском бассейне за 25 лет.— В кн. «Оосновные итоги геологического изучения Карагандинского бассейна за 25 лет», Алма-Ата, Изд-во АН Каз. ССР.
Щедров В. К. 1958. Некоторые новые данные по стратиграфии и литологии верхних свит карбона Карагандинского бассейна.— Труды Карагандинск. горн. ин-та, вып. 3.
Ярославцев Г. М. 1965. Материалы по палеогеографии нижнепермского угленакопления в Печорском бассейне.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока Европейской части СССР, вып. 4.
Andreatta A. G. 1954. Über die Verglimmerung der Plagioklase in der tektonischen Metamorphose.— Tschermaks mineral. und petrogr. Mitt., **IV**, H. 1—4.
Bookman J. 1955. Sandstone classification — relation to composition and texture.— J. Sediment. Petrol., **25**, № 3.
Chappell B. W. 1968. Volcanic greywackes from the Upper Devonian Baldwin Formation, Tamworth — Barraba district, New South Wales.— J. Geol. Soc. Austral., **15** (1).
Coombs D. S., Ellis A. J., Fyfe W. S., Taylor A. 1959. The zeolite facies, with comments of the interpretation of hydrotermal synthesis.— Geochim. et cosmochim. acta, 17, № 1—2.

Grook Keith A. W. 1960. Petrology of Parry Group, Upper Devonian — Lower Carboniferous, Tamworth-Nundle District, New South Wales.— J. Sediment. Petrol., **30**, № 4.
Dapples E. C., Krumbein W. C., Sloss L. L. 1953. Petrographic and lithological attributes of sandstones.— J. Geol., **61**, № 4.
Folk R. L. 1954. The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rocks nomenclature.— J. Geol. **62**, № 4.
Füchtbauer H. 1956. Zum Entstehung und Optik authigenen Feldspäte.— Neues. Jahrb. Mineral., Monatsh. 1.
Gilbert C. M. 1954. Sedimentary rocks.— In: Williams H., Turnen E. J., Gilbert Ch. M. Petrography. San Francisco.
Grim R. F., Johns W. D. 1954. Clay mineral investigations of sediment in the Northern Gulf of Mexico.— Clays and clay minerals. Proc. 2-nd Nat. Conf. on Clays and Clay Minerals. Washington.
Helmbold R. 1952. Beitrag zur Petrographie der Tanner Grauwacke. Beitr. Mineral. und Petrogr., **3**.
Hubert J. F. 1960. Petrology of the Fountain and Lyons formations Frong Range, Colorado, Colo.— School Mines Quart., **55**, № 11.
Huckenholz H. G. 1959. Sedimentpetrographische Untersuchungen an Gesteinen der Tan ner Grauwacke.— Beitr. Mineral. und Petrogr., **6**.
Jung J. 1954. Des illites du bassin oligocene de Salins (Cantal).— Bull. Soc. Franç. mineral. et cristallogr., **77**, N 7—9.
Keller W. D. 1958. Glaucontic mica in the Morrison formation in Colorado.— Clays and clay minerals. Proc. 5-th Nat. Conf. on Clays and Clays Minerals. Washington.
Klein G. de Veies. 1963. Analysis and review of sandstone classifications in the North American geological literature, 1940—1960.— Bull. Geol. Soc. America, **75**, № 5.
Kossovskaya A. G., Dritz V. A., Alexandrova V. A. 1963. On trioctahedral micas in sedimentary rocks.— Internat. Clay. Conf. Proc., v. 2. Stocholm.
Krynine P. D. 1948. The megascopic study and field classification of sedimentary rocks.— J. Geol., **56**, № 2.
Krumbein W. C., Sloss L. L. 1953. Stratigraphy and sedimentation. San Francisco.
Lippmann F., Savascin M. 1969. Mineralogische Untersuchungen an Lösungsrückständen eines Württenbergischen Keupergipsvorkommens.— Tschermaks mineral. und petrogr. Mitt., **13**, H. 2.
Lucas I. 1962. La transformation des minéraux argileux dans la sedimentation. Etudes sur les argiles du Trias.— Mem. Serv. Carte Géol. Als.-Loraine, **23**.
Martin-Vivaldi J. L., Mac Ewan D. M. C. 1957. Triassic chlorites from the Jura and the Catalan coastal range.— Clay Mineral. Bull., **3**, № 18.
Mattiat B. 1960. Beitrag zur Petrographie der Oberharzer Kulmgrauwacke.— Beitr. Mineral. und Petrogr., **7**.
Pettijohn F. I. 1941. Persistence of heavy minerals and geologic age.— J. Geol., **49**, № 6.
Pettijohn F. I. 1949. Sedimentary rocks. 1 ed. N. Y.
Pettijohn F. I. 1954. Classification of sandstones.— J. Geol., **62**, № 4.
Pettijohn F. I. 1957. Sedimentary rocks. 2 ed. N. Y.
Porrenga D. H. 1968. Non-marine glauconitic illite in the Lower Oligocene of Aardebrug, Belgium.— Clay Minerals, **7**, № 4.
Powers M. C. 1959. Adjustment of clays to chemical change and the concept of the equivalence level.— «Clays and Clay Minerals». Proc. Nat. Conf. on Clays and Clay Minerals. London.
Rosenberg P. E. 1967. Subsolidus relations in the systems $CaCO_3$ — $MgCO_3$ — $FeCO_3$ between 350° and 550° C.— Amer. Mineralogest., **52**, № 5—6.
Tallman S. L. 1949. Sandstone types: their abundance and cementing agents.— J. Geol., **57**, № 6.
Taylor I. M. 1950. Porespace reduction in sandstones.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, **34**, № 4.
Thomson A. 1959. Pressure solution and porosity.— Silica in sediments, spec. publ., № 7.
Vanderstappen R., Verbeek T. 1964. Analcime et mineraux argileuse.— Musée roy. Afrique, Tervurem, Belgique annales, série J. N., 8, № 47.
Weaver G. E. 1958. A disscusion on the origine of clay minerals in sedimentary rocks.— «Clays and Clay Minerals». Proc. 5th Nat. Conf. on Clays and Clay Minerals. Washington.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ *(А. Г. Коссовская, В. Шутов)* 5

Глава первая

КЛАССИФИКАЦИЯ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД И ГРАУВАКК *(В. Д. Шутов)* 9

Особенности исследования граувакк 9
Постановка вопроса 9
Выбор характеристик полюсов основного классификационного треугольника 9
Обоснование конфигурации полей основного классификационного треугольника 13
Анализ других генетических факторов, отражающихся на диаграмме . 17
Классификация песчаников 21
Использование классификации для установления генезиса песчаников. 24
Особенности петрографического изучения граувакк *(Р. М. Юркова)* 24

Глава вторая

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАУВАКК ГУМИДНОЙ ЗОНЫ 30

Граувакки карагандинской угленосной формации *(В. Д. Шутов)* 30
Континентальная подформация 32
Литолого-фациальная характеристика 32
Минералого-петрографическая характеристика 34
Анализ современного минералогического состояния пород континентальной подформации 62
Паралическая подформация 71
Литолого-фациальная характеристика 71
Минералого-петрографическая характеристика 73
Анализ современного минералогического состояния пород паралической подформации 94
Заключение 101

Граувакки печорской угленосной формации (*А. Г. Коссовская*) 105
Континентальная подформация 111
Литолого-фациальная характеристика 111
Минералого-петрографическая характеристика 113
Паралическая подформация 134
Литолого-фациальная характеристика 134
Минералого-петрографическая характеристика 135
История формирования минерального состава пород угленосной формации 143

Граувакки неогена Северного Сахалина *(Р. М. Юркова)* 154
Угленосный континентальный комплекс 155
Минералого-петрографическая характеристика 157
Анализ современного минералогического состояния пород угленосного континентального комплекса 158
Терригенный флишоидный комплекс 160
Минералого-петрографическая характеристика 161
Анализ современного минералогического состояния пород терригенного флишоидного комплекса 162
Глинисто-кремнистый комплекс 164
Минералого-петрографическая характеристика 166
Анализ современного минералогического состояния пород глинисто-кремнистого комплекса 167
Песчано-глинистый комплекс 169
Нижний подкомплекс 169
Минералого-петрографическая характеристика 170
Анализ современного минералогического состояния пород нижнего подкомплекса 171
Верхний подкомплекс 173
Минералого-петрографическая характеристика 174
Анализ современного минералогического состояния пород верхнего подкомплекса 175
Паралический угленосный комплекс 178
Минералого-петрографическая характеристика 179
Анализ современного минералогического состояния пород паралического комплекса 180
Грубопесчаный молассовый (лингнитоносный) комплекс 181
Минералого-петрографическая характеристика 182
Анализ современного минералогического состояния пород грубопесчаного молассового комплекса 183
Заключение 185

Глава третья

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАУВАКК АРИДНЫХ ЗОН 187

Граувакки меденосной формации Джезказгана (*В. Д. Шутов*) 187
Красноцветная (жиделисайская) подформация 188
Литолого-фациальная характеристика 189
Минералого-петрографическая характеристика 190
Анализ современного минералогического состояния пород красноцветной (жиделисайской) подформации 198
Пестроцветная (джезказганская) подформация 200
Литолого-фациальная характеристика 200
Минералого-петрографическая характеристика 203
Анализ современного минералогического состояния пород пестроцветной (джезказганской) подформации 220
Заключение 226

Граувакки красноцветной формации Оренбургского Приуралья *(А. Г. Коссовская, Т. Н. Соколова)* 232
Континентальная подформация 236
Литолого-фациальная характеристика 236
Минералого-петрографическая характеристика 242
Паралическая подформация 249
Литолого-фациальная характеристика 250
Минералого-петрографическая характеристика 252
История формирования минерального состава пород красноцветной формации 276

Граувакки меденосной формации Мангышлака *(В. И. Муравьев)* 285
Первый литологический комплекс 287
Литолого-фациальная характеристика 287
Минералого-петрографическая характеристика 289
Анализ современного минералогического состояния пород первого литологического комплекса 299
Второй литологический комплекс 303
Литолого-фациальная характеристика 304
Минералого-петрографическая характеристика 305
Анализ современного минералогического состояния пород второго литологического комплекса 316

Глава четвертая

МИНЕРАЛЬНЫЕ ПАРАГЕНЕЗЫ ГРАУВАКК, ИХ КЛИМАТИЧЕСКАЯ СПЕЦИФИКА И СВЯЗЬ С ПОЛЕЗНЫМИ ИСКОПАЕМЫМИ
(А. Г. Коссовская, В. Д. Шутов) 323
Климат и граувакки 323
Граувакки и некоторые полезные ископаемые 327
Общая классификация минеральных парагенезов граувакк 331

Фототаблицы . . . . . 332—333

Литература 333

CONTENTS

INTRODUCTION (*A. G. Kossovskaya, V. D. Shutov*) 5

Chapter One

CLASSIFICATION OF TERRIGENE ROCKS AND GREYWACKES (*V. D. Shutov*) 9

Peculiarities of the study of greywackes 9

Statement of the problem 9

Choice of characteristics of the poles of the basic classificatoru triangle . . 9

Substantiation of the configuration of the fields of the basic classificatory triangle 13

Analysis of other genetic factors reflected on the diagram 17

Classification of sandstones 21

Use of classification for determination of the genesis of sandy rocks . 24

Peculiarities of the petrographic study of greywackes (*R. M. Yurkova*) 24

Chapter Two

MINERALOGIC-PETROGRAPHIC CHARACTERIZATION OF THE GREYWACKES OF THE HUMID ZONE 30

Greywackes of the Karaganda coal-bearing formation (*V. D. Shutov*) 30

Continental subformation 32

Lithologic-facial characterization 32

Mineralocic-petrographic characterization 34

Analysis of the contemporary mineralogical state of the rocks of the continental subformation 62

Paralic subformation 71

Lithologic-facial characterization 71

Mineralogic-petrographic characterization 73

Analysis of the contemporary mineralogical state of the rocks of the paralic subformation 94

Conclusion 101

Greywackes of the Pechora coal-bearing formation (*A. G. Kossovskaya*) . . . 105

Continental subformation 111

Lithologic-facial characterization 111

Mineralogic-petrographic characterization 113

Paralic subformation 133

Lithologic-facial characterization 134

Mineralogic-petrographic characterization 135

History of development of the mineral composition of the rocks of the coal-bearing formation 143

Neogenic greywackes of North Sakhalin (*R. M. Yurkova*) 154

Coal-bearing continental complex 155

Mineralogic-petrographic characterization . . . 157
Analysis of the contemporary mineralogical state of the coal-bearing continental complex . . . 158
Terrigene flyshoid complex . . . 160
Mineralogic-petrographic characterization . . . 161
Analysis of the contemporary mineralogical state of the terrigene flyshoid complex . . . 162
Clay-siliceous complex . . . 164
Mineralogic-petrographic characterization . . . 166
Analysis oft he contemporary mineralogical state of the clay-siliceous complex . . . 167
Sandy-clay complex . . . 169
Lower subcomplex . . . 169
Mineralogic-petrographic characterization . . . 170
Analysis of the contemporary mineralogical state of the lower subcomplex 171
Upper subcomplex . . . 173
Mineralogic-petrographic characterization . . . 174
Analysis of the contemporary mineralogical state of the upper subcomplex 175
Paralic coal-bearing complex . . . 178
Mineralogic-petrographic characterization . . . 179
Analysis of the contemporary mineralogical state of the paralic complex 180
Coarse-sandy molassic (lignite-bearing) complex . . . 181
Mineralogic-petrographic characterization . . . 182
Analysis of the contemporary mineralogical state of the coarse-sandy molassic complex . . . 183
Conclusion . . . 185

Chapter Three

MINERALOGIC-PETROGRAPHIC CHARACTERIZATION OF THE GREYWACKES OF THE ARID ZONES . . . 187

Greywackes of the cupreous formation of Dzhezkazgan (*V. D. Shutov*) . . . 187

Red (Zhidelisai) subformation . . . 188
Lithologic-facial characterization . . . 189
Mineralogic-petrographic characterization . . . 190
Analysis of the contemporary mineralogical state of the rocks of the red (Zhiedelisai) subformation . . . 198
Mottled (Dshezkazgan) subformation . . . 200
Lithologic-facial characterization . . . 200
Mineralogic-petrographic characterization . . . 203
Analysis of the contemporary mineralogical state of the mottled (Dzhezkazgan) subformation . . . 220
Conclusion . . . 226

Greywackes of the red formation (*A. G. Kossovskaya*, T. *N. Sokolova*) . . . 231

Continental subformation . . . 236
Lithologic-facial characterization . . . 236
Mineralogic-petrographic characterization . . . 242
Paralic subformation . . . 249
Lithologic-facial characterization . . . 250
Mineralogic-petrographic characterization . . . 252
History of development of the mineral composition of the red formation . . . 276

Greywackes of the cupreous formation of Mangyshlak (*V. I. Muraveyev*) . . . 285

First lithological complex . . . 287
Lithologic-facial characterization . . . 287
Mineralogic-petrographic characterization . . . 289
Analysis of the contemporary mineralogical state of the first lithological complex . . . 299

Second lithological complex 303
Lithologic-facial characterization 304
Mineralogic-petrographic characterization 305
Analysis of the contemporary mineralogical state of the second lithological complex 316

Chapter Four

MINERAL PARAGENESES OF GREYWACKES, THEIR CLIMATIC SPECIFICS AND CONNECTION WITH USEFUL MINERALS
(*A. G. Kossolovskaya, V. D. Shutov*) 323
Climate and greywackes 323
Greywackes and certain useful minerals 327
General classification of the mineral parageneses of greywackes . . . 331

Photographic tables . . . . . 332—333

Literature 333

Граувакки

Труды ГИН, вып. 238

Утверждено к печати
Ордена Трудового Красного Знамени
геологическим институтом АН СССР

Редактор *Б. П. Высоцкий*
Художник *Э. Л. Эрман*
Технический редактор *Р. М. Денисова*

Сдано в набор 16/II 1972 г.
Подп. к печ. 4/VIII 1972 г.
Формат 70×108$^{1}/_{16}$. Бумага № 1.
Усл. печ. л. 36,05. Уч.-изд. л. 33,7.
Тираж 1000 экз. Т-13603. Тип. зак. № 184
Цена 3 р. 73 к.

Издательство «Наука». Москва, К-62,
Подсосенский пер., 21

2-я типография издательства «Наука».
Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

ЦЕНТРАЛЬНАЯ КОНТОРА «АКАДЕМКНИГА»

В магазинах «Академкнига» имеются в продаже книги:

БЕЛОВ И. В.

Трахибазальтовая формация Прибайкалья.

1963. 369 стр. 2 р. 36 к.

БЕЛЬКОВ И. В.

Кианитовые сланцы свиты кейв.
(Геологическое строение, кристаллические сланцы и кианитовые руды).
1963. 321 стр., 56 табл. 1 р. 78 к.

БЛУДОРОВ А. П.

История палеозойского угленакопления на юго-востоке Русской платформы.
1964. 276 стр. 1 р. 75 к.

БОГАТИКОВ О. А.

Петрология и металлогения габбросиенитовых комплексов Алтае-Саянской области.
1966. 240 стр. 98 к.

БОЛХОВИТИНА Н. А.

Ископаемые и современные споры семейства схизейных.
Труды Геологического института.
Вып. 40. 1961. 177 стр., 21 вкл. 1 р. 37 к.

БУРЦЕВ М. П.

Канско-Ачинский угольный бассейн. Геологическое строение и угленосность
1961. 138 стр., 4 вкл. 86 к.

ВАХРАМЕЕВ В. А., ДОЛУДЕНКО М. П.

Верхнеюрская и нижнемеловая флора Буреинского бассейна и ее значение для стратиграфии.
Труды Геологического института. Вып. 54.
1961. 136 стр. 1 р. 05 к.

ВИЛЕНСКИЙ А. М. и др.

Петрология трапповых интрузий правобережья нижнего течения Енисея.
1964. 237 стр., 26 вкл. 1 р. 09 к.

ВИСТЕЛИУС А. Б.

Фазовая дифференциация палеозойских отложений Среднего Поволжья и Заволжья.
1963. 203, стр., 68 рис. 43 табл. 1 р. 37 к.

ВИСТЕЛИУС А. Б., РОМАНОВА М. А.

Красноцветные плиоценовые отложения п-ва Челекен.
(Литография и геологическое строение).
1962. 227 стр., 17 вкл. 1 р. 93 к.

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресу:

МОСКВА, В-463, Мичуринский проспект, 12,
магазин «Книга-почтой» Центральной конторы «Академкнига»;

ЛЕНИНГРАД, П-110, Петрозаводская ул., 7,
магазин «Книга-почтой» Северо-Западной конторы «Академкнига» или в ближайшие магазины «Академкнига».

АДРЕСА МАГАЗИНОВ «АКАДЕМКНИГА»:

Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97; Баку, ул. Джапаридзе, 13; Днепропетровск, проспект Гагарина, 24; Душанбе, проспект Ленина, 95; Иркутск, 33, ул. Лермонтова, 303; Киев, ул. Ленина, 42; Кишинев, ул. Пушкина, 31; Куйбышев, проспект Ленина, 2; Ленинград, Д-120, Литейный проспект, 57; Ленинград, Менделеевская линия, 1; Ленинград, 9 линия, 16; Москва, ул. Горького, 8; Москва, ул. Вавилова, 55/7; Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; Новосибирск, 91, Красный проспект, 51; Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; Ташкент, Л-29, ул. Ленина, 73; Ташкент, ул. Шота Руставели, 43; Томск, наб. реки Ушайки, 18; Уфа, Коммунистическая ул. 49; Уфа, проспект Октября, 129; Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; Харьков, Уфимский пер., 4 6.

СПИСОК ИСПРАВЛЕНИЙ И ОПЕЧАТОК

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
14	15 св.	полевых	полей
17	1 св.	стенки	оценки
26	13 св.	фиг. 1	фиг. 6
31	10 сн.	фиг. 1	фиг. 8
41	10 св.	каждую	какую
41	12 св.	ряда.	ряда?
55	12 сн.	ее конце	конце
79	3 сн.	этого минерала	апатита
84	28 св.	возрастает	возрастает; это происходит на фоне общего увеличения межплоскостного расстояния
95	2 сн.	Б — упорядоченный смешанно-слойный компонент	Б — упорядочивание смешанно-слойного компонента
98	1 сн.	Б — упорядоченный слюдисто-слойный компонент	Б — упорядочивание смешанно-слойного компонента
105	19 св.	плотностью	плотностного
211	16 сн.	прямую	полную
216	11 сн.	направлениях	напряжениях
231	18 св.	кальций	кальцит