

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

Выпуск 63

А. Г. КОССОВСКАЯ

МИНЕРАЛОГИЯ
ТЕРРИГЕННОГО МЕЗОЗОЙСКОГО
КОМПЛЕКСА
ВИЛЮЙСКОЙ ВПАДИНЫ
И ЗАПАДНОГО ВЕРХОЯНЬЯ



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
МОСКВА

ПРЕДИСЛОВИЕ

Одним из важнейших вопросов современной литологии является выяснение особенностей формирования и изменения минерального состава осадочных пород на разных этапах или стадиях их существования в условиях различных структурных областей.

Комплекс мезозойских отложений Вилюйской впадины и окаймляющих ее с востока горных сооружений Западного Верхоянья, изучением которых автор занимался в течение ряда лет, помимо своего практического значения (это, как известно, богатейший угленосный бассейн и один из наиболее перспективных районов востока с точки зрения промышленной нефтегазонасыщенности) представляет подходящий объект для постановки и решения указанной задачи.

Геологическое положение района, охватывающего область сочленения Сибирской платформы и Верхояно-Колымской геосинклинали, различные мощности и степень дислоцированности развитых здесь терригенных пород, их разнообразный петрографический состав и происхождение, делают данные образования весьма многообещающими для выявления минералого-петрографических особенностей терригенного осадконакопления и породообразования в разных структурных областях.

В задачу автора входило установить основные этапы и черты формирования минерального состава пород терригенного комплекса Вилюйской впадины и сопряженного с ней передового прогиба Верхоянской геосинклинали, начиная от детальной реконструкции источников сноса, до выявления специфики процессов аутигенного минералообразования при диагенезе, эпигенезе и начальном метаморфизме на платформе и в геосинклинали.

Естественно, что такого рода исследования можно было провести на отложениях, достаточно полно геологически изученных. Необходимой предпосылкой для такой работы является хорошо разработанная стратиграфическая схема, позволяющая точно увязать разрезы платформенной и геосинклинальной областей.

Не менее важным являлось представление о формационном строении этих отложений. Для того чтобы судить об особенностях процессов аутигенного минералообразования в породах платформенной структуры Вилюйской впадины и сопряженного с ней передового прогиба Верхоянской геосинклинали, необходимо было прежде всего иметь формационную характеристику отложений, выполняющих эти структуры. Следовало установить типы разновозрастных формаций платформы и геосинклинали, дать характеристику слагающих их наборов терригенных пород, выяснить физико-географические обстановки, в которых происходило их формирование, и на этой основе определить черты сходства и различий разновозрастных формаций в различных структурных областях. Это являлось необходимым фоном, на котором можно было рассматривать особенности процессов минеральных преобразований однотипных пород в различных структурных областях.

Литолого-стратиграфическая характеристика мезозойских отложений Западного Верхоянья и Вилюйской впадины, описание формаций и слагающих их типов пород, палеогеография и основные черты геологического развития изложены в более ранней работе автора, написанной совместно с В. Д. Шутовым и В. И. Муравьевым, где рассматриваются как мезозойские, так и верхнепалеозойские отложения (Коссовская, Шутов, Муравьев, 1960). Поэтому в предлагаемой читателю работе дается лишь краткий литолого-геологический очерк, освещающий геологическое строение отложений рассматриваемой территории; без него затруднялось бы чтение последующего текста.

В первой главе излагаются представления автора о задачах и методах терригенной минералогии, положенные в основу настоящей работы. Далее перед изложением основного фактического материала приводятся: главнейшие черты геологического строения района и дается краткая характеристика платформенных и геосинклинальных формаций, слагающих комплекс мезозойских отложений рассматриваемой территории.

В главах третьей и четвертой приводится описание важнейших обломочных, аутигенных и глинистых минералов. При описании обломочных минералов большое внимание уделяется, с одной стороны, их типизации, имеющей существеннейшее значение для точной реконструкции источников сноса, а с другой, — характеристике их постседиментационных изменений, освещающих историю обломочных минералов в течение отдельных стадий существования и изменения терригенных пород. В таком же аспекте дается описание аутигенных минералов и минералов глин.

Содержание пятой главы дает характеристику главнейших минеральных ассоциаций пород мезозойского комплекса Западного Верхоянья и юго-востока Вилюйской впадины, приводятся материалы по их распределению в разрезе и на площади, описывается специфика аутигенных и глинистых минералов в первично-однородных по составу ассоциациях платформенных и геосинклинали.

В шестой главе рассматривается история формирования отдельных формационных комплексов, слагающих мезозойские отложения, дается анализ источников сноса, позволивший прийти к некоторым новым выводам о характере геологического развития исследуемой области и сопредельных территорий в течение мезозойского цикла осадконакопления.

Глава седьмая посвящена общим вопросам формирования минерального состава терригенных пород. Разбирается проблема устойчивости минералов на разных стадиях существования и изменения пород и причины, определяющие возникновение зонального распределения неустойчивых обломочных минералов в мощных разрезах терригенных толщ.

В главе восьмой рассматриваются особенности аутигенного минералообразования и породообразования при региональном эпигенезе в условиях платформенных и геосинклинальных областей.

Автор пользуется случаем выразить свою искреннюю признательность В. Д. Шутову за его помощь и ценные советы при работе над этой книгой, В. А. Александровой, Т. В. Долматовой и В. А. Дрицу, проводившим рентгено-структурные исследования глинистых минералов, а также В. И. Муравьеву, М. Е. Горшковой, Т. Г. Фалькенгоф и другим сотрудникам лаборатории аутигенной минералогии ГИН АН СССР, оказавшим автору большую помощь в подготовке и оформлении данной работы к печати.

Глава I

О ЗАДАЧАХ И МЕТОДАХ ТЕРРИГЕННОЙ МИНЕРАЛОГИИ

Основным содержанием минералогии терригенных пород до последнего времени являлось изучение аксессуарных минералов «тяжелой фракции», используемых для целей: 1) петростратиграфии — расчленения и корреляции терригенных толщ и 2) для реконструкции источников сноса и палеогеографических построений.

Основоположником этого направления в литологии являлся, как известно, В. П. Батури́н (1931—1945 гг.), разработавший основные методические приемы петростратиграфического и палеогеографического анализа по «терригенным компонентам». За последние 25—30 лет данное направление получило широкое признание и распространение среди петрографов-осадочников. Во многом этому способствовали работы П. П. Авдусина (1935—1945 гг.), А. Г. Алиева (1947—1955 гг.), Н. В. Логвиненко (1955—1956 гг.), С. Г. Саркисяна (1947—1954 гг.) и др.

Следует, однако, отметить, что за время, прошедшее с момента работ В. П. Батурина (1945 г.), в методическом отношении в развитии этого направления сделано очень немного. Объясняется это тем, что за последние годы развития терригенной минералогии применительно к решению палеогеографических задач главным образом развивалось как бы вширь, шло по пути охвата большего числа объектов исследования, а не вглубь, по линии усовершенствования метода и интерпретации полученных результатов.

При этом основным недостатком было то, что методика изучения аксессуарных минералов, вполне оправдавшая себя для решения задач петростратиграфии, полностью переносилась на работы палеогеографического характера. Это приводило к несопоставимости материалов, получаемых при изучении осадочных пород, с результатами исследований кристаллических пород питающих провинций. Недопустимость разрыва, существующего между методами осадочной и изверженной петрографии, справедливо подчеркивали В. С. Соболев (1950), Е. К. Лазаренко (1954) и Н. С. Вартанова (1954).

Как уже упоминалось при изучении терригенных пород, основное внимание уделяется «тяжелой фракции», т. е. аксессуарным и некоторым фемическим минералам. Существует весьма распространенное мнение, что «легкие» минералы в силу своего однообразия не могут играть важной роли при палеогеографических построениях (Батури́н, 1947; Логвиненко, 1953). И хотя работы В. Д. Шутова (1952) по полевым шпатам и В. С. Князева (1951) по кварцу убедительно продемонстрировали исключительную важность точного изучения порообразующих минералов (особенно полевых шпатов) для палеогеографических реконструкций, методики, предложенные этими авторами, не заняли пока необходимого места в работах по минералогии терригенных пород.

Исследование «тяжелых» минералов ограничивается обычно описанием морфологии зерен, цвета, плеохроизма. Точные измерения оптических констант (даже показателей преломления) приводятся далеко не всегда; нередко петрограф производит только количественный подсчет имеющихся минеральных видов.

Если такие результаты оказываются обычно достаточными для решения стратиграфических задач, то они абсолютно не могут удовлетворять запросов палеогеографии.

Среди минералов легкой фракции, представляющих основной «костяк породы», фиксируется, как правило, только количественное соотношение кварца и полевых шпатов. Трудность точного определения полевых шпатов в иммерсии делает эти подсчеты весьма неточными, плагиоклазы группы олигоклаза-андезина, имеющие близкий с кварцем показатель преломления, обычно вообще пропускаются. В результате завышается (иногда весьма значительно) процентное содержание кварца и выпадает группа минералов, весьма важная для определения материнских пород. При этом естественно искажается представление о питающих провинциях.

При изучении кристаллических пород, напротив, основное внимание концентрируется на порообразующих компонентах, в частности полевых шпатах, для которых определяется ряд точных оптических констант. Акцессорные минералы чаще всего не изучаются.

Понятно, какими несопоставимыми материалами мы, как правило, владеем для сколько-нибудь точного суждения о питающих провинциях и в какой степени приблизительными оказываются наши представления о них.

Устранение этого недостатка может быть осуществлено следующим путем: 1) детальным изучением порообразующих компонентов пород, что даст возможность составить представление «об обломочном костяке» пород и об общем характере питающей провинции; 2) изучением типоморфных особенностей наиболее характерных минералов как в осадочных образованиях, так и в различных типах кристаллических пород. Такое исследование может помочь выявить по некоторым индивидуальным специфическим особенностям минералов (чаще всего акцессорным) конкретные материнские породы, за счет которых происходило образование тех или иных отложений.

Таким образом, задача заключается в выборе из всего многообразия терригенных компонентов наиболее важных минералов, своего рода «минералов-индикаторов», распределение которых в разрезе и на площади отражает основные черты истории палеогеографического развития рассматриваемой территории. В изученных отложениях такая роль принадлежала, например, гранатам. Большой диапазон колебаний светопреломления и удельных весов в этой группе минералов позволили точно фиксировать распространенность определенных разновидностей в различных осадочных комплексах и в материнских породах. Аналогичное значение имели слюды, некоторые типы плагиоклазов с включениями и т. д.

Другим недостатком терригенной минералогии, сужающим ее возможности применительно к решению палеогеографических задач, является недостаточное внимание к вопросу о причинах и условиях, определяющих формирование минеральных ассоциаций в породах.

Как правило, присутствие той или иной минеральной ассоциации и изменение ее в разрезе и на площади связывается только с составом пород питающих провинций. При этом упускается из вида, что по составу осадочных терригенных пород мы не можем составить полного представления о составе материнских образований. Различная степень устойчивости минералов в обстановке выветривания, в процессе транс-

портировки и, наконец, в процессе диагенеза и эпигенеза (явление «внутрислоного» растворения) могут привести к существенному изменению состава минералов, который мы фиксируем в осадочной породе.

С целью предотвращения этого недостатка необходимо проводить наблюдения за степенью разложенности минералов: явлениями коррозии зерен, присутствием аутигенных образований и их соотношениями с обломочными компонентами, а также изучение глинистых минералов как в составе цемента песчаников, так и в глинах, ассоциирующих с ними и т. д.

Следует отметить, что вопрос изучения глин и глинистых минералов терригенных толщ вообще стоит обособленно в литологии, образуя некую самостоятельную ветвь — минералогию глин. При этом в терригенных толщах изучаются обычно глинистые породы, правильнее сказать, их тонкодисперсная часть — фракция меньше 0,001 мм. Более крупные фракции глин и, что еще важнее, ассоциирующие с глинами песчано-алевритовые породы пропускаются. Такое изучение, проводящееся вне всякой связи с исследованием обломочных компонентов пород, является методически неверным. В результате его можно получить характеристику присутствующих глинистых минералов, однако объяснить их происхождение, для расшифровки которого необходим анализ состава и взаимоотношений всех компонентов породы или, правильнее, серии пород, связанных в единый литологический комплекс, не представляется возможным.

Таким образом, при минералогическом изучении терригенных пород исследуются обычно их отдельные составные части — акцессорные минералы, иногда отдельные представители породообразующих компонентов (кварц, полевые шпаты), минералы глин и другие без учета их взаимосвязи и зависимости.

Подобный подход, позволяющий решать отдельные вопросы (например, корреляцию по акцессорным минералам, характеристику глинистых минералов отдельных толщ и т. д.), оказывается совершенно непригодным, если стоит задача проследить всю историю формирования терригенных отложений на разных стадиях их возникновения, существования и изменения, что, по существу, и должно составлять предмет минералогии осадочных пород.

В данной работе автор попытался по-новому подойти к изучению терригенных пород и рассматривать их как *определенные парагенетические стадияльные минеральные ассоциации, представляющие сочетание породообразующих и акцессорных обломочных компонентов, аутигенных образований и минералов глин.*

Формирование этих ассоциаций происходило на протяжении всех стадий существования породы, начиная от выветривания источников сноса, обусловивших характер первичного обломочного материала, и кончая эпигенезом и начальным метаморфизмом. Каждая стадия запечатлевалась в определенных структурно-минералогических признаках породы: в исчезновении нестойких минералов, в появлении ряда новообразований, являющихся нередко «аутигенными заместителями» исчезнувших нестойких компонентов, позволяющими иногда восстановить их первоначальное присутствие и т. д.

Анализ стадияльных парагенетических ассоциаций позволяет «реставрировать» первоначальный состав обломочного материала осадков, судить об изменениях, которые испытал этот материал на разных этапах своего существования от выветривания источников сноса до глубоких эпигенетических превращений породы, и подойти, таким образом, к реконструкции питающих провинций и палеогеографических обстановок.

Этим, однако, не исчерпываются возможности исследования стадийных парагенетических ассоциаций. Анализ их является важнейшей частью исследований во второй области терригенной минералогии, которая заключается в выяснении закономерностей терригенного породообразования на различных стадиях осадочного процесса. Изучение парагенезов и структурных взаимоотношений обломочных и новообразованных компонентов, прослеженных в мощных разрезах терригенных толщ и на площадях различных структурных областей, дадут необходимый материал по истории формирования пород на отдельных этапах их существования. При этом особое значение приобретает изучение минералов глин, в которых с наибольшей четкостью запечатлевается характер минеральных превращений, испытываемых породами.

Глава II

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ МЕЗОЗОЙСКОГО ТЕРРИГЕННОГО КОМПЛЕКСА ВИЛЮЙСКОЙ ВПАДИНЫ И ЗАПАДНОГО ВЕРХОЯНЬЯ

Область исследования расположена в зоне смыкания двух крупных структурных зон: краевой части Верхояно-Колымской геосинклинали и восточной окраины Сибирской платформы.

Края Сибирской платформы, примыкающей к складчатой области Верхоянья, не являются однородными на всем своем протяжении, а распадаются на три крупные тектонические единицы, характеризующиеся различным положением докембрийского фундамента. На севере и на юге край платформы образован древними глыбами Анабарского массива и Алданского щита; докембрийский субстрат обоих массивов перекрыт лишь чехлом спокойно лежащих карбонатных отложений кембрия. На участке между указанными массивами докембрийский фундамент погружен на значительную глубину, а верхний структурный этаж представлен мезозойским комплексом терригенных пород, образующих плоскую центроклинальную Вилюйскую впадину, которая представляет собой крупный синклинальный прогиб северо-восточного простирания, сильно расширяющийся на востоке, причем в его центральную часть как бы «входит» дуга складчатого Верхоянья (фиг. 1).

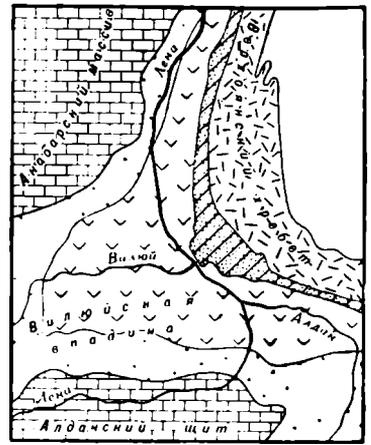
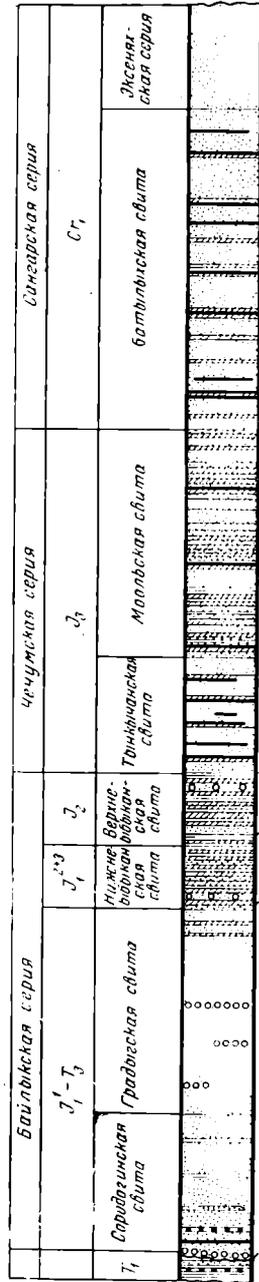
Мезозойские отложения, выполняющие Вилюйскую впадину, залегают практически горизонтально; углы наклона на крыльях не превышают долей градуса, несколько увеличиваясь при движении к центру впадины.

Мощность отложений на крыльях не превышает 700—900 м и возрастает при движении к центральным участкам до 3000 м и более. На северо-востоке впадина сильно расширяется, сливаясь с меридиональным и широтным отрезками Приверхоянского прогиба. По направлению к прогибу растет мощность отложений, превышающая в Верхоянье 6000 м; горизонтальное залегание слоев сменяется складчатостью, характер которой постепенно усложняется при движении от периферийной к центральной части хребта.

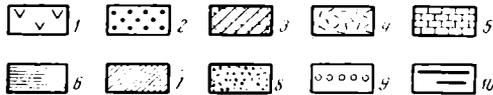
Верхоянский хребет, обрамляющий описанную область с востока, является крайней западной цепью в системе сложной складчатой области Верхояно-Колымской геосинклинали. Хребет сложен в основном пермскими отложениями. Комплекс мезозойских осадков развит только в периферийных частях его западного и восточного склонов.

Мезозойские отложения в пределах западного склона Верхоянского хребта представлены мощной толщей терригенных пород триаса, юры и нижнего мела. Распространение триасовых и юрских отложений ограничено сравнительно узкой полосой, приуроченной к периферической части хребта, где они участвуют в строении узких линейных складок

Широтный отрезок
Зап. Верхоянья



Юго-Восточное
крыло впадины
(Приютский район)



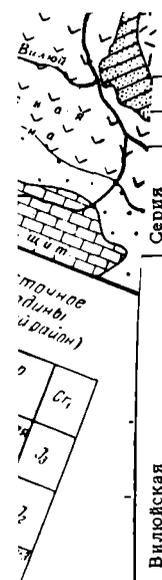
Фиг. 1. Схема геологического строения региона и сопоставление опорных разрезов мезозойских отложений Западного Верхоянья и юго-восточного крыла Вилу́йской впадины.

Условные обозначения для схемы: 1 — мел; 2 — юра платформенной области; 3 — юра — триас Верхоянья; 4 — пермь; 5 — нижний палеозой — докембрий.

Условные обозначения типов пород в разрезах: 6 — глины; 7 — алевролиты; 8 — пески и песчаники; 9 — конгломераты; 10 — угли

Схема сопоставления верхнетриасовых, юрских и меловых отложений Западного склона Верхоянского хребта и Вилюйской

Западный склон Верхоянского хребта



Верхняя юра	Средняя юра	Нижняя юра	Верхний триас	Западный склон Верхоянского хребта				Южное крыло Вилюйск			
				Формационные комплексы	Этапы развития	Широтный участок: реки Уяна, Западная Градыга, Ибыкан, Ксыя	Центральный участок: р. Чечума, пос. Сангары, пос. Китчаны, реки Лямпеска, Дянушка, Юндюлонг		Меридиональный участок: реки Бегиджан, Собопол, Менкере	Центральные наиболее прогнутые участки Вилюйской впадины (р-н Вилюйска, скв. Намцы)	
Келловей	Оксфорд	Киммеридж	Волжская	Вилюйская	Комплекс аллювиальных каолинизированных песков	Этап общих поднятий	Отложения неизвестны	Вилюйская серия	Мощность 400 м Линденская свита Пески сильно каолинизированные, с прослоями песчанистых глин и лигнитов; линзы галечников. Преимущественно кварцевый состав песков. Ильменит (до 80%), гранат	район нижнего течения	
									Мощность 800 м Тимердякская свита Пески и рыхлые песчаники каолинизированные, косолистые, с прослоями песчанистых глин. Гранат, дистен, ильменит, эпидот		
Келловей	Оксфорд	Киммеридж	Волжская	Сангарская	Углеосный	Этап пролонгающейся регрессии	Эксеняхская свита Мощность 500 м Пески и песчаники с редкими прослоями алевролитов, алевролитовых глин и маломощных углей. Крупные карбонатные конкреции. Преимущественно континентальные аллювиальные отложения. На широтном участке маломощные прослои конгломератов с гальками кварцитов, эффузивов и пород верхоянского комплекса. <i>Onychiopsis elongata</i> , <i>Coniopteris onychioides</i> Роговая обманка, эпидот	Угленосные отложения, представленные чередованием песчаников с пачками алевролитов, аргиллитов и углей. Эпидот, гранат, биотит, апатит; сверху — роговая обманка	Мощность 350 м Эксеняхская свита Песчаники с подчиненными прослоями алевролитовых глин, иногда углей. Роговая обманка, эпидот, гранат	Эксеняхская свита Песчаники с крупными конкрециями. <i>Coniopteris Ginkgo adiantoides</i> . Эпидот, гранат, биотит	
							Батылхская свита Мощность 2000 м В нижней половине циклическое чередование хорошо отсортированных песчаников с пачками чередования песчаников, алевролитов и аргиллитов. Вверху увеличивается роль песчаников и ухуждается их сортировка. Угли приурочены к пачкам чередования, реже к песчаным. Состав песчаников аркозовый, <i>Cladophlebis lenaensis</i> , <i>Cl. argutula</i> , <i>burejensis</i> и др. Эпидот, гранат Биотит, апатит, ортит	Батылхская свита Мощность 2000 м В нижней половине чередование песчаников с алевролитово-глинистыми пачками с углями, в верхах преимущественно песчаники. Эпидот, гранат, хлорит, биотит	Батылхская свита Мощность 2000 м В нижней половине чередование песчаников с алевролитово-глинистыми пачками с углями, в верхах преимущественно песчаники. Эпидот, гранат, хлорит, биотит	Батылхская свита Мощность 2000 м В нижней половине чередование песчаников с алевролитово-глинистыми пачками с углями, в верхах преимущественно песчаники. Эпидот, гранат, хлорит, биотит	
Келловей	Оксфорд	Киммеридж	Волжская	Чучумская	Углеосный	Этап пролонгающейся регрессии	Мощность 500—1000 м Моольская свита Чередование песчаников с алевролитами, аргиллитами и углями. Иногда флишеидный тип переслаивания. Состав песчаников — аркозовый. Сильная известковистость всех пород. Прибрежно-морские фауны. <i>Cladophlebis haiburensis</i> , <i>Clad. argutula</i> . Обилие граната, хлорит, биотит, циркон, апатит	Мощность 1000 м Сложное чередование мощных пачек песчаников с пачками переслаивания алевролитов, аргиллитов и углей. Прибрежно-морские фауны. <i>Cladophlebis aldanensis</i> Vachr., <i>Cladophlebis argutula</i> Raphaelia <i>Prinadii</i> Vachr. <i>Coniopteris gracillima</i> . Угленосность уменьшается на север. Гранат, циркон, хлорит, биотит, апатит	Мощность 650—700 м Циклическое чередование песчаных пачек с пачками алевролитов и углей. Прибрежные фауны. <i>Raphaelia diamensis</i> , <i>Cladophlebis aldanensis</i> Vachr. Гранат, циркон, хлорит, биотит, апатит (в Вилюйской скважине сверху эпидот)	Мощность оксидно-сытогинская свиты Морские мелкозернистые алевролиты и глины. <i>A. mosquensis</i> , <i>A. Lindstroem</i>	
							Мощность 400 м Тыныччанская свита Чередование мощных пачек песчаников с подчиненными пачками алевролитов, аргиллитов и углей. Прибрежно-морские фауны Циркон, гранат, хлорит, биотит	Сложное чередование пачек песчаников с пачками алевролитов и аргиллитов, иногда с маломощными углями, исчезающими при движении на север. Морские, реже прибрежно-морские фауны. Фауна аучелл Гранат, циркон, рудные слюды, апатит, эпидот	Мощность 650—700 м Циклическое чередование песчаных пачек с пачками алевролитов и углей. Прибрежные фауны. <i>Raphaelia diamensis</i> , <i>Cladophlebis aldanensis</i> Vachr. Гранат, циркон, хлорит, биотит, апатит (в Вилюйской скважине сверху эпидот)	Мощность оксидно-сытогинская свиты Морские мелкозернистые алевролиты и глины. <i>A. mosquensis</i> , <i>A. Lindstroem</i>	
Келловей	Оксфорд	Киммеридж	Волжская	Средняя юра	Песчаный	Начальный этап общей регрессии	Верхне-Ибыканская свита Преимущественно мелко- и среднезернистые морские песчаники, аналогичные нижележащим. Циркон, гранат, турмалин, иногда сфен	Преимущественно песчаники, <i>Eumorphotis lenaensis</i> , <i>Inoceramus tetrosus</i> и др.	Мощность 200—250 м	Мощность 400 м	Мелководные морские пачки <i>Eumorphotis lenaensis</i> , <i>Inoceramus</i> и др. Циркон, гранат, сфен, эпидот
							Нижне-Ибыканская свита Мелководные морские песчаники с редкими прослоями алевролитов и аргиллитов с фауной белемнитов и пелеципод текстуры, «раби мелководья». Циркон, гранат, турмалин, иногда хлоритоид, титаносодержащие	Чередование песчаников и алевролитов, часто темноокрашенных. <i>Dactyloceras gracile</i> (simp.), <i>Tancredia stubendorffii</i> Schm., <i>Eumorphotis marchensis</i>	Мощность 300—600 м	Мощность 400 м	Мелководные песчаники <i>Eumorphotis marchensis</i> <i>Amaltheus margaritatus</i> Циркон, гранат, лейкоциты
Келловей	Оксфорд	Киммеридж	Волжская	Верхняя юра	Алевролитово-глинистый	Этап максим. трансгрессии и стояния бассейна	Грядыгская свита Прибрежные песчаники с подчиненными прослоями и линзами конгломератов. Состав кварцево-граувакковый. В кровле (на центральном и меридиональном участках) прослои мелкогалечниковых, преимущественно кварцевых конгломератов. Анализ, брукит, турмалин (часто синий), циркон, гранат, иногда хлоритоид, на широтном участке отсутствие граната, пирритин	Мощность 300—800 м	Мощность 300—600 м	Отложения не вскрыты	Песчаники с прослоями Сортировка слабая. Цемент Гранат до 88%, циркон,
							Сородогинская свита Песчаники светло-окрашенные, с редкими прослоями зеленовато-серых алевролитов. Состав кварцево-граувакковый, иногда обломки эффузивов Анализ, брукит, турмалин, циркон, гранат, слюды, в основании эпидот	Мощность 500—750 м	Мощность 300—800 м	Мощность 300—600 м	Песчаники с прослоями Сортировка слабая. Цемент Гранат до 88%, циркон,

совых, юрских и меловых отложений Западного склона Верхоянского хребта и Вилюйской впадины

Центральные наиболее прогнутые участки Вилюйской впадины (р-н Вилюйска, скв. Намцы)		Платформенные склоны Вилюйской впадины			
		Южное крыло Вилюйской впадины и восточный склон Алданского щита		Западное крыло Вилюйской впадины	
Южный участок: реки Кан, Собопол, Менкгер		район нижнего течения Алдана	район г. Якутска, р. Сяня	район р. Вилюй (среднее течение), реки Марха, Ыгетта	
	Вилюйская серия	<p>Мощность 400 м Линденская свита Пески сильно каолинизированные, с прослоями песчанистых глин и лигнитов; линзы галечников. Преимущественно кварцевый состав песков. Ильменит (до 80%), гранат</p> <p>Мощность 800 м Тимердяжская свита Пески и рыхлые песчаники каолинизированные, косоослонные, с прослоями песчанистых глин. Гранат, дистен, ильменит, эпидот</p> <p>Мощность 200 м Хатырыкская свита Белые каолинизированные пески с прослоями глин, мало мощными углями. Дистен, гранат, ильменит</p>	Отложения отсутствуют		
Саянская серия	<p>Мощность 350 м Эксеняхская свита Песчаники с подчиненными прослоями алевролитовых глин, иногда углей. Роговая обманка, эпидот, гранат</p> <p>Батылыхская свита В нижней половине чередование песчаников с алевролитово-глинистыми пачками с углями, в верхах преимущественно песчаники. Эпидот, гранат, хлорит, биотит</p>	<p>Эксеняхская свита Песчаники с крупными карбонатными конкрециями. <i>Contiopteris onychioides</i>, <i>Ginkgo adiantoides</i>. Эпидот, гранат, биотит</p> <p>Батылыхская свита Чередование песчаников с пачками переслаивания алевролитов, аргиллитов и углей. <i>Cladophlebis argutula</i>, <i>Taeniopteris amurensis</i>, <i>Ctenis</i>, <i>Tyrmia</i> Гранат, апатит, сфен</p>	<p>Мощность 250 м Кангаласский тип угленосной толщи Циклическое чередование песчаных пачек с пачками переслаивания, к которым приурочены мощные угли. Выделяются для цикла. В нижнем цикле руководящие минералы: <u>эпидот, гранат</u>; в верхнем цикле: роговая обманка, эпидот</p>		
	<p>Мощность 650—700 м Циклическое чередование песчаных пачек с пачками алевролитов и углей. Прибрежные фации. <i>Raphaelia diamensis</i>, <i>Cladophlebis aldanensis</i> Vachr. Гранат, циркон, хлорит, биотит, апатит (в Вилюйской скважине сверху эпидот)</p>	<p>Мощность около 200—300 м Сытогинская свита Морские мелкозернистые песчаники, алевролиты и глины. <i>Aucella rudosa</i>, <i>A. mosquensis</i>, <i>A. Lindstroemi</i></p> <p>Мощность 450—500 м Джаскойская свита Циклическое чередование песчаных пачек с алевролитово-глинистыми пачками с углями. <i>Raphaelia diamensis</i>, <i>Cladophlebis aldanensis</i> Гранат, циркон, биотит, апатит</p>	<p>Мощность 300—350 м Кильдямский тип угленосной толщи. Циклическое чередование песчаных пачек с пачками переслаивания, к которым приурочены мощные пласты углей. Выделяются три макроцикла. Пески и песчаники слабо отсортированы; глины каолинитовые, в подошве углей монтмориллонитово-гидрослюдистые в межугольных пачках. Континентальные, сверху континентально-прибрежные фации. Гранат, циркон, ильменит, биотит, апатит, сфен</p>		
Чечумская серия	<p>Мощность 200—250 м Преимущественно песчаники. <i>Eumorphotis lenaensis</i>, <i>Inoceramus retrorsus</i> и др.</p>	<p>Мощность 400 м Песчаники с прослоями алевролитов. В разрезе скв. Намцев в основании мелкогалечниковые конгломераты</p>	<p>Мощность 250 м Мелководные морские песчаники. <i>Eumorphotis lenaensis</i>, <i>Inoceramus retrorsus</i> и др. Циркон, гранат, сфен, эпидот</p>	<p>Мощность 300 м Якутская свита Аллювиально-дельтовые пески и песчаники, сверху с прослоями алевролитов и мало мощных углей. Эпидот, роговая обманка, ильменит В основании грубые пески с дистеном</p>	
<p>Мощность 300—600 м Чередование песчаников и алевролитов, часто темпоштенных. <i>Dactyloceras gracile</i> (simp.), <i>Tancredia stubens</i> Schm., <i>Eumorphotis marchensis</i></p>	<p>Отложения не вскрыты</p>			<p>Мощность 70—100 м Преимущественно глинистые осадки с прослоями песчанистых известняков, обилие пирита. <i>Leda acuminata</i> и др.</p> <p>Морские мелкозернистые известняки. Хорошо отсортированные песчаники с глауконитом. <i>Pseud. tiungensis</i> Harpax <i>laevigatus</i> и др. Эпидот, роговая обманка, ильменит</p>	
<p>Мощность 300—800 м Состав кварцево-гранулогалечниковых, преимущественно на широтном участке</p>	<p>Отложения не вскрыты</p>			<p>Мощность 200—300 м Песчано-конгломератные аллювиально-русловые отложения Эпидот, роговая обманка, ильменит</p>	
<p>Мощность 500—750 м Песчаники. Состав кварцево-</p>	<p>Отложения отсутствуют</p>				

передовых гряд Верхоянья. Комплекс нижнемеловых осадков тянется широкой полосой вдоль западного склона хребта, участвуя в строении его передовых складок и заходя широким языком в область Виллюйской впадины.

Стратиграфическая схема расчленения и увязки мезозойских отложений Виллюйской впадины и западного склона Верхоянского хребта дана в табл. 1. Представление о соотношениях мощностей отдельных стратиграфических горизонтов дает фиг. 1, где схематично изображены сводные разрезы Западного Верхоянья и южного борта Виллюйской впадины.

Анализ разрезов мезозойских отложений Виллюйской впадины и Западного Верхоянья позволил выделить в пределах обеих структурных областей ряды формаций, представленных характерными сочетаниями или парагенезами определенных типов пород (Коссовская, 1958).

Формационные ряды платформы и геосинклинали, отличаясь комплексом специфических особенностей, имеют в то же время много общих черт. Каждой формации передового прогиба геосинклинали отвечает определенная платформенная формация, характеризующаяся очень близким набором литологических типов пород и характером их сочетания. Переход платформенных формаций в формации передового прогиба постепенен, и провести границу между ними можно лишь с известной долей условности, хотя типы «собственно платформенных» и «собственно геосинклинальных» формаций выражены очень отчетливо.

Гомологичные формации платформы и прогиба объединяются в формационные комплексы, которые рассматриваются как определенные геологические тела, отражающие основные этапы развития сопряженных структур Виллюйской впадины и Верхоянья в течение мезозойского цикла. Этот цикл начался в верхнем триасе после региональных поднятий и перерыва среднего триаса, завершивших предыдущий палеозойский цикл.

Нижним членом формационного ряда, характеризующего мезозойский этап развития Верхоянья и Виллюйской впадины, является песчано-конгломератовый формационный комплекс. В Верхоянье стратиграфический объем комплекса — верхний триас — нижний лейас (сородогинская и градыгская свиты). В Виллюйской впадине — нижний лейас, возможно, — верхи среднего лейаса (укугутская свита).

Геосинклинальная формация представлена толщей массивных уплотненных песчаников с редкими подчиненными прослоями конгломератов и алевроитовых сланцев. В фациальном отношении это типичные хорошо отсортированные (в результате многократного переотложения), осадки морского побережья. Породы существенно изменены в эпигенезе; для песчаников характерны кварцитовидные структуры. Максимальные мощности геосинклинальной формации приурочены к центральной части западного склона Верхоянского хребта и достигают 1500—1800 м.

Мощность платформенной формации не превышает 180—200 м. Несмотря на то, что набор литологических типов пород здесь тот же, что и в геосинклинальной формации, это в основном пески, песчаники и конгломераты, но их фациальный и минералого-петрографический облик совсем иной. Пески рыхлые, плохо отсортированы, содержат обильную примесь глинистого материала; также плохо отсортированы и конгломераты, достигающие значительных мощностей и концентрации в западных районах впадины. В фациальном отношении это в общем аллювиальные русловые, реже пойменные отложения приустьевых участков рек, впадавших в Верхоянский бассейн.

Формирование комплекса происходило в обстановке интенсивных погружений западного склона Верхоянья, начавшихся в верхнем

Характеристика формаций песчано-конгломератного комплекса

Таблица 2

Залегание слоев	Мощность, м	Стратиграфический объем	Строение разреза	Характеристика типов пород			Условия осадко-накопления	Эпигенетическая измененность
				конгломераты	песчаники	глины		
П л а т ф о р м е н н а я ф о р м а ц и я (склоны впадины)								
Горизонтальные	100—200	Нижний лейас	Толща косослоистых средне-, реже крупнозернистых песчаников, чередующихся с линзовидными прослоями конгломератов. Максимальная насыщенность конгломератами — в западной части впадины (мощность нижней конгломератной пачки достигает 30 м); в восточной части впадины — косослоистые песчаники с редкими линзовидными прослоями конгломератов в нижней части толщи, мощностью 0,20—0,50 м, иногда до 1—2 м. Иногда в толще песчаников — тонкие линзовидные прослои алевроитовых глин и включения обломков обуглившейся древесины. В основании базальный конгломерат	В восточной части впадины мелкогалечниковые отсортированные конгломераты, часто переходящие в гравелиты, приуроченные к пачкам крупнозернистых песчаников. Состав галек: жильный кварц, кварциты, кислые эффузивные и интрузивные породы; реже обломки осадочных пород — песчаников, сланцев, известняков. Гальки обычно полуокатаны. Средний размер 5—7 см. Цемент обильный (20—30%), песчанистый	Рыхлые, слабо сортированные, с обильным глинистым цементом базального или порово-базального типа. Обломочный материал не окатан. По минеральному составу выделяется: в восточной части впадины — кварцево-граувакковые песчаники с гранатово-цирконовой ассоциацией акцессорных минералов. Минералы цемента — каолинит, иногда анкерит; в западной части впадины — граувакковые аркозы с ильменитово-эпидотово-рогово-обманковой ассоциацией. Минералы цемента — ферримонтмориллонит, шамуазит, иногда сидерит	Глины, размокающие в воде; в восточной части впадины — каолиниты с небольшой примесью гидрослюда — ферримонтмориллонитовые	Континентальные накопления (речные, возможно, частично дельтовые)	Незначительна. Характерно внутри-слоное растворение и исчезновение нестойких минералов: пироксенов, амфиболов, частичное растворение граната, дистена, ставролита. Слабое гравитационное уплотнение пород. Пористость 20—15%
Г е о с и н к л и н а л ь н а я ф о р м а ц и я								
Интенсивно дислоцированные	1500	Верхний триас — нижний лейас	Мощная толща однородных песчаников, массивных, иногда косослоистых с редкими прослоями конгломератов мощностью 0,20—1,5 м и единичными тонкими прослоями артиллитов. В основании базальный конгломерат	Мелкогалечниковые хорошо отсортированные. Состав галек: жильный кварц, кварциты, кислые эффузивы, обломки пород верхоянского комплекса, реже кремнистые сланцы и интрузивные породы. Цемент песчанистый, количество его не превышает 10%; гальки хорошо окатаны, обычно тесно прилегают друг к другу, нередко вдавлены	Плотно сцементированные, кварцитовидные; обломочный материал прекрасно отсортирован, зерна часто хорошо окатаны, примесь глинистого вещества ничтожна. Цемент кварцево-регенерационный, часто со сложной мозаичной структурой. Минеральный состав песчаников — кварцево-граувакковый с гранатово-цирконово-турмалиновой ассоциацией акцессорий и обилием аутигенных апатаза и брукита	Аргиллиты, не размокающие в воде, хлоритово-диоктаэдрического-гидрослюдистого состава	Прибрежно-морские	Породы сильно изменены процессами эпигенеза и раннего метаморфизма. Характерна полная переработка первично-глинистых минералов и глубокие изменения песчаных пород с формированием сложно-мозаичных кварцитовидных структур. Пористость пород 4—6%

триасе, захвативших в начале юры и территорию Вилюйской впадины (табл. 2).

Второй глинисто-алевроитовый комплекс охватывает отложения среднего и верхнего лейаса. Мощность платформенной формации около 150 м. На значительной территории Вилюйской впадины она имеет отчетливо двучленное строение: внизу мелкозернистые морские песчаники с глауконитом, вверху — глины с фауной тонкостенных пеллеципод. В периферийных участках — юго-западном и юго-восточном — доминируют песчаные осадки; это места впадения крупных водных артерий.

Геосинклинальная формация имеет совершенно иной тип строения, мощность ее около 350—500 м. В пределах широтного и меридионального отрезков Верхоянья формация представлена характерной толщей черных и темно-серых тонкозернистых песчаников, алевролитовых сланцев иногда с тонкоритмичным флишоидным типом чередования. На центральном участке эти специфические отложения сменяются преимущественно песчаными осадками.

Формирование описываемого комплекса происходило в условиях уменьшения контрастности погружений Верхоянской зоны и платформы, широкого распространения морского бассейна и ослабления притока обломочного материала с уже значительно сивелированных окружающих площадей (табл. 3).

Третий песчаный полифациальный комплекс охватывает отложения средней юры. Формирование его происходило в условиях начавшейся структурной перестройки района, на границе нижней и средней юры.

Характерной особенностью комплекса является его резко полифациальное строение. В пределах периферийной западной окраины впадины развиты преимущественно континентальные песчано-алевроитовые осадки с маломощными прослоями углей. Далее на восток они сменяются переходными от континентальных к прибрежно-морским образованиям и, наконец, на восточной окраине впадины и в Верхоянье сохранились морские условия и накапливались преимущественно песчаные мелководные осадки. Другой характерной особенностью комплекса являются близкие мощности платформенной и геосинклинальной формаций (около 300—400 м), обусловленные выравниванием погружений в области платформы и геосинклинали (табл. 4).

Четвертый угленосный комплекс охватывает отложения верхней юры (чечумская серия) и нижнего мела (сангарская серия). Формирование угленосного комплекса знаменовало новый этап в развитии региона; происходило оно в обстановке начавшихся поднятий Верхоянского антиклинория и новых интенсивных погружений, обусловивших заложение Приверхоянского прогиба.

По мощностям, характеру строения разреза, типам пород, угленосности и другим признакам (табл. 5) выделяются два основных типа строения угленосного комплекса или две формации: платформенная, развитая по бортовым склонам впадины, и формация краевого прогиба, представленная разрезами Приверхоянья. Переход от собственно платформенной формации к формации краевого прогиба крайне постепенен.

Важнейшие отличия в строении платформенной формации и формации прогиба выражаются: а) в мощностях на платформе — 500—600 м; в прогибе — 3000—3500 м; б) в типе строения разреза: на платформе наблюдается четкая, крупная макроцикличность с резкими переходами между циклами, иногда со следами размыта в основании многочисленных циклов низшего порядка; в) в распределении и характере углей:

Характеристика формаций алевритово-глинистого комплекса (J_1^{2+3})

Залегание слоев	Мощность, м	Строение разреза	Типы пород		Условия осадкоаккумуляции	Эпигенетическая измененность
			песчаники	глины		
Платформенная формация						
Горизонтальные	100—200	Двухчленное строение разреза: в нижней части преобладают мелкозернистые светлые песчаники и алевриты иногда с растительным детритусом; в верхней — глины с фауной тонкостворчатых пеллиципод	Слабо сцементированные светлые мелкозернистые песчаники и алевриты со слоистостью типа «ряби мелководья», реже неслоистые, иногда глауконитовые. Состав обломочного материала тот же, что и в лежащей ниже формации. Сортировка, иногда хорошая; цемент базальный, поровый, порово-пленочный гидрослюдисто-монтмориллонитовый или карбонатный. Битуминозность отсутствует	Серые тонкогоризонтально слоистые иногда алевритовые, преимущественно монтмориллонитового и гидрослюдисто-монтмориллонитового состава. Битуминозность отсутствует	Морские прибрежные	Слаба. Пористость пород 15—20%
Геосинклинальная формация						
Интенсивно дислоцированные	350—600	Тонкое чередование часто флюидного характера темноокрашенных тонкозернистых песчаников, алевритов и алевритовых сланцев, перемежающихся с подчиненными пачками более светлых мелкозернистых песчаников	Сильно уплотненные мелкозернистые и тонкозернистые песчаники и алевриты, часто темноокрашенные, горизонтально-слоистые, полого-косослоистые или неслоистые, иногда пиритизированные. Минеральные обломочные ассоциации те же, что и в лежащей ниже формации. Сортировка обломочного материала средняя. Цемент порово-пленочный гидрослюдисто-хлоритовый и кварцево-регенерационный. Повышенное содержание битумов	Аргиллиты и алевритовые сланцы темно-серые и черные с плитчатыми или конкрецциевидно-узловатыми текстурами. Состав глинистых минералов — хлорит и диоктаэдрическая гидрослюда. Повышенное содержание битумов	Относительно удаленные участки морского бассейна	Весьма интенсивна. Полная переработка глинистых минералов в хлорит и диоктаэдрическую гидрослуду в верхних частях разреза с реликтами монтмориллонитового компонента

Характеристика формаций песчаного полифациального комплекса J₂

Залегание слоев	Мощность, м	Строение разреза	Характеристика типов пород			Условия осадко-накопления	Эпигенетическая измененность
			песчаники	алевролит	глины		

Платформенная формация

Горизонтальные	250—350	<p>В основании формации следы перерыва, наиболее ярко проявляющиеся в западных районах впадины, но прослеживающиеся по всему южному крылу до Якутска и северо-западному — до Жиганска. Присутствие маломощного базального конгломерата в основании и пачки (мощностью 10—25 м) крупнозернистых косослоистых песчаников, обогащенных дистеном. Выше чередование мелкозернистых, иногда косослоистых песчаников, алевролитов и глин; в западных районах появление маломощных прослоев углей. Специфичен полифациальный характер строения формации на площади: на западе — преимущественно континентальные отложения, постепенно переходящие в прибрежно-морские образования восточных склонов впадины</p>	<p>Рыхлые, с разнообразными текстурами: массивные, косослоистые, перекрестно косослоистые и др. Иногда обогащены растительным детритусом. Сортировка различная: от слабой до хорошей, цемент базальный, поровый или карбонатный. Состав обломочного материала: на западе тот же, что и в лежащих ниже формациях, на востоке — смещение материала кварцевых граувакк, лежащих ниже формаций с граувакковыми аркозами, типичными для лежащих выше отложений</p>	<p>Алевролиты со сложной и разнообразной слоистостью. Часты следы взмучивания осадков, ходы плесдов и др.</p>	<p>Размокающие в воде. Состав: триоктаэдрическая гидрослюда и монтмориллонит, иногда с небольшой примесью каолинита; изредка довольно чистые монтмориллонитовые глины</p>	<p>Континентальные, переходные от континентальных к морским и прибрежно-морские</p>	<p>Тот же характер эпигенетических изменений, что и в лежащих ниже формациях</p>
----------------	---------	---	---	---	---	---	--

Геосинклипальная формация

Интенсивно дислоцированные	300—350	<p>Однородная толща мелкозернистых и среднезернистых песчаников с редкими подчиненными прослоями алевролитов и алевролитовых сланцев. Обильная фауна толстостенных пелеципод</p>	<p>Сильно уплотненные массивные, хорошо отсортированные с кварцево-регенерационными или хлоритово-гидрослюдистым цементом. Состав обломочного материала — смещение материала кварцевых граувакк и граувакковых аркозов, характерных для лежащих выше отложений</p>	<p>Массивные, плитчатые или комковатые, сильно уплотненные</p>	<p>Алевролитовые сланцы. Состав глинистых минералов: хлорит и диоктаэдрическая слюда</p>	<p>Морские</p>	
----------------------------	---------	--	--	--	--	----------------	--

Характеристика формаций угленосного

Залегание слоев	Мощность, м	Строение разреза	Угленосность	Характеристика	
				песчаники	
П л а т ф о р м е н н а я С к л о н ы					
Горизонтальные или слабо наклонные (углы 1—5°)	500—600	<p>1) Четкая макроцикличность, выражающаяся в чередовании мощных песчаных пачек и сложнопостроенных пачек переслаивания. Мощность циклов 80—100 м. Пачки переслаивания включают несколько циклов низшего порядка.</p> <p>2) Границы между циклами обычно резкие; иногда песчаники последующего цикла срезают трансгрессивную часть предыдущего цикла.</p> <p>3) Неполный разрез; срезаются третичными или четвертичными отложениями</p>	Угли приурочены только к пачкам переслаивания. Характерно небольшое число угольных пластов в пачке (не более 3—4) и их значительная мощность до 4—7 м и даже 9—11 м. Угли бурые	Пески и рыхлые песчаники часто слабо сортированные, с обильной примесью глинистого, иногда углистого материала. Текстуры массивные, реже косослоистые. Тип цемента базальный или поровый. Выделяются две обломочные ассоциации: нижняя (J ₂) — граувакковых микроклиново-альбитовых аркоз с гранатом, цирконом и апатитом и верхняя (C ₁ ¹⁺²) — олигоклазово-андезитовых аркоз с эпидотом и роговой обманкой. Цемент песчаников — каолинитовый, гидрослюдисто-каолинитовый, монтмориллонитово-гидрослюдистый	
Ф о р м а ц и я п о г р у ж е н н ы х (п е р е х о д о т п л а т ф о р м ы					
Горизонтальные или слабо наклонные	1500—2000	<p>1) Усложнение цикличности. Расщепление песчаных пачек и пачек переслаивания на многочисленные циклы различного порядка. Мощность циклов от 10—15 до 40—80 м. Верхняя часть разреза преимущественно песчаная.</p> <p>2) Переход между циклами обычно спокойный и постепенный; размыты редки.</p> <p>3) Наиболее полный разрез; угленосный комплекс перекрывается лежащим выше комплексом аллювиальных песков — C₁³ — C₂</p>	Угли приурочены как к пачкам переслаивания, так и к песчаным пачкам. Характерно большое число маломощных пластов (0,10—0,50 м) и редкие мощные пласти, достигающие в отдельных случаях 5—6 м	Аркозовые песчаники уплотненные внизу, слабо уплотненные в верхней части разреза, хорошо отсортированные; текстуры массивные или мелкая косовольная и прерывистая слоистость. Примесь глинистого материала небольшая; состав обломочного материала тот же, что и в платформенном разрезе. Цемент каолинитово-гидрослюдистый, гидрослюдистый, хлоритовый, пленочного и порово-пленочного типа. В нижней части комплекса кварцево-регенерационный цемент простой мозаичной структуры	
Ф о р м а ц и я					
Складки брахиантиклинальные и линейные	3000—3500	<p>1) Дальнейшее усложнение цикличности и расщепления пачек переслаивания. Появление пачек с флюидным типом строения. Верхняя часть разреза преимущественно песчаная.</p> <p>2) Переход между циклами и пачками обычно постепенный и спокойный; внутриформационные размыты редки</p>	Угли приурочены как к пачкам переслаивания, так и к песчаным пачкам. Характерно очень большое число маломощных пластов (0,10—0,30, реже до 0,5 м) и значительно более редкое присутствие пластов 1—2,5 м. Более мощные пласти отсутствуют. Угли каменные. Наблюдается увеличение углефикации при движении вниз по разрезу (правило Хильда)	Уплотненные, хорошо отсортированные; текстуры массивные, горизонтально-слоистые, редко косослоистые. Зерна тесно сближены, примесь первично-глинистого вещества незначительная. Присутствуют те же две обломочные минеральные ассоциации, что и в платформенном разрезе. Цемент кварцево-регенерационный, хлоритовый, кальцитовый, в нижнемеловых породах — ломонитовый	

комплекса ($Cr_1^{1+2} - J_3$)

типов пород		Условия осадконакопления	Эпигенетическая измененность
алевролиты	глины		
<p>Формация впадины</p>			
<p>Алевролиты косо-волнисто-слоистые, сильно глинистые, слабо отсортированные</p>	<p>Размокающие в воде. Состав: каолиновый — в подошве угольных пластов; гидрослюдисто-монтмориллонитово-каолиновый и монтмориллонитовый в межугольных пачках</p>	<p>Прибрежно-континентальные: дельта, приустьевые участки рек, лагуны, приморские озера</p>	<p>Эпигенетические изменения незначительны. Пористость пород — <u>35—20%</u></p>
<p>участков впадины к прогибу)</p>			
<p>Алевролиты со сложной и разнообразной слоистостью. Характерны следы взмучивания, оползания осадков, ходы илоедов. Сортировка обломочного материала хорошая</p>	<p>Глины в верхней части комплекса: триоктаэдрическая гидрослюда и монтмориллонит, в подошве мощных угольных пластов — каолиновые. В нижней части комплекса аргиллиты сложного состава — хлорит-триоктаэдрическая и диоктаэдрическая гидрослюда, монтмориллонит</p>	<p>Прибрежные: подводные выносы рек, бары, косы, заливы, лагуны. В верхней половине комплекса прибрежно-континентальные и континентальные</p>	<p>Эпигенетические изменения заметны в нижней половине разреза (на глубинах свыше 1500—2000 м). Характерно уменьшение пористости пород сверху вниз от 30—20 до 10—12%. В низах разреза начальные явления переработки глинистого вещества — гидрослюдизация каолинита и монтмориллонита, переработка триоктаэдрической гидрослюда в хлорит и диоктаэдрическую гидрослюда. Начальное формирование мозаичных структур песчаников; явления стилолитизации</p>
<p>краевого прогиба</p>			
<p>С однородной массивной текстурой или слоистого типа «ряби волнений», реже горизонтально-слоистые. Сильно известковистые. Сортировка обломочного материала хорошая</p>	<p>Аргиллиты, не размокающие в воде. Состав: хлоритово-диоктаэдрическая гидрослюда с реликтами триоктаэдрической гидрослюда и монтмориллонита</p>	<p>Морские и прибрежные; морские течения, зона волнений прибрежной части моря, заливы, лагуны. В верхней половине комплекса — прибрежно-континентальные и континентальные</p>	<p>Существенное изменение пород в эпигенезе, нарастающее при движении вниз по разрезу. Глубокая эпигенетическая переработка первичного глинистого вещества с формированием характерной ассоциации хлорита — диоктаэдрическая гидрослюда. Разложение Ca-плагиоклазов с формированием ломонита и кальцита. Начальное формирование мозаичных структур песчаников с кварцево-регенерационным цементом</p>

на платформе присутствуют малочисленные мощные пласты углей до 4—7 (иногда даже 10 м); угли бурые. Для прогиба характерно обилие маломощных (0,30—0,5 м, редко более 1 м) пластов: угли в верхах разреза бурые, в его низах — каменные; при движении сверху вниз наблюдается увеличение степени метаморфизованности углей до марок Д и ПЖ.

Не менее существенны различия в характере терригенных пород. На платформе песчано-алевритовые породы часто слабо отсортированы, содержат обильный глинистый, чаще всего каолиновый цемент и растительный детритус; в прогибе породы отличаются высокой степенью сортировки, и так как они обычно существенно изменены в процессе эпигенеза, то имеют простые мозаичные структуры с кварцево-регенерационным или пленочным гидрослюдисто-хлоритовым цементом.

Формирование угленосного комплекса происходило в условиях продолжающейся регрессии морского бассейна, начавшейся еще в средней юре. Море уходит на север, площадь приморской равнины сокращается и прибрежно-морские отложения уступают место континентальным.

Венчается мезозойский комплекс отложениями самой верхней формации аллювиальных каолинизированных песков, развитой только в центральных участках Вилюйской впадины и охватывающей верхи нижнего мела — верхний мел (вилюйская серия). Формирование этой формации знаменует заключительный этап замыкания Верхоянской геосинклинали.

Глава III

ВАЖНЕЙШИЕ ОБЛОМОЧНЫЕ МИНЕРАЛЫ

В главе дается описание основных обломочных минералов, составляющих породы мезозоя изученной территории. Приводятся данные по типизации и классификации обломочных минералов по литературным материалам, дается характеристика главнейших разновидностей минералов в изученных породах и, наконец, сообщаются сведения, характеризующие их вторичные изменения и аутигенные модификации.

КВАРЦ

Кварц в осадочных породах

Исследованием кварца в обломочных породах с целью выяснения его происхождения за счет тех или иных кристаллических образований начали заниматься очень давно, по- существу, почти одновременно с началом исследования терригенных минералов для целей палеогеографии.

Исследовательские работы в этом направлении проводили: В. Мэки (Maski, 1896), Л. Кайе (Caeux, 1929), А. Тайлор (Tyler, 1936). несколько позднее П. Крынин (Krynin, 1940) и в СССР — Г. Г. Лемлейн и В. С. Князев (1951).

Остановимся на некоторых из предложенных классификаций. В. Мэки в качестве основного диагностического признака кварца использовал присутствие включений. Им были выделены следующие группы:

1. Кварц без включений или с включениями столь малыми, что они не поддаются определению.	Кристаллические сланцы и гнейсы
--	---------------------------------

2. Кварц с правильными включениями: слюда, рутил, циркон, апатит и рудные минералы.	Граниты и кварцевые диориты
---	-----------------------------

3. Кварц с включениями пузырьков жидкости и газа, группирующимися часто в виде потоков.

4. Кварц с нитевидными игольчатыми включениями (апикулярные включения) рутила и силлиманита

Л. Кайе (1929) считал, что определение материнских пород может осуществляться лишь при комплексном наблюдении над формой зерен, характером включений и сопутствующими минералами тяжелой фракции. Он предлагал выделить пять морфологических типов зерен кварца: 1) зерна резко неправильные (кварц гранитов); 2) зерна глобулярные, обычно округленные (кварц гранулитовых пород); 3) кристаллы более

или менее округлые (бипирамидальные с базальной призмой или без нее); 4) изъеденные зерна (кварц корродированный)¹; 5) зерна уплотненные и удлиненные (кристаллические сланцы). В кварце метаморфических пород встречаются редко или вообще отсутствуют жидкие и газообразные включения, которые часто обильно насыщают изверженные породы. Наличие включений рутила, турмалина, силлиманита и андалузита также исключает метаморфическое происхождение кварца.

В классификации кварца, предложенной П. Крыниным (1940), кроме морфологических признаков и типа включений, рассматривается характер угасания, который является важной особенностью, позволяющей различать кварц из изверженных и метаморфических пород. Он выделяет восемь типов кварца, объединенных в три группы.

А. Кварц изверженных пород

- 1) Нормальный изверженный кварц, без волнистого угасания, мало включений, причем большинство плоских включений газа или жидкости, или циркона и биотита;
- 2) кварц со слабым облачным угасанием и обилием включений рутила и турмалина;
- 3) гидротермальный кварц с включениями зеленого хлорита;
- 4) катаклазированный изверженный кварц с сильным облачным погасанием.

Б. Кварц метаморфических пород

- 1) Удлиненные и линзовидные зерна с гранулированными краями, сильным волнистым погасанием и включениями силлиманита и кианита;
- 2) кварцитовые агрегаты;
- 3) кварц сланцеватый, обычно удлиненный параллельно оси «с».

В. Регенерированный кварц из осадочных пород, испытавших переотложение.

В. С. Князев и Г. Г. Леммлейн (1951) предложили довольно подробную классификацию кварца осадочных пород, разработанную на основе определения кварцевых зерен под биноклем. Они выделяют восемь типов кварца: непрозрачный, полупрозрачный, трещиноватый (включения только в плоскости немногих залеченных трещин), прозрачный без включений, опалесцирующий, с игольчатыми, пластинчатыми и изометричными включениями и, наконец, регенерированный.

Достоинство классификации В. С. Князева и Г. Г. Леммлейна состоит в четкости выделенных типов и в возможности их точного количественного учета, что весьма важно как для корреляции, так и для палеогеографических построений. Ее недостаток — это отсутствие генетической интерпретации принадлежности того или иного типа кварца к определенным материнским породам, что исключает возможность применения ее для решения палеогеографических задач. Авторы предполагали дать рациональную генетическую классификацию обломочного кварца на основании изучения не только терригенных, но и различных «материнских» пород (Леммлейн, Князев, 1951). К сожалению, эта работа так и не была выполнена.

Попытку использовать данную классификацию для палеогеографических построений, сделанную Л. В. Пустоваловым (1951) для продуктивной толщи Апшеронского полуострова, нельзя признать удачной. Выделенные восемь типов кварца были объединены в три группы: 1) белый непрозрачный, полупрозрачный и трещиноватый кварц, 2) кварц с игольчатыми включениями и опалесцирующий кварц и 3) кварц с крупными включениями, кварц без включений и регенерированный. Принцип объединения типов кварца в эти три группы вызывает сомнение; особенно неясна третья группа, где явно объединены три типа кварца разного генетического значения. Для первой группы Л. В. Пу-

¹ Л. Кайе не дает генетической интерпретации третьей и четвертой групп. К третьей, по-видимому, относится кварц эффузивных пород.

стования предполагает жильное происхождение и связывает ее с разрушением пород Главного Кавказского хребта, что не подтверждается другими материалами.

Н. В. Логвиненко и С. И. Шуменко (1956) провели по методике Г. Г. Леммлейна и В. С. Князева изучение обломочного кварца в отложениях различного возраста Днепровско-Донецкой впадины. Авторы также пришли к выводу о неправильности отнесения всей первой группы (содержание которой как в продуктивной толще, так и в породах Днепровско-Донецкой впадины всегда превышает 50%) к кварцу жильного происхождения.

Таким образом, интересная методика Г. Г. Леммлейна и В. С. Князева требует генетической доработки. В таком виде, как сейчас, она не может быть использована для палеогеографических реконструкций. Область ее применения — это корреляция отложений, трудно расчленяемых по другим признакам.

Простую методику подсчета обломочного кварца, позволяющую учитывать роль изверженных и метаморфических разностей среди «материнских» пород, предложили Р. Сивер и П. Поттер (Siever, Potter, 1956). Они выделяют три разновидности: 1) кварц без облачного погасания или с очень слабым облачным погасанием (изверженный), 2) кварц с сильным облачным или волнистым погасанием (метаморфический) и 3) поликристаллические зерна (кварциты). Изучение распределения выделенных типов кварца, в сочетании с определением окатанности турмалина и размещением кварцевых галек, позволило авторам установить два источника сноса для мономинерально-кварцевых песчаников пенсильванских отложений центральных и восточных районов территории Соединенных Штатов Америки.

Типы кварца в изученных породах

Ни одну из предложенных классификаций не удалось полностью применить к изучаемым отложениям. Объясняется это исключительным разнообразием типов кварца в осадочных породах и необходимостью в каждом случае выделить именно те типы, которые наиболее ярко отразят генетические особенности исследуемых пород.

Содержание кварца в песчаниках и алеволитах мезозойских отложений Вилкойской впадины и Западного Верхоянья колеблется от 65 до 30%. В единичных случаях наблюдаются отклонения как в ту, так и в другую сторону. Исключение составляют лишь пески линденской свиты (Ст²), где содержание кварца доходит иногда до 80%, и кварцитозидные песчаники градыгской свиты в Центральном Верхоянье, где содержание кварца превышает 90%; однако общий удельный вес последних среди других образований совершенно ничтожен.

По морфологическим особенностям выделяются пять типов кварца, которые распределяются по-разному среди пород различных стратиграфических горизонтов (табл. 6). В пределах почти каждого типа можно выделить более дробные разновидности. В качестве основных типов выделяются следующие.

Кварц переотложенный. Окатанные зерна кварца встречаются редко, полуокатанные и с реликтами каемок регенерации (табл. 1, 1, 2)¹; встречается примерно в равных соотношениях. Характер зерен довольно разнообразен и отличается по наличию или отсутствию включений, их типу, присутствию волнистого угасания и т. д. Все эти особенности для данной группы не учитываются; определяющим является

¹ Выделение типов кварца можно было осуществить главным образом для пород платформы. В геосинклинальной области этому препятствовало широкое распространение в песчаниках кварцево-регенерационного цемента.

Соотношение типов обломочного кварца в песчаниках юрского и мелового возраста Якутска ($J_1 - C_{G1}$) и Сангар (C_{G1})

Свиты и возраст	Свиты и возраст						Свиты и возраст	Свиты и возраст					
	№ образца	Кварц пере-отложенный	Кварц удли-ненный	Кварц изо-метричный	Кварц грану-литовый	Обломки кварцита		№ образца	Кварц пере-отложенный	Кварц удли-ненный	Кварц изо-метричный	Кварц грану-литовый	Обломки кварцитов
Укугутская свита (J_1^1)	4	79	8	9	—	4	Батылхская свита (C_{G1}^1)	902	—	26	66	8	—
	7	78	5	14	—	3		869	1	9	76	13	1
	10	69	10	13	—	8		660	3	10	74	10	3
	13	75	7	12	—	6		675	4	8	83	1	4
	24	60	15	21	—	4		873	—	28	60	12	—
	27	70	15	5	—	10		864	—	17	75	5	3
	50	77	1	4	—	18							
	39	83	9	2	—	6							
	57	61	25	12	—	2							
Среднее		73	10	10	—	7	Среднее		1	17	72	8	2
Чечумская серия (J_3)	1075	28	40	32	—	—	Эксеияхская свита (C_{G1}^2)	522	—	6	85	8	1
	1080	15	45	37	—	3		556	—	37	44	19	—
	1093	24	22	54	—	—		577	—	11	74	13	2
	1098	31	31	38	—	—		608	—	28	64	8	—
	1101	48	28	24	—	—		554	—	28	63	9	—
	1109	37	24	39	—	—		509	—	3	84	12	1
	1115	23	21	56	—	—		598	—	26	61	13	—
	1517	52	19	29	—	—		631	—	23	76	1	—
	1564	43	36	21	—	—							
Среднее		33	30	37	—	0,3	Среднее		—	20	70	9,5	0,5

то, что кварц испытал, по-видимому, более чем один цикл седиментации. Данный тип кварца наиболее распространен в породах укугутской свиты и в песчаниках вилюйской серии; в породах сангарской серии он полностью отсутствует (фиг. 2 и 3).

Кварц удлиненный характеризуется вытянутой призматической, по оси «с», или линзообразной формой с отношением длины зерна к ширине более двух (табл. I, 3, 4). Зерна обычно не содержат включений, совершенно прозрачны, края их иногда бывают слабо гранулированы и не имеют каких-либо следов окатывания. Наибольшее распространение удлиненный кварц имеет в породах чечумской и сангарской серий. Повышенное содержание его (до 40% от общего состава кварца) сопровождается иногда значительным присутствием биотита. Удлиненный кварц генетически связан с кристаллическими сланцами.

Кварц изометричный неправильной формы с очень неровными краями является третьим наиболее распространенным типом. Максимальное его содержание (до 70—80% от общего состава кварца) характерно для пород сангарской серии.

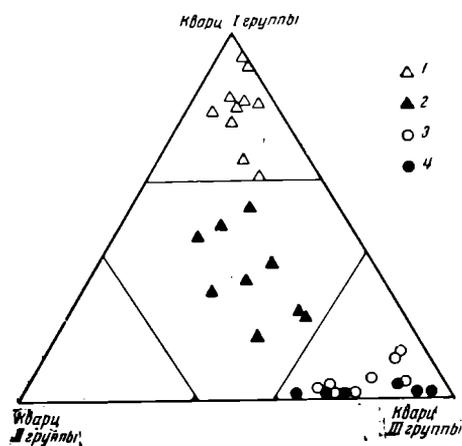
Отчетливо выделяется три разновидности:

1) кварц «струйчатый» отличается обилием мельчайших жидких или газообразных включений, располагающихся в виде параллельных полос или «потоков» пересекающих зерно; 2) кварц с крупными включениями турмалина, циркона, рутила, апатита или других минералов; 3) кварц прозрачный без включений часто трещиноватый (табл. II).

Первая разновидность очень характерна для пород укугутской и градыгской свит, вторая встречается сравнительно редко и присутствует в породах любого возраста и третья — составляет основной тип кварца в породах сангарской серии. Генетически две первые разновидности характерны для изверженных пород, третья — для метаморфических пород высокой степени метаморфизма (гранулиты).

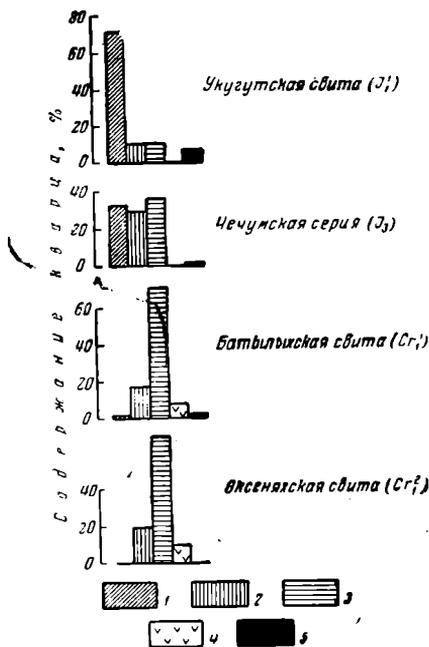
Зерна изометричного кварца часто обладают облачным или волнистым погасанием (наиболее типично это для песчаников Верхоянья), часто бывают трещиноваты.

Обломки кварцитов в характеризуются чаще всего окатанной, реже неправильной формой. Содержание их невелико и в единичных случаях превышает 10%. Этот тип зерен наиболее распространен в породах укугутской свиты.



Фиг. 2. Распределение различных типов кварца в песчаниках мезозойских отложений

I группа — переотложенный кварц и обломки кварцитов; II группа — кварц изометричный неправильной формы и гранулитовый; III группа — кварц удлиненный: 1 — укугутская свита (J_1^1); 2 — чечумская серия (J_2); 3 — батыльхская свита (Cg_1^1); 4 — эксеняхская свита (Cg_2^1)



Фиг. 3. Среднее содержание различных типов кварца в породах мезозойских отложений юго-восточной части Вилюйской впадины

1 — переотложенный кварц; 2 — удлиненный кварц; 3 — кварц изометрично-неправильной формы; 4 — гранулитовый кварц; 5 — обломки кварцита

На фиг. 3 приведено распределение средних содержаний типов кварца в породах различных свит. Для подсчета выбирались песчаники с близким гранулометрическим составом (преобладающий размер зерен 0,25—0,15 мм). Различия в составе кварца в пределах свит выступают очень наглядно и могут быть использованы как для корреляционных целей, так и для решения вопроса о характере материнских пород. В укугутской свите доминирующая роль принадлежит переотложенному кварцу. В чечумской серии кварц первых трех типов (переотложенный, удлиненный и изометричный) пользуется примерно равным распространением. В породах сангарской серии переотложенный кварц полностью исчезает и основная роль переходит к изометричному прозрачному кварцу метаморфических пород. Из графика хорошо видно, что основное значение в песчаниках имеют три первые типа; обломки кварцитов играют второстепенную роль, причем связаны в основном с переотложенным

кварцем. По этому принципу пять выделенных типов кварца объединены в три группы (*I* — переотложенный кварц и обломки кварцитов, *II* — изометричный кварц и *III* — удлинённый кварц), которые использованы для построения треугольной диаграммы (см. фиг. 2).

Изменения кварца

Вторичные изменения кварца выражаются в коррозии обломочных зерен и в их регенерации. Коррозия или разъедание зерен наблюдается в песчаниках с кальцитовым, анкеритовым и каолиновым цементом. Наиболее агрессивным является анкерит. Характер разъедания обломочных зерен кварца не всегда одинаков. Чаще всего анкерит (и менее интенсивно кальцит) внедряется в тело зерна неправильными бухточками, заливами, что придает зерну неправильно изрезанную форму; по трещинкам карбонат иногда проникает глубоко в тело зерна, рассекая его на отдельные части и даже несколько раздвигая их. Иногда контакт разъедания кварца анкеритом имеет зубчатый характер (табл. III, 1), что обусловливается ромбоэдрической формой отдельных неделимых прекрасно окристаллизованного карбоната. Во всех этих случаях контакт кварца и карбоната очень четкий и ясный.

Но бывает и другой характер контакта: между карбонатом и кварцем образуется как бы реакционная полоска шириной до 0,02 мм; она состоит из карбоната, сквозь который еще ясно просвечивают очертания кварцевого зерна. Карбонат в этой полосе не имеет спайности и обладает тонкоагрегатной структурой; создается впечатление, что он как бы диффузно пронизывает край кварцевого зерна. Близкий характер имеет разъедание кварца каолинитом (табл. III, 2, 3, 4).

Коррозия и замещение кварца различными глинистыми минералами имеет довольно широкое распространение в терригенных породах. Автор наблюдал это явление в песчаниках продуктивной толщи Азербайджана, где замещающим минералом являлась гидрослюда; И. И. Гинзбургом и И. В. Витковской (1956₂) аналогичное явление описано в неогеновых глинах Поволжья.

Специфический характер имеют формы растворения кварца, связанные с повышенным давлением. Подобные образования наблюдаются в платформенных отложениях на глубинах свыше 2000—2500 м и в области геосинклинали почти повсеместно. Характер растворения кварцевых зерен и возникающие при этом структуры песчаников различны в разных структурных зонах.

В платформенной области в песчаниках под влиянием вертикальной нагрузки происходит сближение зерен и как бы кажущееся «вдавливание» одного зерна в другое с образованием выпукло-вогнутых контактов. На самом деле здесь наблюдается не вдавливание, о чем свидетельствует отсутствие механических деформаций и оптических аномалий в зернах, а их взаимное растворение и «приспособление»¹. Одновременно с растворением кварцевых зерен на участках, где они испытывают наименьшие напряжения, происходит переотложение кремнезема, обуславливающее формирование регенерационных каемок, часто придающих зернам правильную кристаллографическую форму. Контакты сопряжения регенерированных зерен имеют прямолинейный характер (табл. IV). Совокупность перечисленных элементов обуславливает возникновение простых мозаичных структур песчаников (табл. IV, 3).

¹ Термин конформационные структуры введен для такого типа образования недавно А. В. Копелиовичем (1958₁). Правильнее, однако, в данном случае говорить не о структуре породы в целом, а об одном из ее элементов, характеризующих определенный тип сопряжения отдельных зерен.

Мозаичные структуры иногда осложняются стилолитизацией, а в некоторых случаях переходят в собственно стилолитовые структуры. При этом на поверхности сопряжения зерен появляются зубчатые контакты, однонаправленно ориентированные к поверхности напластования. Между зубчатыми контактами часто присутствуют тонкие прослойки глинисто-гидрослюдистого или углистого материала (табл. V).

Вопреки существующему мнению, относительно того что явление стилолитизации развивается особенно интенсивно в песчаниках, лишенных глинистого цемента, наши наблюдения показывают, что обилие глинистого вещества не служит препятствием для развития стилолитов. Особенно характерно появление стилолитов в тех случаях, когда в породе присутствует резко разнородный по величине обломочный материал или гальки. В этих случаях можно наблюдать возникновение своеобразных зубчатых поверхностей на кварцевых зернах, разделенных глинистыми прослойками мощностью до 0,05—0,10 мм. Зубцы растворенных зерен непосредственно не вдаются друг в друга, однако каждому выступу верхнего зерна соответствует углубление в нижнем; в результате появляются специфические «сосульчатые» реликты растворенных зерен (табл. V, 3, 4, 5, 6).

Характерным признаком стилолитовых структур является строгая направленность зубчатых поверхностей, связанная с действием вертикальной нагрузки — основным фактором уплотнения пород на платформе.

Механизм формирования стилолитовых структур в песчаниках описан Хилдом (Heald, 1956), А. В. Копелиовичем (1958,) и В. Д. Шутовым (1958).

Мозаичные и стилолитовые структуры в совокупности называются нами структурами гравитационного уплотнения.

В геосинклинали процессы растворения и, сопровождающие их, процессы регенерации кварцевых зерен имеют несколько отличный характер. Связано это с тем, что они обычно осуществляются в породах, уже подвергшихся гравитационному уплотнению и существенно утративших свою первичную пористость. В песчаниках платформы растворение зерен кварца происходило лишь в отдельных соприкасающихся точках и поверхностях, причем наличие свободного пространства между зернами приводило к формированию регенерационных каемок с идиоморфными ограничениями.

В породах геосинклинали растворение захватывает значительно большие участки поверхности зерен, причем происходит частичное уничтожение ранее образовавшихся регенерационных каемок и неравномерное наращивание их на других участках, находящихся под действием меньших напряжений. В результате зерна приобретают сложную неправильно-лапчатую форму обычно с зубчатыми (неориентированными) поверхностями контактов, отсутствующими на платформе (табл. VI).

Первоначальная форма обломочных зерен часто оконтуривается реликтами хлоритового или гидрослюдистого цемента более ранней генерации. В этом случае обломочное зерно бывает окружено венчикоподобным ореолом иголок хлорита или гидрослюды, которые далее покрыты новообразованной кварцевой оболочкой. Игольчатая форма хлоритового или гидрослюдистого ореола указывает на крустификационную структуру первоначального цемента (табл. VI, 4).

Новообразованный кварц регенерационных оболочек или поровых участков отличается обычно чистотой, прозрачностью и отсутствием каких-либо включений.

Полевые шпаты в терригенных породах

Изучение полевых шпатов в осадочных породах представляет перво-степенный интерес по ряду причин. После кварца полевые шпаты являются самыми распространенными породообразующими минералами как кристаллических, так и осадочных пород. Строгая приуроченность определенных типов полевых шпатов к тем или иным генетическим группам материнских пород делает их ценными компонентами для определения источников питания. Различная устойчивость полевых шпатов к выветриванию, наряду с разнообразием вторичных продуктов, возникающих при их разложении, может дать важные указания на характер климатических условий, длительность пребывания материала в зоне осадкообразования, т. е. служить как бы индикатором седиментационной зрелости породы. Несмотря на это, изучением полевых шпатов в терригенных породах занимались очень немногие.

Одна из первых работ в этой области принадлежит Р. Д. Расселу, разработавшему методику количественного определения полевых шпатов и кварца и применившему ее при изучении аллювия Миссисипи (Russel, 1935, 1937). Сущность методики заключается в том, что минералы легкой фракции обрабатываются в течение одной минуты плавиковой кислотой, которая затем смывается. Последующая обработка малахитовой зеленью не затрагивает кварца, но приводит к окрашиванию всех полевых шпатов (так же, как и других алюмосодержащих минералов). Плагиоклазы, более основные чем андезин, определяются в отдельном препарате с жидкостью с $N = 1,560$. Калиевые полевые шпаты, альбит, олигоклаз и андезин учитываются суммарно.

Недостаток методики — невозможность точного определения отдельных типов полевых шпатов, а также вероятность некоторого завышения их содержания за счет других алюмосиликатов и обломков пород.

Единственным, пожалуй, методом, который позволяет точно определять обломочные полевые шпаты и вести их количественный учет, является метод В. Д. Шутова (1952, 1956), основанный на сочетании принципа иммерсии и универсального метода Федорова. Автором выделяются 11 генетических типов обломочных полевых шпатов, разбитых на четыре группы:

К-полевые шпаты	Микроклин (решетчатый) Ортоклаз Анортоклаз Санидин
Na-плагиоклазы	Альбит (№ 0—10) Кислый олигоклаз (№ 11—20)
Na—Ca-плагиоклазы	Основной олигоклаз (№ 21—29) Кислый андезин (№ 30—44)
Ca—Na-плагиоклазы	Основной андезин (№ 45—49) Лабрадор (№ 50—69) Битовнит (№ не выше 70)

Разработанная методика дает возможность вести точный количественный учет выделенных типов в препаратах легкой фракции, сделанных на канадском бальзаме.

Выявление сочетания состава различных типов полевых шпатов с ассоциациями минералов тяжелой фракции позволило В. Д. Шутову на примере продуктивной толщи Азербайджана очень точно установить определенные группы пород питающих провинций. Изучение количественного распределения различных типов полевых шпатов на площади

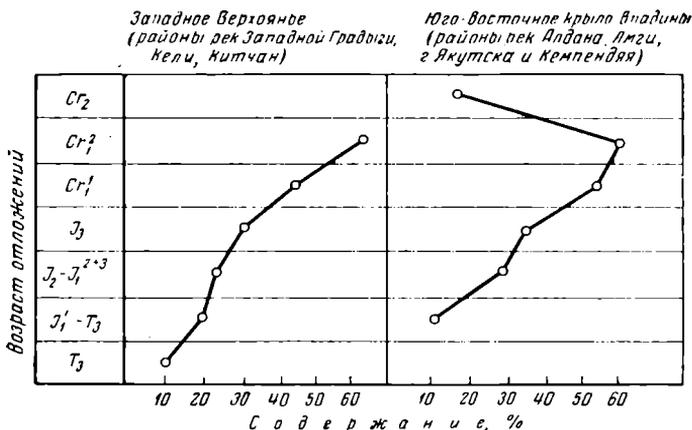
и в разрезе выявило относительную роль каждого из питающих источников во времени.

Методика, предложенная В. Д. Шутовым, имеет все данные для широкого ее применения в области терригенной минералогии. Она в значительной степени позволит ликвидировать ту несравнимость результатов, получаемых методами осадочной и изверженной петрографии, о которой мы говорили выше. Известным ее недостатком является лишь значительная трудоемкость, ограничивающая возможность проведения большего количества массовых определений при обычных петрографических исследованиях.

Новый метод определения номера плагиоклаза в иммерсии, предложенный недавно В. Б. Татарским (1956), отличается простотой и изяществом. Однако он может быть использован лишь для определения отдельных зерен, но для количественных подсчетов не применим.

Типы полевых шпатов в изученных породах

Содержание полевых шпатов в породах мезозойского комплекса непостоянно и колеблется от 10—25% в породах укугутской и градыгской свит, повышаясь постепенно при движении сверху вниз по разрезу до 35—45% в чечумской серии и до 48—69% — в сангарской. Новое понижение содержания полевых шпатов характерно для песчаников вилюйской серии (фиг. 4). Особняком стоят кварцитовидные песчаники градыгской свиты почти чисто кварцевого состава с содержанием полевых шпатов от 1 до 3%.



Фиг. 4. Распределение средних содержаний полевых шпатов в песчаниках мезозойского разреза Западного Верхоянья и юго-востока Вилюйской впадины

Несмотря на четкие отличия пород каждого стратиграфического горизонта по общему содержанию полевых шпатов, этих данных было недостаточно для суждения о характере материнских пород.

Для качественного и количественного анализа полево-шпатовой ассоциации мы использовали методику В. Д. Шутова. Объем каменного материала и большая трудоемкость метода не позволяли прибегнуть к массовым анализам. Соответствующие подсчеты были проведены лишь для отдельных образцов из разных стратиграфических горизонтов как платформенного, так и геосинклинального разрезов. Выбранные образцы по минералогическому составу как породообразующих компонентов, так и ассоциации тяжелых минералов являлись характерными типами песчаных пород данного стратиграфического горизонта.

Обычный ход исследования был следующим. Полевые шпаты подсчитывались суммарно в шлифах. После изучения шлифов исследовался состав минералов тяжелой фракции. Проведенное изучение позволяло составить уже определенное мнение о породах и выделить в разрезе и на площади ряд характерных минеральных ассоциаций. Обычно из отдельных горизонтов разреза, охарактеризованных определенной минеральной ассоциацией, брали несколько образцов с типичным составом тяжелой фракции (близким к среднему составу ассоциации), для которых производилось количественное изучение полевых шпатов.

Определение и подсчет различных типов полевого шпата проводились во фракции 0,25—0,10 мм в постоянных препаратах с канадским балъзамом (табл. VII).

В каждом образце осуществлялся подсчет шести типов: микроклин, ортоклаз, альбит, кислый олигоклаз (№ 11—20), основной олигоклаз (№ 21—30) и кислый андезин (№ 30—40); более основные разновидности плагиоклазов обнаружены не были. Одновременно фиксировалась степень разложенности зерен каждого типа.

Микроклин присутствует в породах всего разреза в количестве от 1 до 10% от изучаемой фракции (исключение составляют песчаники чечумской серии, где его содержание возрастает до 20—26%); представлен почти всегда свежими зернами таблитчатого габитуса с характерной микроклиновой решеткой.

Ортоклаз характерен для всех изученных пород: содержание его составляет 8—23% от состава фракции.

Наиболее типичен ортоклаз для песчаников байлыкской серии и ее возрастных аналогов на платформе, где содержание его составляет до 60% от общего состава полевых шпатов (сумма калиевых полевых шпатов около 86%). Следует отметить, что в кварцито-видных песчаниках с низким содержанием полевых шпатов последние представлены исключительно ортоклазом. Максимальное распространение он имеет и среди песчаников вилюйской серии. Среди ортоклазов преобладают свежие зерна; незначительное присутствие разрушенных зерен, покрытых буроватой пленкой пелитовых частиц, наблюдается в песчаниках укугутской и табагинской свит платформ.

Для ортоклаза типично присутствие пертитовой структуры. Пертитовые сростки представляют собой проращение зерна калиевого полевого шпата многочисленными включениями плагиоклаза (обычно альбитово-олигоклазового состава). Включения имеют призматическую, веретенообразную, ленточную, иногда неправильную форму и одинаковую оптическую ориентировку.

Альбит составляет 8—30% от состава фракции. Наименьшее его содержание, а иногда и отсутствие характерно для песчаников укугутской и градыкской свит. Зерна альбита имеют призматическую, реже неправильную форму, причем наряду со свежими водянo-прозрачными разновидностями часто встречаются сильно разложенные. Альбит обладает тонкими полисинтетическими двойниками, главным образом по альбитовому и переклиновому законам. Оптически он всегда положительный с углом $2V$ от 65 до 90°.

Среди песчаников сангарской свиты в значительном количестве встречаются своеобразные зерна альбита, переполненные мельчайшими включениями кристаллов эпидота, цоизита, кальцита и иногда чешуйками серицита (табл. VIII, 1, 2). Происхождение эпидотизированных альбитов вторичное, связанное с перерождением кальцийсодержащих плагиоклазов. Протекал этот процесс частично, по-видимому на месте, в период эпигенеза, частично же «сетчатые» альбиты заимствованы из более древних измененных пород. Подобные образования, весьма характерные для кристаллических сланцев основного состава, претерпевших диафторез,

очевидно, присутствовали в составе материнских пород сангарских песчаников.

Кислый олигоклаз (№ 11—20) внешне очень схож с альбитом и образует с ним единую генетическую группу, что особенно подчеркивается одинаковой степенью разложивности зерен (она является максимальной по сравнению со всеми другими полевыми шпатами), а также однотипными продуктами разложения, относящимися обычно к чешуйчатым агрегатам гидрослюдистых минералов. Кислый олигоклаз отличается от альбита по почти прямому угасанию в разрезе — (010) и светопреломлению меньше канадского бальзама только в одном из сечений.

Основной олигоклаз (№ 21—30) появляется только в породах верхней юры, где он составляет не более 10% от общего состава фракции; в нижнемеловых отложениях содержание его возрастает до 20—30%. Основной олигоклаз встречается в виде призматических обломков со светопреломлением больше канадского бальзама во всех сечениях. Номер плагиоклаза определяется по углам погасания в зоне — (010) или по координатам полюсов спайности и ограничений. Характерной чертой минерала является исключительная свежесть зерен. Наблюдающееся растворение обломков и замещение их кальцитом или ломонтитом (последнее очень интенсивное в геосинклинальной зоне) оставляет реликты плагиоклаза совершенно свежими.

Кислый андезин (№ 30—40) встречен только в песчаниках эксеняхской свиты. Так же как основной олигоклаз, он интенсивно корродируется и иногда целиком уничтожается кальцитом и ломонтитом, что нарушает первичное соотношение полевых шпатов в породе.

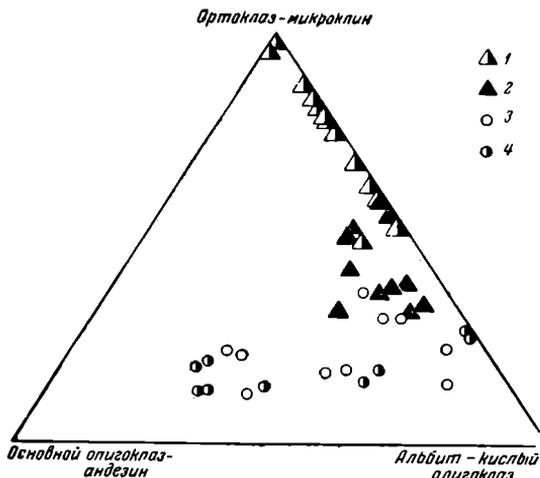
Более основные плагиоклазы, чем кислый андезин, встречены только в укугутской свите западной части впадины и описаны М. Е. Бердичевской. В слоях песчаника, чередующихся с конгломератами, сильно обогащенных продуктами разрушения диабазов, пироксенами, роговой обманкой и другими, среди плагиоклазов были встречены в незначительном количестве основной андезин (№ 41—44) и лабрадор (выше № 50). В других отложениях западной части впадины плагиоклазы более основные, чем кислый андезин (№ 30—44), по данным В. И. Муравьева, не фиксировались, хотя минеральная ассоциация пород, так же как и источники сноса, оставались там едиными на протяжении всей юры и мела.

Детальное изучение распределения отдельных типов полевых шпатов в породах продуктивной толщи Азербайджана, равно как степень их свежести, а также наличие специфических продуктов разрушения, позволили В. Д. Шутову (1952) установить три генетические группы полевых шпатов в осадочных породах: 1) калиевые полевые шпаты, 2) кислые плагиоклазы (0—20) и 3) более основные плагиоклазы (№ >20). Указанные группы четко выявляются и в породах мезозойского разреза Верхоянья, что позволяет, видимо, считать их универсальным для терригенных пород вообще. Они использованы для построения треугольной диаграммы, иллюстрирующей распределение различных типов полевых шпатов в изученных отложениях.

Из табл. 7 и диаграммы (фиг. 5) видно, что как в платформенном, так и в геосинклинальном разрезах наблюдается закономерная приуроченность определенных групп полевых шпатов к породам различных стратиграфических горизонтов. Калиевые полевые шпаты имеют доминирующее значение в песчаниках укугутской и градыгской свит. Натриевые плагиоклазы (№ 0—20), представленные здесь нередко разложивными зернами, играют значительно меньшую роль; плагиоклазы выше № 20 вообще отсутствуют. Близкое соотношение типов полевых шпатов характеризует и породы морской юры (табагинской и ниже-ыбыканской свит). Некоторое отличие заключается лишь в заметном увеличении

содержания группы натриевых плагиоклазов, часть которых сохраняет свой разложенный характер.

Для песчаников чечумской серии характерно дальнейшее повышение содержания альбита и кислого олигоклаза, наряду с которыми появляются и основной олигоклаз. Плагиоклазы отличаются обычно свежестью; количество разложившихся зерен резко уменьшается, особенно в песчаниках Приверхоянья. Исключение составляют породы, лежащие в подошве угольных пластов; в них все полевые шпаты сильно разложены и изменены. Особенно это типично для пород платформенных разрезов.



Фиг. 5. Распределение типов полевых шпатов в песчаниках мезозойских отложений

1 — укугутская и градыгская свиты ($T_2 - J_1^1$); 2 — чечумская серия (J_2); 3 — сангарская серия, батылахская свита ($C_{T_1}^1$); 4 — сангарская серия, эксеняхская свита ($C_{T_2}^2$)

шпатовой ассоциации, по сравнению с лежащими ниже отложениями, характеризуется существенным уменьшением роли калиевых полевых шпатов и широким распределением плагиоклазов как натриевых, так и кальциево-натриевых (табл. VIII 3).

В разрезе платформы в батылахской свите ($C_{T_1}^1$) присутствует основной олигоклаз, составляющий 35% от общего состава полевых шпатов; в эксеняхской свите ($C_{T_2}^2$) содержание его возрастает до 39% и появляется кислый андезин (до 23%).

Изменение состава полевошпатовой ассоциации четко коррелируется с более «основным» характером акцессорных минералов — массовым появлением эпидота в батылахской свите и эпидота вместе с роговой обманкой в эксеняхской свите.

В породах Приверхоянья состав полевошпатовой ассоциации сильно варьирует и зависит от состава цемента. В песчаниках с первично-глинистым цементом (табл. 7, обр. 573, 377, 317) состав полевошпатовой ассоциации близок к платформенной (основной олигоклаз 24—31%, кислый андезин 29—34%).

В породах с ломонитовым цементом, весьма обычным для описываемых отложений, Ca—Na-плагиоклазы либо присутствуют в небольшом количестве, либо вообще отсутствуют и доминирующая роль переходит к альбиту и кислому олигоклазу.

Состав акцессорных минералов (эпидот, роговая обманка) остается при этом идентичным, а в эксеняхской свите появляются иногда даже растворенные реликты зерен пироксенов. Изменение состава полевошпа-

Распределение полевых шпатов в песчаниках сангарской серии имеет более сложный характер. Если в юрских породах состав полевошпатовой ассоциации платформенного и геосинклинального разрезов оставался в общем близким, то здесь эта закономерность нарушается. Причины этих нарушений мы подробно описываем ниже.

Для песчаников сангарской серии характерно очень высокое общее содержание полевых шпатов, позволяющее отнести их к типичным аркозам. Состав полевошпатовой ассоциации, по сравнению с лежащими ниже отложениями, характеризуется существенным уменьшением роли калиевых полевых шпатов и широким распределением плагиоклазов как натриевых, так и кальциево-натриевых (табл. VIII 3).

В разрезе платформы в батылахской свите ($C_{T_1}^1$) присутствует основной олигоклаз, составляющий 35% от общего состава полевых шпатов; в эксеняхской свите ($C_{T_2}^2$) содержание его возрастает до 39% и появляется кислый андезин (до 23%).

Изменение состава полевошпатовой ассоциации четко коррелируется с более «основным» характером акцессорных минералов — массовым появлением эпидота в батылахской свите и эпидота вместе с роговой обманкой в эксеняхской свите.

В породах Приверхоянья состав полевошпатовой ассоциации сильно варьирует и зависит от состава цемента. В песчаниках с первично-глинистым цементом (табл. 7, обр. 573, 377, 317) состав полевошпатовой ассоциации близок к платформенной (основной олигоклаз 24—31%, кислый андезин 29—34%).

В породах с ломонитовым цементом, весьма обычным для описываемых отложений, Ca—Na-плагиоклазы либо присутствуют в небольшом количестве, либо вообще отсутствуют и доминирующая роль переходит к альбиту и кислому олигоклазу.

Состав акцессорных минералов (эпидот, роговая обманка) остается при этом идентичным, а в эксеняхской свите появляются иногда даже растворенные реликты зерен пироксенов. Изменение состава полевошпа-

**Соотношение типов обломочного полевого шпата в песчаниках юрского и мелового
возраста Вилюйской впадины
(Приякутский район) и Западного Верхоянья (бассейн Кели и Градыги и район Сангар)**

№ об- раз- ца	Свита, возраст, район	Ассоциации полевых шпатов (100%)												Примечание
		Микро- клин		Орто- клаз		Альбит		Кислый олиго- клаз		Основ- ной олиго- клаз		Кислый андезит		
		% содержания	соотношение свежих и разрушенных зерен	% содержания	соотношение свежих и разрушенных зерен	% содержания	соотношение свежих и разрушенных зерен	% содержания	соотношение свежих и разрушенных зерен	% содержания	соотношение свежих и разрушенных зерен	% содержания	соотношение свежих и разрушенных зерен	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
	Укугутская, рай- он Якутска . . .	26	26/0	61	43/18	—	—	13	0/13	—	—	—	—	
24	Укугутская, рай- он Якутска . . .	21	21/0	40	20/20	9	5/4	10	2/8	—	—	—	—	
39	Укугутская, рай- он Якутска . . .	34	24/10	45	35/10	—	—	21	5/16	—	—	—	—	
727	Укугутская, рай- он Якутска . . .	29	19/10	40	30/10	7	3/4	25	7/18	—	—	—	—	
	Градыгская, рай- он Китчан . . .	100	100/0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Кварцито- видные пес- чаники
410	Градыгская, За- падная Градыга	25	21/4	50	37/13	3	3/0	22	10/12	—	—	—	—	
440	Градыгская, За- падная Градыга	18	18/0	44	33/11	9	5/4	29	18/11	—	—	—	—	
75	Табагинская, рай- он Якутска . . .	6	6/0	49	10/39	17	4/13	28	3/25	—	—	—	—	
438	Градыгская, За- падная Градыга	18	18/0	41	41/0	23	20/3	18	10/8	—	—	—	—	
1165	Кильдямская, рай- он Якутска . . .	34	29/5	15	3/12	21	14/7	21	12/9	9	9/0	—	—	
1517	Кильдямская, рай- он Якутска . . .	30	21/9	32	12/20	14	10/4	16	9/7	8	6/2	—	—	
1093	Кильдямская, рай- он Якутска . . .	20	17/3	22	5/17	20	13/7	21	12/9	15	13/2	2	2/0	
1101	Кильдямская, рай- он Якутска . . .	18	15/3	20	11/9	17	12/5	26	12/14	5	5/0	—	—	
1109	Кильдямская, бас- сейн Кели . . .	20	20/0	16	7/9	31	12/19	22	10/12	11	9/2	—	—	
165	Тынкычанская, бассейн Кели . . .	17	15/2	13	5/8	21	5/16	29	9/20	10	6/4	—	—	
174	Тынкычанская, бассейн Кели . . .	15	12/3	19	3/16	22	7/15	39	10/29	5	5/0	—	—	
1603	Бытыльхская, Кангаласы . . .	10	8/2	7	7/0	13	8/5	35	12/16	35	35/0	—	—	
676	Бытыльхская, Сангары . . .	3	3/0	17	12/5	41	32/9	29	17/12	7	7/0	3	3/0	
873	Бытыльхская, Сангары . . .	4	4/0	8	6/2	37	29/8	36	30/6	13	11/2	2	2/0	
864	Бытыльхская, Сангары . . .	12	12/0	18	16/2	28	19/9	19	17/2	17	14/3	6	5/1	

Таблица 7 (продолжение)

№ образца	Свита, возраст, район	Ассоциации полевых шпатов (100%)												Примечание
		Микроклин		Ортоклаз		Альбит		Кислый олигоклаз		Основной олигоклаз		Кислый андезин		
		% содержания	соотношение свежих и разрушенных зерен	% содержания	соотношение свежих и разрушенных зерен	% содержания	соотношение свежих и разрушенных зерен	% содержания	соотношение свежих и разрушенных зерен	% содержания	соотношение свежих и разрушенных зерен	% содержания	соотношение свежих и разрушенных зерен	
1655	Эксеняхская, Кильдямыцы . . .	5	5/0	13	18/2	3	2/1	17	3/14	39	31/8	23	17/6	
538	Эксеняхская, Сангары	3	3/10	12	18/0	25	7/18	35	25/10	22	14/9	3	0/3	Хлоритово-ломонтитовый цемент
576	Эксеняхская, Сангары	1	1/0	25	20/5	44	30/14	30	17/13	—	—	—	—	Обильный ломонтитовый цемент
573	Эксеняхская, Сангары	3	3/0	9	9/0	23	6/17	12	7/5	24	19/5	29	21/9	С хлоритово-глинистым цементом
377	Эксеняхская, Западная Градыга	7	5/2	14	12/2	18	16/2	6	3/2	31	27/4	24	23/1	То же
317	Эксеняхская, Западная Градыга	1	1/0	11	10/1	13	11/2	10	7/3	31	30/1	34	29/5	» »

товой ассоциации связано с уничтожением Са—Na-плагиоклазов в процессе эпигенеза и формированием за их счет кальциевого цеолита — ломонтита. Процесс этот настолько интересен, что заслуживает специального описания.

Изменение полевых шпатов

Массовое разъедание плагиоклазов ломонтитом хорошо видно в шлифах. Характер разъедания интенсивен и разнообразен. Чаще всего ломонтит разъедает и замещает зерна с периферии, затем проникает по трещинам спайности, однако очень часто переработка полевого шпата идет из центра зерна. В этом случае обычно плагиоклаз оказывается почти целиком замещенным цеолитом и сохраняются лишь реликты его внешней оболочки. Многие зерна уничтожены полностью и судить об их бывшем присутствии можно лишь по сохранившейся тонкой хлоритовой каемке, оконтуривавшей ранее зерно плагиоклаза, или по разнообразной ориентировке отдельных неделимых зерен ломонтита, как бы повторяющих очертания бывших зерен полевого шпата. Иногда целые участки породы состоят нацело из ломонтита, в котором «плавают» сохранившиеся зерна кварца (табл. VIII, 4, 5).

Интересно количественно проследить изменение состава полевошпатовой ассоциации в зависимости от степени ломонтитизации пород (фиг. 6). В обр. 576 ломонтит составляет не менее 25—30% от общего состава породы. Разъедание плагиоклазов крайне интенсивно, основной олигоклаз и кислый андезин в породе полностью отсутствуют, в то время как содержание альбита крайне высоко (44%). В обр. 538 ломонтит играет меньшую роль благодаря присутствию аутигенного хлорита, облекающего в виде крустификационных пленок обломочные зерна и в какой-то мере предохраняющего их от разрушения. В этой породе присутствуют

в небольшом количестве и основной олигоклаз (22%) и кислый андезин (3%). Количество альбита соответственно понижается до 25% (см. табл. 2 и фиг. 5).

Весьма вероятно, что часть характерных несколько мутных альбитов с включениями эпидота, кальцита и слюд в сангарских песчаниках Приверхоянья образовывалась за счет разложений кальцийсодержащих плагиоклазов, дававших одновременно материал для формирования ломонтита.

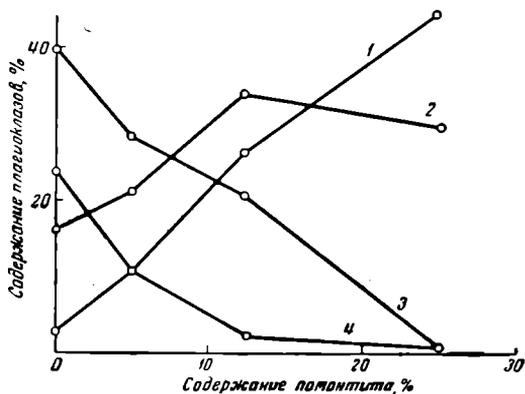
Существенным является то, что массовое распространение ломонтита имеет место только в меловых породах прогиба. На платформе ломонтит отсутствует или крайне редок. Это объясняет пестроту состава полевошпатовой ассоциации в нижнемеловых породах Приверхоянья. В платформенной ассоциации в породах с глинистым цементом состав полевых шпатов, вероятно, близок к первичному, хотя не исключена возможность, что в каком-то количестве присутствовали и более основные плагиоклазы, исчезнувшие впоследствии в результате внутрислойного растворения.

Близкие процессы интенсивной ломонтитизации кальцийсодержащих плагиоклазов и вторичной альбитизации туфогенных граувакковых в песчаниках триаса Новой Зеландии описаны Кумсом (Coombs, 1954). Нарастание содержания ломонтита и вторичного альбита с одновременным уменьшением, а затем полным исчезновением кальцийсодержащих плагиоклазов прослеживается данным автором при движении в направлении сверху вниз по разрезу мощностью около 8 км. Кумс связывает эти явления с возрастанием температур и давлений по мере погружения пород в более глубокие слои земной коры.

Присутствие ломонтита, так же как и эпидотизированных альбитов, только в Приверхоянье¹, где породы испытывали более значительные погружения, чем на платформе, и подвергались воздействию складчатости, делает это предположение вполне применимым к нашим условиям. По-видимому, кальцийсодержащие плагиоклазы оказываются крайне нестойкими при несколько повышенных температурах и давлениях и испытывают разложение, близкое к тому, которое наблюдается в них при процессах регрессивного метаморфизма (диафореза).

Интенсивное разъедание и замещение полевых шпатов происходит также в песчаниках с карбонатным цементом. Оно выражается как бы в «кстачивании» поверхности обломков, в проникновении кальцита в виде мелких зубчиков и остроугольных бухточек в тело зерен. Часто в результате разъедания обломки приобретают неправильную причудливую форму или оказываются разобщенными на несколько изолированных частей (табл. IX, 1, 2).

¹ «Сетчатые» эпидотизированные альбиты, имеющие массовое распространение в Приверхоянье, на платформе редки. Интересно, что незначительное появление их фиксируется в Вилюйской (сообщение В. И. Муравьева) и Намской скважинах только в наиболее глубоких частях разреза (около 2000 м).



Фиг. 6. Зависимость состава ассоциации плагиоклазов от содержания ломонтитового цемента

Кривые: 1 — плагиоклазы № 0—10; 2 — плагиоклазы № 10—20; 3 — плагиоклазы № 20—30; 4 — плагиоклазы № 30—40

В песчаниках чечумской и байлыкской серий Верхоянья наблюдается часто интенсивная гидрослюдизация кислых плагиоклазов, выражающаяся в появлении чешуек гидрослюдистого минерала на плоскостях спайности (010) и (001).

Наряду с разложением полевых шпатов в песчаниках байлыкской серии Верхоянья наблюдается явление интенсивной регенерации обломочных зерен. Для обломков полевых шпатов характерно «стремление» к восстановлению присущих им внешних кристаллографических очертаний. Первоначальные очертания терригенных зерен хорошо оконтуриваются по их выветрелой поверхности, в то время как новообразованные «пристройки» отличаются исключительной свежестью и прозрачностью.

Новообразованные каемки обычно представлены альбитом и наблюдаются на терригенных зернах как альбита, так и более основного плагиоклаза до олигоклаза включительно. Как правило, новообразованный альбит имеет более низкое светопреломление по сравнению с обломочными «ядрами». Регенерационные каемки часто имеют полисинтетически-сдвойникованное строение, но встречаются также каемки несдвойникованные (табл. X, 5, 6).

В каемках с двойниковой структурой наблюдается продолжение двойников обломочного зерна, но часто оптическая ориентировка двойников каемки заметно отличается от ориентировки в обломочном зерне. Это связано с различным химическим составом новообразованной каемки и ядра; в частности, новообразованные каемки почти всегда имеют более «чисто натриевый» состав, чем обломочные зерна. Иногда двойниковое строение обнаруживается только в новообразованной каемке. В ряде случаев констатируются «перекрещенные» двойники (табл. X, 3, 4), образованные по альбитовому и *x*-карлсбадскому закону, характерные, по литературным данным, только для аутигенных полевых шпатов (Füchtbauer, 1955).

Плагиоклаз с каемкой обрастания в сечении, перпендикулярном (010), измеренный на федоровском столике, дал следующие константы: угол погасания 17° ; закон \perp (010); (+) $2V = 76$; номер плагиоклаза 9. Хорошо развиты грани (010) и (001).

В сильно известковистых песчаниках, переходящих иногда в песчанистые известняки, были встречены прекрасные кристаллы альбита длиной до 0,40—0,5 мм и шириной до 0,04—0,06 мм. Кристаллы альбита, имеющие длиннопризматический габитус с хорошо развитыми гранями (001) и (010), встречаются либо в изолированных включениях, либо в виде звездчатоподобных скоплений в известковистом цементе песчаника (табл. IX, 4).

Регенерация калиевых полевых шпатов не наблюдалась.

СЛЮДЫ

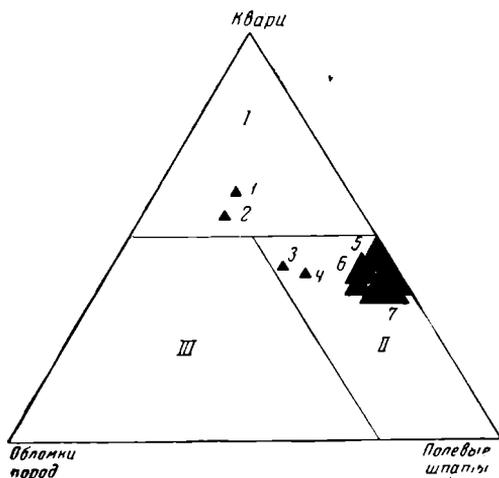
Группа слюд представлена в изучаемых породах мусковитом, биотитом и оксилепидомеланом. Наиболее широкое распространение имеет биотит, причем содержание его в породах различного возраста колеблется в очень значительных пределах. Наименее распространен мусковит, встречающийся в незначительном количестве только в укугутской и градыгской свитах. Распределение различных слюдистых минералов в разрезе показано на фиг. 7, а, б.

Биотит

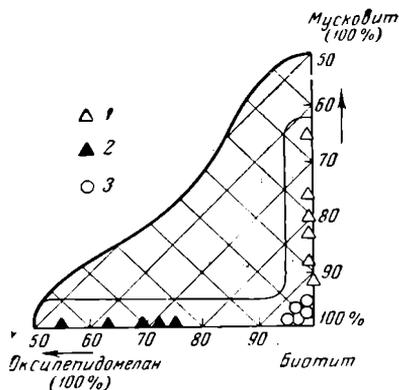
Биотит присутствует в породах почти всего мезозойского разреза. Однако в породах отдельных стратиграфических подразделений он распределен далеко неравномерно, что наглядно проиллюстрировано на фиг. 7, а, б. В точках, соответствующих среднему составу песчаников из

байлыкской (J_1 — J_2), чечумской (J_3) и сангарской (Cg_1) серий, показано среднее содержание в них биотита.

В песчаниках байлыкской серии Верхоянья и ее возрастных аналогов на платформе биотит встречается чаще всего в виде единичных зерен, лишь в отдельных образцах, достигая более одного процента от общего состава породы. В породах чечумской серии содержание биотита довольно постоянно и колеблется обычно в пределах 1—5%, несколько возрастающая в алевритах. Максимальное присутствие биотита свойственно породам сангарской серии, где он часто составляет до 20% от общего состава



Фиг. 7а



Фиг. 7б

Фиг. 7 а. Среднее содержание слюд в песчаниках байлыкской, чечумской и сангарской серий

I — класс кварцевых песчаников; II — класс аркозовых песчаников; III — класс граувакк; точки 1—7 соответствуют среднему минералогическому составу пород свиты: 1 — укугутская свита Приякутского района; 2 — градыгская свита Западного Верхоянья; 3 — чечумская серия района Кильдямцев; 4 — чечумская серия Приверхоянья (Тынкычан); 5 — батыльхская свита района Кангаласс; 6 — батыльхская свита района Сангар; 7 — эксейяхская свита района Сангар

Фиг. 7 б. Состав ассоциации слюд в породах различного возраста

1 — укугутская и градыгская свиты (J_1); 2 — чечумская серия (J_3); 3 — сангарская серия (Cg_1)

песчаников (до 25—50% алевритов и до 80—90% некоторых глинистых пород), являясь одним из породообразующих минералов.

Большая роль биотита в глинистых породах привела к необходимости его подробного изучения не только оптическим, но и рентгено-структурным методом. Как было установлено, биотитовые гидрослюды являлись одним из основных компонентов, за счет которых формировалась большая часть глинистых минералов в изучаемых породах.

Биотит был выделен из песчаников на магнитном сепараторе и разделен на отдельные фракции с разными удельными весами. Выделяются следующие разновидности биотита:

1. Биотит коричневый с удельным весом 2,92—2,99, в тонких пластинках светло-коричневый с чистыми и яркими тонами окраски. $Ng = Nm = 1,638—1,646$; $2V$ — малый, иногда почти одноосен. В разрезах $\perp 001$ — сильный плеохроизм от темно-коричневого до светло-коричневого цветов. Очень характерна некоторая деформированность минерала, придающая пластинкам, лежащим на базисной плоскости, своеобразное лепестковое, секториальное угасание. Коричневый биотит встречается почти исключительно в породах сангарской серии.

2. Биотит зеленовато-бурый с удельным весом 2,88—2,77, является наиболее распространенным типом как в сангарской, так и в чечумской сериях. Встречается в виде пластинок с неправильными рваными краями, иногда в виде прекрасно окристаллизованных псевдогексагональных табличек размером до 0,25—0,30 мм. Наблюдается гамма переходов в оттенках от более зеленоватого к более буроватым биотитам; бурые разности отличаются несколько более высоким светопреломлением. $N_g = N_m$ колеблется от 1,633 до 1,642; $N_p = 1,575—1,582$; $2V = 0^\circ$ или малый. Плеохроизм от темно-бурого по N_g до светлого зеленовато-желтого цвета по N_p .

3. Биотит зеленоватый с удельным весом 2,77—2,67. $N_g = N_m$ колеблется от 1,63 до 1,61 у наиболее выветрелых разностей. Морфология пластинок такая, как и у описанных выше биотитов. На некоторых пластинках можно наблюдать переход в зеленый, почти изотропный хлорит.

Наконец, следует отметить еще группу зеленых слюд, связанных постепенным переходом с наиболее измененными биотитами. Зеленые слюды часто постепенно переходят в хлорит; от последнего они отличаются несколько повышенным двупреломлением. Морфологически очень напоминают биотит, отличаясь лишь не столь четко выраженной спайностью. Часто содержат тонкие пучкообразно расположенные иголки рутила, неправильные включения лейкоксена и каких-то других непрозрачных минералов, иногда опала. Светопреломление по $N_g = 1,630$ до 1,608, но иногда спускается и ниже до 1,590—1,580 у сильно выветрелых почти бесцветных разностей. Одноосны или с очень малым углом оптических осей.

Оксилепидомелан встречается в виде неправильных пластин изредка гексагональных табличек, лежащих на базисной плоскости. Окрашен в оранжево-коричневый цвет и легко может быть принят за биотит. От последнего он отличается: высоким светопреломлением $N_g = 1,718—1,726$; $N_p = 1,630—1,638$, очень большим двупреломлением и большим углом оптических осей $2V \approx 40^\circ$. Высокое светопреломление оксилепидомелана, относящегося к группе биотита, может быть объяснено, по Винчеллу, присутствием окисного железа или титана. Последнее представляется весьма вероятным, так как для некоторых биотитов среди продуктов их разложения мы фиксировали рутил, ильменит и другие титанистые образования.

Оксилепидомелан встречается в песчаниках чечумской серии и совершенно отсутствует в породах нижнего мела. Присутствие минерала следует несомненно связывать с интрузивными породами, но с какими именно, сказать трудно. В. Н. Лодочников указывает на присутствие оксилепидомелана в дацитах Закарпатья, А. И. Винчелл приводит описание оксилепидомелана и в пегматитах. Во всяком случае, биотиты с подобными оптическими константами довольно редки; возможно в дальнейшем описанный минерал будет найден среди кристаллических пород окружающих площадей и сможет служить ценным индикатором источников сноса.

Изменение биотита

Изменения биотита в описываемых породах весьма разнообразны. Имеющиеся в литературе указания на относительную устойчивость минерала могут быть отнесены только к его сопротивляемости разрушению при переносе, т. е. к абразионной устойчивости. В процессе эпигенеза (равно как и выветривания) биотит является одним из наиболее нестойких компонентов. Изменение биотита при выветривании описано П. С. Бобровником (1954). Эпигенетические изменения — Н. В. Логвиненко (1953), А. Г. Коссовской и В. Д. Шутовым (1955₂).

Эпигенетические изменения биотита имеют двойкий характер. К одной группе относятся те превращения, которые связаны с растворением минерала и замещением его новым веществом совершенно отличного химического состава, служащим чаще всего цементирующим материалом в породе. К такого рода явлениям относится замещение биотита кальцитом и кальциевым цеолитом — ломонитом (табл. XI). При этом замещающий минерал внедряется по плоскостям спайности, замещает отдельные пакеты биотитовой пластинки, а иногда уничтоженным оказывается все зерно, и в карбонатной или цеолитовой массе цемента сохраняются лишь его контуры с характерной волнистой штриховатостью следов спайности (табл. XI, 1, 2).

К другой группе относятся изменения, связанные с переработкой самого минерала в процессе его приспособления к новым физико-химическим условиям диагенеза и эпигенеза. В этом случае состав «минералов-заместителей» тесно связан с составом самого биотита и часто наблюдается гамма стадийных изменений, фиксирующих постепенный переход биотита в другой компонент.

Изменения, связанные с «приспособлением» минерала, чрезвычайно разнообразны, причем характер их различен в условиях платформенной и геосинклинальной областей.

В разрезе геосинклинали наблюдается направленный характер постепенного изменения биотита при переходе от пород верхних горизонтов к нижним. В верхних горизонтах (нижний мел) многие пластинки биотита уже значительно изменены (последнее удается наблюдать главным образом в шлифах). Кристаллическая форма минерала часто бывает нарушена: пластинки биотита интенсивно деформируются, они разбухают, расщепляются на отдельные волокна, в ряде случаев причудливо изгибаются, окаймляя обломочные зерна полевых шпатов и кварца (табл. XII, 1).

Нарушение кристаллической структуры биотита сопровождается изменением его оптических свойств. При этом биотит обесцвечивается, приобретает зеленоватые тона, сохраняя, однако, схему абсорбции. Светопреломление и двупреломление минерала значительно понижается (N_g до $1,590—1,578 \pm 0,002$; N_p — $1,560 \pm 0,002$; $N_g - N_p = 0,030—0,015$). Изменение структуры и оптических свойств биотита иногда наблюдается в пределах одной пластинки; часть ее, зажатая между зернами кварца и полевого шпата, имеет нормальное строение и оптику, другая часть в более свободном промежутке деформирована и обесцвечена (табл. XII, 3, 4). Изменения биотита связаны с его гидратацией, сопровождающейся частичным выносом железа и щелочей.

В породах чечумской серии Приверхоянья биотит находится как бы на одной из дальнейших стадий своего видоизменения. При этом намечаются две линии превращения биотита: 1) аморфизация, 2) обесцвечивание и постепенный переход в хлоритоподобный минерал.

При аморфизации биотита минерал полностью утрачивает свою кристалличность, превращаясь в коллоидные сгусткоподобные скопления бурого цвета, изотропные, с показателем преломления около 1,558 (табл. XII, 2).

Иногда аморфизация биотита начинается с изменения периферийных участков пластинки; центральная часть пластинки сохраняет оптические свойства, близкие к биотиту, будучи обычно только несколько обесцвечена; периферийные участки имеют сгусткоподобное строение и изотропны.

Наряду с аморфизацией биотита наблюдаются его обесцвечивание и хлоритизация. Переход биотита в хлорит сопровождается приобретением зеленоватой окраски и резким понижением двупреломления ($N_g - N_p = 0,008—0,006$). Обычно хлоритизация биотита происходит по

отдельным пакетам. В этом случае пластинка минерала представляет чередование волокон светло-зеленого, почти изотропного хлорита и обесцвеченного, но сохраняющего еще слабый плеохроизм гидробиотита с двупреломлением $N_g - N_p = 0,015 - 0,010$. Переход между отдельными волокнами реликтов биотита и хлорита постепенен. При аморфизации и обесцвечивании продолжается вынос железа и происходит фиксация его, в виде сидерита или пирита, которые мелкой сыпью покрывают пластинку (табл. XIII, 3).

В песчаниках байлыкской серии биотит изменен еще более значительно. Практически собственно биотит здесь уже почти отсутствует; пластинки его заменены сложным чередованием перемежающихся волокон светло-зеленого изотропного хлорита, бесцветного, сильно двупреломляющего мусковитоподобного минерала ($N_g - N_p = 0,020 - 0,025$) и реликтов обесцвеченного слабо плеохроирующего и двупреломляющего гидробиотита. Промежутки между волокнами бывают выполнены мозаичными скоплениями кварца и пластинчатыми агрегатами новообразованного альбита.

В некоторых пластинках измененного биотита, в промежутках между расщепленными волокнами, выделяются линзовидные пропластки ильменита и иногда новообразованные кристаллики рутила (табл. XIII, 2).

В породах платформенного изменения биотита не менее многообразны. Одной из характерных форм является почти полное разложение минерала, сопровождающееся резким расширением объема пластинки по оси «с» с формированием своеобразных «бочковидных образований». Вся пластинка пронизана и покрыта бурым налетом мельчайших частичек несколько окисленного сидерита. Первоначальная окраска минерала уничтожается почти полностью, плеохроизм отсутствует и часто восстановить первоначальную «биотитовую» природу этих образований можно лишь по характерной штриховатости, являющейся не чем иным, как реликтами сохранявшейся спайности. Иногда сидерит присутствует не в виде тонко распыленных частичек, а образует скопления глобулярных зернышек размером $0,02 - 0,03$ мм, концентрирующихся на месте разложившейся пластинки биотита (табл. XIII, 3).

В песчаниках с каолиновым цементом часто наблюдается переход биотита в каолинит. Процесс этот также сопровождается разбуханием минерала по оси «с» с образованием крупных стопочкообразных вермикулитовых сростков, полным обесцвечиванием и потерей плеохроизма, резким снижением светопреломления и двупреломления (до $0,015 - 0,008$). Часто можно наблюдать гамму постепенных переходов гидратированного обесцвеченного биотита в каолинит.

В некоторых случаях изменения биотита идут другим путем и наблюдается формирование монтмориллонитоподобного минерала с очень низким светопреломлением и повышенным двупреломлением (поляризационная окраска в желто-оранжевых цветах), который чередуется в пластинке с пакетами обесцвеченного гидробиотита. Была сделана попытка изучить начальную стадию изменения биотита с точки зрения его структурных превращений при помощи рентгеновского анализа. Для этого были получены рентгенограммы трех выделенных типов биотита, из которых следовало следующее (табл. 8). Даже в оптически почти неизменном биотите отмечаются его превращения в хлоритоподобный минерал, что отмечается на рентгенограммах по наличию целочисленной серии от $d = 14$ кХ, которая не изменяется при насыщении глицерином и прокаливании образца. Существенно подчеркнуть, что данный минерал не является вермикулитом, так как при нагревании сохраняется и усиливается линия с $d = 14$ кХ, в то время как при наличии вермикулита она должна исчезнуть или существенно ослабнуть и вместо нее появится сильная линия с $d = 9,3$ кХ. В биотитах двух других более

Межплоскостные расстояния и интенсивности отражений биотитов

Биотит I				Биотит II		Биотит III			
природный		прогретый		природный		природный		прогретый	
I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$
6	14,5	8	13,7	9	14,2	10	13,6	6	13,5
8	10,0	10	9,92	5	10,0	1	9,8	6	9,9
8	7,2			10	7,2	9	7,16		
2	5,8			2	5,8				
6	4,8			3	5,0				
9	4,58	3	4,65	8	4,64	7	4,65	3	4,58
2	4,15								
1	3,82			2 ш.	3,87				
8	3,58			10	3,56	9	3,51		
8	3,38	9	3,38	2	3,38	2	3,39	3	3,35
1	3,20					1	3,23		
						1	3,03		
1	2,98								
1	2,82	4	2,77	3	2,84	3	2,84		
9	2,63	9	2,64	6	2,64	7	2,61	7	2,61
8	2,44	7	2,47	6	2,44	7	2,42	7	2,42
2	2,29	5	2,31	1	2,29	1	2,29		
2	2,17	7	2,20	1	2,21	1	2,20		
1	2,13								
1	2,07			4	2,06				
5	2,01	9	2,00	3	2,01	3	2,01		
1	1,91					1	1,88		
1	1,82					1	1,82		
2	1,743			2	1,762	2	1,756		
4	1,680	8	1,691	4	1,689	3	1,689		
9	1,547	9	1,550	8	1,547	8	1,545		
				3	1,513	2	1,515		

Примечание. Рентгенограммы природных и насыщенных глицерином образцов совпадают.

разложенных типов роль хлоритового компонента возрастает и в биотите с удельным весом 2,77—2,67 фактически остаются лишь реликты гидрослюдистой решетки, несмотря на то, что минерал еще сохраняет сильный плеохроизм с биотитовой схемой адсорбции и довольно высокое двупреломление. Интересно отметить, что хотя в пластинках биотита на данной стадии разложения мы оптически еще не видим никаких следов перехода минерала в диоктаэдрическую гидрослюду, на рентгенограммах появляется линия 060 с $d = 1,50 \text{ kX}$, свойственная диоктаэдрическим гидрослюдам.

Динамика превращения решетки биотита в хлоритоподобный минерал и диоктаэдрическую гидрослюду пока не ясна и требует дальнейших исследований. Наличие рефлексов высоких порядков (до 30—40 kX), обнаруживаемых в некоторых образцах при съемке их в камерах с диаметром, равным 114 мм, возможно, поможет разобраться в особенностях перехода биотита в другие минералы со слоистыми решетками. Эти работы в настоящее время ведутся в лаборатории аутигенной минералогии ГИН АН СССР. Уместно сказать, что переход биотита в 14 kX -минерал отмечался Уолкером (Walker, 1949) при изучении биотита в почвах.

Мусковит

Мусковит в изученных породах встречается довольно редко; представлен крупными неправильными пластинками с рваными краями. Светопреломление обычное: $N_g = 1,591 \pm 0,002$; $N_r = 1,563 \pm 0,002$; двусосный отрицательный, с большим углом оптических осей. В процессе диагенеза и эпигенеза мусковит испытывает крайне незначительные изменения, что свидетельствует о его значительно более высокой устойчивости по сравнению со слюдами биотитовой группы. Пластинки мусковита обычно не изменены, иногда лишь несколько раздвинуты по оси «с». В песчаниках геосинклинальной зоны с кварцево-регенерационным цементом пластинки мусковита несколько изогнуты, деформированы, подчиняясь в своем размещении распределению регенерированных зерен кварца и полевых шпатов.

Мусковит присутствует в основном в составе песчаников градыгской и укугутской свит, составляя не больше 1% от общего состава породы.

ЦИРКОН

Изучение циркона в осадочных породах

Циркон является одним из наиболее распространенных аксессуарных минералов осадочных пород и отличается при этом большим многообразием морфологических типов. Однако несмотря на это, вопросами классификации циркона в осадочных породах до сих пор почти не занимались.

Значительно большее внимание уделялось этому вопросу петрографами-изверженниками, пытавшимися использовать морфологическое разнообразие кристаллов циркона для корреляции магматических образований; хорошие результаты были достигнуты С. Д. Туровским (1955) при изучении изверженных пород Северной Киргизии и многими другими авторами.

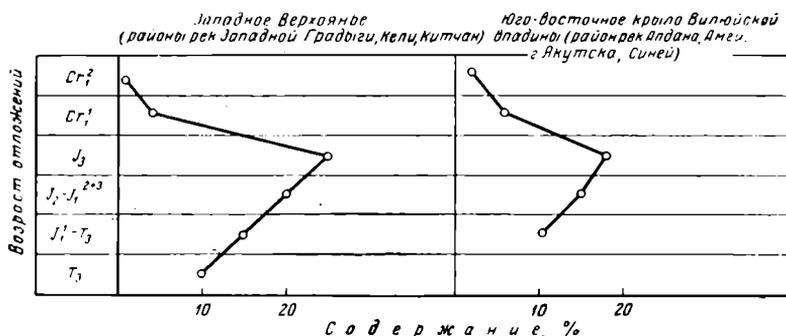
Наиболее полной сводкой по циркону в осадочных и изверженных породах является работа Полдверварта (Poldervaart, 1955, 1956). Он установил различную форму зерен циркона в главнейших типах изверженных пород: гранитах, базальтических породах и щелочных. Для гранитов наиболее характерны хорошо окристаллизованные цирконы с пирамидальным ограничением и значением удлинения «с»/«b» (отношение длинной оси к короткой) не более 2—3. Кристаллы короткостолбчатого габитуса («с/b» < 2), так же как и длинно-призматические, сравнительно редки; первые более типичны для диоритов. В основных породах циркон имеет неправильную, оскольчато-корродированную форму. Такие зерна, встреченные в осадках, можно принять за зерна, образованные в результате механического дробления и коррозии. По окраске различаются бесцветные, пурпурные (гиацинтовые) и коричневые или черные цирконы (малаконы). Окрашенные различия нередко бывают зонарны. Малаконы часто отличаются повышенной радиоактивностью и характерны для пород, подвергшихся гидротермальному изменению. Автор отмечает также частое присутствие малаконов в глинистых породах и предполагает возможность их вторичного образования.

Большой интерес представляет работа Н. С. Вартановой (1954), которая провела детальное сравнительное изучение обломочных минералов каменноугольных отложений Львовско-Волынской впадины; а также минералов более древних осадочных и кристаллических образований окружающих площадей для выяснения вопроса о возможных источниках сноса в карбоне. Н. С. Вартанова выделила несколько групп цир-

конов различного габитуса и провела их статистический учет в различных породах. В основу выделенных групп была положена степень вытянутости кристаллов циркона и степень их окатанности. Изучение циркона, наряду со столь же детальным изучением ряда других обломочных минералов, позволили автору уверенно выявить ряд парагенетических минеральных ассоциаций, связанных с определенными источниками сноса, и установить относительную интенсивность поступления обломочного материала из того или другого источника в разные периоды.

Типы циркона в изученных породах

Циркон является одним из распространенных минералов тяжелой фракции юрских пород. Содержание его достигает часто 20—25%, иногда поднимается до 35—40 и даже 50% (количество тяжелой фракции, обогащенной цирконом, обычно не превышает сотых или десятых долей процента). В мелу роль циркона как коррелирующего минерала сходит на



Фиг. 8. Распределение средних содержаний циркона в тяжелой фракции и песчаников разрезов Западного Верхоянья и юго-восточной части Вилюйской впадины

нет (он присутствует обычно в виде единичных зерен или в количестве 2—3%), что связано, однако, не с уменьшением его абсолютного количества в породах, а с разубоживанием в результате массового распространения минералов группы эпидота и роговой обманки, поднимающих общее содержание тяжелой фракции до 2% и более. Среднее содержание циркона в тяжелой фракции пород различного возраста показано на фиг. 8.

Циркон в описываемых породах характеризуется большим разнообразием морфологических типов. При классификации цирконов могут быть использованы: окраска, присутствие зонарных разностей, наличие и характер включений, соотношения окатанных и неокатанных зерен, соотношение зерен с различной удлиненностью (отношение оси «с»/«b»), размерность зерен и, наконец, распространенность кристаллов с различным кристаллографическим габитусом. Учет всех перечисленных особенностей в данной работе очень усложнил бы классификацию и сделал бы трудным количественный подсчет каждой разновидности. Прибегнуть к такой дробной классификации было бы целесообразно лишь в случае необходимости использовать циркон для корреляционных целей (что в данном случае было ненужным). Возможности использования циркона для суждения о материнских породах пока довольно ограничены, так как многочисленные работы по изучению циркона в изверженных породах показали исключительное разнообразие различных типов в пределах даже одного магматического тела. И хотя некоторые

разновидности минерала могут быть связаны с определенными типами изверженных пород (Poldervaart, 1955), делать эти сопоставления, не зная особенностей циркона в предполагающихся материнских породах, можно лишь с большой осторожностью.

Исходя из принципа попытки учета именно тех особенностей каждого минерала, которые в совокупности с другими компонентами помогли бы выяснению происхождения обломочного материала, мы выделяем следующие морфологические типы циркона (табл. 9).

Округленные зерна¹, среди которых выделяются: 1) полностью округленные — яйцеобразные, или иногда шарообразные, 2) частично округленные, у которых грани еще хорошо сохранены, но углы (особенно углы пирамид) несколько сточены и закруглены (табл. XIV).

Хорошо ограненные кристаллы; среди них выделяются призматические и изометрические.

Из рассмотрения табл. 8 и фиг. 9 видно последовательное уменьшение округленных и частично округленных цирконов при движении снизу вверх по разрезу от нижней до верхней юры и возрастание в этом же направлении содержания правильных кристаллов, среди которых основная роль принадлежит призматическим разновидностям. В нижнем мелу округленные цирконы приобретают абсолютно доминирующее значение, причем среди них в значительном количестве появляются гиацинтовые разновидности.

Группа призматических кристаллов разделяется по степени удлинения на четыре разновидности (по Полдерварту, с некоторыми изменениями): слабо удлиненные или столбчатые ($c/b = 1-2$), умеренно удлиненные ($c/b = 2-3$), сильно удлиненные ($c/b = 3-4$) и игольчатые ($c/b > 4$).

В породах всех свит абсолютно преобладают кристаллы слабо- или умеренно удлиненные. Заметное преобладание умеренно удлиненных над столбчатыми характерно для пород морской юры и чечумской серии. В этих же породах повышается значение группы сильно удлиненных кристаллов (см. табл. 9). Призматические кристаллы обычно характеризуются простотой кристаллографических форм, из которых главными являются: призма (110), бипирамида (111). Реже встречаются мелкие грани дитетрагональной бипирамиды (311) и иногда других бипирамид, но они не определяют основной облик кристаллов (табл. XIV, 15).

Среди цирконов песчаников морской юры и чечумской серии встречаются также простые кристаллы, образованные комбинацией граней призмы (110) и бипирамиды (111), но они относительно редки (табл. XIV, 9). Для некоторых кристаллов характерно присутствие базального пинакоида (001), срезающего вершины пирамид (табл. XIV, 12, 13, 16).

Изометричные кристаллы представлены двумя видами: 1) бипирамидальными формами, встречающимися крайне редко, и 2) короткопризматическими кристаллами с гранями призмы (110) и (100) и необычайным обилием граней различных бипирамид, придающих кристаллам сложный изометрический габитус, близкий к округленному. Последний тип кристаллов является наиболее распространенным в группе изометричных цирконов. По-видимому, именно из него в результате абразии развиваются шарообразные формы.

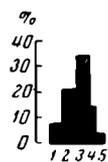
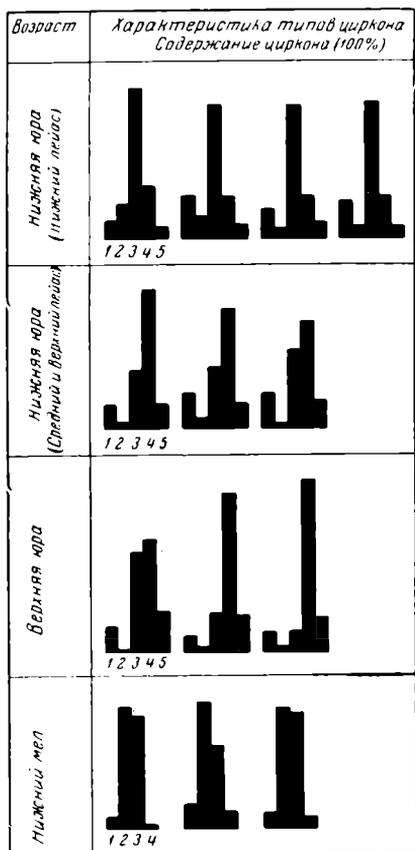
¹ Мы применяем термин округленные, а не окатанные зерна, так как округлая форма цирконов может быть связана не с окатыванием их в результате абразии в зоне осадкообразования, а с первичным габитусом минерала в материнских породах, связанным, возможно, с его некоторым оплавлением. Округленные цирконы довольно широко известны из гранитов, эффузивных пород и др.

Таблица 9

**Распределение различных типов циркона в песчаниках
мезозойских отложений Западного Верхоянья и Вилюйской впадины**

43	№ образца	Район	Характеристика типов цирконов (в % от общего состава цирконов)										Соотношение типов габитусов призматических цирконов, %				Соотношение зерен циркона различных размеров, %								
			Обломки	Округленные				Правильные кристаллы						Отношение «с» (длины) к «в» (ширине)				Размеры зерен, мм							
				совершенно округленные		частично округленные		призматические			изометрические			столбчатые 1—2		умеренно 2—3		сильно 3—4		игольчатые > 4	> 0,20	0,20—0,15	0,15—0,10	0,10—0,05	< 0,05
				бесцветные и бурые	гиацинтовые	бесцветные и бурые	гиацинтовые	бесцветные	бурые	гиацинтовые	бесцветные и бурые	столбчатые 1—2	умеренно 2—3	сильно 3—4	игольчатые > 4	> 0,20	0,20—0,15	0,15—0,10	0,10—0,05	< 0,05					
Градугская и укугутская свиты (J ₁ ¹ —T ₃)	754	Китчаны	7	9	5	53	7	14	7	3	5	41	53	4	2	—	1	7	72	20					
	444	Река Западная Градыга . . .	17	8	1	51	2	14	3	—	6	65	31	4	—	1	9	25	58	7					
	10	Якутск	13	3	1	53	2	17	8	—	3	45	55	—	—	1	4	12	70	13					
	4	Якутск	15	3	2	52	2	15	6	—	5	40	56	3	1	1	4	18	68	10					
Нижнебыканская и табагинская свиты (J ₁ ²⁺³)	464	Река Западная Градыга . . .	7	2	1	22	1	40	15	—	12	31	63	4	2	—	3	10	67	20					
	55	Якутск	14	4	—	24	—	34	14	—	10	33	59	7	1	—	6	13	71	20					
	280	Река Келя	12	2	—	30	2	31	12	—	11	32	58	9	1	—	2	15	71	12					
Чечумская серия (J ₃)	702	Алдан	10	—	1	38	1	39	5	—	16	30	61	6	3	—	1	12	70	17					
	1175	Кильдямцы	6	1	1	13	2	52	10	1	14	37	50	12	1	—	1	8	75	16					
	1509	Кильдямцы	8	1	1	8	—	55	12	2	13	30	63	10	2	—	4	10	78	8					
Сангарская серия (Cg ₁)	850	Сангары	5	28	20	32	13	2	—	—	—	—	—	—	—	3	9	38	50	—					
	1670	Кангалассы	10	32	18	27	6	6	1	—	—	—	—	—	—	2	12	44	42	—					
	560	Река Западная Градыга . . .	7	33	13	30	12	5	—	—	—	—	—	—	—	2	11	41	46	—					

Среди всех перечисленных групп по цвету выделяются: бесцветные, бурые цирконы (или малаконы) и розовые или малиновые (гиацинтовые). Каждая из этих разновидностей может обладать простым или зонарным строением, быть свободной от включений или содержать таковые. Бесцветные цирконы и гиацинтовые имеют зонарное строение реже, чем бурые. Последние характеризуются разнообразной зональностью — иногда она очень тонкая, порой присутствуют всего несколько зон и, наконец, может присутствовать только одно внутреннее ядро, нередко более темно окрашенное, чем внешняя оболочка (табл. XIV, 10). Окраска бурых цирконов обычно неравномерно-пятнистая, от темного внутреннего ядра часто расходится система неправильных трещин; двупреломленные бурых цирконов значительно ниже, чем бесцветных или гиацинтовых. В литературе имеются данные о повышенной радиоактивности бурых цирконов; понижение двупреломления, равно как и изменения характера зерен, связывается с метамиктным распадом минерала.



Фиг. 9. Распределение типов циркона в песчаниках мезозойских отложений Западного Верхоянья и Вилюйской впадины

Характеристика типов циркона: 1 — неправильные обломки; 2 — совершенно округленные зерна; 3 — частично округленные зерна; 4 — призматические кристаллы; 5 — изометричные кристаллы

Включения циркона расположены обычно в центральной части зерна: распределены они либо беспорядочно, либо ориентированы параллельно оси «с». Включения иногда мелкие и многочисленные — темные или бесцветные, с низким показателем преломления (жидкие или газовые?), иногда крупные единичные, представленные кристаллами рутила, турмалина или циркона с иной оптической ориентировкой (табл. XIV, 8, 9, 13, 14).

Размер зерен циркона отличается большой однородностью и колеблется от 0,20 до 0,05 мм. Это характерно не только для циркона изучаемых отложений, но и, по-видимому, для цирконов многих других осадочных пород (по Hutton, 1950; Poldervaart, 1955). Во всех породах мезозойского разреза абсолютно преобладающий размер зерен циркона 0,10—0,05 мм (обычно свыше 70% всех зерен; см. табл. 9 и фиг. 9).

Рассматривая распределение различных типов циркона по разрезу юрских отложений, обращает внимание значительная однотипность материала по размеру зерен, окраске и, в меньшей степени, по соотношению зерен различной степени удлиненности. Наиболее заметные отличия определяются распределением округленных зерен и хорошо ограниченных кристаллов. В градыгской и укугутской свитах максимальная роль принадлежит частично округленным зернам (51—53%), при заметном содержании округленных (до 9%). Отношение округленных зерен (О) к призма-

тическим (П) — О:П равно в укугутской и градыгской свитах 2,5:1, в породах морской юры 1:2, а в чучумской серии 1:4.

Сходные типы цирконов во всех отложениях юры позволяют предположить, что характер кристаллических пород, из которых они происходили, был также довольно однотипен. Округленный характер цирконов пород укугутской и градыгской свит хорошо коррелируется с повышенным содержанием в этих же породах переоотложенного кварца, последнее дает возможность считать, что округленная форма минерала не являлась первичной, а возникла вследствие седиментационной переработки. В породах морской юры и чечумской серии наблюдается также заметное увеличение удлиненности кристаллов, однако величина удлинения не превышает 2—3, что характерно для циркона гранитных пород. Значительная роль короткостолбчатых кристаллов ($c/b = 1$) простой формы, прозрачных с многочисленными включениями, по данным Полдерварта (1955), является типичной для диоритов. Интересно отметить заметное повышение изометрических кристаллов, бипирамидальных или с очень слабо развитой призмой (табл. XIV, 14), в породах чечумской свиты, отличающихся очень высоким содержанием микроклина и ортоклаза (до 36% от общего состава фракции 0,25—0,10 мм). По данным В. Б. Татарского (Рухин и др., 1958), цирконы такого типа характерны для нефелиновых сиенитов, миаскитов и других щелочных пород. Обилие апатита в породах чечумской серии подтверждает закономерность данной ассоциации.

Иной характер имеют цирконы в нижнемеловых отложениях. Обращает внимание почти исключительное присутствие округленных или полукруглых зерен, значительная роль гиацинтовых цирконов и несколько более крупный размер кристаллов.

Округленная форма зерен циркона не может быть связана в данном случае с окатыванием минерала в процессе транспортировки. Состав и характер всех других минералов нижнемеловой ассоциации свидетельствует о разрушении кристаллических пород и об отсутствии сколько-нибудь значительной переработки обломочного материала при переносе и отложении. Таким образом, округленная форма цирконов является специфической чертой материнских кристаллических пород и, возможно, объясняется первично-осадочным происхождением последних.

Изменения циркона

Циркон является одним из наиболее устойчивых минералов и случаи его разъедания и замещения другими минералами в осадочных породах довольно редки. Интенсивная коррозия циркона с появлением кавернообразных углублений (чаще всего на поверхностях сколов) наблюдалась Д. Каролл (Cargoll, 1953) в латеритном профиле выветривания почв. Подземные воды Саратоги с очень высоким (0,35 мг/л) содержанием растворенного циркония описаны Л. Строком (Strock, 1941). Автор объясняет обогащение вод цирконием, растворяющим действием на минералы водных растворов, насыщенных бикарбонатом кальция.

В изученных породах встречаются цирконы с кавернообразными углублениями на месте сколов в базальной плоскости и иногда даже на гранях призмы (табл. XIV, 17). Однако нет уверенности в том, что эти дефекты являются новообразованными, так как решить этот вопрос можно лишь при наблюдении минерала в шлифе, а удавалось видеть подобные зерна только в тяжелой фракции.

Аутигенные цирконы также известны из литературы и описаны Батерфилдом (Butterfield, 1936), Смитсоном (Smitsom, 1937), Бондом (Bonnd, 1948) и др. Аутигенный циркон образует обычно прозрачные пирамидальные наросты на гранях призмы обломочных зерен. Подобные образования иногда фиксируются в описанных породах, но они крайне редки

(табл. XIV, 18). В песчаниках карнийского яруса района сел. Чекуровка, очень богатых цирконом, были обнаружены зерна с ясно заметными обломанными пирамидальными ограничениями, на месте которых присутствовали вновь сформированные ограничения совершенно прозрачные, с несколько более низким светопреломлением и двупреломлением, чем обломочное зерно, представляющие иногда сростки двух пирамид (двухголовые цирконы). Однако без точного определения оптических констант указанных образований и сравнения их с константами обломочных зерен с полной достоверностью признать аутигенное происхождение этих образований нельзя, тем более, что похожие типы цирконов из гранитов Забайкалья были описаны И. А. Преображенским (1953).

ТУРМАЛИН

Турмалин не имеет широкого распространения в мезозойских отложениях изученной территории. Наиболее часто он встречается в песчаниках байлыкской серии Верхоянья, равно как и в нижнеюрских породах платформы. Максимальное содержание турмалина падает на тяжелую фракцию пород сородогинской, градыгской и укугутской свит (2—3%). Несмотря на низкое содержание, турмалин является одним из коррелирующих минералов упомянутых свит; в других стратиграфических горизонтах он обычно составляет доли процента.

Встречаются следующие разновидности:

Зеленоватобурые турмалины с плеохроизмом от темно-бурозеленого, иногда черного до бутыльно-зеленого по Nr и светло-бурого, зеленоватого или бесцветного по Ng. Чаще всего кристаллы турмалина встречаются в виде призмочек с обломанными, реже слабо закругленными или идиоморфными ограничениями размером $0,08 \times 0,06$ до $0,12 \times 0,08$ мм. Очень часто бывают переполнены черными непрозрачными включениями, располагающимися в центральной части кристалла. Встречаются также неправильные обломки и редко гексагональные таблички базальных сечений. Наибольшее распространение этот тип турмалина имеет в укугутской свите, а также широко представлен и в песчаниках байлыкской серии.

Синий турмалин с плеохроизмом от ярко- и до темно-синего по Ng и светло-синего, розоватого и бесцветного по Nr. Встречается исключительно в виде неправильных остроугольных зерен, являющихся обломками более крупных кристаллов. Распространен в сородогинской и главным образом градыгской свитах Верхоянья; в платформенных отложениях не встречен.

Желтые турмалины (дравиты) с плеохроизмом от темно-желтого до желтого по Ng и светло-желтого, бесцветного по Nr. Чаще всего кристаллы турмалина имеют неправильную угловатую форму, но иногда это короткие призмочки с обломанными краями. Желтый турмалин часто встречается в песчаниках Верхоянской области, реже в платформенном разрезе. Синие и желтые турмалины включений не содержат.

Как правило, зерна турмалина не несут следов окатанности. Исключение составляют кварцитовидные песчаники градыгской свиты района Китчан, где зеленоватобурые и желтые турмалины имеют совершенно окатанную, часто яйцеобразную форму. Оптические свойства турмалинов сведены в табл. 10.

Малая роль, которую играет турмалин в изученных породах, ограничивает возможность его использования для генетической интерпретации источников сноса; однако некоторые выводы можно сделать. В последних мы базируемся в значительной степени на работе Крынина (Крупин, 1946), разработавшего детальную генетическую классификацию турмалинов в осадочных породах.

Типы турмалинов в мезозойских отложениях Вилкойской впадины и Западного Верхоянья

Тип турмалина	Цвет минерала	Плеохроизм	Светопреломление	Двупреломление
Железистые турмалины (шерлы)	Буро-зеленые	Черный	Ng 1,672	0,028
		Светло-бурый	Np 1,644	
		Темно-зеленый	Ng 1,668—1,670	0,030—0,028
	Розоватый	Np 1,638—1,640		
	Синие	Бутылочно-зеленый	Ng 1,658—1,662	0,025—0,029
		Бесцветный	Np 1,633	
Магнезиальные турмалины (дравиды)	Желтые	Темно-синий	Ng 1,666—1,661	0,028
		Розовато-сиреневый	Np 1,633—1,638	
		Темно-желтый	Ng 1,662—1,658	0,024—0,022
		Светло-желтый	Np 1,638—1,634	
		Желтый	Ng 1,655—1,650	0,022—0,020
Бесцветный	Np 1,633—1,630			

Турмалины со следами окатывания встречаются редко и почти полностью отсутствуют хорошо окатанные разновидности, что свидетельствует о заимствовании минерала скорее всего не из осадочных пород. Бурые призматические турмалины небольшого размера, изобилующие включениями и присутствующие в укугутской свите, характерны для гранитных пород. Наиболее мелкие идиоморфные кристаллики более светлых окрасок с черными углистыми (?) включениями могли быть заимствованы из филлитов, слюдястых сланцев и других пород низкой степени метаморфизма. Синие турмалины, встречающиеся в градыской свите Верхоянья, представляют обломки крупных кристаллов турмалинов пегматитовых жил.

Явления вторичного изменения турмалинов — разъедания, регенерации обломочных зерен или появление аутигенных модификаций в изученных породах не фиксировалось.

РУТИЛ

Рутил присутствует в породах всего разреза в виде единичных зерен, редко достигающая 1—2% состава тяжелой фракции. Встречается в виде хорошо образованных кристаллов и их обломков; двойники крайне редки. Размер зерен от 0,05 до 0,10 мм; более крупные почти не встречаются. Кристаллы имеют призматический габитус и образованы комбинацией призмы и тетрагональной бипирамиды; на гранях иногда наблюдается вертикальная штриховка. Встречаются две разновидности рутилов: золотисто-желтые и красновато-бурые (превалируют). Оптические свойства обычны; светопреломление гораздо выше 1,780, двупреломление очень высокое, погасание прямое. Зерна рутила либо не окатаны, либо слабо окатаны с несколькими сглаженными углами. Вторичные изменения рутила не зафиксированы. Иногда встречается аутигенный рутил в виде мельчайших кристаллов (0,02 × 0,01 мм и меньше), образующийся при разложении титансодержащих биотитов. Интересно отметить, что новообразованные кристаллики рутила иногда бывают несколько изогнуты, повторяя изгибы деформированной пластинки биотита. Возможно, что

очень мелкие кристаллики рутила, встречающиеся иногда в тяжелой фракции, имеют также аутигенное происхождение и «освобождены» при разрушении пластинки разложенного биогита во время выделения тяжелой фракции.

АПАТИТ

Апатит встречается в разрезе мезозойских отложений, начиная со средней юры. Наиболее распространен он в породах чечумской серии, несколько менее обилён в нижнем мелу (содержание в тяжелой фракции от 0 до 20—35%).

Встречается апатит в виде призматических кристаллов, чаще всего с обломанными или окатанными краями. Некоторые кристаллики, особенно малого размера, хорошо огранены и представляют комбинацию гексагональной призмы и бипирамид, иногда увенчанных пинакоидом. Размер кристаллов колеблется от $0,16 \times 0,08$ до $0,10 \times 0,04$ мм. Большинство кристаллов имеет умеренно вытянутый габитус ($c/b = 2$, или несколько больше двух), но встречаются и сильно вытянутые кристаллы ($c/b = 3—4$ и иногда более). Углы и грани даже хорошо окристаллизованных разностей обычно слегка сглажены, как бы оплавлены. Довольно распространены также неправильные обломки (табл. XV, 1, 2).

Встречаются две разности апатита: совершенно бесцветная водно-прозрачная и переполненная включениями, придающими минералу мутноватый характер. Включения чаще всего очень мелкие бесцветные или темные непрозрачные, ориентированные вдоль оси «с», расположены в центральной части кристалла или переполняют все зерно.

Оптические свойства минерала обычны и позволяют отнести его к фторапатиту ($N_g = 1,536—1,533$; $N_p = 1,533—1,531$; $N_g - N_p = 0,005—0,002$); одноосный, отрицательный, удлинение отрицательное. Встречаются единичные регенерированные зерна; внутреннее ядро минерала имеет окатанную форму, регенерационная каемка — гексагональная призма с бипирамидой. Внутреннее ядро имеет несколько более высокое светопреломление. На вопрос о том, являются ли эти образования аутигенными или сформировались в материнских породах, по имеющемуся материалу ответить нельзя.

СФЕН

Сфен является сравнительно мало распространенным минералом и особого корреляционного значения не имеет. Встречается в породах платформенного и геосинклинального разрезов, начиная со средней юры, от единичных зерен до 2—5% тяжелой фракции. Всегда присутствует в породах нижнего мела, являясь постоянным спутником эпидота.

Сфен образует крупные неправильные зерна размером от $0,15—0,20$ до $0,30—0,35$ мм, чаще всего не окатан, но изредка попадаются и полуокатанные зерна. Нередко встречаются обломки очень неправильной формы с остроугольными выступами и зазубренными краями. Присутствуют иногда так называемые конвертообразные кристаллы [комбинация граней (100), (102), (001)], реже удлиненные ромбовидные кристаллы и их сростки. Цвет золотистый, бурый, иногда зеленоватый. Часто обладает плеохроизмом от темно-бурого до светло-желтоватого или бесцветного, у зеленых разностей — от желто-зеленого до бесцветного.

Характерно очень высокое светопреломление и двупреломление (перламутровая окраска высшего порядка); в разрезах, перпендикулярных острой биссектрисе или оптической оси — интерференционная окраска первого или второго порядка, хорошая интерференционная фигура ($2V$ — небольшой положительный) с характерной сильной дисперсией осей ($r > v$), следствием чего является часто неполное погасание зерна в скрещенных николях при поворотах столика.

По данным В. Н. Лодочникова, совершенно неправильные и удлиненно-ромбовидные зерна сфена характерны для метаморфических пород, из которых он, по-видимому, в основном и унаследован в описываемых породах. Конвертообразные разности типичны для гранитов.

Изменения сфена в изученных породах несущественны. Некоторые зерна участками покрыты пленками непрозрачного лейкоксена.

В нижнеюрских породах Верхоянья были встречены единичные аутигенные образования сфена в виде призматических кристаллов, увенчанных пирамидальным окончанием или сильно вытянутых ромбовидных кристаллов, сгруппированных в сростки (табл. XV, 3). Иногда можно наблюдать непосредственное формирование таких образований из сгустка лейкоксена (табл. XX, 6).

ГРАНАТЫ

Гранаты являются одними из распространеннейших минералов мезозойских пород. Содержание их непостоянно и меняется от 1—2 до 80%. Наиболее широкое развитие гранаты имеют в составе тяжелой фракции песчаников укугутской свиты юго-востока платформы (Якутия, реки Амага, Алдан) и пород чечумской серии (табл. 11 и фиг. 25).

Гранаты встречаются в виде неправильных оскольчатых зерен с острыми краями и раковистым изломом; очень редко попадают несколько окатанные зерна со слабо сглаженными ребрами и углами. Форма зерен чаще всего изометричная, но встречаются и очень неправильные, иногда причудливо изрезанные обломки. Изредка фиксируется присутствие идиоморфных кристаллов ромбододекаэдрического габитуса. В некоторых породах встречаются гранаты с характерным ступенчатым (черепитчатым) строением. Генезис подобных образований трактуется многими авторами по-разному и вызвал дискуссию в литературе (Преображенский, 1941; Сердюченко и Добротворская, 1949; Соболев, Вартанова, Шайнюк, 1951; Пустовалов, 1956; Ходак, 1956; Коссовская и Шутов, 1956₂). Вопрос этот представляет существенный интерес, и мы остановимся на нем подробнее в разделе, посвященном изменению гранатов.

Размер зерен граната различен и колеблется в пределах от 0,30 до 0,10 мм. В составе тяжелой фракции гранаты иногда тяготеют к наиболее крупнозернистой части, иногда средний размер их заметно не отличается от других минералов (в частности, циркона, который обычно представляет наиболее мелкозернистую часть фракции).

Цвет гранатов разнообразен; наблюдается целая цветовая гамма оттенков от бесцветных и светло-розовых до ясно-розовых и от желтовато-розовых до розово-оранжевых. По показателям преломления, удельному весу и характеру включений выделяются несколько групп гранатов. В породах различных стратиграфических горизонтов обычно одновременно присутствуют две или три группы, но превалирует какая-либо одна, что делает гранаты ценным минералом как для целей корреляции, так и для выяснения характера материнских пород.

Изучение светопреломления гранатов проводилось в высокопреломляющих фосфорных жидкостях. Определение удельного веса велось по методике В. П. Петрова с применением жидкости Клеричи. Выделяются следующие группы гранатов.

Гранаты с $N = 1,793—1,812$, уд. вес = 4,10. Встречаются в виде неправильных оскольчатых, иногда полуокатанных изометричных зерен бесцветного, ясно-розового и розово-бурого цвета. Наиболее высокий показатель чаще всего свойственен бесцветным разностям $1,803 < N < 1,812$ для розовых и розово-бурых гранатов $1,793 < N < 1,803$. Характерной особенностью гранатов этой группы является очень широкое распространение обильных крупных включений кварца, сфена, иногда биотита и рутила, придающих минералу своеобразный «ситовидный» облик. Наиболее

Таблица 11

Распределение различных типов гранатов в песчаниках мезозойских отложений

Возраст	Район	№ образца	Гранаты с N=1,793—1,812, уд. вес 3,41. Обычно «ситовидные»			Темные розово-бурые и оранжевые гранаты, идиоморфные кристаллы с N > 1,812	Гранаты с N=1,780—1,803, уд. вес 3,98		Гранаты с N=1,767—1,780, уд. вес 3,98		
			бесцветные	розовые	розово-бурые		бесцветные	розово-бурые	бесцветные	розово-бурые	
Укугутская свита (I ₁)	Якутск	45	—	70	4	—	26	—	—	—	
		11	17	44	5	—	8	14	1	11	
		50	21	7	8	Ед.	18	11	12	23	
		10	—	65	—	—	25	—	10	—	
		162	—	73	5	1	9	1	11	—	
	Река Амга	280	—	70	16	—	9	—	5	—	
		Река Алдан	460	—	70	12	—	12	3	3	—
	Чечумская серия (I ₂)	Район Кильдымцы (Якутск)	1165	6	—	2	—	64	6	22	—
			1069	3	—	—	—	80	1	16	—
			1186	11	—	—	—	64	—	25	—
Река Алдан		701	17	—	—	—	56	—	27	—	
		1336	7	—	—	—	75	—	18	—	
Сангарская серия (Сг ₁)	Сел. Сангары	823	—	—	—	Ед.	14	—	86	—	
		855	—	—	—	2	20	25	53	—	
	Река Западная Гредыга	333	—	—	—	1	39	—	60	—	
		317	6	—	—	—	25	4	63	2	
	Кангалаасы (Якутский район)	1603	5	11	—	—	24	2	56	2	
		1598	12	2	—	1	20	4	60	1	
	Западная часть впадины р. Вилюй	69	52	—	7	—	48	26	19	—	
132		—	—	6	10	64	—	20	—		

широкое распространение данная группа имеет в укугутской свите, составляя 70% и более общего состава гранатов (табл. XVI, 1).

К высокопреломляющим гранатам относятся также специфические оранжево-бурые гранаты ромбододекаэдрического габитуса с $N = 1,812-1,817$, встречающиеся очень редко и обнаруженные только в песчаниках сангарской серии.

Пользуясь диаграммой Винчелла, можно установить принадлежность гранатов описанной группы к пиропо-альмандиновому ряду с содержанием альмандина от 75 до 80% и пироба от 20 до 25%. Учесть возможное незначительное содержание других компонентов, не имея данных химического анализа, нельзя.

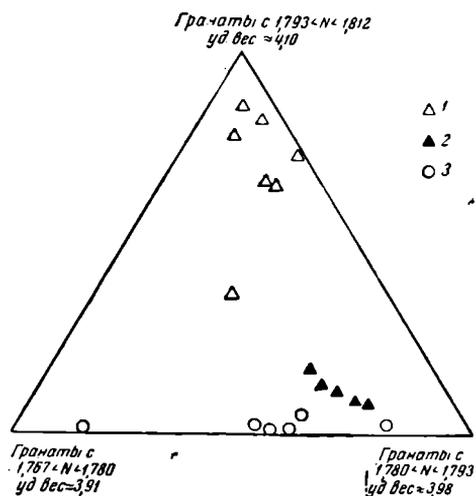
Гранаты с $N = 1,780-1,793$, уд. вес = 3,98, так же как и более высоко преломляющие разновидности, представлены оскольчатыми или неправильными зернами чаще бесцветными, реже розовых и буророзовых оттенков. Отличаются полным отсутствием крупных включений, обычно чисты, прозрачны и лишь иногда содержат тонко распыленные мельчайшие включения черного непрозрачного вещества. Этот тип гранатов присутствует в породах всех стратиграфических горизонтов, но его максимальное содержание (56—80%) постоянно характеризует породы чечумской серии (фиг. 10).

По диаграмме Винчелла, данному типу граната соответствует содержание альмандина около 65% и пироба — около 35%. Не исключена возможность очень незначительного присутствия второстепенных компонентов — спессартина и гроссуляра, но учесть их не представляется возможным (табл. XVI, 2).

Гранаты с $N = 1,767-1,780$, уд. вес = 3,98—3,91. Этот тип гранатов также распространен по всему разрезу, но максимальное его содержание характерно для песчаников сангарской серии (53—86%). Чаще всего присутствует в виде бесцветных зерен, но встречаются и окрашенные розовато-бурые разновидности. Очень часто в зернах гранатов содержатся беспорядочно расположенные мелкие включения игольчатого минерала (силлиманит?) с высоким двупреломлением и прямым погасанием (табл. XVI, 3).

В этих гранатах, по диаграмме Винчелла, должно присутствовать не более 55% альмандина и около 45% пироба (или около 30% пироба и 15% гроссуляра).

Таким образом, все гранаты (за исключением, возможно, лишь очень редких оранжево-бурых разновидностей кристаллического габитуса) относятся к ряду пиральспитов и отличаются между собой соотношением пироповой и альмандиновой молекул. При движении от более древних к более молодым отложениям доминирующая роль последовательно переходит к гранатам с закономерно уменьшающимся содержанием альмандина и возрастанием пироба.



Фиг. 10. Распределение различных типов гранатов в песчаниках мезозойских отложений:

1 — укугутская свита (J_1); 2 — чечумская серия (J_2); 3 — сангарская серия (C_f)

Интересные данные могут быть получены в результате сравнения описанных гранатов с гранатами архейских и протерозойских пород Алданского щита, изученными Е. И. Лавренко и Е. М. Лазько (1954).

На основании массового изучения гранатов из различных типов пород названные авторы установили присутствие двух групп гранатов, отличающихся по своему светопреломлению и химизму. Гранатам архейского комплекса свойственно более низкое светопреломление ($N=1,783-1,802$), протерозойским гранатам — более высокое ($N=1,802-1,817$) и лишь иногда $N=1,790-1,796$. Для протерозойских гранатов характерно обильное прорастание различными включениями, придающими им «ситовидный» характер.

Основываясь на характере гранатов из архейских и протерозойских пород, можно прийти к заключению, что более высокопреломляющие «ситовидные» гранаты укугутской свиты связаны в основном с более слабо метаморфизованными протерозойскими породами, а гранаты чечумской серии — с пониженным светопреломлением в значительной степени заимствованы из позднее вскрытых эрозией архейских пород. Данные химических анализов протерозойских и архейских гранатов, показывающие содержание алмандина 87—72% — в первых и 68—61% — во вторых, подтверждают сделанные выводы. Е. И. Лавренко и Е. М. Лазько указывают на повышенное содержание спессартина, андрадита и гроссуляра в протерозойских гранатах, достигающее 23,9%.

Низкопреломляющих гранатов ($N < 1,780$), подобных гранатам, доминирующим в сангарской серии, ни в архейских, ни в протерозойских породах Алданского щита встречено не было.

ИЗМЕНЕНИЕ ГРАНАТОВ

Изменение гранатов выражается в коррозии зерен; формы коррозии довольно разнообразны:

1) гранат в результате разъедания оказывается разделенным на несколько отдельных неправильных частей. Промежутки между разделенными участками заполнены кальцитом, иногда кварцем; первичная форма зерна оконтуривается тонкой пленкой хлорита или гидрослюды (табл. XVII, 1, 2). Подобные формы растворения и замещения другим минералом фиксировались только для гранатов с пониженным светопреломлением в песчаниках сангарской серии;

2) гранаты с оскольчатым раковистым изломом и поверхностями, покрытыми слабо намеченными фигурами травления, видимыми лишь при больших увеличениях. Некоторые поверхности зерен испещрены мелкими точечными ямочками, углублениями, иногда округлыми, порой неправильными, придающими зерну шероховатую, как бы загрязненную поверхность. Такого типа гранаты иногда встречаются в песчаниках чечумской серии, реже в породах других стратиграфических горизонтов. Показатель преломления подобных гранатов немного выше 1,780;

3) гранаты с характерными ступенчатыми (черепитчатыми) поверхностями встречены только среди высокопреломляющих разновидностей первой группы. Иногда ступенчатое строение намечено крайне слабо, заметно лишь на отдельных участках, главным образом в краевых частях сколов зерен, иногда ступеньки выражены четко и резко и присутствуют на нескольких поверхностях. Существенно, что ступенчатые грани всегда идут по ромбододекаэдру с углами пересечения ребер 120° и 60°. Иногда ступеньки развиты слабо и поверхность зерна покрыта пирамидальными выступками. В некоторых случаях кристаллическая огранка выступов не заметна и они имеют конусовидную округлую форму (табл. XVII).

Гранаты с характерным ступенчатым строением имеют широкое распространение в осадочных породах и описаны многими авторами в отло-

жениях разного возраста и многих районов (см. стр. 49) и, кроме того, Н. В. Логвиненко (1953), Босуеллом (Boswell, 1933), Смитсоном (Smitson, 1941) и др.

Формирование их объясняется различно: И. А. Преображенский (1941), Д. П. Сердюченко и Л. В. Добротворская (1949) и вслед за ними Л. В. Пустовалов (1956) и Ю. М. Ходак (1956) считают подобные образования аутигенными формами роста. Никаких доказательств, обосновывающих выдвинутое положение, ни один из перечисленных авторов не приводит.

В. С. Соболев, Н. С. Вартанова и А. И. Шайнюк (1951, 1953) возражают против указанного положения и рассматривают в специальной статье, посвященной этому вопросу, четыре возможности формирования данных фигур на поверхности гранатов:

1) наблюдаемые фигуры являются фигурами травления, а не фигурами роста;

2) представления о гранате (равно, как и о ставролите, «аутигенные формы роста» которого описывают Д. П. Сердюченко и Л. В. Добротворская) как о минералах, формирующихся только в условиях высоких температур и давлений, ошибочны, и эти минералы могут возникать и в условиях земной поверхности;

3) регенерация зерен действительно имеет место и происходит в осадочных породах за счет перераспределения вещества на поверхности зерен;

4) ступеньки роста образовывались не в осадочных, а в материнских породах.

Авторы принимают четвертое положение и считают, что данные гранаты образовывались в метаморфических и изверженных породах и приносились в осадок в оболочке окружающей породы, что препятствовало уничтожению тонких и нежных граней роста минерала при транспортировке. Л. В. Пустовалов (1956) справедливо критикует данное предположение, считая его достаточно искусственным, и настаивает на аутигенном происхождении ступенчатых гранатов. В самом деле, доводы, приводимые авторами, и, в частности Н. С. Вартановой (1954), не убедительны. Основным доказательством служит то, что Д. В. Гуржием была сделана единственная находка граната с еле заметными ступенчатыми гранями в гранитах Бердичевского типа, а также были обнаружены единичные случаи присутствия ступенчатых гранатов в кристаллических сланцах Мармароша. Основным доказательством присутствия ступенчатых гранатов в материнских породах Мармароша И. С. Вартанова видит в том, что такие образования широко развиты в третичных отложениях Закарпатья, для которых мармарошские породы являлись материнскими (но не в самих материнских породах).

Ступенчатые гранаты, судя по многочисленным литературным данным, чрезвычайно широко распространенные в осадочных породах, практически не описаны (за исключением вышеупомянутых случаев) в породах изверженных и метаморфических. Если бы подобные образования были бы также характерны для кристаллических пород, как для пород осадочных, они, несомненно, уже давно бы обратили на себя внимание исследователей. В некоторых случаях можно заведомо сказать, что ступенчатые гранаты отсутствуют в материнских породах и широко представлены в осадочных отложениях, формировавшихся за их счет. Так, например, ступенчатые формы довольно часто встречаются среди гранатов с $N > 1,793$ укугутской свиты разных районов, но не были отмечены ни одним исследователем среди гранатов материнских пород Алданского щита (Д. С. Коростолев, Е. И. Лавренко, Е. М. Лазько и др.). Наконец, размер зерен граната в осадочных породах редко превышает 0,25—0,35 мм, причем ступенчатые грани часто фиксируются на всех поверхно-

стях; в кристаллических породах размер зерен граната чаще всего не меньше 1 мм, достигая 2—5 мм. Естественно, что мы либо должны были встречать в осадочных породах столь крупные зерна (если они переносились в «упакованном» состоянии), либо их обломки, где ступенчатость фиксировалась бы лишь на отдельных поверхностях и несла бы следы частичного сглаживания в период транспортировки. Такие явления никем из исследователей не отмечались.

• Таким образом, формирование «ступенчатости» гранатов непосредственно в осадочных породах, как нам кажется, не вызывает сомнения. Вопрос состоит в том, являются ли эти образования формами роста или формами растворения. Проблема эта сама по себе достаточно сложна, но все же существуют определенные критерии, позволяющие подойти в каждом данном случае к решению вопроса (Шафрановский, 1950, 1951). Отнюдь не пытаюсь подойти к рассмотрению всей проблемы в целом, остановимся лишь на некоторых конкретных случаях, связанных с изучаемыми породами.

Аутигенные образования, формирующиеся в виде каемок регенерации, наблюдаемые нами на некоторых минералах — кварце, полевых шпатах (Коссовская, Шутов, 1956₁), — всегда немного отличались от обломочных ядер по своим оптическим свойствам (светопреломлению, двупреломлению, ориентировке индикатриссы и др.), что связано, видимо, как с несколько отличным химическим составом, так, вероятно, и с несколько иным (менее плотным?) строением решетки.

Указанное явление вполне естественно, а вероятнее всего даже обязательно, учитывая разницу физико-химических условий, при которых образовывалось обломочное ядро и регенерационная оболочка. Помимо того, на границе обломочного зерна и новообразованной оболочки часто присутствует тонкая каемка (или реликты ее) либо цементирующего минерала, либо просто пылевидных частиц; наконец, обломочное зерно иногда бывает несколько разложено (полностью или по периферии) или содержит включения, чаще всего отсутствующие в оболочке. Так или иначе, в подавляющем большинстве случаев без особого труда удается различить обломочную и аутигенную составляющие минерала.

Ни один из авторов, описывающих ступенчатые грани гранатов как формы роста, не приводит подобных данных. Нами они также не были обнаружены. Все это является веской причиной для того, чтобы считать данные образования не формами роста, а формами растворения. Тем более, что габитус наблюдаемых фигур, особенно в случае их округлой, сосковидной формы иногда очень напоминает конуса травления, описанные И. И. Шафрановским на топазах и кварце (1950, 1951).

Однако наиболее исчерпывающим доказательством могло бы служить экспериментальное получение подобных фигур на поверхностях гранатов, что мы и попытались осуществить. Значительно ранее такие результаты уже были получены Браммлетом (Brammlet, 1929 г.), который в очень короткой заметке сообщил, что при обработке обломков граната плавиковой кислотой им были получены ступенчатые формы, наблюдающиеся иногда и на гранатах из осадочных пород. Мы попытались повторить опыт Браммлета.

Кристаллы альмандина и гроссуляра были раздроблены в ступке, после чего просеяны через сито 0,5 и 0,10 мм. Полученная фракция была просмотрена под микроскопом; зерна имели оскольчатую форму с характерным раковистым изломом. Никаких следов расколов по спайности или отдельности, которые могли бы придать ступенчатый характер обломкам (как это предположил Н. В. Логвиненко, описавший ступенчатые гранаты в каменноугольных отложениях Донбасса), обнаружено не было. Затем обломки обоих типов граната были подвергнуты обработке плавиковой кислотой в течение двух суток. В результате на поверхности боль-

шинства зерен альмандина появилась слабо намеченная характерная «ступенчатость» по ромбододекаэдру с углами пересечения граней 120° и 60° .

Наиболее заметная «ступенчатость» приурочена к краям зерен, но она развита также и на отдельных, довольно значительных, поверхностях. Наряду со ступенчатостью, на некоторых зернах появились пирамидально-конусовидные и округло-конусовидные выступы, т. е. были получены все формы, которые наблюдались и на естественно растворенных зернах. Наиболее ясно формы растворения «проявились» при четырехступенчатой обработке; продолжение воздействия плавиковой кислоты не увеличивало интенсивность «ступенчатости» и, напротив, даже несколько сгладило ее. На зернах гроссуляра формы растворения не появились; уже на вторые сутки зерна оказались значительно разрушенными и покрытыми белым порошкообразным налетом.

Затем мы попытались подвергнуть той же обработке гранаты с $N = 1,793-1,812$, выделенные из песчаников укугутской свиты и не имевшие следов ступенчатого строения. После обработки в течение трех суток характерные формы растворения, приуроченные к краевой части зерен, проявились с полной ясностью.

Образцы природноступенчатых и искусственно растворенных гранатов были показаны Г. Г. Леммлейну, который подтвердил несомненную идентичность ступенчатых форм в обоих случаях и их ромбододекаэдрический габитус.

Таким образом, совершенно бесспорно, что ступенчатые формы гранатов являются формами растворения, а не роста. Это не значит, что возможность регенерационного образования граната в определенных благоприятных физико-химических условиях совершенно исключена, но пока в литературе не описано ни одного случая, где содержались бы какие-нибудь доказательства происхождения ступенчатых граней как граней роста.

Рассмотрение любых тонких скульптурных форм минерала, не выдерживающих транспортировки, как аутигенного обрастания, нельзя признать правильным. Подобное ошибочное толкование форм растворения и отнесение их к формам роста было сделано Д. П. Сердюченко и Л. В. Добротворской (1949) в отношении ставролита, клиноцоизита и цоизита (мы остановимся на этом позднее, при описании этих минералов).

Наши данные, так же как и материалы других исследователей, свидетельствуют о том, что формы ступенчатого растворения характерны для гранатов группы альмандина. Во всяком случае в исследуемых нами породах эти образования наблюдались только на разностях граната, содержащих свыше 70% альмандина (по данным диаграммы Винчелла). Гранаты, изученные Н. С. Вартановой, также относятся к пироп-альмандиновому ряду, причем любопытно, что наиболее ярко ступенчатость выражена у гранатов с показателем преломления выше 1,790. К сожалению, в большинстве работ тип граната не указывается. Л. П. Сердюченко и Л. В. Добротворская пишут о гранате «типа гроссуляра», однако высокий показатель преломления, указанный ими ($> 1,780$), дает основание считать, что это не гроссуляр, а скорее также гранат альмандинового ряда.

Неправильные формы коррозии с замещением кальцитом наблюдались нами только для гранатов с показателем преломления, близким 1,780 и менее.

Об условиях растворения ступенчатых гранатов судить довольно трудно, так как удавалось наблюдать их (за исключением одного случая) только в иммерсии, в составе тяжелой фракции. В шлифе лишь однажды было встречено зерно граната с крупноступенчатыми гранями растворения (табл. XVII. 7). Замещающим минералом являлся кварц.

Ступенчатые гранаты были встречены в фракциях песчаников с различным составом цемента: карбонатным, глинистым, кварцево-регенерационным. Образование их связано, вероятно, с растворяющим действием высококонцентрированных поровых растворов, а возможно, окружающего глинистого вещества. Вопрос этот требует специального изучения.

ДИСТЕН

Дистен имеет ограниченное распространение и встречается только в ниже- и среднеюрских отложениях южного крыла впадины (укугутская свита и базальная пачка средней юры), исчезая при движении на восток (районы Амги, Алдана и Верхоянья). Содержание дистена в тяжелой фракции не превышает 1—3% и только в прослоях крупнозернистых песчаников и конгломератов достигает иногда 10—15%. Другим стратиграфическим интервалом распространения дистена являются отложения намцинской свиты (*Сг₁ alb*) и верхнего мела.

В нижнеюрских отложениях дистен обычно ассоциирует с гранатом и ставролитом, представляя наиболее крупнозернистую часть тяжелой фракции. Наибольшее распространение имеют зерна размером 0,15—0,20 мм, но достаточно часто попадаются обломки 0,25 мм и крупнее.

Наряду с чистыми и прозрачными зернами часто присутствуют разности, переполненные тонкими пылевидными непрозрачными включениями. Иногда встречаются «ситовидные» дистены, содержащие многочисленные округлые включения прозрачного минерала с низким светопреломлением (кварц?).

Оптические свойства дистена обычны: $N_g = 1,726$; $N_p = 1,710$; $N_g - N_p = 0,016$; $2V$ большой отрицательный.

Чаще всего зерна лежат на плоскости спайности (100) и несут следы спайности по (010) и отдельности (001); они отличаются низкой интерференционной окраской, имеют характерное для дистена косое погасание $N_g \cong 30^\circ$, в сходящемся свете дают хорошую интерференционную фигуру, перпендикулярную острой биссектрисе (N_p). Зерна, лежащие на (010), имеют почти прямое угасание и значительно более высокую интерференционную окраску. Некоторые зерна деформированы, и в скрещенных николях имеют неравномерное «перебегающее» погасание.

Характерной особенностью зерен дистена является их сильная разрушенность. Правильные прозрачные таблитчатые обломки с характерной спайностью по (100) или (010) и отдельностью по (001) довольно редки. Обычно зерна сильно изъедены в результате внутрислойного растворения. Изъеденные зерна были встречены в песчаниках с каолинитовым и карбонатным цементом (не в шлифах, а в составе тяжелой фракции). Установить характер замещающего минерала не удалось.

Наиболее сильное растворение минерал испытывает по плоскости третьего пинакоида (001). В этом отношении дистен подобен пироксенам и амфиболам, у которых формирование «зубцов растворения» также идет перпендикулярно плоскости 001 (Edelmann, 1931; Коссовская, 1951). В отличие от пироксенов и амфиболов, зубцы которых имеют остро-зазубренную форму, зубцы растворения дистена часто пригуплены базальными плоскостями. В очень многих зернах, помимо растворения по базальной плоскости, наблюдается разрушение граней пинакоидов (100), (010) и призмы (110), причем все зерно приобретает неправильную, как бы «изгрызанную» форму (табл. XV, 4).

Ставролит встречается в нижне- и среднеюрских отложениях совместно с дистеном и примерно в тех же количествах (1—3%) от состава тяжелой фракции. В намчинской свите и верхнем мелу ставролита почти нет или он крайне редок.

Ставролит присутствует в виде неправильных изометричных зерен размером 0,10—0,25 мм; наибольшее распространение имеют зерна величиной 0,15—0,20 мм, но попадаются и значительно более крупные — до 0,30 мм. Так же как и дистен, ставролит не несет никаких следов окатанности. Большинство зерен прозрачны, но встречаются зерна, содержащие включения мелкие темные или крупные округлые (вероятно, кварц).

Ставролит легко диагностируется по его светлой чайно-желтой окраске и характерному плеохроизму от оранжево-желтого или темно-желтого по Ng до светло-желтого или бесцветного по Np; Ng минерала около 1,750; Np — близок к 1,537.

Так же как и для дистена, для ставролита весьма характерны зубчатые формы растворения по плоскостям базопинакоида, которые, однако, значительно менее интенсивны, чем у первого, и наблюдаются не на всех зернах (табл. XVII, 5). Д. П. Сердюченко и Л. В. Добротворской (1949) подобные образования были описаны как аутигенные формы роста. Вслед за ними такое же происхождение этим минералам было приписано некоторыми другими авторами, что нашло свое отражение даже в учебных руководствах (Рухин и др., 1958; Преображенский и Саркисян, 1954).

Если ступенчатые грани гранатов еще могли вызывать подозрение, что это формы роста, а не растворения, ввиду появления кристаллографических форм, свойственных данному минералу, то для ставролита такое предположение являлось совершенно исключенным. Зубчатые или сосулькоподобные ограничения ставролита, секущие естественные кристаллографические направления в минерале, чрезвычайно похожи на такие же образования пироксенов, описанные уже давно Эдельманом (Edelmann, 1937) и широко известные в литературе под наименованием «петушьих гребешков».

Путаница, которая существует сейчас в отношении различения форм растворения минералов и форм их аутигенного роста, вызывает необходимость подчеркнуть некоторые из тех признаков, которые позволяют с достаточной уверенностью отнести минерал к новообразованным.

1. Наблюдения за непосредственным ростом минерала за счет другого образования, сходного по всему химико-минералогическому составу; например, часто наблюдающийся рост кристаллов анатаза и брукита из сгустков лейкоксена¹.

2. Наличие каемок обрастания (кварц, полевые шпаты, эпидот) или кристаллических выростов на теле обломочных зерен, описанных, например, для циркона (Bond, 1948; Carroll, 1953, и др.). В случае образования регенерационных каемок при отсутствии препятствий для роста минерал стремится приобрести свойственную ему кристаллическую форму (табл. VI, 1, 2); в другом случае форма новообразованной каемки может быть неправильной (табл. VIII, 4), но неизменным условием являются некоторые отличия оптических свойств обломочной и новообразованной части.

¹ Достаточно посмотреть на таблицу рисунков, приложенную к статье Д. П. Сердюченко и Л. В. Добротворской (1949), чтобы стало совершенно ясно, какие образования, принятые авторами за формы роста, являются на самом деле формами растворения (А—М) и какие действительно представляют аутигенные новообразования (Н—Ш).

3. Формирование минерала в поровых пространствах между зернами.

4. Иногда идиоморфный габитус минерала. В этом случае необходимо установление его парагенетических соотношений с другими компонентами породы.

Вероятно, список признаков «аутигенности» минералов в осадочных породах может быть расширен. В этом перечне мы попытались лишь подытожить некоторые свои наблюдения по формированию аутигенных образований в терригенных породах. Важным здесь является то, что нельзя без достаточно детального изучения делать заключения об аутигенности минерала и принимать широко распространенные явления внутрислойного растворения минералов за явления роста, приходя, таким образом, к ответственному заключению о возможности образования тех или иных минералов в широком диапазоне условий.

Известен значительный ряд минералов, формирующихся как в высокотемпературных, так и низкотемпературных условиях. Главнейшими из них являются — кварц, полевые шпаты, титанистые минералы, турмалин и др. Дело будущего — изучить специфику этих разнотемпературных модификаций и объяснить причины их возникновения в различных термодинамических условиях. Вероятно, ряд таких минералов будет постепенно пополняться. Но те материалы, какие имеются на сегодняшний день, не позволяют занести в этот ряд гранат, ставролит и дистен, являющиеся типичными минералами зон высоко- и среднетемпературного метаморфизма.

Большой интерес вызывает изучение условий, при которых эти минералы претерпевают внутрислойное растворение: известно, что в определенных условиях они отличаются большой устойчивостью в осадочных породах (см. гл. VII).

ГРУППА ЭПИДОТА

Минералы группы эпидота пользуются широким распространением в меловых отложениях юго-восточной части впадины и Приверхоянья и являются важным коррелятивом, отличающим в этих районах меловые породы от юрских. Содержание эпидота нередко составляет до 50—70% состава тяжелой фракции, причем с появлением его общее содержание тяжелой фракции возрастает от сотых и десятых долей процента до 1—2%. В незначительном количестве (2—5%) минералы группы эпидота встречаются в верхнетриасовых, среднеюрских и иногда в верхнеюрских породах, но там они относятся к числу второстепенных компонентов. В отложениях западной части впадины минералы группы эпидота, наряду с роговой обманкой, являются постоянными главнейшими компонентами тяжелой фракции всех пород от нижней юры до мела включительно.

Представлена группа эпидота следующими видами:

Обыкновенный эпидот или фистацит встречается чаще всего в виде неправильных изометричных зерен различного размера — от 0,25—0,30 до 0,10 мм, реже в виде таблитчатых удлиненных по «*b*» кристаллов, имеющих на гранях штриховку того же направления. Цвет различный: от интенсивно фишашкового до бледного желто-зеленоватого и бесцветного. Окрашенные разности, особенно интенсивно окрашенные, плеохроируют от желто-зеленого по Ng до бесцветного по Np. Светопреломление эпидотов варьирует в довольно широких пределах; иногда в одном и том же зерне наблюдаются участки более или менее интенсивной окраски с разным светопреломлением. Определяется последнее различным содержанием железа в минерале. Для наиболее интенсивно окрашенных разностей характерно: $N_g = 1,760 \pm 0,005$; $N_p =$

$= 1,730 \pm 0,002$, в бесцветных зернах — Ng' около $1,743 \pm 0,006$, но никогда не опускается ниже 1,734. Эпидоты с таким светопреломлением характеризуются железистостью около 11,5—13% (по Винселлу). Очень типична для эпидота яркая аномальная интерференционная окраска, располагающаяся часто в виде концентрических колец.

Клиноцоизит отличается от эпидота отсутствием окраски, меньшим светопреломлением и дупреломлением, что определяется более низким содержанием железистого компонента. Габитус зерен клиноцоизита такой же, как и эпидота; Ng' всегда ниже 1,737, что позволяет легко отличать клиноцоизит при массовых подсчетах от эпидота. Если в жидкости с $N = 1,737$ зерно во всех положениях ниже жидкости, оно относится к клиноцоизиту, так как для эпидота это — нижний предел Ng . Другим показателем является более низкая интерференционная окраска часто с характерными густо-желтыми, оранжевыми или сине-оранжевыми цветами, но в разрезах, близких к главному сечению, окраска клиноцоизита, особенно в толстых зернах, трудно отличима от эпидотовой. Наиболее часто фиксируются показатели преломления для клиноцоизита, равные: $Ng' = 1,737—1,740$; $Np' = 1,720—1,718$; $-2V = 80—84^\circ$.

Цоизит встречается обычно в виде единичных зерен. Относительно высоким содержанием цоизита характеризуются верхнеюрские породы западных районов впадины. Так, в образце песчаников района р. Виллой, переданном мне В. И. Муравьевым, содержание цоизита составляло до 20% от общего состава минералов эпидотовой группы. Цоизит встречается в виде мелких неправильных зерен или призматических кристаллов с прямым угасанием. Характеризуется он низким светопреломлением (в жидкости с $n = 1,734$ светопреломление минерала во всех направлениях значительно ниже жидкости) и низким дупреломлением, с серыми, желтоватыми или аномально-синими цветами интерференции. Характерная интерференционная окраска при массовых подсчетах часто является причиной неверной диагностики цоизита. Те же аномально-синие тона дают эпидот и клиноцоизит в разрезах, близких к изотропным. Для быстрой диагностики цоизита при подсчетах мы использовали жидкость с $n > 1,718$ (эта величина наименьшего значения Ng для клиноцоизита; таким образом, зерно с n , меньшим во всех направлениях, чем жидкость, несомненно относится к цоизиту). Оптические контакты цоизита $Ng' = 1,712 \pm 0,002$; $Np' = 1,705 \pm 0,002$; $2V$, близкое к 0° .

Все минералы группы эпидота можно разделить на свежие и разрушенные. Иногда разрушение лишь слабо захватывает зерно и на его поверхности наблюдаются отдельные бурые непрозрачные примазки, иногда минерал полностью покрыт бурой землистой корочкой и его точная диагностика затруднена. Наиболее разрушены обычно самые крупные зерна.

Ортит встречается в виде единичных зерен, однако его присутствие столь характерно, что минерал заслуживает быть описанным. Встречается он в виде таблитчатых, реже неправильных обломков, окрашенных в темно-бурые, коричневатые, реже зеленоватые тона. Иногда в одном и том же зерне окраска меняется от темно-коричневатой до зеленоватой. Характерная особенность — очень сильный плеохроизм от темно-коричневого, красновато-коричневого, иногда черного по Ng до желтовато-бурого по Np . Светопреломление меняется в широких пределах; в некоторых зернах $Ng' > 1,780$, в других, более светлоокрашенных, меняется от 1,780 до 1,737; $Np' = 1,737—1,700$. Дупреломление сильное, но также меняется в значительных пределах — некоторые зерна имеют низкую интерференционную окраску и иногда даже изотропны; $2V$ большой отрицательный, в некоторых обломках

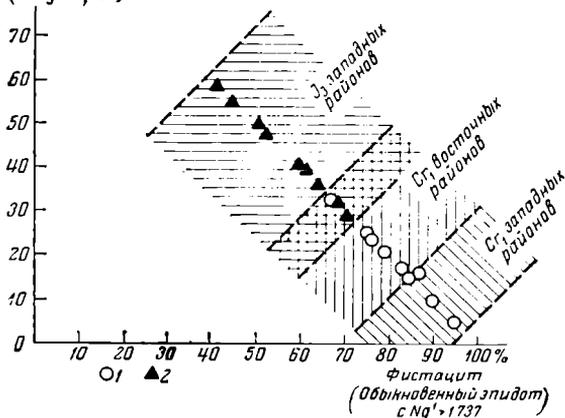
положительный. Изменение оптических свойств ортита связано с присутствием в его составе радиоактивных элементов и явлениями метамиктного распада.

Для решения задач палеогеографии представляется весьма важным установить идентичность или, наоборот, найти различия в ассоциации минералов группы эпидота из пород западных районов впадины, где они присутствуют на протяжении всего разреза от нижней юры до верхнего мела, и восточных районов, где они появляются лишь в нижнем мелу. Задача эта достаточно сложна, так как эпидот является минералом с большим диапазоном изменения оптических свойств в зависимости от содержания железа; обычно даже в одной и той же породе наблюдаются различные модификации минералов этой группы.

Попытка количественного учета различных видов эпидота позволяет заключить, что имеются определенные различия между эпидотовой ассоциацией в юрских и меловых породах западных районов¹. Так, для юрских пород характерно присутствие менее железистых разновидностей — клиноцоизита (до 28%) и цоизита (до 30%), содержание же собственно эпидота (фистацита) не превышает 45—60%. В меловых породах, напротив, превалирует собственно эпидот (85—95%), клиноцоизит составляет 15%, а цоизит практически отсутствует.

В нижнемеловых породах восточных районов впадины и Приверхоянья содержание эпидота и клиноцоизита непостоянно; там эпидот составляет от 65 до 85%, клиноцоизит от 35 до 15%, цоизит встречается в виде единичных зерен. По сравнению с нижнемеловыми породами западных районов впадины заметно некоторое увеличение безжелезистых разновидностей, однако эти отличия не имеют ярко выраженного характера (фиг. 11).

Клиноцоизит и цоизит
(с Ng¹-1,737)



Фиг. 11. Соотношение минералов эпидота в песчаных породах юрских и меловых отложений западной части впадины (Сг₁, J₃) и восточной части впадины и Приверхоянья (Сг₁)

1 — нижнемеловые породы; 2 — верхнеюрские породы

превышает 45—60%. В меловых породах, напротив, превалирует собственно эпидот (85—95%), клиноцоизит составляет 15%, а цоизит практически отсутствует.

В нижнемеловых породах восточных районов впадины и Приверхоянья содержание эпидота и клиноцоизита непостоянно; там эпидот составляет от 65 до 85%, клиноцоизит от 35 до 15%, цоизит встречается в виде единичных зерен. По сравнению с нижнемеловыми породами западных районов впадины заметно некоторое увеличение безжелезистых разновидностей, однако эти отличия не имеют ярко выраженного характера (фиг. 11).

Изменения эпидота

Изменения эпидота довольно многообразны и выражаются как в явлениях внутрислойного растворения обломочных зерен, так и в формировании аутигенных образований. Они описаны автором совместно с В. Д. Шутовым в специальной статье (1956₁).

Растворение зерен эпидота и клиноцоизита выражается как бы в истачивании поверхности обломков и проникновении замещающего минерала (это — кальцит и ломонтит в нижнемеловых породах и кварц — в триасовых) в виде мелких зубчиков и остроугольных бухточек в тело зерен. Часто в результате разъедания обломки эпидота приобретают

¹ Образцы для изучения эпидотовой и роговообманковой ассоциации в породах западных районов были нам любезно переданы М. Е. Бердичевской и В. И. Муравьевым.

неправильную причудливую форму или оказываются разобщенными на несколько изолированных частей с одинаковой оптической ориентировкой (табл. XVIII, 1). Растворенные зерна клиноцоизита имеют характерную зубчатую форму; их ограничения бывают покрыты удлиненными вытянутыми зубчиками, напоминающими по форме сосульки. Судя по рисункам, приведенным в статье Д. П. Сердюченко и Л. В. Добротворской (1949), описанные ими аутигенные образования клиноцоизита и цоизита являются на самом деле не чем иным, как формами растворения обломочных зерен.

Новообразования эпидота встречаются только в нижнемеловых песчаниках Приверхоянья, на платформе они не наблюдались. Присутствуют две разновидности: а) образования неправильной формы с тонкоагрегатной структурой; б) мелкие таблитчатые кристаллы.

Первая разновидность новообразованного эпидота представлена тонкоагрегатными скоплениями буроватого цвета, с высоким показателем преломления ($N_m > 1,700$) и высокой поляризационной окраской с характерным пятнистым распределением радужных цветов. Тонкоагрегатные скопления эпидота образуют каемки, обрастающие зерна полевых шпатов и кварца, или развиваются по этим минералам в виде неправильных, древовидно-разветвленных образований или отдельных мелких вкрапленников и участков (табл. XVIII, 2).

Вторая разновидность эпидота и цоизита встречается в виде хорошо ограненных призматических прозрачных кристаллов размером от 0,05 до 0,08 мм. Призматические кристаллики вытянуты по оси «*b*» с хорошо развитыми гранями горизонтальной зоны (001) и (100). Помимо граней (100) и (001) в ряде случаев присутствуют и грани призмы (110), пересекающиеся под углом около 135° . Плоскость оптических осей близка к плоскости (010). Светопреломление новообразованного эпидота $N_g^1 = 1,776$, $N_p^1 = 1,727$, $N_g - N_p = 0,05$ с характерными яркими цветами интерференции. Часто встречаются кристаллики с аномальной индиго-синей интерференционной окраской.

Мелкие кристаллики эпидота в виде однородной «сыпи» развиваются по обломочным зернам плагноклазов, реже кварца. При этом в шлифах иногда удается наблюдать спаивание отдельных обломочных зерен кварца и полевого шпата кристалликами эпидота, развитыми по поверхности соприкасающихся обломков (табл. XVIII, 3).

Присутствие аутигенного эпидота, как правило, приурочено к тем породам, в которых встречаются и обломочные разности этого минерала, несущие часто следы внутрислойного растворения и коррозии. Формирование новообразований эпидота связано с частичным растворением обломочных разностей минерала, «микромиграцией» компонентов и их последующим переотложением. Центрами кристаллизации новообразованных эпидотов становились микроскопические обломочки минералов этой же группы, играющие роль затравок при кристаллизации. В круг «микромиграции» включался также ряд компонентов первичного глинистого вещества, обусловивший специфику оптических свойств (и, очевидно, химического состава) новообразованных эпидотов, что особенно хорошо видно в случае регенерационного обрастания обломочных зерен аутигенными корочками, наблюдавшегося В. Д. Шутовым в нижнепермских отложениях (табл. XVIII, 4, 5). Таким образом, формирование аутигенных эпидотов в значительной степени происходило за счет перераспределения вещества — растворения минерала в одних участках и переотложения в других — явления, видимо, очень распространенного при эпигенезе (особенно в условиях несколько повышенных температур и давлений).

АМФИБОЛЫ

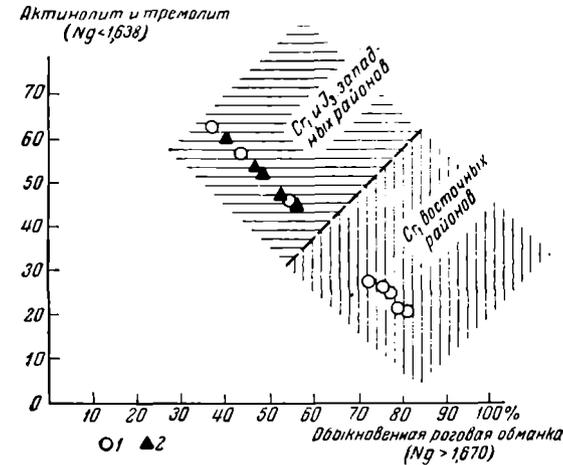
Группа амфиболов широко распространена среди пород мезозойского разреза юго-восточной части впадины и Приверхожня, начиная с верхней половины нижнего мела, и представляет важнейший корреляционный компонент эксеняхской свиты (C_{T1}^{ant}). В породах более низких стратиграфических горизонтов ($J_1 - J_2$) роговые обманки встречаются очень редко и только в виде единичных зерен.

В западной части впадины амфиболы, так же как и эпидот, являются постоянным и наиболее распространенным компонентом тяжелой фракции всех пород, начиная с нижней юры и кончая мелом.

Присутствуют следующие виды:

Обыкновенная роговая обманка имеет наибольшее распространение в меловых породах эксеняхской свиты, составляя до 75—80% от общего состава амфиболов. В породах западного крыла впадины количество ее уменьшается до 35—45% за счет увеличения содержания тремолита и актинолита.

Роговая обманка встречается в виде удлиненных шестоватых зерен размером до 0,20—0,30 мм (по «с»), с неправильными рваными, иногда зубчатыми ограничениями базальных плоскостей и отчетливо выраженной спайностью по (110) и (010). Плеохроирует от сине-зеленого цвета по Ng, буровато-зеленого по Nm и светло-буровато-зеленого, желтого, иногда почти бесцветного по Np. Реже встречаются роговые обманки буровато-зеленые по Ng, по Nm у них



Фиг. 12. Соотношения минералов группы роговой обманки в песчаных породах юрских меловых отложений западной части впадины (C_{T1} , J_3) и восточной части впадины и Приверхожня (C_{T1})

1 — нижнемеловые породы; 2 — верхнеюрские породы

окраска примерно та же, что и у первых разновидностей, только с несколько более буроватым оттенком, по Np они желтоватые или почти бесцветные. Схема абсорбции обычна: $Ng > Nm > Np$.

Удлинение положительное, погасание косое, $cNg = 16-17^\circ$. Показатели преломления у большинства зерен $Ng = 1,682 \pm 0,002$; $Np = 1,662 \pm \pm 0,002$; реже — более низкие, светопреломление $Ng = 1,674 \pm 0,002$; $Np = 1,654 \pm 0,002$. Согласно диаграмме В. С. Соболева роговые обманки с таким показателем преломления имеют от 45 до 50% железистости. Угол оптических осей — $2V = 72-73^\circ$ (знак отрицательный).

Тремолит встречается в виде удлиненных призматических зерен с ясно выраженной тонкой спайностью по (110) и (010), положительным удлинением, угол погасания с $Ng = 11-13^\circ$. Показатели преломления $Ng = 1,627-1,633$; $Np = 1,612-1,615$, тремолит бесцветен. Угол оптических осей $2V = 88^\circ$.

Актинолит имеет тот же габитус, что и обыкновенная роговая обманка; для него характерна очень тонкая спайность, слабый плеохроизм, бледно-зеленая окраска по Ng и бесцветная по Np; показатели преломления: $Ng = 1,662-1,658$; $Np = 1,642-1,638$; $cNg = 15-17^\circ$.

Для тремолита и актинолита характерна некоторая загрязненность, темные непрозрачные включения, ориентированные вдоль удлинения

зерен. Возможно, что амфиболы актинолитового ряда относятся частично к уралитам, образовавшимся за счет разложения пироксенов. Особенно обильны они в породах западной части впадины, где содержание их достигает 50—55% от общего состава амфиболов (фиг. 12).

Изменения роговых обманок весьма широко распространены и выражаются в их внутрислойном растворении и замещении другими минералами — кальцитом, ломонтитом и кварцем. Растворение и замещение роговой обманки происходит по плоскостям базопинакоида с проникновением отдельных вытянутых «язычков» замещающего минерала по плоскостям спайности вертикальной зоны от периферии к центру (табл. XIX).

Такой характер «клиновидного» замещения роговой обманки связан, по-видимому, с ее кристаллохимическим строением, характеризующимся присутствием цепочек кремнекислородных тетраэдров, связанных между собой атомами магния или железа. Последние наиболее легко удаляются в процессе разрушения минералов.

Первоначальные контуры растворенных обломков роговой обманки иногда четко устанавливаются в шлифах по присутствию тонких хлоритовых каемочек, оконтуривающих все терригенные зерна породы (табл. XIX, 1, 2). Нередко зерно роговой обманки оказывается разделенным на несколько отдельных островков, пространства между которыми заполнены «минералом-заместителем». Такой характер растворения обуславливает появление в иммерсионных препаратах, наряду с крупными зернами, множества мелких остроугольных зернышек размером около 0,10—1,05 м.м.

Явление внутрислойного растворения амфиболов широко известны в литературе. Впервые они описаны Эдельманом (1935), а затем многими другими авторами.

МОНОКЛИННЫЕ ПИРОКСЕНЫ

Пироксены встречаются обычно в виде единичных зерен вместе с роговыми обманками в породах эксеняхской свиты Приверхоянья и в юрских и меловых отложениях западной части впадины.

Представлены бесцветными или слабозеленоватыми зернами диопсида короткопризматического габитуса с зубчатыми базальными ограничениями и отчетливой спайностью по (110). Светопреломления: $N_g = 1,706—1,710$; $N_p = 1,678—1,682$, угол погасания с $N_g = 40—42^\circ$; (+) 2V около 60° .

Характерные зубчатые ограничения связаны с явлением внутрислойного растворения. Они подробно описаны Эдельманом (1935) для пироксенов третичных отложений Гавайских островов, автором (Коссовская, 1951) для отложений продуктивной толщи Азербайджана и фиксировались в третичных отложениях других районов целым рядом других авторов.

Интересное обобщение явлений внутрислойного растворения дано Петтиджоном (Pettijohn, 1949). По данным этого автора, наименее стойкие фемические минералы (оливин, пироксены, роговые обманки) постепенно исчезают из терригенных пород в процессе их существования, так что оливин, например, фиксируется лишь в современных осадках, пироксены редко «спускаются» по стратиграфической колонке ниже третичных отложений, амфиболы — третичных и верхов мезозоя и т. д. Вопрос этот представляет первостепенный интерес и важность как для решения палеогеографических задач, так и понимания истории стадийных превращений в породах при процессах диагенеза и эпигенеза. Мы специально остановимся на нем в разделе, посвященном истории формирования минеральных ассоциаций (см. гл. V).

РУДНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Магнетит встречается в виде единичных зерен в ассоциации с эпидотом и роговой обманкой. Представлен неправильными зернами, изредка октаэдрическими кристалликами. Цвет черный, непрозрачный, в отраженном свете имеет серовато-синеватый отблеск. Минерал магнетитен.

Ильменит представлен неправильными зернами размером 0,25—0,10 м. От магнетита он отличается несколько иным оттенком в отраженном свете и отсутствием магнитности. Широко распространен в породах чечумской серии, составляя иногда до 30—40% и более от состава тяжелой фракции. В небольшом количестве (от единиц процента до единичных зерен) присутствует почти во всех горизонтах.

Лейкоксен очень распространенный минерал, не имеющий корреляционного значения и встречающийся в переменных количествах (от единиц процента до 50—60%) во всех породах. Встречается в виде белых или желтоватых в отраженном свете ватообразных зерен. В породах геосинклинальной зоны обычно раскристаллизован в тонкоагрегатные скопления анатаза. Часто можно наблюдать, как из ступокс лейкоксена выкристаллизовываются прекрасные кристаллы анатаза.

Пирротин встречается в виде единичных зерен в песчаниках байлыкской серии Приверхоянья. Представлен пластинчатыми обломками золотисто-желтого цвета, обычно несколько окисленными и покрытыми корочкой бурых гидроокислов железа. Минерал магнетитен.

ГЛАВНЕЙШИЕ АУТИГЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ И МИНЕРАЛЫ ГЛИН

В настоящем разделе дается характеристика наиболее распространенных и интересных аутигенных минералов, встреченных в изучаемых отложениях. Описываются главным образом те минералы, которые встречаются только в виде новообразований. Минералы, присутствующие одновременно как в виде обломочных, так и в виде аутигенных модификаций (например, кварц, полевые шпаты, эпидот и др.), описаны в предыдущей главе.

ПИРИТ И МАРКАЗИТ

Представителем группы сульфидов является пирит. Маловероятно, чтобы пирротин, упомянутый выше, являлся новообразованным. Тонкая пленка гидроокислов железа, постоянно присутствующая на поверхности его зерен, свидетельствует, вероятнее всего, об обломочном происхождении этого минерала.

Формы нахождения пирита разнообразны. Очевидно вместе с пиритом присутствует и марказит, но отличить их друг от друга в шлифах затруднительно (за исключением случаев, когда пирит представлен кристаллами кубического габитуса). Пирит (и марказит) встречается в следующих формах:

1) в виде мельчайших кристалликов и тонкозернистых агрегатов, равномерно рассеянных по всей породе или образующих отдельные скопления; агрегаты мельчайших кристалликов часто инкрустируют различные органические остатки;

2) в виде сферических микроконкреций размером 0,10—0,02 мм, рассеянных по всей породе или концентрирующихся в цементе по периферии терригенных зерен; микроконкреции пирита и марказита возникают иногда по некоторым терригенным компонентам, например, по пластинкам биотита, что связано с выносом железа из решетки биотита и с его фиксацией в сульфидной форме;

3) в виде кубических, реже пентагонально-додекаэдрических кристалликов размером 0,04—0,08 мм, образующих либо отдельные включения, либо друзовидные сростки, производящие впечатление, при малых увеличениях, зерен неправильной формы;

4) в виде участков цемента в песчаниках и алевролитах; в этом случае пирит интенсивно корродирует все обломки;

5) в виде стяжений и конкреций шарообразной или неправильной формы, достигающих размера в несколько сантиметров;

6) в виде псевдоморфоз замещения растительных остатков. Свообразные древовидные псевдоморфозы пирита были обнаружены в хлоритово-песчанистой породе (J₂) района Жиганска (табл. XX, 1).

В проходящем свете пирит непрозрачен, в отраженном — обладает типичным золотистым или золотисто-серебристым цветом. Иногда

характерная окраска минерала маскируется присутствием тонко распыленной органики, придающей ему темный цвет.

Пирит имеет широкое распространение, присутствуя в породах почти всех стратиграфических горизонтов; наименее распространен в отложениях нижнего мела. Породы нижне- и верхнебыканской свит Верхоянья характеризуются максимальным его содержанием, где он встречается в виде крупных желваков и конкреций округлой или неправильной формы.

Учесть количественное содержание пирита в породах можно только приблизительно. В составе тяжелой фракции содержание его колеблется от 5—10 до 100%; в шлифах — от 0 до 1—2%. Цифры эти, конечно, весьма неточны и не отражают истинной «пиритонности» отложений в силу крайне неравномерного распределения пирита в породах.

Формы нахождения пирита свидетельствуют о его преимущественно диагенетическом происхождении. Неравномерность концентрации пирита в породах, наличие конкреций и стяжений говорит об энергичных процессах перераспределения минерала в процессе диагенеза. Причины, обуславливающие возникновение пирита в осадках и формы его миграции, всесторонне освещены в работах Н. М. Страхова (1953, 1954) и останавливаться на них здесь нет необходимости.

Наряду с диагенетическим пиритом присутствует пирит более позднего эпигенетического происхождения, возникший за счет разложения терригенных минералов. К таковым образованиям относятся кристаллики, микроконкреции или тонкие линзочки пирита, покрывающие пластинки видоизмененного биотита. Железо, выносившееся из решетки биотита при его эпигенетическом разложении, фиксировалось тут же в виде сульфидов, а в некоторых случаях — карбонатов. Источником серы служили, видимо, подземные воды, содержащие в каком-то количестве ион SO_4 , редукция которого в восстановительной среде и обуславливала возникновение пирита. (Анализ подземных вод в юрских отложениях на глубинах свыше 1500 м показал постоянное присутствие в них углеводородных газов. Иногда отмечался запах сероводорода.)

Эпигенетическое происхождение имеет также пирит, возникший за счет разложения ильменита. В песчаниках байлыкской серии удается наблюдать сгустки лейкоксена, частично перекристаллизованного в анатаз, к которым часто бывают приурочены скопления мельчайших кристалликов пирита.

ТИТАНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ

А н а т а з встречается в виде нескольких разновидностей:

1) Таблитчатые квадратные или прямоугольные кристаллы с сильно развитой гранью пинакоида (001), на которой они и лежат обычно в иммерсионных препаратах. Размер кристаллов 0,04—0,10 мм. Нередко отдельные кристаллики сростаются в таблитчатые друзовидные сростки. Цвет золотисто-желтый или буровато-желтый. Иногда пиканоидальная поверхность характеризуется несколько неравномерным распределением окраски и имеет шероховатый характер. Светопреломление очень высокое — значительно больше 1,780. В скрещенных николях квадратные таблички изотропны вследствие своего положения, перпендикулярного оптической оси (табл. XX, 2);

2) острые вытянутые по «с» бипирамидальные кристаллы, размером 0,04—0,08 мм, иногда слабо притупленные базальным пинакоидом. В некоторых кристаллах заметна штриховка граней пирамид; параллельная основанию. Цвет золотисто-желтый и буроватый, двупреломление очень высокое, интерференционная окраска высшего порядка (табл. XX, 5);

3) неправильные землистоподобные зерна, состоящие из агрегатов мельчайших, трудно различимых кристаллов; имеет характерную поля-

ризацию в буроватых и буровато-красноватых тонах. Этот тип анатаза характеризует начальную стадию раскristаллизации лейкоксена и перехода его в анатаз.

Все три типа анатаза часто встречаются совместно.

Брукит встречается в виде прямоугольных таблитчатых по (100) кристалликов, размером до 0,10 мм, образованных слабо развитыми и призматическими гранями. Обычно присутствуют слабо развитые грани бипирамиды, придающие зернам в сечении вид четырехугольников со сглаженными краями. Окрашен в светло-желтый или слабобуроватый цвет и иногда очень похож на анатаз. От последнего его отличает характерная вертикальная штриховка граней и очень сильная дисперсия оптических осей с возникающей вследствие этого характерной аномальной интерференционной окраской в желто-оранжевых и малиново-фиолетовых тонах и отсутствием полного погасания.

Лейкоксен чаще всего присутствует в виде обломочных зерен. Но наряду с ними, несомненно, встречается аутигенный лейкоксен, наиболее развитый в песчаниках байлыкской серии Верхоянья. Аутигенный лейкоксен встречается в виде цемента песчаников, образуя пленки вокруг терригенных зерен и отдельные ступки, заполняющие поровые участки. Часто лейкоксен несколько раскristаллизован и переходит в тонкоагрегатный анатаз.

Как правило, все перечисленные титанистые минералы встречаются совместно, причем почти исключительно в песчаниках. Наиболее обогащены ими нижнеюрские породы, в меньшем количестве они попадают выше по разрезу.

Характерно присутствие различных форм титанистых минералов в породах платформы и геосинклинали. В первом случае наиболее распространен лейкоксен (преимущественно обломочный), иногда слабо раскristаллизованный в землестопоподобные зерна тонкоагрегатного анатаза. Изредка встречаются сростки мельчайших кристалликов анатаза, размером около 0,02—0,03 мм; хорошо окristаллизованные более крупные кристаллы единичны, а брукит отсутствует вообще.

В геосинклинальной области титанистыми минералами наиболее богаты песчаники байлыкской серии, особенно сородогинской и градыгской свит. Лейкоксен в этих породах, как правило, раскristаллизован; широкое распространение имеют анатаз и брукит, являющиеся одними из важнейших минералов тяжелой фракции.

В глинах постоянно присутствует TiO_2 , содержание которого почти всегда превышает 1—1,50%, достигая в единичных образцах 2 и даже 3%. И. Д. Седлецкий (1946) связывает повышенное содержание титана в глинах с изоморфным замещением Si и Al в решетке минералов группы монтмориллонитов. Представляется более вероятным, что в глинах изученных отложений титан присутствует в виде тончайших кристалликов самостоятельного минерала. При изучении глин под электронным микроскопом были обнаружены единичные кристаллики квадратной или близкой к ней форме; характерно плотное строение этих кристалликов, обуславливающее их черную окраску на снимке. Каолинитовые пластинки такого же размера, или даже более крупные, более тонки и имеют полупрозрачный характер. Возможно эти кристаллики могут быть отнесены к титанистым минералам, хотя такая же форма может быть присуща пириту. Максимальным содержанием титана характеризуются каолинитовые глины, минимальным — монтмориллонитовые.

Среднее содержание TiO_2 (в %) в глинах различного минералогического состава следующее:

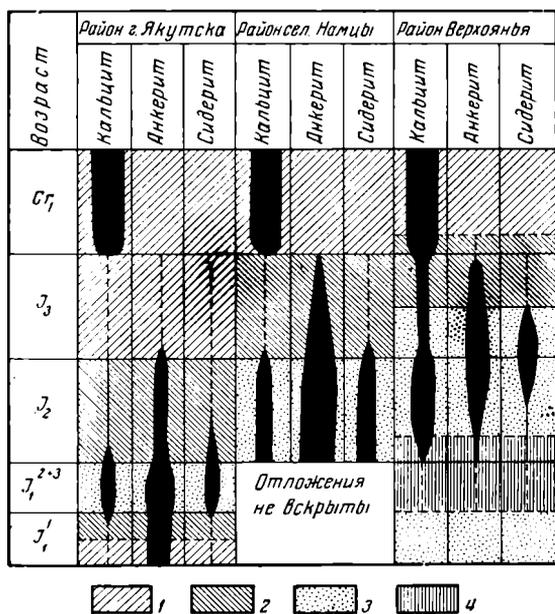
Каолинитовые (среднее из 6 обр.)	1,30
Каолинитово-гидрослюдисто-монтмориллонитовые (среднее из 6 обр.)	1,10
Монтмориллонитовые (среднее из 5 обр.)	0,80

Аутигенные минералы группы титана широко известны в осадочных породах и описаны многими авторами (Преображенский, 1941; Сердюченко и Добротворская, 1949; Ходак, 1956, и др.). Обычно они имеют то же происхождение, что и в рассматриваемых нами породах, т. е. образуются за счет обломочного лейкоксена. Н. В. Ренгартен (1956) описала анатаз и брукит из песчаников угленосной толщи Караганды, происхождение которых автор связывает с разложением органических остатков. Угlistое вещество, с одной стороны, являлось источником титана, аккумулированного растениями в процессе их роста, с другой — присутствие его создавало благоприятную среду для фиксации TiO_2 из циркулирующих растворов.

В изученных породах непосредственной связи между органическим материалом и титанистыми минералами не наблюдалось.

КАРБОНАТЫ

Карбонаты не играют значительной роли в описываемых породах. Чаще всего они встречаются в составе цемента песчаников и алевролитов в совокупности с глинистыми минералами, образуя отдельные



Фиг. 13. Распределение карбонатов в породах юры и мела Вилюйской впадины и Западного Верхоянья
 1 — преимущественно континентальные отложения; 2 — переходные от континентальных к морским; 3 — прибрежно-морские отложения; 4 — отложения относительно удаленных участков моря

В юрских породах кальцит в небольшом количестве встречается совместно с анкеритом и сидеритом, образуя характерную полиминеральную карбонатную ассоциацию мелководных прибрежно-морских осадков. Ни в континентальных песчаниках (верхняя юра платформы), ни в относительно глубоководных отложениях (нижнеыбыканская свита Верхоянья) кальцита практически нет.

Интересно, что полиминеральная карбонатная ассоциация кальцит — анкерит—сидерит, свойственная прибрежно-морским осадкам, «мигри-

вкрапленники и участки. Породы с мономинеральным карбонатным цементом довольно редки. Наибольшее распространение они имеют в нижнемеловых отложениях, где карбонат, цементируя песчаники и алевролиты, образует огромные конкреции иногда до нескольких метров в поперечнике. Конкреции эти часто расположены послойно и, сливаясь вместе, образуют довольно мощные пласты карбонатных песчаников, выступающих в обнажениях в виде карнизов.

Карбонаты представлены тремя видами: кальцитом, анкеритом и сидеритом. Распределение различных типов карбонатов иллюстрируется фиг. 13. Как это можно видеть, наиболее широкое развитие в разрезе юрских отложений имеет анкерит; для меловых отложений характерен кальцит, участвующий в строении упомянутых выше конкреций.

рует» по разрезу, как бы отражая положение береговой линии в пределах рассматриваемой территории в различные промежутки времени. Так, во второй половине нижней юры (J_1^{2+3}) эта ассоциация характеризует морские прибрежные осадки Якутского разреза; в средней юре она появляется в Намцинском разрезе, что согласуется с общим смещением морского бассейна на восток, и, наконец, в Западном Верхоянне данная ассоциация типична для верхнеюрских отложений; более глубоководные осадки средней и нижней юры содержат карбонаты в ничтожном количестве (фиг. 13).

Кальцит

В цементе песчаных конкреций нижнего мела кальцит составляет иногда до 20—40% от общего состава породы. Размер кальцитовых неделимых зерен меняется в широких пределах — от 0,002—0,003 до 0,5—1 мм. Чаще всего кальцит хорошо раскристаллизован, и цемент имеет мозаичную или пойкилитовую структуру. Характерной чертой кальцита является отсутствие или исключительная редкость идиоморфных ограничений его зерен. Даже в том случае, когда вся масса цемента интенсивно перекристаллизована, отдельные неделимые минералы представлены зернами неправильной, иногда лапчатой формы.

В перекристаллизованных зернах часто обнаруживаются двойники полисинтетического строения, развивающиеся по косым граням, чаще всего по граням (0112). В породах, подвергавшихся значительному динамическому воздействию, иногда наблюдаются деформированные плоско полисинтетических двойников (так называемые «двойники скольжения») (табл. XXI, 1); коноскопическое исследование таких зерен обнаруживает в них четкую двусную фигуру.

В некоторых мелкозернистых песчаниках и алевролитах кальцит имеет микрозернистую агрегатную структуру, иногда столь тонкую, что отдельные зерна становятся неразличимы. Цемент в этом случае не обнаруживает при скрещенных николях полного угасания, а дает характерную агрегатную поляризацию в высших желтоватых тонах. Иногда наблюдаются крустификационные каемки кальцита вокруг обломочных зерен или сферолитовое строение всей массы цемента, связанные с радиально-лучистым расположением мельчайших кристалликов минерала, ориентированных вокруг каких-либо центров кристаллизации.

Своеобразные «звездчатые» конкреции кальцита широко распространены в среднеюрских морских отложениях восточных склонов Вилюйской впадины (районы р. Алдана и г. Жиганска). Конкреции размером от 5 до 8—10 см встречаются в песчаниках и алевролитах; состоят они из нескольких вытянутых ромбоэдрических «лучей» (табл. XXI, 2, 3), сложенных тонкоагрегатным кальцитом, окрашенным в центре в буроватый цвет.

В песчаниках, где кальцит встречается вместе с другими карбонатами, минерал образует отдельные вкрапленники между терригенными зернами. Установить последовательность выделения карбонатов часто бывает трудно, так как и кальцит и железистые карбонаты обычно сильно перекристаллизованы, причем анкерит в силу своей большой кристаллизационной способности всегда идиоморфен по отношению к кальциту. Иногда более позднее формирование кальцита устанавливается по коррозии последним как терригенных минералов, так и железистых карбонатов.

В иммерсии кристаллы хорошо окристаллизованного кальцита имеют ромбоэдрическую форму сколов по спайности. Светопреломление их отличается удивительным постоянством и всегда несколько выше, чем у чистого кальцита, $N_g = 1,662$, но в отдельных образцах поднимается до 1,670.

Химический состав карбонатов цемента нижнемеловых песчаников часто показывает присутствие незначительного количества марганца, железа и магния в их составе (табл. 12).

Таблица 12

Химический состав карбонатного цемента нижнемеловых песчаников

№ об- разца	Нерас- твори- мый остаток	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	CaO	MgO	MnO	CO ₂	Сумма	CaCO ₃	MgCO ₃	FeCO ₃	MnCO ₃
252	56,24	5,05	0,91	0,86	Нет	16,62	1,58	0,13	13,48	94,77	29,66	0,35	0,47	0,21
746	63,16	2,62	0,10	1,44	»	16,68	0,85	0,23	13,50	98,58	29,77	0,32	0,45	0,38
751	62,04	3,68	0,56	1,36	»	16,70	0,92	0,23	12,88	98,38	27,97	Нет	Нет	Нет
790	57,10	3,51	0,98	1,58	»	16,60	1,40	0,23	15,38	95,78	29,63	1,46	1,27	0,38
828	64,27	4,58	0,54	1,15	»	14,48	1,11	0,14	11,04	97,31	25,83	Нет	Нет	Нет

Кальцит (особенно в случае базального цемента) интенсивно корродирует почти все терригенные зерна, включая кварц. Явления разъедания терригенных минералов списаны при характеристике последних и повторять их здесь нет необходимости (см. табл. IX, 1, 2).

Анкерит

Наиболее широко распространен этот минерал в песчаниках укугутской свиты Прикутского района; здесь он является единственным представителем семейства карбонатов. Кроме того, анкерит является основным составляющим минералом карбонатной ассоциации прибрежно-морских осадков нижней юры Якутского района (табагинская свита), средней юры Намцев и верхней юры — Верхоянского разреза. В цементе песчаников анкерит составляет иногда до 10—12% от общего состава породы. Как правило, минерал прекрасно окристаллизован и образует крупные неделимые, размером 0,2—0,35 мм, зерна неправильной или ромбоэдрической формы с хорошо выраженной спайностью и полисинтетическими двойниками, шов которых совпадает с плоскостью спайности (1011). Анкерит в цементе часто встречается совместно с каолинитом, будучи явно более позднего происхождения, чем последний; карбонат интенсивно корродирует как цементирующий глинистый минерал, так и обломочные зерна (табл. XXI, 3).

В верхнеюрских песчаниках Якутского разреза, почти лишенного карбонатов, анкерит встречается в иной форме. Он образует бурые тонкоагрегатные сгустки, пронизанные мельчайшими пелитовыми частичками или тонкораспыленным органическим детритусом. Часто подобные тонкоагрегатные образования анкерита связаны с обломочным разложившимся биотитом.

В иммерсионных препаратах анкерит встречается обычно, подобно кальциту, в виде кристаллических выколков по спайности. Светопреломление минерала колеблется очень незначительно; значения Ng меняются от 1,696 до 1,710, что соответствует содержанию FeCO₃ от 10 до 17%, но гораздо чаще (не менее чем в 90% исследованных образцов) Ng = 1,702—1,706, что соответствует примерно 15% FeCO₃ (по В. Б. Татарскому). Такое постоянство состава анкерита в отложениях различного возраста и различного генезиса представляет весьма любопытный факт, объяснения которому автор пока не находит.

Минералы группы сидерита встречаются в виде образований трех типов: 1) рассеянные зерна в цементе песчаников в ассоциации с другими карбонатами; 2) глинисто-сидеритовые конкреции, встречающиеся в песчаниках и алевролитах укугутской свиты платформы; 3) сферосидеритовые микроконкреционные образования в подошве угольных пластов.

В цементе песчаников сидерит, по сравнению с другими карбонатами, имеет наименьшее распространение. Встречается он в виде отдельных неправильных мелкоагрегатных зерен, сферолитоподобных образований с нечетко выраженным радиальным расположением отдельных неделимых, изредка в виде ромбоэдрических кристалликов. Зерна сидерита часто бывают загрязнены пелитовыми или органическими включениями; в радиально-лучистых образованиях наиболее сильно загрязнена всегда центральная часть, имеющая тонкоагрегатную структуру, к периферии минерал делается прозрачным и хорошо окристаллизованным. Очень часто мелкие кристаллики сидерита образуются по пластинкам видоизмененного биотита, иногда пластинка последнего целиком замещается сидеритом. В иммерсии минерал представлен обычно в виде зерен неправильной формы, гораздо реже встречаются обломки по спайности. Светопреломление колеблется в довольно широких пределах: n_g от 1,793 до 1,812, что соответствует, по данным В. Б. Татарского, содержанию 65% $FeCO_3$ и позволяет отнести минерал к пистомезиту.

Глинисто-сидеритовые конкреции представляют округлые или линзовидные тела диаметром до 15—20 см. В небольшом количестве они встречаются среди песчаников и алевролитов укугутской свиты Якутского района, но гораздо более широкое распространение имеют, по данным М. Е. Бердичевской и В. И. Муравьева, среди юрских отложений западной части впадины. Последнее находится в прямой связи с обилием железистого материала в первичном составе осадков, что в свою очередь связано с широким распространением фемических минералов в материнских породах, служивших источниками сноса для осадков западных районов. В шлифах глинисто-сидеритовые конкреции представлены бурой пелитоморфной массой с характерной тонкоагрегатной поляризацией. Иногда в карбонатной массе встречаются углистые частички и мелкие терригенные зерна кварца и полевых шпатов. Замерить показатель преломления карбоната очень трудно ввиду высокой

Таблица 13

Химический состав сидеритовых конкреций

№ образца	Нерастворимый остаток	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	S
1543 *	21,17	He опр.	3,17	0,44	45,45	0,64	1,22	Нет
18 **	—	5,70	6,80	2,05	48,13	1,40	1,67	1,0
MnO	K_2O+Na_2O	H_2O	CO_2	Сумма	$FeCO_3$	$MnCO_3$	$CaCO_3$	FeS_2
0,82	He опр.	He опр.	28,28	101,49	71,79	1,33	1,14	
1,14	0,66	1,61	30,50	100,07	75,53	1,85	2,50	1,95

* Солянокислая вытяжка почкообразного сидерита из подошвы угольного пласта (J_3).

** Силикатный анализ глинисто-карбонатной конкреции из песчаников (J_1^1).

дисперсности минерала и его тесной ассоциации с глинистым веществом. Судя по данным химического анализа (обр. 18), карбонат представлен собственно сидеритом.

Сидерит третьего типа встречается в виде своеобразных почкообразных стяжений, приуроченных обычно к подошве угольных пластов. Порода в этом случае имеет характерное глобулярное строение. Под микроскопом видно, что она состоит из тонкоагрегатной пластинчатой слабо поляризующей массы каолинита, в которую погружены округлые образования сидерита размером около 0,50—1 мм, имеющие радиально-лучистую структуру. В центральной части округлых образований иногда содержатся мельчайшие глобулы пирита размером 0,005—0,01 мм. Периферийная часть карбонатных стяжений состоит из сидерита с хорошо выраженной радиально-лучистой структурой (табл. XXI, б).

В табл. 13 приводится химический анализ сидеритов из конкреций двух перечисленных типов.

* * *

Остановимся кратко на происхождении карбонатов. При этом мы совсем не будем касаться вопроса распространения и условий формирования конкреций, представляющего сейчас специальную отрасль литологических исследований. Основной интерес для нас представляют карбонатные минералы цемента песчаников. Связано это с тем, что в силу своего энергичного растворяющего действия на некоторые терригенные минералы карбонаты цемента могут существенно влиять на общий состав терригенной минеральной ассоциации.

При рассмотрении графика распределения карбонатов в разрезе и на площади (см. фиг. 13) обращает на себя внимание тот факт, что заметное появление кальцита фиксируется в разрезе дважды: первое — в составе полиминеральной ассоциации карбонатов, приуроченной к породам определенных фациальных условий, меняющих свое стратиграфическое положение в разрезе в зависимости от расположения береговой линии. Второе — в нижнемеловых отложениях, причем здесь оно не связано с обстановкой осадкообразования. Гигантские песчанокальцитовые конкреции имеют примерно равное распространение по всему разрезу нижнемеловых отложений, начиная от нижних горизонтов сангарской серии, где развиты фашии, переходные от морских к континентальным до экстенхской свиты, сложенной главным образом аллювиальными осадками.

Присутствие кальцита в составе полиминеральной ассоциации карбонатов прибрежно-морских отложений юры не вызывает недоумений. Тяготение кальцита именно к морским осадкам как в составе конкреций, так и в цементе песчаников широко известно из работ З. В. Тимофеевой, П. Н. Зарицкого, Г. Н. Бровкова и др.

Н. М. Страхов установил, что формирование карбонатных минералов, рассеянных в терригенных породах, осуществляется главным образом в течение диагенеза. Характерна ясная последовательность более раннего выпадения железистых карбонатов и более позднего — кальцита. Определяется данная последовательность постепенным увеличением значений рН при движении от верхних горизонтов осадка к нижним, обусловленным уменьшением содержания свободной CO_2 в иловых растворах. Накопление кальцита в морских осадках связано в основном с химико-биогенным процессом. Формирование железистых карбонатов происходит за счет реализации железа осадка, принесенного в составе обломочной мути. Образованию карбонатов в диагенезе за счет растворения терригенных минералов принадлежит, вероятно, небольшая роль. В основном этот процесс переносится на эпигенез.

Четкая приуроченность полиминеральной ассоциации сидерит — анкерит — кальцит в изученных отложениях к определенной фациальной обстановке убеждает в их преимущественно диагенетическом происхождении. В эпигенезе, вероятно, основным процессом являлась перекристаллизация карбонатов. Это, однако, не исключает эпигенетического происхождения некоторой, меньшей части карбонатных минералов. К таковым, например, относятся сидерит и анкерит, развивающиеся по обломочному биотиту в процессе его внутрислойного разложения.

Совершенно иной характер имеет происхождение кальцита в цементе огромных конкреций нижнемеловых отложений. Если в морских породах юры образование кальцита могло быть связано с химико-биогенными процессами (при крайне незначительной интенсивности последних), то в преимущественно континентальных отложениях нижнего мела такое происхождение карбонатов естественно исключено.

Формирование кальцита связано здесь с процессами переработки первичного обломочного материала и, в частности, с растворением кальциево-натриевых плагиоклазов. Убедительным доказательством этого служит отсутствие плагиоклазов более основных, чем альбит — кислый олигоклаз в карбонатных песчаниках нижнего мела (и наличие таковых в породах с глинистым цементом).

Таким образом, кальцийсодержащие плагиоклазы служили источником материала для формирования в одних случаях кальцита, в других — кальциевого цеолита — ломонтита, на описании которого мы остановимся ниже. Интересно отметить, что ломонтит и кальцит встречаются в цементе совместно очень редко.

Возникает естественный вопрос, в каких случаях за счет плагиоклазов формировался кальцит и в каких ломонтит?

Наблюдения показывают, что песчаники в карбонатных конкрециях очень часто обогащены растительным детритусом. Это наводит на мысль о важной роли последнего в формировании кальцита. При разложении органического вещества в осадке происходила энергичная генерация углекислоты и создавались условия, благоприятные для интенсивного растворения кальцийсодержащих плагиоклазов. Появление в растворе сильных оснований Са и Na повышало щелочной резерв и рН поровых вод и создавало условия, благоприятные для осаждения кальцита. Начало этого процесса, возможно, падает на диагенез, период наиболее интенсивного разложения органики и перераспределения вещества, но продолжение осуществлялось в эпигенезе, где уменьшение интенсивности темпа процесса компенсировалось продолжительностью времени.

В настоящее время отсутствуют данные, указывающие, на каком этапе осадочного породообразования происходит разложение тех или иных обломочных минералов. Получить их — дело будущих исследований. Однако материалы по современным осадкам не дают доказательств существования явлений хотя бы начальной коррозии обломочных компонентов, включая даже самые нестойкие их разновидности. Н. М. Страхов (1954) приводит интересные данные Г. Ниб (Neeb, 1943) о хорошей сохранности ряда крайне нестойких вулканогенных минералов (лейцит, вулканическое стекло и др.) в колонках осадков Малайского архипелага. Вероятнее всего уничтожение кальциевых плагиоклазов и формирование вместо них кальцита, корродирующего и замещающего одновременно и ряд других обломочных минералов (особенно интенсивно амфиболы, биотит и все полевые шпаты) являлось длительным процессом, протекавшим как в диагенезе, так и на раннем этапе эпигенеза.

Образование ломонтита, присутствующего только в Приверхоянье, являлось более поздним процессом, падающим, вероятно, полностью на эпигенез. Благоприятными условиями образования кальциевого цеолита были несколько повышенные давление и температура, связанные

с погружением пород в более глубокие слои земной коры. Доказательством этого служит исключительная приуроченность ломонтита к породам прогиба и отсутствие его на платформе. К аналогичному выводу об образовании ломонтита за счет кальциевых плагиоклазов при явлениях начального метаморфизма пришел и Кумс (Coombs), о котором выше уже упоминалось.

— Важным отличием процесса кальцитизации и ломонтитизации является то, что первый осуществляется в условиях полного выноса алюминия и кремнезема. Благоприятной обстановкой для этого является малая уплотненность осадка, не препятствующая свободному водообмену, и повышенная щелочность растворов, при которой кремнезем и алюминий находились в подвижном состоянии. Процесс ломонтитизации осуществляется при отсутствии сколько-нибудь заметного выноса Al и Si, т. е. при минералогической переработке вещества «в твердом состоянии» без существенного изменения его химизма, будучи в этом отношении подобен процессам, свойственным региональному метаморфизму.

ЦЕОЛИТЫ

Цеолиты в описываемых породах представлены тремя видами: ломонтитом, о котором уже шла речь выше, цеолитом из группы стильбита и гейландитом (?). Наибольшее распространение имеет ломонтит, слагающий цемент толщи нижнемеловых песчаников Приверхоаянского прогиба. Примечательным является исключительно широкое распространение этого минерала, являющегося сравнительно редким компонентом терригенных пород, особенно в столь «массовом» масштабе. Песчаники с ломонтитовым цементом распространены в толще мощностью 2,500 м, прослеживающейся по простиранию прогиба на расстоянии свыше 1000 км от районов пос. Булун на севере до широтного отрезка Верхоянья на юго-востоке.

Два другие вида цеолита распространены в несравнимо меньших количествах и встречаются в виде отдельных вкрапленников в цементе нижнеюрских и нижнемеловых песчаников.

Ввиду того что о происхождении ломонтита мы были вынуждены говорить в предыдущем разделе, а также в разделе, посвященном изменению полевых шпатов, здесь мы остановимся лишь на характеристике самого минерала.

Ломонтит

Ломонтит прозрачен, бесцветен, обладает совершенной спайностью по (010) и (110). Плоскость оптических осей перпендикулярна (010), $cNg = 35^\circ$. Оптические константы минерала: $Ng = 1,510$; $Np = 1,499$, $Ng - Np = 0,11$; $2V = 35^\circ$, отрицательный, удлинение положительное. Иногда наблюдаются двойники. С соляной кислотой минерал желатинирует (табл. XVIII, 2; XIX, 3, 4; XXII, 1).

Центрифугированием в жидкости с удельным весом 2,40 и последующей отборкой под бинокляром удалось получить почти чистый концентрат ломонтита, который был проанализирован. Результаты химического анализа приведены в табл. 14.

Химический состав ломонтита и стильбита

Таблица 14

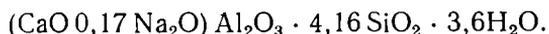
Цеолиты	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O+	H ₂ O-	Сумма
Ломонтит	50,00	20,33	1,50	0,31	11,63	1,33	0,29	1,70	10,94	2,13	100,06
Стильбит	56,29	16,01	0,85	0,56	4,11	1,65	1,20	0,36	11,94	4,38	97,35

Ниже мы приводим сравнение теоретической вычисленного состава ломонтита и экспериментально полученных данных.

Теоретическая формула ломонтита



Формула исследованного ломонтита



Некоторый избыток SiO_2 связан, очевидно, с присутствием пленок хлорита, от которого не удалось полностью очистить минерал. Наличие небольших количеств закисного и окисного железа и магния объясняется той же причиной. Присутствие Na_2O является вполне закономерным для ломонтита. Винчелл (1949) отмечает, что даже в самых лучших анализах ломонтита постоянно фиксируются некоторые переменные содержания натрия. В ничтожном количестве присутствует K_2O , однако значения его столь малы, что в формулу его можно не вводить.

Интересно отметить, что описанный ломонтит очень близок как по своему химическому составу, так и по оптическим свойствам к ломонтитам постамагматического или гидротермального происхождения, характеристика которых дается в справочных руководствах Винчелла (1949), Трегера (1958) и др. Отличие лишь в несколько более низких светопреломлениях (по справочным данным, $n_g = 1,514—1,525$; $n_p = 1,502—1,513$).

Очень часто цеолиты осадочного происхождения отличаются по своим оптическим константам от данных, приводимых в справочниках, что связано, очевидно, со спецификой условий их образования (Ренгартен, 1950; Коссовская, 1954). В данном случае этого нет.

Ломонтит в осадочных породах известен довольно широко. Помимо работ Кумса (Coombs, 1954), обнаружившего его в триасовых туфогенных породах Новой Зеландии, он описан Келли и Хенсеном (Kalley, Hanson, 1955) в миоценовых осадках Калифорнии. Присутствие небольших локальных скоплений ломонтита в виде мелких идиоморфных кристалликов ромбического габитуса в ассоциации с другими цеолитами было обнаружено Н. В. Ренгартен (1950) в нижеюрских железистых породах Северного Кавказа и Е. З. Бурьяловой (1954) в песчаниках нижнего карбона Тувы.

Однако столь широкое распространение ломонтита по разрезу и площади, как это наблюдается в Приверхоянье, является уникальным.

Цеолит из группы стильбита

Описываемый цеолит, так же как ломонтит, встречается только в нижнемеловых отложениях. Присутствует он в виде мелких локальных вкрапленников в цементе карбонатных песчаников Виллюйской впадины.

Минерал встречается в виде прекрасно образованных призматических кристаллов размером 0,10—0,15 мм, часто образующих таблитчатые или коленчатые сростки. Кристаллы обладают зональным строением; иногда зональность очень тонкая, количество зональных оболочек доходит до 7—8, иногда зоны широкие и число их не превышает 2—3 (табл. XXII, 2, 3). Зональность имеет прямой характер, наблюдается последовательное уменьшение показателя преломления в направлении от центра кристалла к периферии, связанное, очевидно, с уменьшением «основности» отдельных зон. Формула исследованного минерала: $(0,5\text{CaO} \cdot 0,04\text{Na}_2\text{O} \cdot 0,1\text{K}_2\text{O}) \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6,5\text{SiO}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$. По химическому составу минерал ближе всего стоит к эпидесмину, теоретическая формула ко-

горого $\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, отличаясь пониженным количеством CaO и незначительным содержанием K_2O и Na_2O . Удельный вес цеолита 2,30—2,27, он обладает совершенной спайностью по (001) и (010) и несовершенной по (100). Плоскость оптических осей параллельна (010), «с» параллельна Np; (+) 2V умеренный или малый. Светопреломление $n_g = 1,505—1,510$; $n_p = 1,490—1,495$; Nm близкий к Np; $n_g - n_p = 0,015$.

От стильбита описанный цеолит отличается положительным знаком и прямым угасанием (cNp стильбита $3—12^\circ$), от эпидесмина — положительным знаком, несколько более высоким светопреломлением и ориентировкой индикатриссы (плоскость оптических осей эпидесмина параллельна 100). От всех других цеолитов данный минерал отличается высоким двупреломлением, прямым угасанием cNp и своеобразным зонарным строением. Возможно, что он представляет специфическую разновидность цеолитов, свойственную осадочным породам. Цеолиты группы стильбита среди осадочных пород описаны не были.

Гейландит

Цеолиты, по своему кристаллографическому габитусу очень близкие к гейландиту, описаны М. Е. Бердичевской (1956₂) из гравийных песчаников укугутской свиты западных районов Вилуйской впадины. Цеолиты образуют каемки вокруг обломочных зерен, состоящие из отдельных кристаллических индивидуумов; внутренняя часть поровых участков выполнена кальцитом. Размер кристаллов цеолита колеблется от 0,01 до 0,06 мм, реже встречаются более крупные разности. Кристаллы имеют ромбовидный, таблитчатый (по 010) габитус, плоскость оптических осей и n_g перпендикулярны (010) и почти параллельны (001), (+) 2V около 30° , угасание прямое, светопреломление близкое к 1,490. К сожалению, М. Е. Бердичевская не указывает точных показателей преломления и ориентировку индикатриссы, что затрудняет ясную диагностику цеолита. Однако характерный «боченковидный» облик кристаллов с хорошо развитыми гранями (010) и гранями (001) и (100), срезанными призмой (201), небольшой положительный 2V; положение плоскости оптических осей и низкое светопреломление позволяют отнести цеолит, описанный М. Е. Бердичевской, к группе гейландита.

Встречен цеолит в песчаниках, обогащенных обломками эффузивов, зернами средних и основных плагиоклазов, за счет которых, очевидно, и происходило формирование минерала. Широко известно, что в осадочных породах цеолиты почти постоянно образуются, в случае присутствия «свежего» обломочного материала, обогащенного неустойчивыми компонентами, к которым относятся вулканогенные обломки и натриево-кальциевые плагиоклазы.

Гейландит является одним из распространенных цеолитов в осадочных породах. Морденит, относящийся к группе гейландита, описан Н. В. Ренгартен (1955) и Г. И. Бушинским (1950) из меловых и третичных отложений Европейской части СССР и Приуралья. Джилбертом и Мак-Андреусом (Gilbert, McAndrews, 1949) гейландит встречен в морских эоценовых песчаниках Калифорнии; минерал развивается в виде идиоморфных кристаллов и корочек по всем терригенным зернам. Породы, в которых обнаружен гейландит, подстилаются отложениями, обогащенными вулканогенным материалом. Кумсом (Coombs, 1954) гейландит обнаружен в туфогенных породах триасового возраста Новой Зеландии. А. Г. Коссовская (1954) описала гейландит из песчаников продуктивной толщи Прикуринской низменности Азербайджана, где он образуется по обломкам эффузивов, основным плагиоклазам и пироксенам.

Вводные замечания

Как известно, вопрос о природе глинистых минералов является дискуссионным. Одни исследователи считают, что состав глинистых минералов определяется, главным образом, условиями их образования (И. И. Гинзбург, М. Ф. Викулова, К. Grimm и др.). Другие — рассматривают их как чисто обломочные компоненты (Н. М. Страхов, М. М. Ратеев, С. Weaker). Находясь на позициях близких к первой группе исследователей, автор считает, однако, что обе крайние точки зрения являются слишком упрощенными.

По своему происхождению глинистые минералы не могут быть отнесены ни к собственно обломочным, ни к собственно аутигенным минералам, представляя образования смешанного генезиса. В осадок глинистые минералы приносятся как обломочные частицы; в процессе диагенеза и эпигенеза они испытывают большую или меньшую переработку, зависящую от окружающих их условий. В некоторых случаях эта переработка может быть настолько полной, что во вновь возникших образованиях не остается даже реликтов их первичного состава. В других случаях изменения могут быть лишь частичными, глинистое вещество будет состоять из минералов разного состава, одни из которых будут вновь сформированными, другие частично измененными и третьи, наконец, не затронутыми переработкой. Подобный тип ассоциаций сложного состава, в которых встречаются иногда минералы, требующие различных условий для своего возникновения (например, каолинит — монтмориллонит — гидрослюда), являются иногда особенно трудными для генетической расшифровки. Наконец, в третьем случае глинистое вещество может быть очень слабо затронуто переработкой в диагенезе и почти полностью сохранить свой первичный обломочный характер.

Сохранение первично-обломочного состава глинистых минералов в осадках, а затем и в осадочных породах или глубокая их переработка с возникновением новых минеральных видов будет зависеть от ряда факторов, главнейшими из которых являются: 1) устойчивость глинистого минерала к воздействию внешней среды; 2) степень его приспособленности к данным конкретным условиям (естественно, например, что обломочный каолинит будет прекрасно сохраняться в континентальных водоемах и испытывать определенные изменения в морских); 3) скорость осадконакопления, т. е. длительность пребывания материала в зоне активного водообмена; 4) степень измененности пород в эпигенезе и др.

Все глинистые минералы относятся к группе силикатов со сходными слоистыми структурами, представленными чередованием листов кремнекислородных тетраэдров с листами гидроксильно-кислородных октаэдров, центральные позиции которых заняты обычно Al^{+3} , Fe^{+3} , Fe^{+2} , Mg^{+2} .

Различия между основными группами глинистых минералов заключаются в характере сочетаний отдельных структурных единиц. Так, для минералов группы каолинита типично присутствие одного тетраэдрического листа и одного октаэдрического, отношения которых выражаются как отношение 1 : 1. Гидрослюда и монтмориллониты характеризуются трехлистовым строением и состоят из двух тетраэдрических листов и одного октаэдрического листа, выражающихся отношением 2 : 1. Связь между слоями в слюдах осуществляется присутствием крупных катионов калия, компенсирующего избыток отрицательных валентностей в решетке. В монтмориллонитах связь между слоями ослаблена, так как вместо

довольно прочно связанного калия слюд там присутствуют поглощенные катионы (Ca, Mg, Na, K) и вода. Хлориты имеют четырехлистковую структуру, где два тетраэдрических листа чередуются с двумя октаэдрическими и выражаются отношением 2:2.

В зависимости от валентности катионов, занимающих октаэдрические позиции, все глинистые минералы делятся на диоктаэдрические и триоктаэдрические. В первых, где присутствуют Al^{+3} или Fe^{+3} , заняты две трети октаэдрических пустот, а одна треть сохраняется пустой. Во вторых — октаэдрические позиции заняты полностью двухвалентными катионами Mg или Fe^{+2} . К диоктаэдрическим минералам относятся каолинит, мусковит и производный от него ряд гидрослюд, некоторые монтмориллониты и др. К триоктаэдрическим — биотит и связанные с ним гидрослюды, хлориты и др.

Сходство строения кристаллической решетки глинистых минералов обуславливает легкость их частичных послыстных превращений, что ведет к формированию специфических именно для глинистых минералов образований со смешанно-слоистой структурой или так называемых минералов-сростков, где в тесном сочетании могут чередоваться слои гидрослюды и монтмориллонита, хлорита и монтмориллонита и др.

В изученных отложениях встречены минералы групп каолинита, монтмориллонита, гидрослюд и хлоритов. Наряду с относительно «чистыми» представителями отдельных групп, абсолютное преобладание имеют полиминеральные образования и минералы со смешанно-слоистыми структурами. Установлено, что даже в «чистых» глинистых минеральных образованиях постоянно присутствуют реликты продуктов изменения биотитовых гидрослюд. Выявлено, что первым этапом изменения биотита является формирование хлоритоподобного минерала, дальнейшее же видоизменение может привести в соответствующих геологических условиях к появлению почти мономинеральных монтмориллонитов и каолинитов.

Каолинит

Распространение. Каолинит является одним из распространенных минералов различных пород платформенных разрезов. Встречается он во всех отложениях, начиная от нижней юры до мела. Наиболее распространен каолинит в глинах и цементе песчаников верхнеюрских и особенно верхнемеловых отложений. Чистые, хорошо окристаллизованные разности каолинита характерны для цемента песчаников. В глинах каолинит чаще всего встречается совместно с другими глинистыми минералами, хотя в угленосных отложениях J_3 и реже $Сг_1$ распространены и почти «чистые» каолинитовые глины, подстилающие, как правило, угольные пласты или встречающиеся в межугольных прослоях. В фациальном отношении собственно каолинитовые глины и парагенетически связанные с ними песчано-алевритовые породы с каолинитовым составом цемента приурочены к континентальным осадкам типа озер, болот и зарастающих водоемов, где обилие органических веществ создавало кислую среду, благоприятную для формирования каолинита.

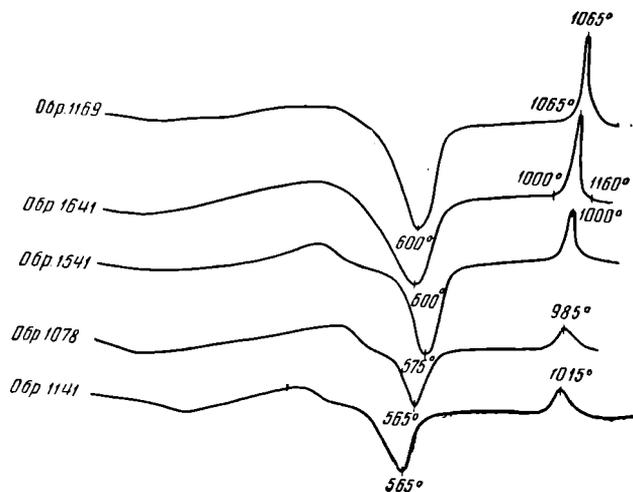
Микроскопия. Хорошо окристаллизованный каолинит можно наблюдать в цементе песчаников, где он легко поддается оптическому определению. Минерал бесцветен, имеет пластинчатую форму, совершенную спайность по (001), светопреломление 1,567—1,561, низкое двупреломление 0,006—0,007. Встречается часто в виде чешуйчатых лепестковых, иногда розеткоподобных агрегатов, очень характерным является стопочковидное строение отдельных чешуек и их веерообразная или червеобразная (вермикулитоподобная) форма (табл. XXIII, 2, 3)..

В глинах, особенно обогащенных органическим веществом, каолинит раскристаллизован плохо, в скрещенных николях поляризует очень слабо, иногда кажется почти изотропным.

В песчаниках с каолиновым цементом нередко наблюдается каолинизация обломочного биотита. Объем пластинки сильно увеличивается по оси «с», и она приобретает как бы боченкообразный или червеобразный характер. Параллельно спайности следует ряд столбчовидных пачек, причем наблюдается чередование бесцветных, собственно каолиновых пачек с $Ng - Np = 0,006$, с тонкими реликтовыми волокнами гидратизированного биотита, обладающими слабым плеохроизмом в зеленовато-бурых тонах и имеющими несколько более высокое двупреломление (табл. XXIII, 1). Одновременно в породе встречаются крупные веерообразные и червеобразные сростки чистого каолинита без каких-либо реликтов гидробиотита.

Под электронным микроскопом каолинит часто производит впечатление слабо окристаллизованного минерала, хотя это и не соответствует данным рентгено-структурного и электроннографического изучения.

Каолинит из глин отличается высокой дисперсностью, пластинки очень тонки, размер их около $0,10 \mu$ и меньше, хотя многие из них имеют совершенно четкую гексагональную форму (табл. XXIV, 1). Крупные неправильные зерна на снимке представляют не что иное, как агрегаты мельчайших разнородно ориентированных частиц, отдельные ограничения которых можно легко разглядеть по краям некоторых зерен. Иногда тонкие прекрасно ограненные пластинки каолинита собираются в своеобразные удлинненно-таблитчатые агрегаты, в которых хорошо видна одинаковая ориентировка отдельных пластинок по «с» и беспорядочная — по «а», «b» (табл. XXIV, 2). Каолинит из цемента песчаников содержит большое число крупных и плотных гексагональных пластинок, но наряду с ними присутствует много тонкодисперсных частичек (табл. XXIV, 3).



Фиг. 14. Кривые нагревания каолиновых глин (фракция $< 0,001 \text{ мм}$)

Термический анализ дает характерные для каолинитов кривые с эндотермическим пиком потери гидроксильной воды при температуре $600-565^\circ$ и экзотермическим — при $1065-985^\circ$ (фиг. 14). Заметное уменьшение величины экзотермического пика в обр. 1541 связано, видимо,

с некоторым присутствием гидрослюда, а в обр. 1078 и 1141, очевидно, с несколько худшей окристаллизованностью каолинита; это подтверждается данными химического анализа фракции < 0,001 мм. Известная неупорядоченность структуры каолинита вызывает присутствие между слоями некоторого количества адсорбированной воды, что отражается и на их химическом составе (увеличение H₂O от 2,16% хорошо окристаллизованного каолинита обр. 1169 до 5,20—4,58% хуже окристаллизованных каолинитов обр. 1078 и 1141). В последних двух образцах заметна слабая начальная эндотермическая реакция при температуре между 100 и 200°.

Химический анализ каолинитов приведен в табл. 15. Все каолинитовые глины содержат свободный кварц в количестве от 2 до 6,8%.

Таблица 15

Химический состав каолинитовых глин (фракция < 0,001 мм)

№ образца	Химический состав														Сумма	Свободный кварц
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	S	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O-	H ₂ O+	C	CO ₂		
1169 (J ₃)	47,34	33,69	1,43	1,42	1,40	0,46	0,56	0,21	0,50	0,27	2,16	10,78	—	—	99,31	2,96
1541 (J ₂)	48,98	29,99	1,68	1,09	1,70	0,34	1,54	0,41	1,34	0,38	2,82	9,34	—	—	99,61	5,60
1641 (Cr ₁)	48,00	30,60	0,96	0,98	1,60	0,68	0,72	0,13	1,18	0,47	3,00	9,53	1,46	—	99,29	2,00
1078 (J ₂)	48,12	27,42	2,88	1,20	1,70	0,32	1,53	0,23	0,83	0,76	5,20	8,66	1,07	0,22	100,14	2,20
1141 (J ₃)	49,94	27,25	2,31	1,08	0,80	0,64	1,80	0,33	0,72	0,39	4,53	8,35	1,48	0,06	99,73	6,80
1633 (Cr ₁)	48,00	27,80	1,94	2,06	1,60	0,60	1,99	0,11	1,84	0,66	4,60	7,70	0,69	—	99,59	5,10

Характерно высокое содержание Al₂O₃ (33,69—27,42%) и низкие значения всех других элементов, которые могут участвовать в строении октаэдрических слоев. Однако даже в наиболее чистом образце каолинита (обр. 1169) эмпирическая формула будет выглядеть так: Al₂O₃ · 2,2SiO₂ · 2,1H₂O, что свидетельствует о некоторой загрязненности минерала другими компонентами. В остальных образцах примесь второстепенных минералов несколько больше.

Данные рентгено-структурного и электронографического анализа. Для изучения были выбраны обр. 1169, как наиболее чистая разновидность каолинитовой глины, и обр. 1541, содержащий по результатам химического анализа некоторую примесь гидрослюдистого минерала, выражающуюся в повышенном содержании K₂O и MgO. Каолинит в обоих образцах довольно хорошо окристаллизован, о чем говорит вся совокупность значений межплоскостных расстояний: базальные отражения 7,14; 3,56, 2,37 кХ, отражения 4,50 и 4,18—4,19 кХ триплет линий 2,37, 2,33 и 2,28 кХ. Дублет 4,17 и 4,12, служащий, по данным Бриндли (1955), критерием хорошо окристаллизованного триклинного каолинита; фиксируется только в обр. 1169. Помимо линий каолинита, присутствует гидрослюдистый минерал — хлорит и тонкодисперсный альбит.

Гидрослюда определяется по наличию целочисленной серии базальных отражений от межплоскостного расстояния 9,95—10 кХ; они особенно четко проявляются после прокаливания образцов при температуре 550° (см. табл. 16).

Хлоритовый компонент устанавливается по линии 14 кХ, которая усиливается при прокаливании. Следует отметить, что, кроме рефлекса —14 кХ, при насыщении образца глицерином на рентгенограммах появляется рефлекс в области 17 кХ; это говорит о наличии разбухающего

Межплоскостные расстояния (в kX) и интенсивности отражений каолиновых глин (фракция $< 0,001 \text{ м.м}$)

Обр. 1169						Обр. 1541					
природный		насыщенный		прокаленный		природный		насыщенный		прокаленный	
J	$\frac{d}{n}$	J	$\frac{d}{n}$	J	$\frac{d}{n}$	J	$\frac{d}{n}$	J	$\frac{d}{n}$	J	$\frac{d}{n}$
		3	30 20								
6 ш.	14,2	5 о.ш.	14,0			6ш.	15,0	9	17,0		
				3	13,0			5	14,0	5	13,8
3	9,8	3	9,9	8	10,0	4	10,2	5	10,0	5	10,0
		4	9,0					2	8,7		
10	7,12	10	7,1	1	7,1	10	7,1	10	7,14	5	7,0
						1	6,4	1	6,4		
						2	5,8				
3	4,9			3	5,1	3ш.	4,95	2	5,1	5	5,0
								2	4,74		
4	4,44			8	4,45	10	4,44			6	4,44
4	4,35										
4	4,20					9	4,17			6	4,21
4	4,12			3	4,02					5	4,00
2	3,83			5	3,80	5	3,84				
2	3,65			4	3,73					5	3,73
10	3,55	10	3,56	7	3,52	8	3,58	10	3,56	6	3,49
8	3,31	8	3,31	10	3,33	7	3,34			10	3,33
5	3,20			6	3,20	3	3,20			6	3,20
5	3,09					3	3,00			1	3,07
3	2,96			2	2,95	3	2,94			5	2,98
2	2,88			2	2,89					5	2,88
3	2,80					3	2,81				
3	2,74					3	2,75			5	2,74
7	2,56			3	2,57	7	2,56			5	2,57
5	2,515					6	2,49				
7	2,478			3	2,46						
7	2,37	7	23,7	2	2,37	4	2,37				
8	2,33					7	2,32				
7	2,28					6	2,28				
5	2,18										
3	2,00					5ш.	{ 2,22				
6	1,98						{ 2,13				
5	1,932					6-5	1,985				
5	1,883					4	1,940				
5	1,830					5	1,895				
5	1,776					5ш.	{ 1,853				
5	1,654						{ 1,788				
5	1,612					2	1,745				
4	1,574					6-5	{ 1,684				
5	1,533			2	1,537		{ 1,659				
6	1,483			4ш.	1,500	3	1,623				
						1	1,586				
						4	1,542			3	1,537
						7	1,490				
						4-3	1,456				
						4	1,375				
						4	1,340				
						3	1,306				
						5	1,286				
						2	1,266				
						5ш.	{ 1,252				
							{ 1,233				
						4	1,203				

компонента. Говорить о природе его пока трудно. Съемка образцов в камерах с диаметром, равным 114 мм, выявила рефлексы в области 30—40 kX , что свидетельствует о наличии сложного порядка в чередовании слоев реликтового минерала, присутствующего помимо абсолютно преобладающего каолинита. Рефлексы с большим d обнаружены и в других типах глин, равно как и в обломочных пластинках биотита, находящихся на разных стадиях разложения. Анализ природы и характер указанных рефлексов, несомненно, поможет восстановить картину переходов от одного структурного типа слоистых минералов к другому, в частности, от биотитов к различным типам глинистых минералов, встречаемых в изучаемых минералах. Такая работа в настоящее время ведется автором и В. А. Дрицем.

Привлекает внимание присутствие как в описываемых образцах, так и во всех других исследованных глинах малой примеси тонкодисперсного альбита, которая особенно хорошо проявляется на рентгенограммах прокаленных образцов по серии острых тонких рефлексов с $d = 6,4; 4,03; 3,18 kX$ и др. (табл. 16).

Б. Б. Звягин, проводивший электронографическое исследование тех же образцов, указывает на хорошую окристаллизованность каолинита (обр. 1169) с характерными параметрами решетки, равными: $a = 5,13; b = 8,90; c = 7,25; \beta = 104,5^\circ; \alpha = 91,40^\circ$.

Каолинит (обр. 1541) обладает несколько худшей окристаллизованностью и большим содержанием гидрослюдистого компонента.

Происхождение каолинита

Как уже указывалось, наиболее чистые каолиновые глины приурочены к отложениям типа застойных водоемов, изобилующих органическими веществами, создающими кислую среду в осадке, благоприятную для глубокой переработки первичного глинистого вещества.

В составе первичной глинистой мути могли присутствовать различные минералы. Нам достоверно известно обилие среди них слюд, причем, судя по микроскопическому изучению песчано-алевритовой части пород (как глин, так и алевритов и песчаников), последние представлены почти исключительно триоктаэдрическими разностями — биотитом¹, имеющим в породах очень широкое распространение. Возможно наличие обломочных частиц каолинита и монтмориллонита, однако эти минералы могли играть некоторую роль (также очень незначительную) лишь в составе пород самых нижних частей разреза (J_1^1). Терригенный материал последних был заимствован главным образом из древних кристаллических сланцев протерозоя, подвергавшихся выветриванию в очень небольшой степени. Характер и исключительная свежесть обломочного материала верхнеюрских и меловых пород свидетельствует о том, что источниками сноса являлись кристаллические породы, не затронутые сколько-нибудь глубоко процессами химического выветривания. Эта особенность описываемых отложений исключает заметное участие в составе первичной обломочной мути собственно глинистых минералов. Поэтому при рассмотрении условий образования каолинита обратимся прежде всего к процессу разложения триоктаэдрических железистых слюд, которым, несомненно, принадлежала основная роль в составе первичного глинистого вещества.

Разрушение биотита на первых этапах (частично еще при выветривании и переносе материала) выражалось в окислении закисного железа,

¹ Обломочный мусковит в заметном количестве отмечался только в укугутской и градыгской свитах ($T_3 - J_1^1$).

занимающего октаэдрические позиции в решетке и переходе его в окисное. Различие размеров ионов двух- и трехвалентного железа приводило к нарушениям кристаллической структуры минерала, проявляющимся даже микроскопически в деформации обломочных пластинок биотита на первой стадии его разложения, постоянно наблюдаемой в песчано-алевритовых породах. Повышение валентности железа должно было создавать избыток положительных зарядов в решетке, компенсация которых достигалась либо выносом части железа в виде окислов, либо удалением наименее прочно связанного калия из межслоевых позиций. В ходе дальнейшего диагенеза в обстановке иловых вод, насыщенных углекислотой за счет интенсивного разложения органики, вынос наименее прочно связанного калия из межслоевых позиций и легко удаляемых железа и магния из октаэдрических слоев усиливался.

Следующий этап — перестройка трехлистной решетки гидрослюда с формированием четырехлистной структуры хлоритоподобного минерала. Этот этап перестройки решетки биотита отчетливо зафиксирован при изучении обломочных биотитов разной степени разложивности.

В общем виде этот процесс осуществляется, по-видимому, уходом магния из октаэдрических позиций и формированием в межслоевых промежутках вместо ушедшего К-бруситового слоя.

Характерно, что реликтовая гидрослюда приобретает при этом диоктаэдрический характер, что связано, по-видимому, с замещением мест двухвалентного магния в октаэдрах трехвалентным Al или Fe. Источником алюминия могли быть, по-видимому, разрушающиеся параллельно с гидрослюдой другие нестойкие алюмосиликаты, находящиеся в составе тонкодисперсной мути (возможно, полевые шпаты и др.). Подобный состав — хлоритоподобный минерал, реликты триоктаэдрической и диоктаэдрической гидрослюда — характерен не только для пластинок измененного биотита, но и для глинистого вещества, находящегося на начальной стадии своего видоизменения (см. описание глин смешанного состава, обр. 1661).

Дальнейшее преобразование решетки первичных биотитовых гидрослюд в монтмориллонит и каолинит может идти двояко.

Стадия монтмориллонитизации является дальнейшим естественным продолжением разрушения решетки, связанным с выносом катионов из межслоевых позиций. При выносе магния бруситовые слои в решетке постепенно гидратируются и, наконец, полностью разрушаются, обуславливая последовательную гамму перехода от хлорита через разбухающий хлорит или вермикулит к монтмориллониту.

Образование двухлистной решетки каолинита можно объяснить двояко. В качестве одной из гипотез возможно предположить, что магний в бруситовом слое замещается на алюминий, в избытке появляющийся в интерстиционных растворах при таком интенсивном разложении алюмосиликатных минералов, какое имеет место при интенсивной каолинитизации. Причем происходит «разворачивание» кремнекислородных тетраэдров смежного слоя и присоединение их к гидраргиллитовому слою, возникшему вместо бруситового. Четырехлиственный слой хлорита заменяется двумя 7 kX-двухлистовыми слоями каолинита.

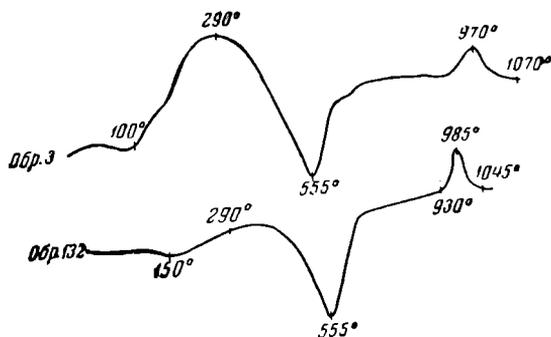
Но возможно, что процесс формирования каолинитовой решетки может идти и через монтмориллонитовую стадию. При дальнейшем выносе межслоевых и части октаэдрических катионов (Mg и Fe) и возрастании «дефицита» положительных валентностей может наблюдаться отрыв отдельных кремнекислородных листов решетки. Этому будет способствовать, вероятно, обилие дислоцированных Н-ионов кислых иловых вод, которые как бы притягивали отрицательно заряженные кремнекислородные тетраэдры. Возможность такого процесса находит некоторое выражение в химизме изученных глин. В каолинитовых глинах (фрак-

ция $> 0,001$ мм), как правило, присутствует свободный кварц в количестве 3—5%. В монтмориллонитовых глинах, сформированных за счет обломочного материала того же состава, свободный кварц отсутствует.

Представляет значительный интерес постоянное присутствие тонкодисперсного альбита. Предположить его обломочное происхождение трудно, так как вероятнее всего в тонкодисперсном состоянии этот минерал должен был бы разрушаться. Однако достаточных доказательств его аутигенного генезиса в данных породах пока тоже нет.

Изменения каолинита

Наиболее удобно наблюдать эпигенетические изменения каолинита в песчано-алевритовых породах, где каолинит хорошо раскристаллизован и его минералогические преобразования легко фиксируются. Первые признаки видоизменения минерала наблюдаются на глубинах свыше 2000 м (Намцинская скважина). Устанавливается, что важнейшим фактором переработки каолинита является состав обломочных зерен песча-



Фиг. 15. Кривые нагревания гидрослюдизированных каолинитов

но-алевритовых пород, в ассоциации с которыми он находится. В аркозовых и мономинерально-кварцевых породах пути изменения первично-каолинитового цемента различны.

В аркозовых песчаниках, изобилующих обломочными калиевыми полевыми шпатами, кислыми плагиоклазами и биотитом, наблюдается гидрослюдизация каолинита. В ряде случаев хорошо видно, что каолинит на контакте с кварцевыми зёрнами остается неизменным, а по периферии или в непосредственной близости от зерен калиевого полевого шпата или биотита приобретает яркие желто-оранжевые цвета поляризации, свойственные гидрослюдам.

На начальных стадиях гидрослюдизации можно наблюдать, как гидрослюдистый минерал развивается по отдельным пакетам вермикулитовой пластинки каолинита (табл. XXIII, 4). В дальнейшем отдельные стопочковидные сростки каолинита полностью гидрослюдизируются, другие остаются неизменными, и цемент состоит из перемежающихся пластинок каолинита и гидрослюдистого минерала, имеющих одинаковый габитус. Наконец, на последних стадиях гидрослюдизации о первоначально каолинитовом характере цемента можно судить лишь по характерным морфологическим особенностям цементирующей массы, которая обладает типичным для каолинита вермикулитоподобным строением, но поляризует в желто-оранжевых тонах. (Подобный характер, например, имеет цемент песчаников тынкычанской свиты Приверхоянья.) Показатель преломления вновь образованного гидрослюдистого минерала близок к каолиниту ($N = 1,556$).

Кривые нагревания описываемого минерала напоминают каолинитовые, но отличаются от последних небольшой эндотермической остановкой около 100°, обусловленной межслоевой водой и уменьшением интенсивности экзотермического пика при 970—985° (фиг. 15). Химический состав характеризуется высоким содержанием Al₂O₃ (табл. 17).

Таблица 17

Химический состав гидрослюдизированных каолинитов
(фракции < 0,001 мм)

Возраст и район	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	C	CO ₂	Сум- ма
Обр. 3/55 Глина из района сел. Намцев (J ₂) . . .	49,64	1,22	27,77	2,03	1,50	0,76	1,50	4,72	0,08	7,48	2,52	0,26	1,06	100,54
Обр. 32 Цемент песчаника из Западного Вер- хоянья (J ₃)	51,28	1,02	29,58	0,58	0,96	0,86	0,64	2,76	1,42	7,44	3,29	0,12	0,20	100,15

В табл. 18 приводятся межплоскостные расстояния и интенсивности отражений, характерных для гидрослюдизированного каолинита из среднеюрских отложений Намцинской скважины (глуб. 2987 м).

Таблица 18

Межплоскостные расстояния (в ÅX) и интенсивности отражений
гидрослюдисто-каолинитовой глины (обр. 3/55, средняя юра Намцев)

№ п/п	Природный		Прокаленный (2 часа) при t = 600°		№ п/п	Природный		Прокаленный (2 часа) при t = 600°	
	J _{виз.}	$\frac{d}{n}$	J _{виз.}	$\frac{d}{n}$		J _{виз.}	$\frac{d}{n}$	J _{виз.}	$\frac{d}{n}$
1	—	—	Сил.	10,07	20	Ср.	1,990	Сл.	1,978
2	Ср.	7,24	—	—	21	Оч. сл.	1,885	»	1,877
3	Ср.	5,00	Сл.	4,97	22	Ср.	1,825	»	1,821
4	Сил.	4,49	Оч. сил.	4,49	23	Оч. сл.	1,716	»	1,713
5	Сл.	4,28	Сл.	4,26	24	Сил.	1,661	»	1,666
6	Сл.	3,748	»	3,73	25	Сл.	1,628	—	—
7	Сл.	3,55	»	3,50	26	Ср.	1,546	Сл.	1,547
8	Сил.	3,33	Оч. сил.	3,325	27	Сил.	1,498	»	1,516
9	—	—	Сл.	3,20	28	Сл.	1,452	—	—
10	Оч. сл.	3,07	—	—	29	»	1,426	—	—
11	—	—	Сл.	2,94	30	Ср.	1,381	Ср.	1,376
12	Ср.	2,86	»	2,80	31	Сл.	1,348	—	—
13	Сил.	2,58	Сил.	2,57	32	Ср.	1,308	Сл.	1,316
14	Сл.	2,49	Сл.	2,46	33	»	1,290	»	1,290
15	Ср.	2,38	»	2,40	34	Сл.	1,257	»	1,255
16	Сл.	2,27	»	2,27	35	»	1,236	—	—
17	Сл.	2,197	—	—	36	»	1,207	—	—
18	Сл.	2,123	Сл.	2,157	37	»	1,188	—	—
19	—	—	»	2,081	38	—	—	—	—

Совершенно иной характер имеет изменение каолинита в мономинерально-кварцевых породах, наблюдавшиеся нами в кварцитовидных песчаниках байлыкской серии Верхоянья (район Китчан). Каолинито-

вый минерал сохранился в виде отдельных реликтовых участков в порах песчаника, как бы «запечатанных» регенерационными кварцевыми оболочками смежных терригенных зерен. Каолинитовый минерал крупно раскристаллизован, образует гексагональные таблички размером до 0,01 мм, собранные иногда в изометричные — вермикулитовые стопки. Показатель преломления тот же, что и у каолинита ($n \approx 1,560$), но, в отличие от последнего, минерал характеризуется косым погасанием табличек. По-видимому, наряду с раскристаллизацией каолинита происходит частичное его видоизменение в диккит, сопровождающееся возрастанием упорядоченности структуры решетки в условиях повышенных температур и давлений, которые имели место в описываемых породах.

Процесс образования диккита при глубоком эпигенезе за счет переработки каолинитового материала в песчаниках мономинерально-кварцевого состава был подробно изучен В. Д. Шутовым (1960) на примере рифейских отложений юго-запада Русской платформы.

Гидрослюдизация каолинита в аркозовых песчаниках связана с тем, что ряд минералов, относительно устойчивых на поверхности, как, например, калиевые полевые шпаты и кислые плагиоклазы, в условиях эпигенеза и начального метаморфизма при повышающихся температурах и давлениях испытывают разложение, причем одним из первых компонентов, высвобождающихся при разрушении их решетки, является калий. Последний интенсивно реализуется многими минералами со слоистой решеткой — монтмориллонитом, гидрослюдами, «обедненными» калием, и, очевидно, каолинитом. Представляется вероятным, что перестройка каолинита происходит путем формирования минералов-сростков типа монотермита, где осуществляется чередование каолинитовых и гидрослюдисто-монтмориллонитовых слоев. Описанный гидрослюдистый минерал близок к монотермиту по своей оптической и термической характеристике, а также химическому составу.

Следует отметить, что гидрослюдизация каолинита может, по-видимому, наблюдаться не только при эпигенезе, но и в процессе отложения и диагенеза, если, например, обломочный каолинит оказывается в обстановке щелочной среды, богатой катионами калия. Переработка обломочного каолинита с формированием минералов-сростков типа монотермита, а также байделлит-каолинит-монтмориллонита описывается М. В. Викуловой для мезозойских и третичных отложений Западно-Сибирской низменности. Уменьшение содержания каолинита и некоторое возрастание роли иллита отмечается Гримом, Дитцом и Брэдли (Grim, Dietz, Bradley, 1949) в современных осадках Калифорнийского залива, при движении от берега в глубь бассейна, а Ирли и Мильном (Milne, Early, 1958) — в отложениях Мексиканского залива.

Монтмориллонит

Распространение. Монтмориллонит имеет несколько менее широкое распространение, чем каолинит. В особенности это относится к собственно монтмориллонитовым глинам, которые встречены только на платформе в отложениях средней и верхней юры, где они тяготеют к фациям приморских озер, лагун и заливов.

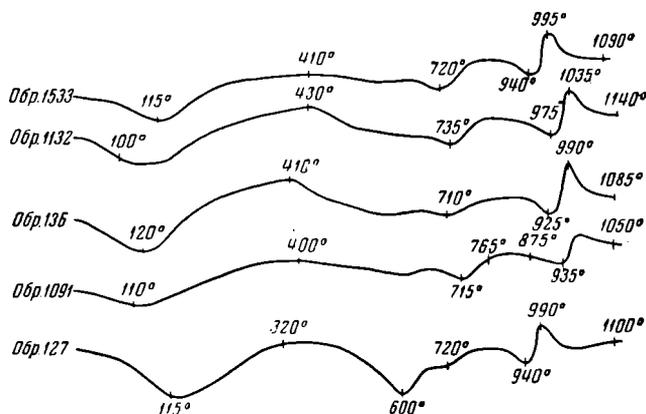
Монтмориллонит в смеси с другими минералами — каолинитом и гидрослюдами — распространен очень широко как в составе глин, так и в цементе песчаников почти всего разреза мезозоя юго-востока платформы и верхних частей разреза геосинклинали. Встречаясь в смесях, монтмориллонит обычно не является механической примесью, а дает в сочетании с гидрослюдами образования со смешанно-слоистыми структурами, на характеристике которых мы остановимся ниже.

Микроскопия. В цементе песчаников, где глинистые минералы легче всего поддаются оптическому определению, монтмориллонит встречается в смеси с гидрослюдами, образуя тонко-агрегатную, разно-одно ориентированную массу, поляризующую в желтоватых тонах. Иногда удается наблюдать разложенные чешуйки биотита, где с волокнами обесцвеченного гидробиотита чередуются волокна низкопреломляющего минерала с поляризационной окраской в желтовато-оранжевых цветах, относящегося, очевидно, к монтмориллонитовой группе.

Монтмориллонитовые глины обладают тонкочешуйчатой текстурой, причем на значительных участках чешуйки имеют одинаковую оптическую ориентировку, и порода ведет себя как монокристалл. В ориентированных препаратах фракции $< 0,001$ мм, а также в отдельных чешуйках фракции $0,01—0,001$ мм, показатели монтмориллонита колеблются: $Ng' = 1,538—1,518 \pm 0,002$; $Np' = 1,518—1,504 \pm 0,002$.

Под электронным микроскопом монтмориллонит представлен очень мелкими и тонкими чешуйками с расплывчатыми очертаниями, наряду с которыми присутствуют более крупные и плотные частицы с острыми шиповидными выступами (табл. XXV). М. Ф. Викулова (1958), указывая на распространенность подобных пластинок в монтмориллонитах, связывает их происхождение с обломками вулканического стекла, замещенного частично монтмориллонитом. Однако среди юрских пород юго-восточной части впадины вулканогенный материал полностью отсутствует. Повидимому, подобная форма частичек присуща самому монтмориллониту, тонкие пластинки которого, возможно, агрегируются и частично закручиваются в шиповидные выросты, при высухании препарата под электронным микроскопом. На некоторых снимках фиксируются довольно крупные пластинки неправильной формы, края которых как бы размыты и окружены тонкоагрегатной бесструктурной облакоподобной массой монтмориллонитового минерала (табл. XXV). Возможно, что это реликты почти нацело монтмориллонитизированных гидрослюд.

Т е р м и ч е с к и й а н а л и з. На всех кривых нагревания монтмориллонитов фиксируют три эндотермических эффекта (фиг. 16). Первый,



Фиг. 16. Кривые нагревания монтмориллонитовых глин (фракция $< 0,001$ мм)

при $110—120^\circ$ связан с потерей межслоевой воды. Второй при $700—720^\circ$ — с удалением гидроксильной воды, причем столь высокая температура реакции характерна для монтмориллонитов с алюминием в октаэдрических позициях; в случае присутствия железа температура снижается. Третья эндотермическая остановка фиксируется при температуре $925—940^\circ$, вслед за которой идет довольно резкий экзотермический подъем при $990—1035^\circ$.

Причины, обуславливающие последнюю эндотермическую остановку, различными исследователями трактуются по-разному. Грим и Брэдди (Grim, Bredley, 1940) связывают ее с полным разрушением решетки, которая у гектафиллитовых монтмориллонитов может сохраниться до этой температуры. Названные авторы (1951) выделяют два типа кривых нагревания монтмориллонитов в области высоких температур: первый, имеющий плавный S-образный облик, и второй, характеризующийся резким перегибом, отвечающим эндотермической остановке.

В глинах первого типа при идущей вслед экзотермической реакции формируется шпинель, в глинах второго типа — кварц. Возникновение кварца происходит в монтмориллонитах с преимущественным заполнением кремнием пустот тетраэдрического слоя, которые сохраняются как нечто целое при разрушении структуры. Шпинель образуется в монтмориллонитах со значительным замещением Si^{+4} на Al^{+3} в тетраэдрических позициях. Помимо кварца или шпинели, при экзотермической реакции около 1000° начинают развиваться в зависимости от химического состава минерала энстатит, муллит и анортит. Характер кривых нагревания описываемых монтмориллонитов приближается скорее ко второму типу. Этому соответствует также их химический состав, приведенный в табл. 19.

Таблица 19

Химический состав монтмориллонитовых глин (фракция $< 0,001 \text{ мм}$)

№ образца	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	CaO	MgO	S	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	C	CO ₂	Сумма	Свободный кварц
1132	53,48	20,00	3,82	1,18	0,90	1,32	3,29	0,03	1,89	0,32	8,92	4,91	—	—	100,06	0,24
1533	55,22	19,39	3,65	1,12	0,70	0,42	2,64	0,22	0,91	0,44	9,32	5,04	—	—	99,07	0,60
1091	52,96	22,49	2,71	1,14	0,80	1,00	2,87	0,08	0,95	0,87	8,52	5,78	—	—	100,17	Нет
136	52,74	19,69	3,43	1,26	0,70	0,90	2,92	0,40	0,66	0,89	10,70	6,31	0,64	0,15	101,39	»
127	53,26	22,19	2,82	0,87	1,00	0,62	2,06	0,12	1,40	0,60	8,48	5,50	0,62	Нет	99,54	»

Химический анализ монтмориллонитов показывает высокое содержание в них SiO₂ (52,74—55,22%) при очень малом количестве или отсутствии свободного кварца; характерны довольно постоянные значения Al₂O₃ (19,39—22,19%), небольшое присутствие Fe₂O₃, FeO и MgO и высокое содержание низкотемпературной воды (8,52—10,70%). Отношение SiO₂ : R₂O₃ колеблется от 3,8 до 4,3.

В некоторых образцах (1132, 127) отмечается повышенное содержание K₂O (1,40—1,89), обусловленное присутствием гидрослюдистого компонента.

Структурные формулы, рассчитанные для наиболее чистых монтмориллонитов (обр. 136 и 1533), приводятся ниже:

Обр. 136. $H_2O_{0,33}K_{0,05}Na_{0,13}Ca_{0,07}(Al_{1,39}Fe_{0,07}^{+++}Fe_{0,18}^{++}Mg_{0,31})[Al_{0,26}Si_{3,74}O_{10}] \times (OH)_2 2,53H_2O$.

Обр. 1533. $(H_2O)_{0,11}K_{0,08}Na_{0,05}Ca_{0,03}(Al_{1,44}Fe_{0,06}^{+++}Fe_{0,19}^{++}Mg_{0,27}) \cdot [Al_{0,15}Si_{3,85} \times O_{10}] (OH)_2 2,16H_2O$.

Как следует из формул, монтмориллониты имеют сходный состав, характеризующийся преимущественным заполнением Al^{+3} октаэдрических позиций, и относятся, таким образом, к диоктаэдрическому ряду.

Данные рентгеноструктурного и электронографического исследования. Монтмориллонит устанавливается по постоянному присутствию на рентгенограммах сильного рефлекса в $14 kX$, который при насыщении образца этиленгликолем увеличивается до $17 kX$ и общему диффузному характеру рентгенограммы. Отмечается интересная особенность изученных монтмориллонитов (обр. 1533 и 1132). В природных и насыщенных этиленгликолем образцах появляется целочислен-

Таблица 20

Межплоскостные расстояния (в kX) и интенсивности отражений монтмориллонитовых глин (фракция $< 0,001 \mu m$)

Обр. 1533					Обр. 1132						
природный		насыщенный		прокаленный		природный		насыщенный		прокаленный	
J	$\frac{d}{n}$	J	$\frac{d}{n}(00l)$	J	$\frac{d}{n}(00l)$	J	$\frac{d}{n}$	J	$\frac{d}{n}(00l)$	J	$\frac{d}{n}(00l)$
10 ш.	28,0	5	36,0			10 ш.	15,0	10	17,3		
10 ш.	14,0	10	17,3								
		1	13,8	4	13,0					4	13,5
		3	12,0							8	9,4
2 о.ш.	9,7	8	8,8	10	9,8	2	9,85	8	8,9	8	9,4
2 о.ш.	7,1	4	7,1			2	7,2	5—4	7,17	1	7,0
2	6,3					2	6,42				
		6	5,85			4	5,74	5—4	5,9		
2 о.ш.	5,1					2	4,97	2	4,97		
				8	4,7					3	4,72
10	4,51	8	4,42			8	4,48				
5	4,31					2	4,26	2	4,38		
5	4,04					1	4,01				
3 ш.	{3,86										
	{3,70					4	3,71				
5	3,54	7	3,50			4	3,53	5	3,58		
10	3,36	8	3,30			5	3,36	8	3,43	5	3,34
10	3,17			8	3,25	6	3,20				
2	2,95	5	2,93			2	3,00				
1	2,763					1	2,78				
8	2,562					8	2,57				
5	2,479					2	2,49				
2	2,393					2	2,40				
2	2,247					2	2,25				
2	2,128					2	2,14				
2	1,983					4	2,00				
1	1,898					2	1,90				
5	1,818					4	1,83				
1	1,753					2	1,81				
5	1,691					5	1,70				
5	1,657					4	1,67				
						1	1,58				
5	1,541					2	1,54				
9	1,497					7	1,50				

ная серия рефлексов с межплоскостными расстояниями, кратными расстояниям в 28 и 36кХ, т. е. величине, равной удвоенной высоте слоя 17кХ. Причем рефлексы, отвечающие базальным отражениям 17; 8,5; 5,7кХ и т. д., сильные, остальные — слабые. На рентгенограммах даже наиболее чистых монтмориллонитов (обр. 1533, 1132) фиксируется, так же как в каолиновых глинах, присутствие реликтов гидрослюдистого и хлоритового минералов; постоянно отмечается также незначительная примесь альбита. Наряду с общностью «фона» реликтовых минералов каолиновых и монтмориллонитовых глин наблюдается некоторая специфика как хлоритового компонента, так и гидрослюды. Первый обнаруживает некоторую тенденцию к разбуханию: в обр. 1132 при насыщении глицерином рефлекс с $d \approx 15$ кХ смещается в область малых углов и сливается с рефлексом монтмориллонита с $d = 17$ кХ. После прокаливания рефлекс с $d \approx 14$ кХ выявляется вполне отчетливо, хотя значение d несколько уменьшается. Гидрослюда дает ослабленный первый порядок (табл. 20).

Параметры элементарной решетки монтмориллонита, определенные электронографически Б. Б. Звягиным для обр. 1533, таковы: $a = 5,16$; $b = 8,94$; $c \approx 10$; $\beta \approx 100^\circ$.

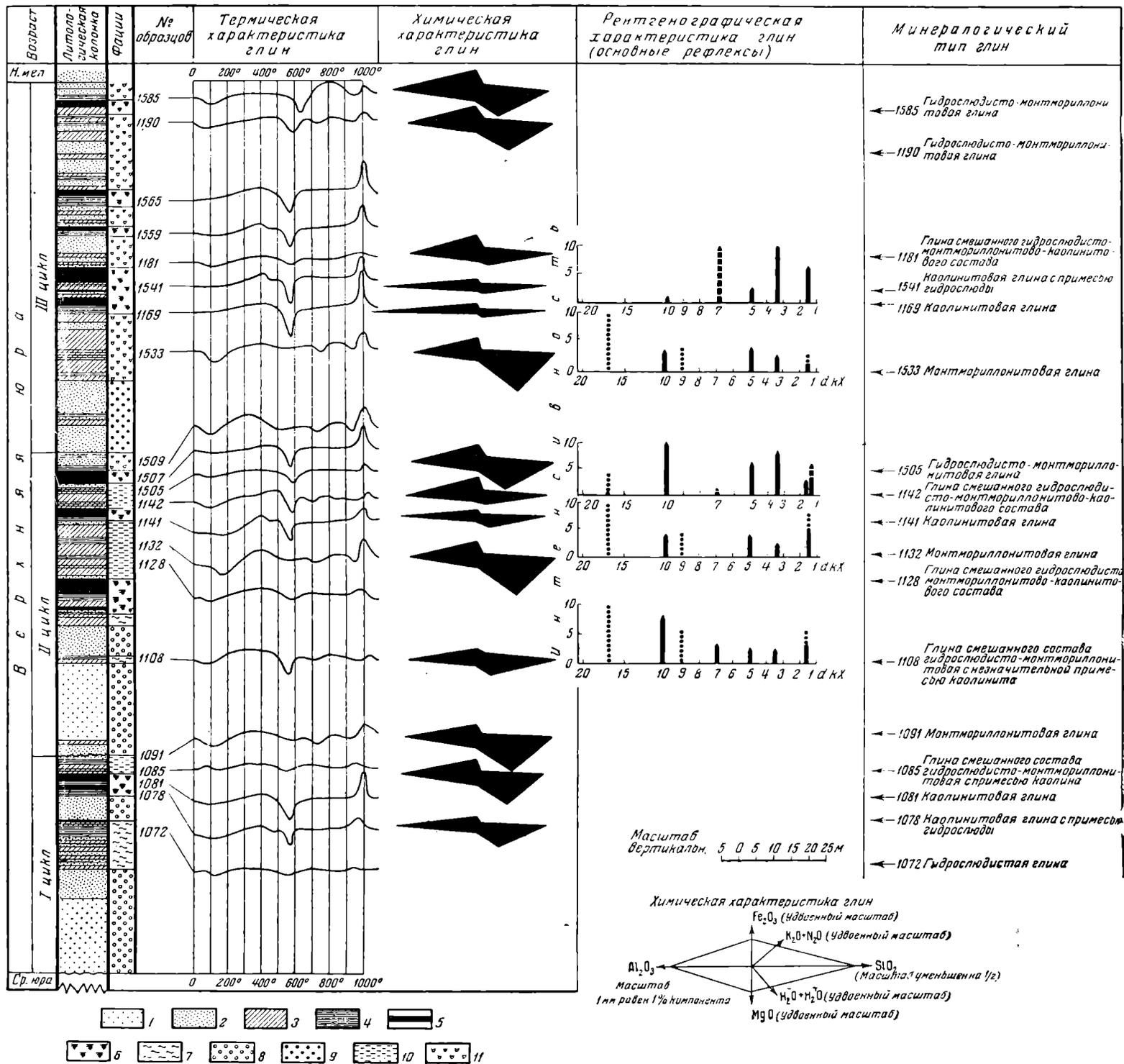
Своеобразные железистые монтмориллониты, в которых значительная часть Al^{+3} в октаэдрических позициях замещена на Fe^{+3} , были описаны М. Е. Бердичевской в алевролитово-глинистых породах нижней юры юго-западной части впадины. По своим оптическим свойствам описываемые глины близки к нонтронитовым. Светопреломление ориентированных препаратов по $N_g = 1,579—1,591$; $N_p = 1,558—1,564$; $N_g—N_p = 0,020—0,025$. Отношение $SiO_2 : R_2O = 5 : 2$, что является типичным для группы нонтронита. Следует отметить высокое содержание Fe_2O_3 (18%) и низкотемпературной воды (до 10%). На рентгенограммах обнаруживается характерный базальный рефлекс первого порядка — 12—13 кХ.

Происхождение монтмориллонитов

Как уже упоминалось выше, монтмориллонитовые глины разреза юго-восточной части платформы чередуются с каолиновыми глинами и с глинами смешанного многокомпонентного состава, где одновременно присутствуют каолинит, монтмориллонит и гидрослюды. Иногда смена глин различного состава в разрезе происходит на очень коротких расстояниях, выражающихся метрами и долями метра, будучи явственно обусловлена сменой различных фациальных обстановок. Особенно четко это выражено в верхней юре и нижнем мелу, где особенно ярко проявляется пестрота фациального строения разреза, обусловленная быстрой сменой различных обстановок, столь характерной для угленосных толщ. На фиг. 17 приведен разрез верхнеюрской угленосной толщи района Якутск — Кильдямцы. Рядом с литологической колонкой помещены основные фациальные обстановки, в которых происходило формирование отложений. В правой стороне колонки дана характеристика типов глин — нанесены кривые нагревания, диаграммы химического состава и характерные рефлексы рентгенограммы.

Монтмориллонитовые глины чаще всего приурочены к трансгрессивным частям циклов и характеризуют фации, переходные от континентальных к морским, типа заливов, лагун и приморских озер.

Исходный материал для формирования монтмориллонитовых глин был тем же, что и для каолиновых. Это доказывается одинаковым составом ассоциаций терригенных минералов как глин, так и окружающих их пород, присутствием в монтмориллонитовых глинах реликтов того же типа хлорита и гидрослюды, что фиксировалось в каолинитах, и наконец,



Фиг. 17. Минералогическая характеристика типов глин угленосной формации (J₃) платформы

Литологическая колонка: 1 — гальки и конгломератовидные прослоя; 2 — пески и песчаники; 3 — алевроиты; 4 — глины; 5 — прослоя угля. Континентальные фаши: 6 — отложения болот и заболачивающихся водоемов; 7 — отложения поймы; 8 — отложения речных русел. Фаши, переходные от континентальных к морским: 9 — отложения речных выносов, косых пересыпей и баров; 10 — отложения приморских озер; 11 — отложения лагун и эаливоп.

распространением глин смешанного состава с полной гаммой переменных соотношений всех присутствующих компонентов (каолинита, монтмориллонита, хлорита и гидрослюда).

Образование монтмориллонита, проходившее в слабощелочной среде при отсутствии столь интенсивного выноса всех катионов и глубокой перестройки решетки, как это имело место при формировании каолинита, как бы фиксировало одну из стадий разложения слюдистых минералов. Теоретически эта стадия была обоснована И. И. Гинзбургом еще в 1946 г.: биотит — гидротированный биотит — вермикулит — монтмориллонит. Из схемы И. И. Гинзбурга выпадает в данном случае вермикулит, вместо которого фиксируется хлорит, но основная линия процесса полностью совпадает.

Формирование чистых монтмориллонитовых глин шло, по-видимому, при медленном накоплении осадков, которое обеспечило длительное пребывание первичной глинистой мути в зоне диагенеза, что обусловило ее глубокую переработку и приближение состава к мономинеральному. Примером неполной переработки глинистого вещества служат глины смешанного состава.

Специфический характер имеют ферримонтмориллонитовые глины юго-западной части впадины. Обстановка, в которой проходило их формирование, благоприятна для образования каолинита. Это осадки пойменных озерков, стариц и болот, богатых растительными остатками, обеспечивающими кислую среду разложения материала. Однако решающую роль в характеристике глинистого вещества здесь сыграли не фациальные условия, а состав терригенного материала.

Ассоциация обломочных компонентов юго-западных районов, резко отличающаяся от ассоциации юго-восточной области, характеризуется присутствием свежего вулканогенного материала — обилием обломков эффузивов, вулканического стекла, кальциевых плагиоклазов и фемических минералов — роговых обманок, пироксенов, эпидота. Наличие этого материала и обусловило возникновение ферримонтмориллонитов. Несмотря на энергичное разложение первичного обломочного вещества, «запаса» органического материала при недостаточной интенсивности водообмена как бы не хватило для доведения его до «каолинитовой стадии».

Приведенный пример весьма наглядно иллюстрирует всю важность учета, при генетической расшифровке минерального состава глин, не только фациальных условий их образования, но и терригенного материала, служившего «сырьем» для их формирования.

Изменение монтмориллонита

Монтмориллонит, широко распространенный в породах платформы, мало изменен процессами эпигенеза, в разрезах геосинклинали и переходных к геосинклинали (Намцинская скважина) встречается только в верхних горизонтах, на глубинах, не превышающих 2500 м. В породах более глубоких частей разреза монтмориллонит не обнаружен.

Объясняется это тем, что в условиях повышенных давлений и температур происходит дегидратация минерала и сужение его решетки по оси «с» до расстояния, близкого к 10 kX , свойственного гидрослюдам.

Калий, появляющийся в поровых растворах за счет разрушения калийсодержащих минералов (плагиоклазов, ортоклаза, биотита и др.), легко фиксируется в межслоевых позициях монтмориллонита, первоначально, вероятно, в виде поглощенного катиона, вытеснявшего другие основания. В дальнейшем, в условиях длительного воздействия высоких давлений и температур (близких к 100° и выше в более глубоких частях разреза) поглощенный калий «закрепляется» в решетке, теряя свой об-

менный характер, т. е. происходит гидрослюдизация монтмориллонита. Как известно, этот процесс прослежен экспериментально (Рентгеновские методы, 1956). Насыщенный калием и нагретый до температуры 200° монтмориллонит приобретает базальный рефлекс, свойственный гидрослюдам (10 *kX*), калий делается труднопереводимым в раствор, и при насыщении образца водой раздвижения решетки не происходит. Подобные же явления отмечаются и при более низких температурах, но они обратимы, «фиксации калия» не происходит, и решетка сохраняет свою способность к расширению при соприкосновении с водой.

Более низкие температуры, при которых этот процесс наблюдается в природе, компенсируются продолжительностью времени. Интересен с этой точки зрения вывод Р. Грима (1955) о преимущественном отсутствии монтмориллонита в осадках более древних, чем мезозойские, что автор связывает с исчезновением его за счет переработки в слюдоподобные минералы.

Гидрослюды и связанные с ними ассоциации глинистых минералов

Распространение. Минералы группы гидрослюды в глинистых породах представляют один из наиболее трудных объектов исследования. Определяются эти трудности рядом причин: сложностью их диагностики в смесях, многообразием полиморфных модификаций, способностью к широкому изоморфизму, формированию смешанно-слоистых образований с другими глинистыми минералами и др. Весьма сложным бывает часто решение вопроса о генезисе гидрослюды — они могут быть равным образом как обломочными минералами, лишь частично измененными при процессах выветривания, переноса, диагенеза и эпигенеза, так и вновь возникшими в осадке или породе.

Гидрослюды в изученных отложениях не представляют исключения с точки зрения сложности их расшифровки. Они всегда встречаются в тесной генетической смеси с хлоритоподобным минералом, а часто и с другими глинистыми образованиями, и имеют в различных породах различный генезис. Постоянно сопутствующий гидрослюдам тонкодисперсный альбит затрудняет определение их полиморфной модификации.

Тесная генетическая связь гидрослюды с хлоритом и другими, сопутствующими минералами заставляет нас отвлечься от непосредственной характеристики первых и перейти к описанию ассоциаций глинистых минералов, где гидрослюдам принадлежит основная роль.

Выделяются следующие типы ассоциаций:

1. Многокомпонентная гидрослюдисто-хлоритово-каолинитово-монтмориллонитовая, характерная для глин и цемента песчаников платформенной области. Отличается значительной ролью гидрослюды и хлорита при переменном соотношении монтмориллонита и каолинита, приближающем данное образование то к первому, то ко второму типу с гаммой постепенных переходов между ними. Глины гидрослюдисто-хлоритово-монтмориллонитово-каолинитового состава чередуются в разрезе с «чистыми» каолинитовыми и монтмориллонитовыми глинами и в фациальном отношении характеризуют отложения широкого генетического диапазона — от континентальных до прибрежно морских (см. фиг. 17).

2. Гидрослюдисто-хлоритовая ассоциация аргиллитов, сланцев и цемента песчаников геосинклинальной области имеет широкое распространение во всем разрезе мезозойских отложений Верхоянья (исключая лишь самые верхние горизонты).

Гидрослюдистая ассоциация в глинах платформенной области

Микроскопия. Гидрослюдистые минералы удается хорошо наблюдать в составе песчаников, где они представлены главным образом биотитом, обычно в большей или меньшей степени разложенным. Иногда гидратированные, разбухшие пластинки биотита настолько деформированы, что приобретают характер сплошной буроватой слабо поляризующей массы, цементирующей окружающие обломочные зерна. В некоторых случаях в крупных пластинках биотита удается наблюдать его переход в каолинит и монтмориллонит.

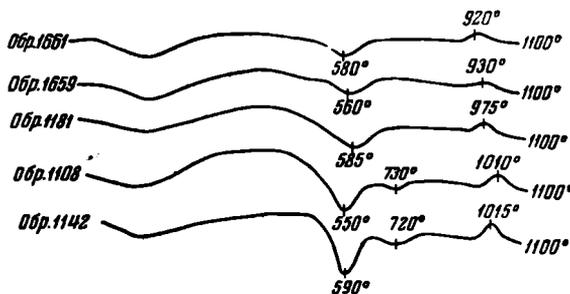
В глинах гидрослюдистый минерал четко выделяется на фоне тонкоагрегатной массы в виде пластинок длиной 0,01—0,002 мм, которые ярко поляризуются и располагаются в параллельных плоскостях, придавая породе одинаковую ориентировку. В случае присутствия в глине алевролитового материала, количество пластинок биотита делается особенно значительным, и часто они просто переполняют породу. В хорошо отмученных глинах, где гидрослюдистый минерал играет основную роль, масса глинистого вещества, состоящая из мельчайших одинаково ориентированных чешуек, окрашена в слабый зеленовато-бурый цвет, обнаруживает иногда слабый плеохроизм и ярко поляризует в желто-оранжевых тонах. Светопреломление чешуек гидрослюдистого минерала во фракциях 0,01—0,001 мм и 0,01—0,043 мм колеблется в широком диапазоне $n_g = 1,590—1,560$; $n_p = 1,560—1,540$.

Электронно-микроскопическое изучение образцов, где гидрослюдистый минерал превалирует и находится в наименее измененном состоянии, обнаруживает присутствие крупных пластин неправильной формы, имеющих в большинстве случаев четкие резкие края (обр. 1081, 1651, 1659 и др.). В отдельных чешуйках края пластинок утрачивают свою определенность и приобретают расплывчатый размытый характер. Наряду с крупными чешуйками присутствует тонкодисперсный минерал, образующий скопления неясной формы. Появление размытых очертаний на пластинках гидрослюды и тонкодисперсного минерала свидетельствует о начальных процессах монтмориллонитизации гидрослюды. На некоторых снимках отмечаются, кроме того, тонкие таблички псевдо-гексагональных очертаний, принадлежащие, по-видимому, каолиниту, присутствие которого фиксируется на дебаграммах (табл. XXVI).

В образцах, где наряду с гидрослюдой существенная роль принадлежит монтмориллониту (1108, 1191, 1141 и др.), картина меняется. Количество пластинок с четкими ограничениями резко уменьшается, они приобретают неопределенную, расплывчатую форму; одновременно возрастает роль тонкодисперсных облакоподобных скоплений, принадлежащих монтмориллониту. Наряду с последним встречаются единичные тонкие, неясно ограниченные гексагональные таблички каолинита (табл. XXVI, 3). Наконец в образцах смешанного состава, с преобладанием каолинита, последний встречается уже в виде хорошо образованных гексагональных пластинок (табл. XXVI, 4).

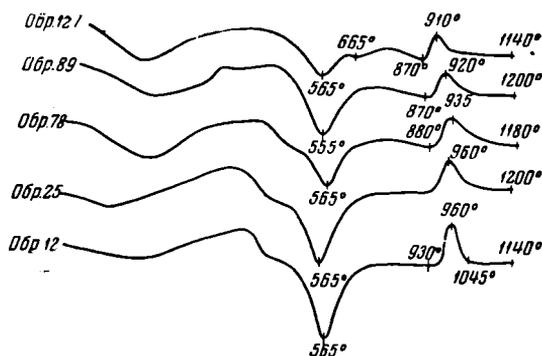
Термический анализ. Кривые нагревания глин многокомпонентного состава однотипны и характеризуются слабым проявлением как эндотермических, так и экзотермических реакций (фиг. 18). Первая слабая эндотермическая остановка обуславливается потерей адсорбционной воды. Вторая эндотермическая остановка начинается около 400—450° и имеет максимум 550—590°; третья эндотермическая остановка около 900° слабо намечена только на некоторых кривых, на других — отсутствует, вслед за ней имеется небольшой экзотермический подъем около 950°. В образцах, где наряду с гидрослюдой примерно в равных количествах присутствует каолинит и монтмориллонит (1108, 1142), остановка

при 560—590° намечается более отчетливо, так как и экзотермический подъем, температура которого повышается до 1010—1015° (фиг. 18). Присутствие монтмориллонита фиксируется по появлению эндотермической остановки около 730°. Иногда на кривых глин многокомпонентного



Фиг. 18. Кривые нагревания глин гидрослюдисто-каолининово-монтмориллонитового состава (фракция < 0,001 м.м.)

состава можно проследить гамму постепенных переходов от преимущественно монтмориллонитовых до каолининовых глин с сопутствующими примесями в обоих случаях (фиг. 19). Химический состав многокомпонентных глин непостоянен. Общим является повышенное содержание



Фиг. 19. Кривые нагревания глин юрских отложений разреза района г. Якутска (фракция < 0,001 м.м.)

K_2O , колеблющееся от 2 до 3% (см. табл. 21). В глинах, характеризующихся наибольшим присутствием гидрослюды и их наименьшей разложенностью, отмечается повышенное содержание Fe_2O_3 (5,56—6,57%), FeO (3,40—3,80%) и MgO (4,28%) при относительно низких значениях Al_2O_3 (18,72—19,28%; обр. 1661, 1659).

Содержание железа и магния уменьшается в направлении от преимущественно монтмориллонитовых глин (обр. 1181, 1190, 134) к преимущественно каолининовым (обр. 1108, 1142, 789, 89). Содержание Al_2O_3 изменяется в обратном порядке (от 20 до 29%).

Рентгено-структурный анализ. Сложный полиминеральный состав описываемых глин обусловил значительные трудности в расшифровке их дебаеграмм. Наиболее четкая характеристика гидрослюдистого и хлоритового минералов из глин была получена в обр. 1661 (табл. 21). Одновременно здесь фиксируется незначительное присутствие каолинита и значительно бо́льшая, чем в других образцах, примесь

Таблица 21

Химический состав глин (фракция $< 0,001 \text{ м.м.}$) многокомпонентного гидрослюдисто-хлоритово-каолининово-монтмориллонитового состава

№ образца	Состав глин	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	CaO	MgO	S	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	C	CO ₂	Сумма	Свободный кварц
1661	Гидрослюдисто-хлоритовые	50,68	18,72	5,56	3,52	1,00	0,92	4,24	0,11	3,05	1,46	4,12	5,92	0,19	Нет	99,49	2,44
1659		50,04	19,28	6,57	3,43	1,00	0,66	4,28	0,11	3,02	1,17	4,64	5,42	0,30	»	99,92	2,56
1181	Гидрослюдисто-хлоритово-монтмориллонитовые	52,48	19,99	4,56	1,66	0,70	1,58	2,41	0,03	2,08	0,96	5,12	5,63	Не опр.	Не опр.	97,30	0,60
1190		52,60	21,50	3,40	1,52	0,90	0,76	2,69	0,12	2,31	0,60	7,76	5,22	»	»	99,38	3,20
1108	Гидрослюдисто-хлоритово-каолининово-монтмориллонитовые	53,90	24,02	2,47	0,99	0,80	0,92	2,06	0,14	2,53	0,82	5,34	6,12	»	»	100,11	4,00
1142		51,28	23,11	3,11	2,28	0,70	1,08	2,69	0,12	3,10	0,97	4,64	6,18	»	»	99,26	8,20
134		55,16	19,75	3,14	2,01	0,70	0,92	2,62	0,59	3,18	0,32	6,40	4,23	0,66	Нет	99,68	1,88
89		52,46	22,40	3,27	1,33	1,00	0,28	2,17	0,14	2,99	0,98	5,44	6,10	0,66	»	99,22	Не опр.
78		49,60	23,52	3,52	1,08	1,60	0,80	2,32	0,18	1,84	0,42	7,24	6,86	0,17	»	99,75	0,52
25	Гидрослюдисто-каолининовые	50,68	27,27	2,56	0,83	1,00	0,24	1,81	0,16	3,49	0,39	2,60	8,50	0,42	»	99,95	3,64
12		50,32	29,06	1,77	0,69	1,40	0,40	1,33	0,14	2,55	0,29	1,68	8,65	0,98	»	99,26	3,72

Межплоскостные расстояния и интенсивности отражений глин многокомпонентного состава

Обр. 1661				Обр. 1142					
природный		прокаленный		природный		насыщенный		прокаленный	
J	$\frac{d}{n}$	J	$\frac{d}{n}$	J	$\frac{d}{n}$	J	$\frac{d}{n}$ (00 l)	J	$\frac{d}{n}$ (00 l)
8	14,1	4	13,1	10	14,2	10	17,7	4	13,8
3	10,0	8	9,5	3	10,0	5	14	10	9,6
5	7,16			6	7,15				
2	6,5	2	6,4	3	6,5	5	9,8		
1	5,9			1	5,9	4	8,8		
1	4,9	1	4,85	2	4,9	10	7,15		
8	4,48	8	4,48	10	4,48	3	5,9		
5	4,22	5	4,22	5	4,22	3	4,90		
5	4,03	5	4,03	4	4,03	4	4,75		
4 ш.	{ 3,85	4 ш.	{ 3,85	9	3,77	10	3,56		
	{ 3,63		{ 3,63	3	3,66				
3	3,51	3	3,51	4	3,56				
10	3,34	10	3,34	8	3,36				
8	3,18	8	3,18	8	3,20			8	3,22
4	2,95	4	2,95	2	2,94				
1	2,77	1	2,77	2	2,763				
5 ш.	{ 2,64	5	2,63						
	{ 2,56			8	2,561				
5	2,45	5		2	2,347				
4	2,38	5	2,42	2	2,124				
4	2,30								
3	2,24								
2	2,16	2	2,16						
3	2,12	3	2,12						
1	2,06								
5 ш.	{ 2,01	5	2,00	3	1,98				
	{ 1,98								
2	1,92	2	1,92	4	1,818				
2	1,88	2	1,88						
4	1,82								
3—2	1,79	3—2	1,79	4	1,788				
1	1,747			2	1,682				
1	1,693			1	1,657				
5	1,665	5	1,665	1	1,613				
1	1,567			4	1,550				
6	1,537	8	{ 1,537	4	1,550			3	1,537
5	1,490	4	{ 1,500	7	1,490			5	1,500

Примечание. Рентгенограммы насыщенного и природного обр. 1661 совпадают.

альбита. Следует отметить, что интенсивность и число линий альбита хорошо коррелируются с содержанием в глинах Na_2O , колеблющегося в пределах от 0,30 до 1,46% и достигающего максимума в обр. 1661 (табл. 22).

Анализируя характер рефлексов гидрослюдистого и хлоритового компонентов в обр. 1661, легко установить их сходство с характером дебаеграммы обломочного разложенного биотита (см. табл. 8 и 22). И в том, и

в других случаях фиксируются рефлексы триоктаэдрической гидрослюда, устанавливаемой по сильному рефлексу (001) по сравнению с (002). Характерно, что после прокаливания остается сильным только рефлекс (060) с $d = 1,54 \text{ kX}$; рефлекс с $d = 1,49 \text{ kX}$ почти исчезает, что говорит о принадлежности его к каолиниту. Оставшийся после прокаливания слабый рефлекс в этой области, образующий как бы непрерывную диффузионную полосу, сливающуюся с $d = 1,54 \text{ kX}$, вероятно, свидетельствует о начальном формировании диоктаэдрической гидрослюда. Появление рефлекса (060) диоктаэдрической гидрослюда фиксируется и у разложенного биотита. Общим является и то, что в обр. 1661 так же, как и в обломочных биотитах, четко проявляется хлоритовый компонент, который фиксируется по целочисленной серии базальных рефлексов от $d = 14 \text{ kX}$; рефлекс 001 после прокаливания усиливается. Новым в этом образце является появление каолинита и альбита.

Глины многокомпонентного состава, типичным представителем которых может явиться обр. 1142 (см. табл. 22), в которых наряду с гидрослюдистым и хлоритовым компонентами примерно в равных соотношениях присутствуют монтмориллонит и каолинит, представляют как бы дальнейшее переходное звено от разложенных биотитов через глину типа обр. 1661 к «чистым» каолинитам (обр. 1541, 1169), с одной стороны, и «чистым» монтмориллонитам (1132, 1533) — с другой. Следует отметить, что в обр. 1142 триоктаэдрический характер гидрослюда трудно установим, зато диоктаэдрический гидрослюдистый компонент проявляется уже вполне отчетливо; это следует из очень слабой интенсивности рефлекса с $d = 1,54 \text{ kX}$ по сравнению с другими рефлексами гидрослюда, который связан, очевидно, с хлоритом.

Сопоставляя дебаграммы образцов глин смешанного состава (обр. 1661, 1108, 1142) с «чистыми» каолинитовыми (1169, 1541) и монтмориллонитовыми глинами (1533, 1132), легко увидеть в них следующее:

1) общность гидрослюдисто-хлоритовых компонентов во всех образцах, начиная от обломочных разложенных биотитов и многокомпонентных глин до реликтов этих минералов в «чистых» каолинитах и монтмориллонитах;

2) появление диоктаэдрической гидрослюда, усиливающееся с усилением степени переработанности первичного материала;

3) постоянное присутствие тонкодисперсного альбита.

Происхождение глин многокомпонентного гидрослюдисто-хлоритово-каолинитово-монтмориллонитового состава

На генезисе слюдистых минералов мы уже частично останавливались при их характеристике. Здесь следует подвести некоторые итоги.

Триоктаэдрическая гидрослюда имеет обломочное происхождение и представляет не что иное, как гидратированный биотит, служивший основой сначала для формирования хлорита, а в дальнейших изменениях — монтмориллонита и каолинита. Диоктаэдрическая слюда имеет двойное происхождение. В верхнеюрских и нижнемеловых породах она возникает при разрушении триоктаэдрических слюд. Характер перехода структуры триоктаэдрической гидрослюда в диоктаэдрическую требует дальнейшего исследования. В нижнеюрских отложениях, где наряду с обломочным биотитом присутствует некоторое количество мусковита, гидрослюда диоктаэдрического типа могла образоваться, вероятно, за счет обоих минералов; роль диоктаэдрической обломочной гидрослюда в изученных породах, в общем, крайне незначительна.

Для понимания генезиса глин смешанного состава необходимо уяснить два вопроса: 1) чем объясняется их многокомпонентность и 2) чем

объясняется их широкий фациальный диапазон и приуроченность к различным осадкам от континентальных до прибрежно-морских.

Объяснение этого, как нам кажется, заключается в неполной переработке первичного обломочного материала при относительно быстром погружении осадка и ухода его из зоны интенсивного водообмена и разложения органического вещества. Осадок как бы «не успевает» приобрести минералогическое оформление, определяющееся окружающей обстановкой. Следует отметить, что условия образования «чистых» каолинитовых и монтмориллонитовых глин характеризовались очень медленным осадконакоплением; это были застойные зарастающие водоемы и болота в первом случае, и приморские озера, лагуны и заливы, где отлагалась тонкая глинистая муль, — в другом.

Таким образом, максимальной гидрослюдистостью отличаются глины, претерпевшие наименьшую переработку в зоне активного водообмена и сохранившие наибольшую близость к первичному составу осадка (обр. 1661, 1659). В зависимости от условий среды происходило преобладающее формирование монтмориллонита или каолинита, обусловившее всю гамму переходов от каолинитово-гидрослюдистых (преимущественно континентальных) до монтмориллонитово-гидрослюдистых (преимущественно морских) глин. Одновременное присутствие каолинита и монтмориллонита в составе глин объясняется, как нам кажется, той неоднородностью и пестротой условий в осадке, которая характерна для диагенеза (Страхов, 1954—1958 гг.) и, очевидно, для начальной стадии эпигенеза. В тех микроучастках, где имелись скопления органики и генерация углекислоты шла особенно интенсивно, разложение первичного слюдяного материала могло легко идти до «каолинитовой стадии». В других участках, с более высокими рН поровых вод, разложение слюдяного вещества как бы останавливалось на монтмориллонитовой стадии. Не исключена возможность, что одновременно со стадийным разложением слюдяных минералов наблюдался и синтез глинистых образований, но роль его была резко подчинена.

На изменении гидрослюд при процессах глубинного эпигенеза и начального метаморфизма мы остановимся в следующем разделе, так как именно ими определяется хлоритово-гидрослюдистый состав глинистого вещества в породах Верхоянья и нижних горизонтов Намцинской скважины, к характеристике которых мы переходим.

Гидрослюдисто-хлоритовая ассоциация в аргиллитах геосинклинальной области

Распространение. Описываемая ассоциация появляется впервые в аргиллитах и цементе песчаников Намцинской скважины на глубинах свыше 1600—1800 м. В Верхоянье она устойчиво характеризует весь разрез, начиная от нижнего мела до верхнего триаса.

Состав ассоциации не остается постоянным на протяжении всего разреза. Наблюдается гамма постепенных переходов от глин, близких к гидрослюдисто-хлоритово-монтмориллонитовым глинам платформенного типа, до аргиллитов и сланцев нижней юры, свойственных только геосинклинальному разрезу. По- существу, в составе данной ассоциации следует выделить два типа.

Первый — характерен для разреза Намцинской скважины и для верхних горизонтов Верхоянского разреза (Сг₁) обр. 319, 328, 249 и др.

Состав глинистого вещества близок к таковому на платформе, хотя и имеет некоторые специфические черты. Основными компонентами являются: монтмориллонит (дающий 17kX при насыщении этиленгликолем или глицерином), триоктаэдрическая гидрослюда, диоктаэдрическая гидрослюда и хлорит. Характерно, что при движении сверху вниз по разрезу собственно монтмориллонит исчезает и появляются смешан-

но-слоистые структуры, образованные неупорядоченным чередованием слоев хлорита и остаточного монтмориллонита (обр. 319, 328); подугольные аргиллиты иногда имеют каолинитовый состав (обр. 279), но с обязательной примесью новообразованной диоктаэдрической гидрослюда.

Второй тип ассоциации свойственен аргиллитам и сланцам Верхоянского разреза, начиная с нижнемеловых отложений ($Сг_1^1$), т. е. породам, испытывавшим уже существенные эпигенетические изменения под влиянием повышенных давлений и температур при погружении их в глубокие слои земной коры и стресса (табл. 23).

Глинистое вещество имеет сложный состав. Основными компонентами являются хлорит и диоктаэдрическая гидрослюда; наряду с собственно хлоритом присутствуют образования, представляющие беспорядочное переслаивание хлорита с небольшим количеством пакетов минерала, разбухающего при насыщении глицерином.

По мере движения вниз по разрезу разбухающий компонент исчезает и ниже-юрские аргиллиты представлены только хлоритом и диоктаэдрической гидрослюдой.

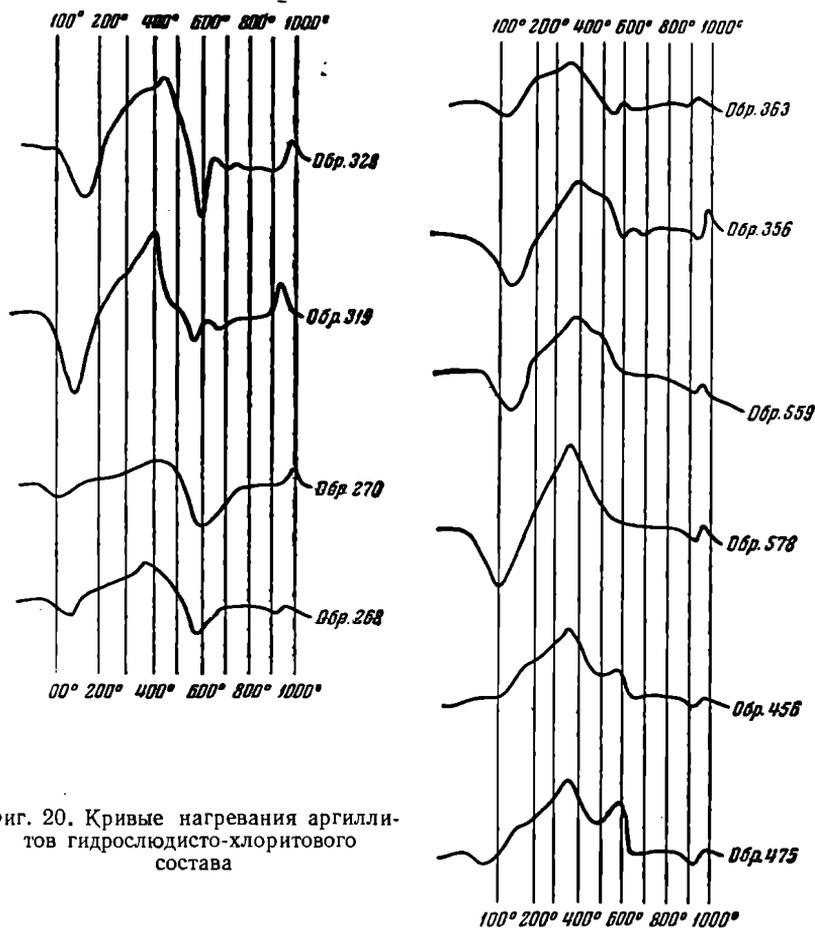
Микроскопия. Переработка обломочного биотита через гидробиотитовую стадию в хлорит и бесцветную мусковитоподобную слюду отчетливо прослеживается микроскопически, хотя сам ход процесса переработки решетки минерала и возникающие промежуточные минеральные фазы могли быть установлены лишь рентгено-структурным анализом.

В песчаниках нижнего мела удавалось наблюдать расслоение обломочного биотита на пакеты хлорита и слабоплеохроирующего обесцвеченного гидробиотита. (Оптическое исследование, разумеется, не могло вскрыть сложный структурный характер строения волокон, так называемого «гидробиотита».) Начиная с юрских песчаников «дифференциация» биотита на хлорит и гидрослюду проявляется гораздо отчетливее. Преобразование разбухшей пластинки биотита в пакеты сложного чередования светло-зеленого хлорита, сильно двупреломляющего мусковитоподобного минерала ($N_g - N_p = 0,020 - 0,025$) и реликтовых волокон слабо плеохроирующего и двупреломляющего гидробиотита можно наглядно видеть в шлифах (табл. XIII, 2). В промежутках между пакетами наблюдаются выделения новообразованного прозрачного кварца.

Гидрослюдистый минерал мусковитоподобного типа встречается в цементе юрских песчаников, где он образует тонкие, ярко поляризующие каемочки, окаймляющие обломочные зерна кварца и полевых шпатов, или сосредоточивается в поровых участках в виде тонкочешуйчатых агрегатов (табл. XXVII, 4). При одновременном присутствии в составе цемента хлорита и гидрослюда первый располагается по периферии пор, гидрослюда же занимает центральные участки, что свидетельствует об ее более позднем образовании по сравнению с хлоритом в процессе раскристаллизации первичного глинистого вещества. В глинистых породах гидрослюды имеют вид яркополяризующих чешуек размером $0,002 - 0,01$ мм, перемежающихся с более высокопреломляющими, почти изотропными пластинками хлорита и тонкодисперсным кварцем. Светопреломление чешуек гидрослюд $N_g = 1,562 - 1,570$; $N_p = 1,550 - 1,556$.

Электронно-микроскопическая характеристика. Гидрослюды в описываемой ассоциации представлены удлиненными или неправильными прозрачными пластинками с четкими ограничениями (табл. XXVI, 5, 6). В некоторых аргиллитах наблюдается присутствие неясно оформленного игольчатого минерала. По форме он напоминает магнезиальные минералы (типа сепиолита или серпентина), но последние не обнаружены рентгено-структурным анализом. Возможно, что удлиненный минерал относится к хлориту, однако окончательная расшифровка его природы требует дополнительных исследований.

Термический анализ. Кривые нагревания и обезвоживания аргиллитов и сланцев монтмориллонитово-хлоритово-гидрослюдистого состава довольно близки (фиг. 20). На всех кривых обнаруживается низкотемпературная эндотермическая остановка потери межслоевой воды. Любопытно отметить, что интенсивность пика заметно уменьшается в направлении от аргиллитов более молодых горизонтов (обр. 319, 328,



Фиг. 20. Кривые нагревания аргиллитов гидрослюдисто-хлоритового состава

Сг₁) к более древним (обр. 476, 475, J₃ — J₁), что хорошо согласуется с возрастающей степенью метаморфизованности пород. Между 200 и 550° фиксируется большой экзотермический прогиб, связанный со сгоранием органики, а возможно, также окислением закисного железа хлорита (в этот же интервал попадает реакция разложения пирита, но присутствие последнего в составе тонкой фракции очень незначительно и не превышает, судя по данным химического анализа, 0,50%). Экзотермический пик маскирует реакцию выделения гидроксильной воды в интервале 500—600°; на некоторых кривых нагревания она заметна (обр. 475, 363), на других о существовании ее можно судить лишь по характеру кривых обезвоживания. На всех термограммах отмечается небольшой эндотермический эффект около 900°, свойственный слюдам. На термограммах сбр. 319, 328 обнаруживается также экзотермический эффект около 1000°, связанный, очевидно, с небольшой примесью каолинита.

На кривых обезвоживания фиксируется довольно быстрая потеря воды до 150°, замедленная и постепенная потеря между 150—400°, вновь

Химические анализы аргиллитов и глинистых сланцев монтмориллонитово-гидролюдаисто-хлоритового и гидролюдаисто-хлоритового состава (фракция < 0,001 мм)

Ассоциация глинистых минералов	Район и характер разреза	Возраст	№ образца	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	S	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	CO ₂	C	Сумма	Свободный кварц			
Монтмориллонитово-гидролюдаисто-хлоритовая	Намчинская скважина (разрез переходит от платформы к геосинклиналям)	Cr ¹	244	43,80	27,17	1,28	4,93	1,84	He опр.	0,84	3,08	3,24	0,20	1,83	8,37	0,24	3,48	100,30	3,18			
			249	44,60	25,74	2,71	4,51	2,23	» »	0,86	3,60	0,98	0,19	4,19	8,01	1,10	1,77	100,49	0,66			
		J ₃	268	47,64	22,38	2,62	5,75	1,34	» »	0,92	4,22	3,88	2,20	2,13	6,47	0,20	0,64	100,39	4,12			
			270	48,64	24,95	2,18	3,69	1,88	» »	0,56	3,66	2,94	0,84	2,56	7,77	0,30	0,51	100,48	2,86			
			440	47,68	27,59	1,96	2,87	1,60	» »	0,44	2,40	3,18	0,82	2,62	6,71	0,26	2,04	100,17	0,73			
		Гидролюдаисто-хлоритовая	Западное Верхоянье	район р. Западной Гряды	Cr ¹	328	48,44	24,30	4,82	2,10	0,82	0,10	0,68	2,32	1,29	0,26	5,48	8,19	0,12	1,09	100,01	He опр.
						319	47,06	22,76	7,28	1,80	0,84	0,08	1,00	2,40	0,84	0,50	6,76	7,85	0,10	1,47	100,64	» »
				Cr ¹	518	42,60	19,02	6,27	7,79	1,60	0,14	0,72	7,40	1,37	1,35	4,76	7,44	Her	0,47	100,93	» »	
					375	44,06	19,48	5,26	7,86	1,08	0,18	0,76	7,37	2,72	1,43	3,04	5,86	0,36	0,98	100,44	» »	
					363	44,82	20,29	5,23	7,18	1,10	0,16	1,40	5,73	2,96	1,03	3,92	6,11	0,12	0,52	100,57	» »	
539	46,10				20,77	3,24	5,89	1,10	0,15	1,46	5,51	3,39	1,00	4,50	5,68	0,54	0,81	100,14	» »			
552	47,02				24,45	3,09	4,70	1,00	0,16	0,38	3,98	2,85	0,82	4,56	7,10	Her	1,28	101,19	» »			
356	48,32				23,10	3,46	3,16	0,90	0,04	0,80	3,59	2,70	0,78	4,48	7,10	Her	1,22	99,65	» »			
578	43,20				21,65	7,18	7,05	1,20	0,16	0,80	6,20	2,41	1,56	3,28	5,16	0,10	0,78	100,73	» »			
район р. Западной Гряды	Cr ₁				659	46,68	21,69	4,39	5,29	0,90	0,08	0,98	5,19	3,21	1,09	5,56	5,68	Her	Her	100,91	1,00	
		J ₂	483	45,96	22,41	4,14	8,97	1,60	0,15	0,42	3,99	2,60	1,27	2,50	6,20	Her	0,77	100,98	He опр.			
	J ₁ ²⁺³	476	45,94	22,00	3,43	7,18	1,40	0,12	1,54	3,58	3,61	1,21	2,68	5,58	0,36	1,30	100,16	» »				
		475	46,82	23,03	0,48	9,21	1,70	0,18	1,32	3,87	3,99	1,22	2,72	2,64	0,14	1,99	99,31	» »				
456	44,02	22,15	6,39	5,30	1,40	0,15	1,14	3,02	4,36	1,12	3,06	3,06	0,22	1,20	99,90	» »						

Межплоскостные расстояния (в kX) и интенсивности отражений

№№ п/п	Обр. 249						Обр. 268			
	насыщенный		природный		прокаленный		природный		прокаленный	
	$J_{\text{виз.}}$	$\frac{d}{n}$								
1	Сил.	17,7	—	—	—	—	—	—	—	—
2	»	14,0	Сил.	14,0	Сил.	13,58	Сил.	15,0	Сил.	13,65
3	—	—	—	—	Ср.	10,51	»	10,0	»	9,95
4	Сил.	7,05	Сил.	7,12	—	—	»	7,12	Сл.	7,1
5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
6	—	—	—	—	Ср.	4,83	Сл.	5,07	—	—
7	Сил.	4,43	Оч. сил.	4,43	Сил.	4,45	Сил.	4,51	Сил.	4,51
8	Ср. [•]	4,18	Сл.	4,22	Сл.	4,26	Сл.	4,33	Сл.	4,34
9	—	—	Оч. сл.	4,015	»	3,99	»	4,05	»	4,03
10	Сл.	3,88	»	3,795	»	3,70	»	3,84	Ср.	3,84
11	Сил.	3,52	Сил.	3,52	Ср.	3,50	Ср.	3,57	Сл.	3,54
12	Ср.	3,34	Ср.	3,34	»	3,32	Сил.	3,35	Сил.	3,37
13	»	3,18	»	3,18	»	3,18	»	3,20	»	3,20
14	—	—	Сл.	3,00	—	—	Сл.	3,00	Сл.	3,03
15	Сл.	2,76	»	2,835	Сл.	2,76	»	2,87	»	2,93
16	—	—	—	—	—	—	—	—	»	2,726
17	—	—	—	—	Ср.	2,60	Сил.	2,66	Сил.	2,65
18	Сил.	2,57	Сил.	2,545	»	2,559	»	2,58	»	2,58
19	Ср.	2,49	Ср.	2,477	Сл.	2,43	Ср.	2,47	Ср.	2,46
20	—	—	—	—	—	—	»	2,419	»	2,43
21	Ср.	2,37	Ср.	2,382	Сл.	2,39	—	—	—	—
22	»	2,31	»	2,302	—	—	Сл.	2,317	—	—
23	—	—	—	—	Сл.	2,23	—	—	Сл.	2,27
24	Ср.	2,15	Сл.	2,187	—	—	Сл.	2,137	»	2,157
25	Сл.	2,037	»	2,118	Сл.	2,07	»	2,011	—	—
26	»	1,95	Ср.	1,99	Сл.	1,934	—	—	Сл.	1,986
27	—	—	Сл.	1,907	—	—	Сл.	1,907	—	—
28	Сл.	1,85	»	1,845	Сл.	1,866	»	1,821	Сл.	1,835
29	Ср.	1,834	»	1,807	»	1,814	—	—	—	—
30	—	—	Оч. сл.	1,740	—	—	—	—	—	—
31	Ср.	1,710	»	1,701	Ср.	1,707	Сл.	1,701	—	—
32	»	1,666	Сил.	1,661	»	1,661	»	1,669	Сл.	1,666
33	»	1,627	—	—	—	—	—	—	—	—
34	—	—	Сл.	1,618	—	—	—	—	—	—
35	—	—	—	—	—	—	—	—	Сл.	1,597
36	Ср.	1,577	—	—	—	—	—	—	—	—
37	Сил.	1,539	Сил.	1,551	—	—	Ср.	1,545	Ср.	1,545
38	»	1,505	—	—	Ср.	1,518	»	1,506	»	1,507
39	»	1,485	Сил.	1,487	»	1,485	—	—	—	—

значительная между 400—600° и очень медленная и постепенная выше 600°. Такой тип кривых обезвоживания типичен для гидрослюд, которые в отличие от собственно слюд начинают терять воду ниже 100°.

Химический анализ показывает значительное однообразие состава хлоритово-гидрослюдистых сланцев (см. табл. 23). Характерно высокое содержание окисного и закисного железа и магния, связаных с хлоритом, и повышенное содержание K_2O , особенно возрастающее в нижних горизонтах разреза; обратные значения имеет низкотемпературная вода (от 5,48—6,76 в нижнемеловых аргиллитах до 3,06—2,50% в средне- и нижнеюрских сланцах).

Представляет интерес также некоторое увеличение содержания алюминия и соответственное уменьшение других катионов, заполняющих октаэдрические слои (окисного и закисного железа, магния) в подугольных аргиллитах (обр. 356, 552). Этим, однако, и ограничивается разница в химико-минералогическом составе метаморфизованных глинистых пород разного возраста, формировавшихся в разных фациальных обстановках.

Рентгено-структурный анализ. Хлоритово-гидрослюдистая ассоциация отличается большой сложностью минерального состава, затрудняющей расшифровку дебаеграмм исследованных образцов. Трудности расшифровки связаны с наличием беспорядочно-переслоенных структур входящих компонентов, образующих сложные взаимопереходы.

Первый тип ассоциации, свойственный породам верхов геосинклинального и переходного разрезов, представляет сочетание гидрослюд, хлорита, монтмориллонита и иногда каолинита (обр. 319, 249, 268, табл. 24, 25). Гидрослюды индексируются по линиям *cd* 9,95; 4,97; 3,33—3,35 *kX*.

Таблица 25

Межплоскостные расстояния (в *kX*) и интенсивности (обр. 319)

№ п/п	Насыщенный		Природный		Прокаленный		№ п/п	Насыщенный		Природный		Прокаленный	
	J виз.	$\frac{d}{n}$	J виз.	$\frac{d}{n}$	J виз.	$\frac{d}{n}$		J виз.	$\frac{d}{n}$	J виз.	$\frac{d}{n}$	J виз.	$\frac{d}{n}$
1	Оч. сил.	16,8	—	—	—	—	21	Сл.	2,48	Сл.	2,49	—	—
2	Сл.	14,2	Оч. сил.	13,9	Сил.	13,8	22	—	—	»	2,41	Ср.	2,40
3	Ср.	10,0	—	—	»	9,95	23	Сл.	2,35	»	2,34	»	2,26
4	Сл.	8,91	—	—	—	—	24	»	2,23	»	2,238	—	—
5	Ср.	6,99	Ср.	7,08	—	—	25	Сл.	2,115	»	2,176	Сл.	2,123
6	—	—	Сл.	6,39	Сл.	6,42	26	—	—	»	2,11	—	—
7	Ср.	5,77	»	5,56	—	—	27	—	—	—	—	Сл.	2,023
8	»	5,38	—	—	Сл.	4,9	28	Ср.	1,973	Ср.	1,98	—	—
9	Ср.	4,9	Ср.	4,9	Ср.	4,54	29	Сл.	1,908	Сл.	1,91	Сл.	1,905
10	Оч. сил.	4,48	Оч. сил.	4,49	Сил.	4,17	30	»	1,853	»	1,87	—	—
11	Сл.	3,75	Сл.	3,71	Ср.	3,76	31	»	1,829	»	1,83	—	—
12	Сил.	3,56	Ср.	3,55	»	3,51	32	»	1,797	»	1,80	Сл.	1,802
13	»	3,33	Сил.	3,35	Ср.	3,36	33	»	1,754	—	—	»	1,74
14	Ср.	3,19	Ср.	3,26	Сил.	3,13	34	Ср.	1,690	Ср.	1,686	—	—
15	—	—	Сл.	3,03	—	—	35	»	1,566	»	1,65	—	—
16	Ср.	2,97	—	—	—	—	36	Сл.	1,607	Сл.	1,61	—	—
17	»	2,80	Ср.	2,80	—	—	37	»	1,574	»	1,58	Сл.	1,58
18	Сл.	2,73	—	—	—	—	38	»	1,541	Ср.	1,541	—	—
19	—	—	—	—	Сил.	2,58	39	Сил.	1,500	Оч. сил.	1,500	Ср.	1,500
20	Сил.	2,57	Сил.	2,57	—	—							

Межплоскостные расстояния (в kX) и интенсивности отражений гидрослюдисто-хлоритовых аргиллитов (фракция $< 0,001$ обр. № 578 и 518 — Cr_1^1 — Верхоянье)

№ п/п	Обр. 578				Обр. 518			
	природный		прокаленный		природный		прокаленный и ориентированный	
	$J_{\text{виз.}}$	$\frac{d}{n}$	$J_{\text{виз.}}$	$\frac{d}{n}$	$J_{\text{виз.}}$	$\frac{d}{n}$	$J_{\text{виз.}}$	$\frac{d}{n}$
1	Оч. сил.	14,4	Сил.	13,5	Оч. сил.	14,0	Оч. сил.	13,45
2	»	10,2	»	10,2	Ср.	9,97	Ср.	9,99
3	»	6,94	Сл.	7,0	»	7,21	—	—
4	»	6,54	—	—	Оч. сл.	6,62	Сл.	6,74
5	»	6,11	Сл.	6,01	—	—	—	—
6	—	—	—	—	Сл.	5,89	Сл.	5,71
7	—	—	—	—	»	5,0	—	—
8	Оч. сл.	5,1	—	—	»	4,75	—	—
9	»	4,71	—	—	—	—	Ср.	4,93
10	—	—	Сил.	4,80	—	—	»	4,81
11	Оч. сл.	4,50	Ср.	4,55	Сил.	4,48	»	4,48
12	Сл.	4,31	»	4,29	Оч. сл.	4,26	Сл.	4,27
13	»	4,04	»	4,02	Сл.	4,05	»	4,02
14	Оч. сл.	3,88	»	3,84	—	—	—	—
15	Сл.	3,67	Ср.	3,70	Ср.	3,72	Ср.	3,71
16	Оч. сил.	3,55	Сл.	3,50	Оч. сил.	3,585	Сл.	3,52
17	»	3,34	Оч. сил.	3,35	»	3,375	Оч. сил.	3,36
18	Сил.	3,16	Сил.	3,18	Сил.	3,216	Сл.	3,216
19	—	—	—	—	»	3,055	»	3,047
20	Ср.	2,97	Ср.	3,00	Сл.	2,817	»	2,933
21	»	2,81	»	2,81	—	—	»	2,827
22	—	—	Сл.	2,735	—	—	—	—
23	Сил.	2,66	Ср.	2,66	—	—	—	—
24	Оч. сил.	2,57	—	—	Сл.	2,565	Ср.	2,565
25	Сил.	2,488	Сил.	2,495	Ср.	2,485	»	2,475
26	»	2,400	Ср.	2,396	»	2,391	—	—
27	Сл.	2,29	Сл.	2,30	—	—	Сл.	2,327
28	»	2,238	»	2,238	—	—	»	2,242
29	»	—	—	—	Сл.	2,14	»	2,14
30	Ср.	2,129	Сл.	2,159	—	—	»	2,137
31	»	—	Ср.	2,05	Ср.	2,067	—	—
32	Ср.	1,999	»	1,98	»	1,97	—	—
33	Оч. сл.	1,888	»	1,91	»	1,89	Сил.	1,91
34	Ср.	1,814	Сил.	1,83	Сл.	1,838	Ср.	1,827
35	—	—	Ср.	1,79	Ср.	1,78	»	1,795
36	Оч. сл.	1,754	Сл.	1,747	Сл.	1,734	—	—
37	Ср.	1,698	Ср.	1,700	—	—	—	—
38	»	1,657	»	1,663	Сл.	1,669	Ср.	1,671
39	Оч. сл.	1,616	»	1,618	Сил.	1,616	—	—
40	»	1,576	Сл.	1,583	Сл.	1,579	Ср.	1,553
41	Сил.	1,545	Сил.	1,545	—	—	—	—
42	»	1,506	Сл.	1,506	Оч. сил.	1,547	Ср.	1,599
43	—	—	—	—	Ср.	1,490	—	—

Различить три- и диоктаэдрические гидрослюда трудно из-за присутствия альбита, дающего комплекс четких линий в интервале 4,3—2,5 кХ, и хлорита, дающего сильную линию с $d \approx 1,54$ кХ (060). Хлорит определяется по базальному отражению (001) с $d \approx 14$ кХ, сохраняющемуся при прокаливании и насыщении образца глицерином, а также 7; 3,65 кХ и др.

Собственно монтмориллонит фиксируется только в обр. 249 (находящемся в верхах разреза) по линии с $d \approx 17,7$ кХ, появляющейся при насыщении. В нижележащих образцах (319, 328) вместо монтмориллонита присутствуют образования с беспорядочным чередованием слоев хлорита и монтмориллонита. Об этом свидетельствует наличие на рентгенограммах образцов, насыщенных глицерином, рефлекса с $d = 16,8$ кХ (вместо 17,7 кХ) и отсутствие целочисленных порядков отражений от (001). Не исключена возможность беспорядочного чередования пакетов и других минералов, в частности гидрослюдистого и хлоритового компонентов.

Основными составляющими компонентами второго типа ассоциации, свойственной породам погруженных частей разреза краевого прогиба и геосинклинали, являются диоктаэдрическая гидрослюда и хлорит. В свою очередь здесь выделяются два подтипа: первый, характерный для нижнемеловых пород, отличается еще незначительным присутствием разбухающих компонентов, отдельные пакеты которых беспорядочно распределены среди слоев хлорита. Присутствие их определяется по наличию непрерывного интенсивного фона в области от 10 до 14 кХ (табл. 26, обр. 578) или от 10 до 17 кХ (обр. 368). При насыщении глицерином фон между 10 и 14 кХ исчезает и четко проявляются линии с $d \approx 10$ и 14 кХ; после прокаливании исчезает фон между линиями с $d \approx 14$ и 17 кХ и остаются только линии с $d \approx 10$ и 14 кХ; объяснить это можно тем, что в хлорите беспорядочно распределены два типа разбухающих слоев: первый — монтмориллонитового типа, обуславливающий фон между $d \approx 14$ и 17 кХ, и второй — разрушенной триоктаэдрической гидрослюды, определяющей фон между 10 и 14 кХ. После насыщения слои данного компонента раздвигаются до 14 кХ, напоминая К-монтмориллонит, имеющий в природном состоянии слои с $d \approx 12$ кХ, раздвигающиеся при насыщении до $d \approx 14$ кХ (001) (Бриндли, 1956).

В образцах аргиллитов нижней половины нижнемеловых отложений разреза Верхоянья, так же как и в юрских разбухающий компонент полностью исчезает и аргиллиты представлены хорошо окристаллизованными хлоритом и диоктаэдрической гидрослюдой (табл. 26, обр. 518 и табл. 27).

Характерно присутствие во всех образцах альбита с характерными рефлексами с $d \approx 6,5; 4,04; 3,20$ кХ и др. Интенсивность рефлексов альбита хорошо коррелируется с содержанием Na_2O в аргиллитах.

Параметры элементарной ячейки диоктаэдрической гидрослюды, определенные электрографически Б. Б. Звягиным в обр. 578 (Cr_1) и 456 (J_1^1), следующие: $a = 5,17-5,16$; $b = 8,96$; $c = 10,1$; $\beta = 100^\circ 30'$.

Хлориты

Распространение. Хлорит в составе хлоритово-гидрослюдистой ассоциации пришлось описать в значительной степени совместно с гидрослюдой. Ввиду этого в данном разделе мы лишь кратко дополняем его характеристику.

Среди пород Вилюйской впадины хлорит появляется в значительных количествах в цементе песчаников и составе аргиллитов нижних частей разреза Намцинской и Вилюйской скважин (на глубинах свыше 1800—2000 м). В Верхоянье он широко распространен в породах всего разреза. Первое его появление характеризуют верхние горизонты нижнемеловых отложений.

Межплоскостные расстояния (в kX) и интенсивности отражений гидрослюдисто-хлоритовых аргиллитов (фракции $< 0,001$ мм обр. № 456 — J₁ — Верхоянье)

Насыщен глицирином		Природный		Прокаленный (2 часа) при $t = 600^\circ$		Насыщен глицирином		Природный		Прокаленный (2 часа) при $t = 600^\circ$	
J виз.	$\frac{d}{n}$	J виз.	$\frac{d}{n}$	J виз.	$\frac{d}{n}$	J виз.	$\frac{d}{n}$	J виз.	$\frac{d}{n}$	J виз.	$\frac{d}{n}$
Сил.	14,0	Оч. сил.	14,4	Оч. сил.	13,2	—	—	Сл.	2,71	—	—
Оч. сил.	10,0	»	10,2	»	10,2	Оч. сл.	2,66	—	—	—	—
		Ср.	7,1	Вуаль	7,17	Сил.	2,57	Сил.	2,58	Сил.	2,58
		Оч. сл.	6,3	Сл.	6,43	Ср.	2,46	Сл.	2,50	Сл.	2,50
		Ср.	4,89	Сил.	4,93	»	2,359	»	2,39	»	2,39
		Сил.	4,43	Оч. сил.	4,50	Сл.	2,258	Ср.	2,24	Ср.	2,24
		Ср.	4,23	Ср.	4,24	»	2,12	»	—	»	—
		Сл.	4,04	—	—	»	1,88	Сл.	1,80	Сл.	1,80
		—	—	Сл.	3,99	Ср.	1,809	Сил.	1,815	Сил.	1,815
		—	—	Сил.	3,67	»	1,69	»	1,694	»	1,694
		Ср.	3,52	Ср.	3,50	»	1,65	»	1,665	»	1,665
		Оч. сил.	3,32	Оч. сил.	3,33	Сл.	1,63	—	—	—	—
		—	—	Сл.	3,20	Оч. сл.	1,59	Сл.	1,596	Сл.	1,596
		Ср.	3,15	—	—	Ср.	1,544	Ср.	1,545	Ср.	1,545
		Сл.	3,04	Сл.	3,02	Сил.	1,504	Сил.	1,504	Сил.	1,504

Микроскопия. Начальное образование хлорита за счет раскристаллизации неоднородной массы глинистого вещества можно наблюдать в цементе некоторых песчаников, находящихся на ранних этапах эпигенетического изменения. Светло-зеленый прозрачный хлорит облекает терригенные зерна в виде тонких каемок шириной 0,01—0,02 мм; каемки состоят из мельчайших слабо поляризующих иголочек, ориентированных перпендикулярно к поверхности обломочных зерен (табл. XXVII, 5).

Во многих нижнемеловых песчаниках хлорит является основным цементирующим минералом. Нередко наблюдается определенная зональность в характере минерала. В периферийной части порового пространства хлорит интенсивно окрашен; при переходе к центральным участкам поры окраска хлорита бледнеет, и он переходит в тонкоагрегатную массу, состоящую из взаимно-переменяющихся чешуек безжелезистого хлорита и халцедона. Иногда центральные участки пор бывают заполнены опалом или кварцем (табл. XXVII, 3). Выше уже упоминалось, что при одновременном присутствии хлорита и гидрослюды центральные участки пор занимаются последней.

В отдельных участках, где хлорит образует достаточно крупные пластинки, их удалось измерить на федоровском столике. Минерал оптически отрицательный, $2V$ около 25° , удлинение положительное; показатель преломления пластинок, лежащих на базисе $Nm = 1,620—1,630$. По оптическим константам минерал может быть отнесен к афросидериту. Это определение подтверждается данными рентгено-структурного анализа. Четкая рентгено-структурная характеристика хлорита получена для обр. 270 (J₃ — района сел. Намцев; табл. 28), где он присутствует совместно с диоктаэдрической гидрослюдой. Все линии, типичные для природного афросидерита, сохраняются при нагревании образца в течение двух часов при температуре 600° . Некоторым отличием данного хлорита от типичного афросидерита, табличные данные которого приво-

Межплоскостные расстояния (в kX) и интенсивности отражений (фракция $< 0,001$ $m.m.$, обр. № 270 — J_3 — сел. Намцы)

№ п/п	Природный		Прокаленный (2 часа) при $t = 600^\circ$		№ п/п	Природный		Прокаленный (2 часа) при $t = 600^\circ$	
	$J_{виз.}$	$\frac{d}{n}$	$J_{виз.}$	$\frac{d}{n}$		$J_{виз.}$	$\frac{d}{n}$	$J_{виз.}$	$\frac{d}{n}$
1	Сил.	14,28	Сил.	14,01	21	Сл.	2,36	Ср.	2,39
2	—	—	»	10,43	22	»	2,33	—	—
3	Сил.	7,18	—	—	23	—	—	Ср.	2,27
4	Сл.	4,97	Оч. сил.	4,96	24	Сл.	2,19	Сл.	2,208
5	Сил.	4,50	Сил.	4,51	25	»	2,16	»	2,157
6	—	—	Сл.	4,25	26	»	2,117	»	2,109
7	—	—	»	3,99	27	Ср.	2,03	»	2,03
8	—	—	»	3,70	28	»	1,994	»	1,978
9	Сил.	3,55	»	3,48	29	»	1,91	»	1,910
10	»	3,37	Сил.	3,32	30	»	1,89	»	1,870
11	»	3,20	»	3,24	31	»	1,83	»	1,820
12	Сл.	3,03	Сл.	3,03	32	»	1,79	»	1,79
13	»	2,95	»	2,95	33	—	—	»	1,71
14	»	2,87	»	2,91	34	Сил.	1,67	»	1,669
15	»	2,81	»	2,85	35	Сл.	1,63	»	1,628
16	—	—	Сил.	2,617	36	Ср.	1,549	»	1,544
17	Оч. сил.	2,57	»	2,55	37	Сл.	1,59	»	1,597
18	Сл.	2,51	—	—	38	Сил.	1,516	Ср.	1,505
19	»	2,46	—	—	39	Сл.	1,49	—	—
20	»	2,41	Ср.	2,419					

дятся В. И. Михеевым (1958 г.), является повышенное значение отражения (060), равного 1,542—1,549 kX вместо 1,527 kX , свойственного афросидериту, что говорит о повышенной железистости данного хлорита.

Параметры элементарной решетки хлорита определены электронографически Б. Б. Звягиным. Они таковы: $a = 5,30$; $b = 9,17$; $c = 14,3$; $\beta = 96^\circ$.

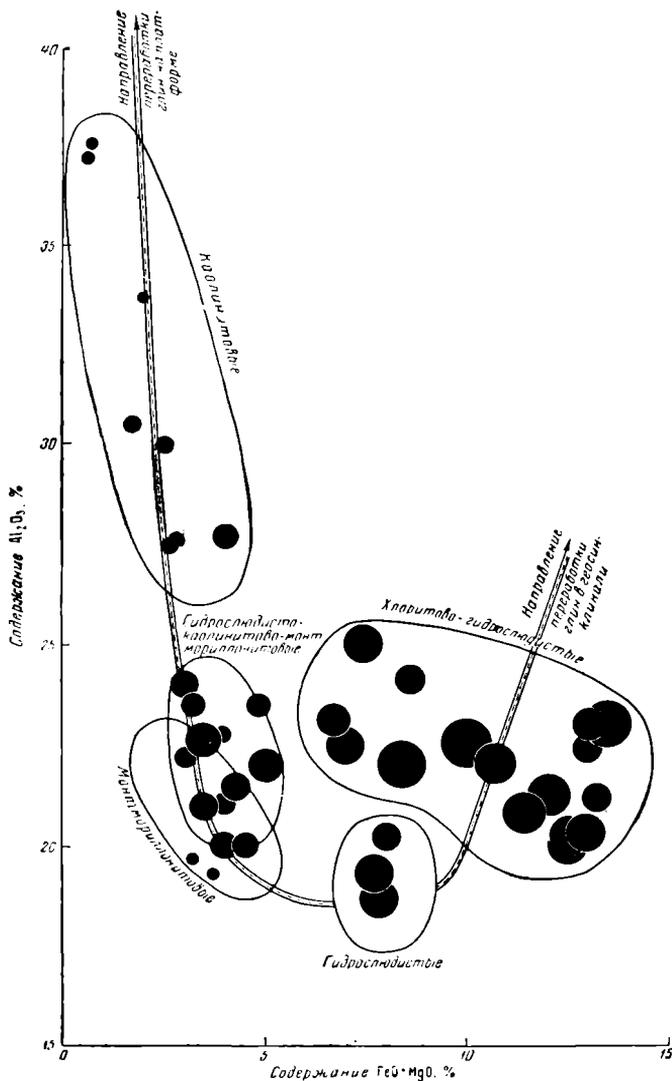
В заключение характеристики хлорита следует отметить постоянство его состава в мезозойских породах Верхоянского разреза, устанавливаемое как оптическим, так и рентгено-структурным и химическим исследованиями. Небольшие колебания светопреломления хлорита связаны, очевидно, с несколько меняющейся железистостью минерала и присутствием в верхах разреза наряду с хорошо окристаллизованным хлоритом некоторого количества смешанно-слоистых образований.

Происхождение минералов гидрослюдисто-хлоритовой ассоциации и некоторые особенности формирования состава глинистых пород на платформе и в геосинклинали

История изменения глинистого вещества на платформе и в геосинклинали существенно различна. В первом случае переработка завершалась в основном в диагенезе и на начальных этапах эпигенеза. При благоприятных условиях она доходила до появления мономинеральных образований — каолинита или монтмориллонита. В случае неполной переработки глинистого вещества оно сохраняется на той стадии, где вещество вышло из области активного водообмена. К таким породам платформенного разреза относятся глины сложного многокомпонентного

состава (обр. 1108, 1142 и т. д.) и преимущественно гидрослюдистые глины (1659, 1661 и др.), испытавшие наименьшую переработку и, вероятно, наиболее близкие по составу к первичной мути.

В случае быстрых погружений, которые имели место в геосинклиналях, и в верхней юре и нижнем мелу в наиболее погруженных участках Вилуйской впадины, переработка глинистого вещества, как правило, не



Фиг. 21. Характер химико-минералогического изменения первичного глинистого вещества в платформенных и геосинклинальных отложениях
Диаметр черного кружка, равный 2 мм, соответствует 1% K_2O

успевала быть завершенной в диагенезе, т. е. на раннем этапе постседиментационной истории осадка. Значительная скорость осадконакопления и быстрый уход осадка из зоны интенсивной переработки обуславливали неоднородный смешанный многокомпонентный состав глинистого вещества в породах различного фациального типа. Мономинеральные глины в геосинклинальном разрезе отсутствуют; даже подугольные

аргиллиты не имеют каолинитового состава, столь характерного для аналогичных пород платформ.

В условиях глубинного эпигенеза на глубинах свыше 1500—2000 м при последовательном повышении температур и давлений, в процессе погружения осадков на значительные глубины, а также воздействия стресса, имела место глубокая переработка всех глинистых минералов. Каолинит и монтмориллонит, присутствовавшие в большем или меньшем количестве в составе глин смешанного состава, испытывали гидрослюдолизацию; за счет их появлялась диоктаэдрическая гидрослюда.

Обломочные триоктаэдрические слюды, составляющие основную часть первичного глинистого вещества, оказывались в этой обстановке крайне нестойкими и испытывали сложную гамму изменений, конечными продуктами которой являлись хлорит и диоктаэдрическая слюда (фиг. 21).

Переработка глинистого вещества совершалась крайне постепенно. Состав ассоциации глинистых минералов на глубинах 1800—2000 м разреза Намцинской скважины и верхних горизонтов Верхоянского разреза в общем близок к составу многокомпонентных глин платформенного разреза, в них еще присутствуют монтмориллонит и каолинит, но триоктаэдрическая гидрослюда исчезает, давая начало формированию хлорита и диоктаэдрической гидрослюды. Еще дальше заходит этот процесс в аргиллитах батылхской свиты ($Сг_1$) Приверхоянья, где основными компонентами являются уже хлорит и диоктаэдрическая гидрослюда. Разбухающий компонент, по мере движения вниз по разрезу, постепенно исчезает, присутствуя только в виде беспорядочно смешанно-слоистых образований, роль которых последовательно уменьшается.

В нижнеюрских аргиллитах происходит окончательное «упрощение» состава глинистого вещества, в составе которого присутствуют только хорошо окристаллизованные хлорит и диоктаэдрическая гидрослюда, сопутствующие небольшой примесью альбита.

При изучении данных химических анализов аргиллитов $Сг_1$ и J обращает на себя внимание очень высокое содержание железа и магния, значительно превышающее в большинстве случаев таковое в образцах гидрослюдистых глин платформы. Объяснено это может быть двояко. Первое предположение — скорость осадконакопления была столь значительна, что материал, изобилующий триоктаэдрическими слюдами, почти не успевал разложиться при диагенезе и захоронялся неизменным. Этому, однако, противоречит химико-минералогический состав глин самых верхних горизонтов геосинклинального разреза, довольно близкий к смешанному типу глин платформы. Содержание железа и магния в них гораздо ниже, чем в глинах, лежащих ниже частей разреза (см. табл. 24).

Второе предположение, которое, как нам кажется, соответствует действительности, что — высокое содержание железа и магния, обусловленное привнесением этих элементов в глинистое вещество за счет внутрислойного разложения феррических минералов (пироксенов и роговой обманки) в процессе эпигенеза. Растворенные реликтовые формы этих минералов постоянно фиксируются в составе песчано-алевритовых пород нижнего мела, причем пироксены встречаются лишь в виде единичных зерен в породах верхней половины эксеняхской свиты ($Сг_1$) — основная их масса, вероятно, была уничтожена на более ранних этапах. Следует отметить, что в составе тяжелой фракции глин, чередующихся с песчаниками, пироксены никогда не встречаются; содержание роговых обманок уменьшается от 30—60% в песчаниках до 2—5% (а иногда и меньше) и в глинах.

Формирование магнезиальных глинистых минералов за счет эпигенетического разложения моноклинных пироксенов фиксировалось автором в продуктивной толще Азербайджана (Коссовская, 1954).

Выше мы уже говорили, что состав хлоритов весьма постоянен по всему разрезу, состав же новообразованной диоктаэдрической слюды заметно меняется. Вероятно это может быть объяснено тем, что фемические обломочные минералы, как наименее стойкие, разрушались на ранних стадиях эпигенеза, и хлорит, используя железо и магний, приобретал окончательное минералогическое оформление раньше, чем гидрослюды. Более раннее образование хлорита по сравнению с гидрослюдами фиксируется в цементе песчаников микроскопически.

Реализация железа и магния глинистыми минералами фиксируется лишь в геосинклинальной зоне в условиях глубокого погружения пород. Внутрислойное растворение фемических минералов на платформе также происходило, хотя и не в такой сильной степени. Однако, ввиду значительно меньшей уплотненности пород и более длительного интенсивного водообмена, железо и магний выносились из пород или же фиксировались в виде железистых карбонатов.

Изменения диоктаэдрической гидрослюды прослеживаются при движении сверху вниз по разрезу. Чем сильнее подверглась порода эпигенетическому изменению, тем более «мусковитовый» характер имеет гидрослюда. В сравнительно мало измененных породах нижнего мела и верхней юры Верхоянского разреза и района сел. Намцев диоктаэдрическая слюда характеризуется довольно низким светопреломлением ($n_g = 1,560—1,562$) и двупреломлением ($n_g - n_p = 0,020—0,025$), а также сравнительно малым содержанием щелочей и высоким воды. При движении вниз по разрезу гидрослюды характеризуются постепенным уменьшением содержания воды, возрастанием содержания K_2O и соответственным изменением оптических свойств минерала ($n_g = 1,575—1,580$). Этот процесс не ограничивается только юрскими породами, он прослеживается и в более древних отложениях верхоянского комплекса, вплоть до нижней перми, где, по данным В. Д. Шутова, наряду с хлоритом уже появляется собственно мусковит (Коссовская, Шутов, 1956_{1,2}).

Естественно возникает вопрос об источнике накопления калия в гидрослюдистом минерале. Первичным источником являлся обломочный биотит, дифференцирующийся на хлорит и диоктаэдрическую гидрослюду. Другим источником привноса калия являлись полевые шпаты, причем не только калиевые разности, но и плагиоклазы. Как установлено Андреатта (Andreatta, 1954), все кислые плагиоклазы постоянно содержат 1—3% K_2O , чрезвычайно легко выносящегося из кристаллической решетки минерала на начальных стадиях его разрушения. Благоприятные условия для этого создаются в зоне орогенического метаморфизма. Выносящийся в ионной форме калий фиксируется гидрослюдистыми минералами. Об использовании глинистыми минералами калия разрушающихся калиевых полевых шпатов упоминалось уже выше. Этот процесс отчетливо прослеживается микроскопически.

Интенсивное разрушение полевых шпатов в эпигенезе происходит на значительно более поздних стадиях, чем разрушение фемических минералов. Вследствие этого постепенный переход диоктаэдрической гидрослюды в собственно мусковит происходит в течение всего эпигенеза и начальных стадий метаморфизма, в то время как хлорит формируется на ранних стадиях преобразования пород.

* * *

Из изложенного следует, что процессы, определяющие минералогический состав глинистого вещества в платформенной и геосинклинальной областях, были различны.

Факторами, определяющими состав глин, в первом случае являются: скорость погружения, обилие органического вещества и благоприятная

обстановка для его разложения, интенсивность водообмена и т. д., т. е. степень переработки первичной обломочной глинистой мути осадка сильно зависела от фациальных условий.

В геосинклинали большая скорость погружений предопределяет малую переработанность обломочного вещества в диагенезе, т. е. малую зависимость его состава от фациальных условий. И в самом деле, аргиллиты и сланцы Верхоянского разреза, формировавшиеся в разных фациальных условиях (континентальных, прибрежно-морских и морских), по своему составу очень близки.

Факторами, определяющими состав глинистых минералов в геосинклинали, являются: степень измененности (метаморфизованности) пород и их первоначальный обломочный состав. Обилие фемических минералов обязательно приводит к формированию хлорита. Аркозовый состав обломочного материала обуславливает широкое развитие возникновения диоктаэдрических слюд даже в том случае, если глинистые минералы имели первоначально монтмориллонитовый или каолинитовый состав. Каолинит (преобразующийся в диккит) может сохраниться только в цементе мономинерально-кварцевых песчаников (или в глинах, ассоциирующих с таковыми), но, как известно, последние в геосинклиналях редки. Триоктаэдрические слюды, как было показано выше, не сохраняются, давая начало хлориту и диоктаэдрической гидрослуде.

1920 г. - 1925 г.

1920

1920

1920

1920

Глава V

МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ И ИХ ФОРМИРОВАНИЕ

ПРИНЦИП ВЫДЕЛЕНИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ

Анализ распределения различных модификаций породообразующих и аксессуарных минералов, а также аутигенных образований позволяет выделить ряд минеральных ассоциаций, устойчиво характеризующих определенные интервалы стратиграфического разреза и приуроченных к определенным площадям.

При выделении ассоциации в основу обычно положен комплекс обломочных компонентов, причем определяющим признаком является состав и количественные соотношения породообразующих минералов, дополняемых аксессуарными. Состав и характер породообразующих компонентов дают общее представление о типе материнских пород; аксессуарные минералы их уточняют. Особенно большую роль в реконструкции источников сноса играют некоторые аксессуарные (а иногда и породообразующие компоненты), так называемые «минералы-индикаторы», специфические особенности которых позволяют непосредственно связать заключающие их терригенные породы с определенными материнскими образованиями. В изученных отложениях такая роль принадлежит, например, гранатам, эпидотизированным плагиоклазам и некоторым другим минералам.

Характеристика обломочного комплекса дополняется ассоциацией аутигенных минералов. Сочетание, а часто непосредственная зависимость состава аутигенных компонентов от терригенной части пород позволяют выявить характер и степень переработки обломочных минералов. Последнее дает возможность восстановить первичный состав отложенного обломочного материала и отчасти судить о тех «потерях», которые он понес на более ранних этапах своего существования. Можно не пояснять, что, с одной стороны, это дает дополнительные важные данные для реконструкции источников сноса и, с другой, — позволяет установить особенности аутигенного минералообразования на различных стадиях существования пород.

Выделение конкретных минеральных ассоциаций было целесообразно производить на фоне общей петрографической систематизации типов обломочных и, в частности, песчаных пород. Причина этого заключается в том, что именно песчаные породы при их детальном изучении могут дать наиболее исчерпывающие сведения об источниках сноса обломочного материала и его постседиментационных изменениях. Помимо того, роль песчаников в составе мезозойского комплекса чрезвычайно велика; они составляют около 85% от общего состава пород.

КЛАССИФИКАЦИЯ ПЕСЧАНЫХ ПОРОД ПО МИНЕРАЛОГИЧЕСКОМУ СОСТАВУ

В нашей литературе вопросам классификации и номенклатуры песчаников по минералогическому составу уделялось сравнительно малое внимание. Подразделение песчаных пород на мономинеральные, олигомиктовые и полимиктовые, уже давно предложенное М. С. Швецовым, является сейчас слишком общим, чтобы быть использованным для выявления особенностей состава отдельных толщ терригенных серий и суждения об их источниках сноса. Необходимость более детальной классификации особенно чувствуется при изучении мощных терригенных накоплений геосинклинальных областей и краевых прогибов, так как возможность разделения песчаных пород на определенные петрографические типы является необходимой предпосылкой как формационного анализа, так и палеогеографических реконструкций.

К классификации песчаников можно подходить с разных сторон, так как различные свойства пород будут отражать определенные особенности их генезиса. Наиболее полная характеристика может быть получена, если базироваться на двух основных особенностях: 1) минералогическом составе обломочной части; 2) типе цемента и его количественном соотношении с обломочными зернами.

Несмотря на то что для общей характеристики песчаников второй признак является не менее существенным, чем первый, положить его в основу генетической классификации нельзя. Связано это с тем, что состав обломочной части породы является гораздо более постоянным и объективным признаком, чем ее структурные особенности. Минералогический состав обломков отражает одну главнейшую черту происхождения породы — характер источников сноса; структурные же особенности могут отражать различные черты генезиса пород — седиментационную обстановку, длительность пребывания материала в зоне осадкообразования, его диагенетические и эпигенетические преобразования и т. д.

Многие американские литологи сделали попытку дать генетическую классификацию песчаников, в которой был бы учтен и петрографический состав обломков пород и ее структурный тип. В основу классификации при этом положено наличие или отсутствие цементирующей глинистой массы (Виллиамс, Тернер, Джилльберт, 1957; Pettijohn, 1949, 1954 и др.). Песчаники, содержащие более 10—15% глинистого цемента, относятся к группе вакк (или граувакк) в отличие от «чистых» песчаников или аренитов, характеризующихся обычно присутствием хемогенного цемента.

Для классификации использовался обычно принцип треугольных диаграмм, в один из полюсов которых помещался кварц, причем прилегающее поле треугольника соответствовало кварцевым песчаникам или ортокварцитам, в другой помещались полевые шпаты — в прилегающем поле располагались аркозы, и, наконец, в третьем полюсе — обломки пород и цементирующая глинистая масса или просто глинистая масса; прилегающее поле диаграммы занималось граувакками. Причина объединения обломков пород и глинистой массы в одном полюсе диаграммы ясна: авторы хотели подчеркнуть генетическую связь обломков пород и глинистого цемента, образующих столь характерную ассоциацию граувакк. Но тем не менее объединение при классификации песчаников двух разных особенностей — вещественного состава обломочных зерен и их количественного соотношения с цементирующей глинистой массой — совершенно неверно.

Количество глинистой массы зависит прежде всего от степени сортировки обломочного материала, т. е. определяется фациальными условиями; вторым фактором является степень уплотненности породы и

раскристаллизации глинистого вещества, возникающая при эпигенезе и начальном метаморфизме. Если взять за основу указанный выше принцип классификации, то песчаник с одинаковым минералогическим составом обломочного материала, связанным с общим источником питания, но формировавшийся в разных фациальных обстановках или испытывающий различную степень переработки в эпигенезе, окажется в разных группах, что чрезвычайно затрудняет палеогеографические реконструкции.

Правильно подошел к классификации песчаных пород по вещественному составу Л. Б. Рухин (1956). Он использовал принцип треугольной диаграммы, полюсами которой выбрал основные обломочные компоненты — кварц, полевые шпаты и обломки пород. Близкий характер имеет классификация Р. Фолка (Folk, 1956).

Недавно новая классификация песчаников предложена Г. И. Теодоровичем (1958). Нам она кажется мало удачной. Помимо сложности классификационной схемы и разнообразия признаков, положенных в основу выделения того или иного типа песчаных пород, основным ее недостатком, исключающим возможность применения, является отсутствие количественных показателей характеристики разных типов песчаников. Без таковых невозможна достаточно объективная оценка породы и ее отношение к тому или иному типу.

Сейчас гораздо важнее дать четкую систематику, основанную на количественном учете основных компонентов, так называемых «обыкновенных» песков и песчаников, составляющих огромное большинство этого типа пород, чем пытаться в весьма громоздкой и сложной схеме учесть все породы данного класса, в том числе редкие и редчайшие (гипсовые, авгитовые пески и др.), поставив их, по существу, в один ряд с обычными типами песчаных пород, как это сделал Г. И. Теодорович.

Подойдя к классификации песчаников мезозойского комплекса Виллюйской впадины и Западного Верхоянья, автор воспользовался уже существующими подразделениями и номенклатурой, принятыми большинством геологов, взяв за основу принцип трехкомпонентного изображения — состава пород на треугольной диаграмме Л. Б. Рухина.

Внесенные изменения и дополнения в классификационные схемы предшествующих исследователей связаны со следующими обстоятельствами: 1) выявившейся необходимостью генетического обоснования выделяемых полей треугольной диаграммы, так как границы отдельных полей на диаграммах ряда авторов (Л. Б. Рухина, Р. Фолка) основаны скорее на принципе геометрическом, чем на реально существующих типах породы; 2) недостаточностью использования только трех главнейших компонентов для ясного представления о составе пород, а следовательно, и об их питающих провинциях.

Для установления границ отдельных полей было необходимо выяснить, как располагаются на треугольной диаграмме точки, отражающие минералогический состав песчаников различного возраста и различных областей. Для этого был использован как литературный материал, так и анализы из неопубликованных работ, любезно переданные автору Н. Г. Бродской, И. М. Варенцовым, А. В. Копелиовичем, В. И. Капорулиным, Н. В. Ренгартен, З. В. Тимофеевой, Е. И. Тихомировой, В. Д. Шутовым и др. На диаграмме нанесено свыше 500 анализов песчаников различного возраста от рифея до третичных отложений из 32 различных областей¹.

Для обоснования границ между группами песчаных пород (мономинеральными, олигомиктовыми и полимиктовыми) был использован

¹ Многие точки, относящиеся к анализам меловых и третичных отложений Кавказа, заимствованным из работ А. Г. Алиева (1955) и В. Г. Гроссгейма, представляют среднее из 5—10 и более анализов.

«показатель зрелости» или «показатель кварцевости» (Dapples, Crumbein, Sloss, 1953). Он определяется отношением содержания кварца (К) к сумме полевых шпатов (П) и обломков пород (О) и равняется $K_{зр}$ (коэффициент зрелости) = $\frac{К}{П+О}$.

Сущность предлагаемой классификации заключается в следующем. Выделяется три семейства песчаников, каждое из которых в свою очередь подразделяется на отдельные типы (фиг. 22).

Семейство кварцевых песчаников объединяет мономинеральные и олигомиктовые песчаники. Определяющим признаком является содержание кварца более 50% и в соответствии с этим коэффициент кварцевости, всегда больше единицы.

Высокое содержание кварца, не свойственное ни одной из первичных материнских пород (кварц в гранитах составляет не более 20—30%), говорит о существенном обогащении обломочного материала кварцем вследствие уничтожения менее стойких компонентов. Это подтверждается также составом полевых шпатов и обломков пород. Среди первых обычно присутствуют наиболее устойчивые калиевые полевые шпаты, альбит и олигоклаз (до № 20). Более основные плагиоклазы практически не встречаются. Обломки пород также в своем большинстве представлены устойчивыми разностями — обломками кварцитов, кремнистых сланцев и др.

Такого типа песчаники могут возникнуть в следующих случаях:

1) обломочный материал испытал более чем один цикл седиментации, и материнскими породами служили либо осадочные образования, либо их метаморфические дериваты низшей и средней ступени метаморфизма; 2) материнские породы (возможно, кристаллические) испытали интенсивное химическое выветривание; 3) имело место непосредственное энергичное выветривание самой осадочной толщи.

Полимиктовые песчаники разделяются, как и обычно, на два семейства. Коэффициент кварцевости всегда меньше единицы.

Семейство аркоз характеризуется содержанием кварца меньше 50% и обломков пород меньше 25%. Содержание полевых шпатов, которые могут быть представлены как калиевыми разностями, так и плагиоклазами, как правило, не превышает 65%, редко выходя за эти пределы. Таким образом, значительная часть полей, выделяемых в «аркозовом» углу треугольника (например, «аркоз», «бескварцевый аркоз» или «граувакковый аркоз» по Л. Б. Рухину, 1956), остается пустой. Таких песчаников практически нет или же они являются петрографическими уникалами. Естественно, что выделение указанных полей практически не оправдано.

Поле, ограниченное линиями содержания кварца менее 25% и обломков пород менее 25%, можно выделить как «пустое» поле, подчеркивая отсутствие или крайнюю редкость таких песчаников в природе. Причина этого ясна. Анализ диаграммы показывает, что наиболее обогащенными полевыми шпатами из всех использованных пород являются песчаники сангарской серии Приверхоянья, некоторые песчаники юго-запада Русской платформы, содержащие около 65—70% калиевых полевых шпатов и альбита и около 30—35% кварца (материалы А. В. Копелиовича), аркозы девона Шотландии (Мэкки)¹, триаса Конектикуты (Крынин)¹. Все эти породы очень близки по своему минералогическому составу к гранитоидным породам, за счет механического разрушения которых они и образовались.

Абсолютное преобладание гранитоидов над другими кристаллическими образованиями и крайняя нестойкость плагиоклазов, более основных, чем № 20, в осадочных образованиях исключают сколько-нибудь замет-

¹ Анализы взяты из работы Петтиджона (Petlijohn, 1957).

ное распространение песчаников, которые могли образоваться за счет средних или основных пород, более богатых плагиоклазами. Такие породы, возможно, могут быть встречены лишь среди современных или четвертичных осадков. Характерной особенностью семейства аркозовых песчаников является то, что они образовались за счет разрушения полнокристаллических пород — интрузивов или кристаллических сланцев высоких степеней метаморфизма.

Семейство граувакк, так же как и аркоз, отличается содержанием кварца менее 50%. Компонентом, определяющим тип породы, здесь являются обломки пород, содержание которых всегда больше 25%. Обломки пород могут иметь различный характер и быть представлены осадочными породами, глинистыми, слюдястыми, кремнистыми сланцами, эффузивами и другими, что обуславливает большое разнообразие этой группы песчаников.

Общей чертой материнских пород, служащих для их формирования, является наличие мелкозернистого субстрата, сохранившегося при разрушении пород в обломках песчаной размерности. Совершенно естественно, что с этой же особенностью материнских образований связано обилие в породах тонкоизмельченного терригенного вещества, цементирующего более крупные зерна и являющегося столь типичной чертой граувакк. В процессе переотложения материала, диагенеза и эпигенеза часть обломков разрушается, давая начало новым порциям глинистой связующей массы. Таким образом, неотсортированный характер граувакк определяется не столько условиями их образования, как самим характером обломочного материала.

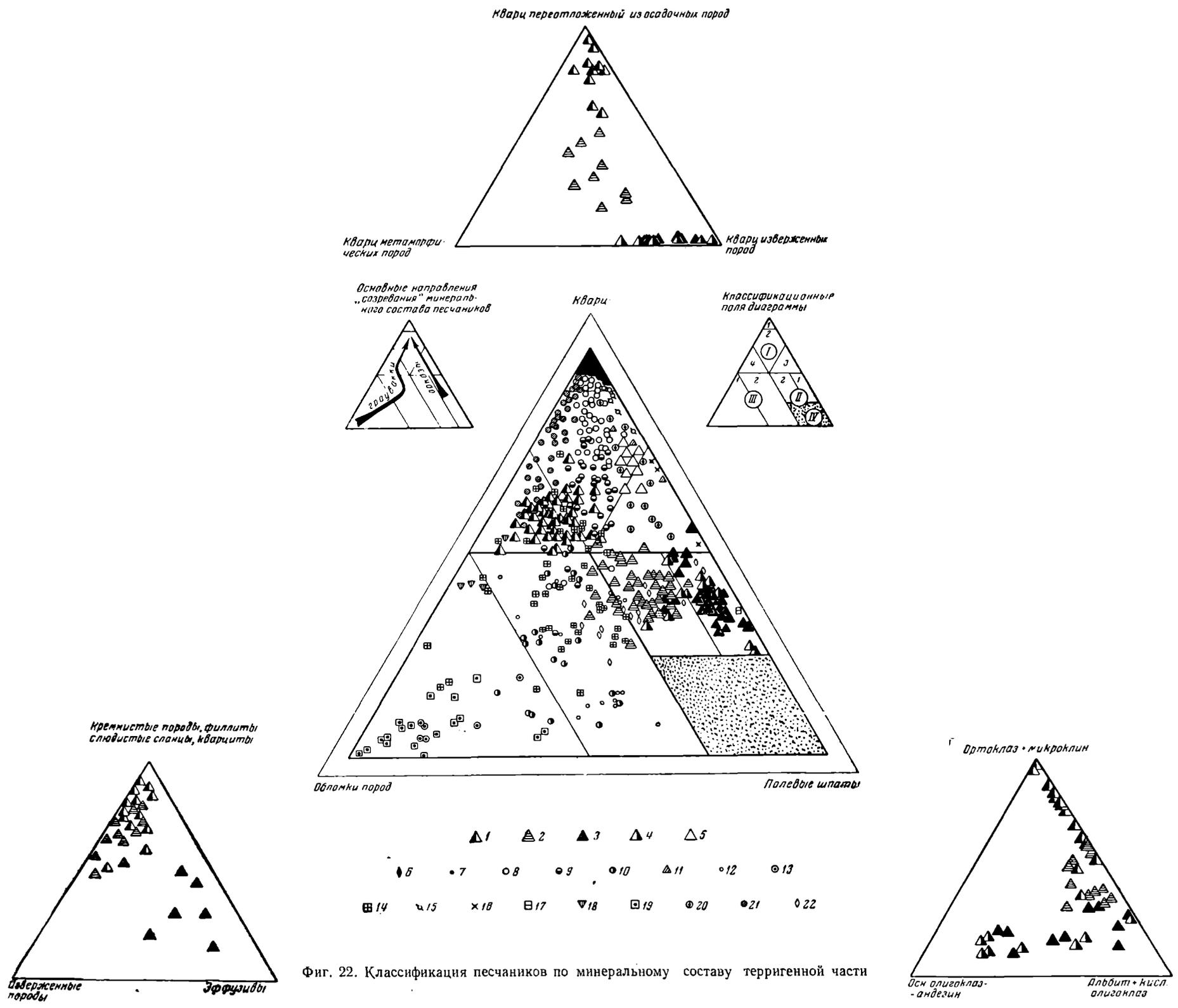
Иную картину дают аркозы. Крупнокристаллическое строение материнских пород как бы предопределяет их первичную отсортированность. Наличие глинистого вещества в аркозах может быть результатом либо выветрелости материнских образований, либо следствием эпигенетического разрушения некоторых обломочных минералов (например, слюд) уже в самих песчаниках.

Из сказанного выше ясно, какую *разную значимость* имеет глинистое вещество в граувакках и аркозах и как неверно класть этот признак (помимо уже упоминавшихся выше причин) в основу классификации песчаников, как это делают некоторые американские литологи.

В табл. 29 приводится схема расчленения песчаников в пределах трех главных семейств.

Таблица 29
Классификация песчаников по минеральному составу

Семейство кварцевых песчаников (кварц >50%)		Семейство аркоз (кварц <50%, обломки пород <25%)	Семейство граувакк (кварц <50%, обломки пород >25%)
Мономинеральные кварцевые песчаники (кварц >90%, полевые шпаты + обломки пород <10%)		Собственно аркозы (обломки пород <10%)	Собственно граувакки (обломки пород >50%)
Олигомиктовые песчаники (кварц 50—90%)	Олигомиктовые кварцевые песчаники (обломки пород <25%, полевые шпаты <25%)		
	Аркозово-кварцевые песчаники (обломки пород 0—25%, полевые шпаты 25—50%)	Граувакковые аркозы (обломки пород 10—25%)	Полевошпатовые граувакки (обломки пород 25—50%)
	Граувакково-кварцевые песчаники (обломки пород 25—50%, полевые шпаты 0—25%)		



Фиг. 22. Классификация песчаников по минеральному составу терригенной части

Классификационные поля диаграммы: I — семейство кварцевых песчаников: 1 — мономинеральные кварцевые; 2 — олигомиктовые кварцевые; 3 — аркозово-кварцевые; 4 — граувакково-кварцевые. II — семейство аркоз. 1 — собственно аркозы; 2 — загрязненные граувакковые аркозы. III — семейство граувакк. 1 — собственно граувакки; 2 — полевошпатовые граувакки. IV — «Пустое поле». Условные обозначения: (1—5) — отложения Западного Верхоянья и Вилюйской впадины. 1 — нижнеюрские; 2 — верхнеюрские; 3 — нижнемеловые (Cr₁); 4 — нижнемеловые (Cr₁); 5 — верхнемеловые; 6 — нижний карбон Подмосковной котловины; 7 — рифейские отложения юго-востока Русской платформы; 8—10 — продуктивная толща Азербайджана; 8 — Апшеронский полуостров; 9 — Кобыстан; 10 — Прикуринская депрессия; 11 — средний карбон Донбасса; 12 — миоцен Куринской депрессии; 13 — сармат Эльдарской степи; 14 — девон Тувинского прогиба; 15 — нижний девон юго-востока Русской платформы; 16 — рифей юго-запада Русской платформы; 17 — тмшичевые аркозы (по Петтиджону, 1957); 18 — типичные субграувак и (по Петтиджону, 1957); 19 — Средний карбон Караганды; 20 — аркозовые песчанники мела и палеогена Венесуэлы (по Анделу); 21 — граувакковые песчанники мела и палеогена Венесуэлы (по Анделу); 22 — юрские отложения Тувы.

Примечание: знаки 6—7 в верхнем углу центрального треугольника слились.

Остановимся коротко на генетической характеристике отдельных типов в пределах каждого семейства. Семейство аркоз и граувакк представляют типы песчаников, наиболее близкие к первичным материнским породам.

В пределах семейства аркоз выделяются собственно аркозы (обломков пород меньше 10%) — породы, образовавшиеся чаще всего за счет непосредственного разрушения полнокристаллических образований и граувакковые (загрязненные), аркозы (обломков пород до 25%), в которых имело место смешение разнородного первичного материала. К собственно аркозам относятся песчаники нижнего мела Приверхоянья и юго-востока Вилюйской впадины, нижнекаменноугольные песчаники северо-западного крыла Русской платформы и др. Для всех них характерно высокое содержание полевых шпатов (40—70%). К граувакковым аркозам относятся песчаники верхнеюрского возраста Вилюйской впадины и Западного Верхоянья, юрские породы Тувы и др.

В семействе граувакк также выделяются два типа: собственно граувакки (обломков пород больше 50%) и полевошпатовые граувакки. Как это можно видеть из диаграммы (см. фиг. 22), собственно граувакки встречаются относительно редко, причем они могут отличаться значительным разнообразием состава основного обломочного компонента — обломков пород.

К собственно грауваккам относятся силурийские и нижнедевонские песчаники Тувинского прогиба, основным компонентом которых являются обломки порфиритов, некоторые песчаники продуктивной толщи Прикуринской низменности (Азербайджан), песчаники угленосной толщи Караганды, третичные отложения Сахалина и некоторые другие.

Значительно более «заполненным» является поле полевошпатовых граувакк, связанных постепенным переходом с граувакковыми аркозами. К этому типу пород принадлежит большинство девонских и силурийских пород Тувинского прогиба, многие третичные песчаники юго-восточного Кавказа и др. В правую (наиболее полевошпатовую) часть этого поля попадают некоторые песчаники верхнеюрских отложений Вилюйской впадины. Л. Б. Рухиным примерно эта группа пород выделяется под названием аркозо-граувакки. Нам кажется более правильным название полевошпатовая граувакка, так как с генетической точки зрения песчаники данного поля могут равным образом представлять как породы, образовавшиеся в результате смешения различных материнских пород, так и измененные первичные граувакки, в которых за счет разрушения менее стойких обломков пород произошло обогащение кварцем и полевыми шпатами. Само же название аркозо-граувакка как бы предопределяет обязательное смешение двух генетически разнотипных групп песчаных пород.

Семейство кварцевых песчаников разделяется на две группы: олигомиктовые песчаники, где содержание кварца равно 50—90%, коэффициент кварцевости от 1 до 9, и мономинеральные, где кварца больше 90% и коэффициент кварцевости больше 9.

Олигомиктовые песчаники подразделены на три типа: 1) аркозово-кварцевые, 2) граувакково-кварцевые и 3) собственно олигомиктовые (или олигомиктово-кварцевые). Через поля аркозово-кварцевых и граувакково-кварцевых песчаников семейство кварцевых песчаников связывается постепенным переходом с семействами аркоз и граувакк. Из диаграммы (фиг. 22) ясно видно, что песчаники, относящиеся к аркозово-кварцевым (кварца более 50%, обломков пород 0—25%), являются продуктами переработки собственно аркоз, в которых за счет разрушения части полевых шпатов произошло обогащение кварцем.

То же относится к граувакково-кварцевым песчаникам, и хотя обломки пород представлены в них главным образом кремнистыми образо-

ваниями, а другие обломки встречаются в подчиненном количестве, но их ясная генетическая связь с семейством граувакк не вызывает сомнений. К этому типу пород относятся песчаники верхнетриасовых и нижнеюрских отложений Верхоянья и некоторые другие.

Олигомиктово-кварцевые или собственно олигомиктовые песчаники являются, вероятно, одними из наиболее распространенных среди терригенных пород. (Песчаники продуктивной толщи Апшерона, нижнекаменноугольные песчаники Донбасса, многие девонские породы Русской платформы и др.) Характерный облик этих пород определяется высоким содержанием кварца (обычно выше 60—65%) и примерно равным соотношением обломков пород (которые в основном представлены кремнистыми частицами) и полевых шпатов (главным образом калиевых, реже альбита и олигоклаза. Эти песчаники формируются в результате переотложения обломочного материала в течение нескольких седиментационных циклов. В них естественно имеет место смешение обломочного вещества первично-аркозового и первично-грауваккового происхождения, причем и от того, и от другого сохраняются лишь наиболее устойчивые компоненты. Описываемый тип песчаников является переходным к мономинерально-кварцевым породам, где содержание примеси полевых шпатов и кремнистых обломков не превышает 10%.

Мономинерально-кварцевые песчаники характеризуют заключительную стадию минералогической зрелости обломочного материала в зоне осадкообразования. Формирование их идет как бы за счет двух линий развития первичного обломочного материала двух разнотипных групп пород — аркоз и граувакк. Интересно отметить, что как в олигомиктово-кварцевых песчаниках, так и в мономинерально-кварцевых породах иногда можно проследить эти две линии и установить первично «аркозовое» или первично «граувакковое» происхождение обломочного материала. Так, например, в некоторых девонских песчаниках Русской платформы, в некоторых песчаниках Донбасса и фукоидных песках среднего кембрия Ленинградской области явно проступает их первично «аркозовое» происхождение. Примером первично «грауваккового» происхождения могут служить палеоценовые и эоценовые песчаники Западной Венесуэлы (см. фиг. 22).

Приведенная классификационная схема позволяет определить в самых общих чертах генетический тип песчаников с точки зрения происхождения обломочного материала, но не может дать непосредственного представления о составе и характере материнских пород. Для этого необходимо иметь более точное суждение о типе обломков пород, составе полевых шпатов, а в ряде случаев и кварца, т. е. перейти от общих количественных соотношений главнейших компонентов к их детальной характеристике. Особенно это важно для пород полимиктового состава аркоз и граувакк.

Для этой цели каждый угол основной треугольной диаграммы (см. фиг. 22) как бы разворачивается в дополнительный «дочерний» треугольник, углы которого характеризуют важнейшие типы рассматриваемого компонента. Так отдельно строится треугольник состава полевых шпатов, в полюсах которого располагаются: калиевые полевые шпаты, Na-плагиоклазы и Ca-Na-плагиоклазы (выше № 20); отдельно строятся треугольники типов кварца и типов пород. При этом, если компоненты треугольника полевых шпатов остаются чаще всего постоянными¹, то для обломков пород (а отчасти и кварца) выбранные компоненты могут меняться в зависимости от типа пород, с которыми имеет

¹ Это относится к полимиктовым породам. В песчаниках, относящихся к семейству кварцевых, Ca — Na-плагиоклазы, как правило, отсутствуют, и полюсами диаграммы полевых шпатов удобно выбирать ортоклаз, микроклин и кислые плагиоклазы.

дело исследователь. Например, для граувакк полюсами «дочернего» треугольника в общем случае можно брать осадочные, метаморфические и изверженные породы, но такое подразделение не обязательно. Например, если преобладают вулканогенные обломки и именно их характеристика представляет наибольший генетический интерес, то в качестве полюсов могут быть выбраны отдельные типы последних и т. д.

Точная характеристика основных компонентов, полученная из совокупности дополнительных «дочерних» треугольников, достаточно подробно охарактеризует вещественный состав песчаника и его материнских пород. Дополнительные сведения о характере материнских пород дадут акцессорные минералы.

В наименование песчаника вводится характеристика только того компонента, который определяет тип породы (т. е. для аркоз основной тип полевого шпата, для граувакк — основной тип обломков пород). Так, например, нижнемеловые песчаники Приверхоянского прогиба представлены андезин-олигоклазовыми или альбит-олигоклазовыми аркозами.

Характерными представителями верхнеюрских песчаников этого же района являются граувакковые, микроклиново-альбитовые аркозы; среди нижнеюрских пород преобладают граувакково-кварцевые песчаники с обломками метаморфических пород и т. д.

ХАРАКТЕРНЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ И ИХ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ В РАЗРЕЗЕ И НА ПЛОЩАДИ

Выделяется пять важнейших минеральных ассоциаций, в основу выделения которых положен генетический тип обломочного материала. Внутри каждой ассоциации могут быть выделены более дробные минералогические комплексы, которые будут различаться либо по составу аутигенных минералов (что характерно для пород с первично-однородным составом обломочных минералов, но формировавшихся в разных структурных областях), либо по некоторой специфике терригенных компонентов. Последняя может определяться не только разницей в составе материнских образований, но и, как покажет дальнейшее изложение, процессами эпигенетической переработки пород.

Ассоциация граувакково-кварцевых песчаников

(Байлыкский тип, табл. XXVIII, 1)

Распространение и состав

Наиболее ярко данная ассоциация представлена в отложениях нижней половины байлыкской серии ($T_3 - J_1^1$) (укугутская свита юго-востока платформы и градыгская и сородогинская свиты Верхоянья). Для нее характерно содержание кварца от 50 до 66%, полевых шпатов 12—26%, обломков пород от 15 до 37%. Наиболее распространенным типом кварца является переохлажденный (60—83%). Содержание удлиненного метаморфического кварца колеблется от 5 до 25%, а кварца изверженных пород от 5 до 20% (см. фиг. 3). Полевые шпаты представлены главным образом калиевыми разностями, составляющими 60—85% от общего состава этой группы. Среди них доминирует ортоклаз (40—60%); содержание микроклина не более 20—25%. Калиевые полевые шпаты обычно не несут следов разложения. Плаггиоклазы представлены кислым олигоклазом (№ 11—20) и несколько менее распространенным альбитом (№ 0—5), составляющими в сумме от 15 до 40%. Более высокое содержание и относительная свежесть плаггиоклазов характерны для песчаников градыгской и сородогинской свит Верхоянья. Обломки пород на

60—80% представлены кремнистыми частицами и обломками микрозернистых кварцитов. Реже встречаются обломки филлитов и слюдисто-кварцевых сланцев (5—20%), кислые эффузивы (0—20%) и единичные обломки микропегматитов, мирмекитов и т. д. Слюды встречаются в небольшом количестве и представлены биотитом и мусковитом (см. фиг. 7).

В составе акцессорных минералов песчаников градыгской и сородогинской свит Верхоянья, по сравнению с укугутской, так же как в составе плагиоклазов, наблюдаются некоторые различия. Для первых характерно присутствие циркона (часто несущего следы некоторой окатанности), турмалина (бурые и синие шерлы), рутила и лейкоксена, раскристаллизованного в анатаз и брукит.

Для вторых, наряду с цирконом и турмалином, представленным бурым шерлом и дравитом, обильно встречается характерный розовый и бесцветный гранат с крупным включением ($N = 1,790—1,812$) и иногда дистен и ставролит.

Аутигенные и глинистые минералы различны в породах платформенной и геосинклинальной областей. Перечислим важнейшие из них.

Геосинклиналь

1. Кварц и альбит в виде регенерационных каемок на обломочных зернах. Происхождение — растворение зерен под давлением и переотложение вещества.

2. Глинистые минералы — хлорит, диоктаэдрическая гидрослюда. Происхождение — переработка в эпигенезе первичного глинистого вещества и биотита при участии фемических минералов и полевых шпатов.

Платформа

1. Анкерит, реже кальцит и сидерит. Происхождение — в диагенезе и эпигенезе (?) за счет переработки биотита, первичного глинистого вещества и обломочных фемических минералов (?).

2. Глинистые минералы — каолинит, гидрослюды, хлоритовый минерал и монтмориллонит. Происхождение — переработка в диагенезе первичного глинистого вещества и биотита. Частично обломочные.

Характерные черты ассоциации

1) Значительное содержание кварца, среди которого преобладает переотложенный тип; многие зерна имеют неравномерное облачное угасание. Первая особенность свидетельствует о том, что основная масса обломочного материала участвовала ранее в седиментационном процессе; вторая, — что материал в значительной степени заимствован из пород, подвергшихся динамическому метаморфизму.

2) Обилие свежих калиевых полевых шпатов (часто с микропертиновой структурой), а в Верхоянье и кислых плагиоклазов, говорящее об относительной свежести материала и отсутствии сколько-нибудь значительного выветривания в области источников сноса. Это подтверждается также присутствием граната — минерала, легко разрушающегося при поверхностном выветривании.

3) Наличие (в платформенных разрезах) граната, дистена и ставролита — типичной ассоциации кристаллических сланцев средней и высшей степени метаморфизма и ассоциации — циркона, турмалина, рутила — типичной для гранитоидных пород.

4) Наличие среди слюдистых минералов биотита и мусковита.

5) Отсутствие фемических минералов и кальциево-натриевых плагиоклазов.

Возможные материнские породы

Анализ состава обломочного материала дает основание считать, что наиболее вероятными материнскими образованиями являлись главным образом породы протерозойского метаморфического комплекса, отсутствующего в настоящее время в восточной части Алданского щита, но

широко развитые в более западных районах. Слагающие комплекс породы — в различной степени метаморфизованные филлитовые, кремнистые, кварцево-полевошпатовые, кварцево-слюдистые, ставролитовые, гранатовые и другие сланцы, прорванные гранитами, могли дать материал, очень близкий по составу к описанной выше ассоциации.

Е. М. Лазько (1956), детально описавший породы протерозойского комплекса, отмечает частую сохранность осадочного габитуса зерен кварца в различных сланцах и кварцитах. Кварц многих материнских пород обнаруживает слабую катаклазированность, — волнистое, изредка мозаичное угасание, что свойственно также кварцу описываемой ассоциации.

Полевые шпаты в кварц-полевошпатовых сланцах протерозоя представлены в основном калиевыми разновидностями; в многочисленных кварцево-плагиоклазовых сланцах номер плагиоклазов меняется от альбита (0—5) до олигоклаза — андезина (27—34); более основные плагиоклазы встречаются лишь в диабазах и существенной роли среди материнских образований не играют. Судя по описанию протерозойских пород, среди плагиоклазов наиболее распространен олигоклаз (№ 20—23), что совпадает с более его высоким содержанием и в описываемой обломочной ассоциации.

Следует, однако, отметить, что очень высокое содержание калиевых полевых шпатов в обломочной ассоциации, при доминирующей роли ортоклаза, дает основание предположить, что разрушению в какой-то мере подвергались и более древние породы архея, весьма богатые калиевыми полешпатами (Д. С. Коржинский, Ю. К. Дзевановский и др.).

Это же подтверждается изучением гранатов, давшим весьма показательные результаты. По материалам Е. Н. Лавренко и Е. М. Лазько (1958, 1954), гранаты протерозойских и архейских пород имеют характерные отличия. Первые относятся к альмандин-пироповому ряду, имеют показатель преломления $N = 1,802—1,817$ и иногда $1,790—1,796$ и очень типичную «ситовидную» структуру, обусловленную прорастанием многочисленными крупными включениями. Для гранатов архейских пород включения не характерны, а показатель преломления, как правило, значительно ниже ($N = 1,780—1,802$). В породах укугутской свиты наиболее распространен первый тип гранатов, второму же принадлежит сравнительно небольшая роль (см. фиг. 10 и табл. 11). В лежащих выше породах чечумской серии наблюдается обратное соотношение типов граната, что легко согласуется с более поздним интенсивным вскрытием эрозией архейских пород.

Наконец, типичной особенностью пород протерозойского комплекса является широкое, наряду с биотитом, распространение мусковита. Для архейских образований характерен биотит при очень малом участии мусковита (Коржинский, 1939).

Как уже отмечалось, одновременное присутствие обломочного мусковита и биотита является важной чертой, свойственной только байлыкской обломочной ассоциации. Выше по разрезу мусковит практически исчезает.

Помимо протерозойских образований, в составе источников сноса известная роль могла принадлежать пермским терригенным отложениям, распространенным в то время на юго-востоке значительно шире современной границы их развития (Шутов, 1958).

Присутствие некоторых характерных минералов пермских пород — синий турмалин, хлоритоид, пирротин — отмечается в описываемой ассоциации в Верхоянье. Правда, следует иметь в виду возможность их появления в осадках непосредственно за счет материнских пород, так как Алданский массив служил основным источником обломочного материала как в пермское, так и в юрское время.

Обращает внимание почти полное отсутствие в составе ассоциации фемических минералов — роговых обманок, моноклинных пироксенов, плагиоклазов более основных, чем кислый олигоклаз (№ 20), и некоторых других минералов (кордиерита, андалузита), имеющих значительное распространение среди протерозойских сланцев. Все эти минералы относятся к группе нестойких компонентов, встречающихся в осадочных породах значительно реже и в меньших количествах, чем так называемые стойкие минералы (см. гл. VII). Отсутствие их связано с процессами видоизменения первичного обломочного материала за счет естественного отбора — уничтожения нестойких компонентов и накопления стойких.

Частично этот процесс мог иметь место еще в стадии выветривания материнских пород, предшествовавшую общим поднятиям в триасе. Возможно, что и повышенное содержание кварца отчасти связано в данной ассоциации с некоторым обеднением полевошпатовой группы и преимущественным сохранением в ее составе наиболее устойчивых калиевых разновидностей. Однако влияние этого процесса не могло быть сколько-нибудь значительным, о чем свидетельствует общее высокое содержание и свежесть полевых шпатов, присутствие граната — минерала малоустойчивого при поверхностном выветривании и др.

Очевидно, исчезновение нестойких минералов наблюдалось главным образом в эпигенезе и диагенезе. Свидетельством этому могут служить характерные «зубчатые» формы зерен дистена, ставролита, ступенчатые грани граната; единичные зубчатые зерна роговой обманки, встречающиеся спорадически в составе ассоциации, возможно, могут служить указанием на значительно более широкое первоначальное распространение этого минерала.

Автором было установлено, что процесс внутрислойного растворения фемических минералов может весьма существенно сказываться на составе аутигенных минералов в породе (Коссовская, 1954). Так, при изучении терригенных пород продуктивной толщи Азербайджана была установлена взаимозависимость присутствия магнезиального глинистого минерала типа сепиолита от наличия пироксенов с характерными зубчатыми формами растворения.

В данной ассоциации наблюдается близкое явление. Очень высокое содержание железа и отчасти магния в ариллитах Верхоянья трудно объяснить иначе, как «использованием» железа растворенных в эпигенезе фемических минералов. В породах платформы возможно аналогичное происхождение части железистых карбонатов.

Ассоциация микроклин-альбитовых граувакково-аркозовых песчаников

(Чечумский тип, табл. XXVIII, 2)

Распространение и состав

Характерным примером данной ассоциации являются песчаники чечумской серии с содержанием кварца 30—50%, полевых шпатов 25—48% и обломков пород 10—25%. Кварц представлен всеми тремя разновидностями — переотложенной, метаморфической и изверженной, присутствующими примерно в равных количествах (см. фиг. 3). Состав полевых шпатов заметно меняется за счет возрастания роли плагиоклазов, которые составляют половину или более от общего состава полевых шпатов. Меняется и видовая характеристика полевых шпатов: альбит и кислый олигоклаз составляет в сумме 40—50%, около 10—12% падает на долю основного олигоклаза (№ 21—30), среди калиевых полевых шпатов доминирующая роль переходит к микроклину. Полевые шпаты, как

правило, довольно свежие (особенно в Верхоянских разрезах) и обнаруживают заметную разложенность лишь в подошве угольных пластов. Слюды встречаются в значительном количестве (до 5%) и представлены почти исключительно зеленовато-бурым биотитом с $Ng = 1,618—1,630—1,633—1,642$ и небольшим количеством оксилепидомелана ($Ng = 1,718—1,727$; $2V = 40^\circ$).

Состав аксессуарных минералов весьма постоянен. Это в основном прозрачные розовые или бесцветные гранаты обычно без включений ($N = 1,795—1,802$), цирконы, среди которых преобладают призматические, прекрасно ограненные, умеренно-вытянутые или столбчатые кристаллы, апатит, иногда сфен и ильменит (фиг. 23).

Аутигенные минералы, так же как в первой ассоциации, различны в породах платформы и прогиба.

Прогиб

1. Кварц и очень редко альбит в виде регенерационных каемок, но чаще в порах (структуры «припая»); происхождение — перекристаллизация глинистого вещества с выделением избытка SiO_2 в виде кварца; в меньшей степени — растворение зерен под давлением и переотложение.

2. Глинистые минералы — диоктаэдрическая слюда, хлорит; происхождение то же, что в первой ассоциации.

3. Анкерит, реже сидерит; происхождение то же, что в первой ассоциации.

Переход первой ассоциации во вторую довольно постепенен и фиксируется в отложениях морской (J_1^{2+3}) и средней юры, где наблюдается смешение первой и второй ассоциации, но различия между ассоциациями в тех отложениях, где они представлены в своем «чистом виде», т. е. в породах нижней половины байлыкской и в чечумской сериях, весьма определены.

Платформа

1. Глинистые минералы — обломочная триоктаэдрическая гидрослюда, хлористоподобный минерал, монтмориллонит, каолинит, следы диоктаэдрической гидрослюды; происхождение — стадийное изменение в диагенезе триоктаэдрических гидрослюд и биотита.

2. Анкерит, сидерит; происхождение то же, что в первой ассоциации.

Характерные черты ассоциации

1) Преобладание кварца кристаллических сланцев и изверженных пород.

2) Высокое содержание полевых шпатов, среди которых главная роль принадлежит решетчатому микроклину, альбиту и кислому олигоклазу. Свежий характер полевых шпатов, свидетельствующий об отсутствии процессов выветривания материнских пород.

3) Значительное содержание зеленовато-бурого биотита и оксилепидомелана при почти полном отсутствии мусковита.

4) Бедная и характерная ассоциация аксессуарных минералов (циркон, гранат, апатит, сфен, ильменит, иногда единичные зерна-силлиманита), свойственная гранитоидным породам и кристаллическим сланцам высокой степени метаморфизма. Циркон чаще всего призматический, не окатанный с габитусом, характерным для гранитов, гранодиоритов и диоритов; апатит — округлые, как бы оплавленные зерна и хорошо ограненные кристаллы; гранат, сфен и ильменит — неправильные зерна без следов окатанности.

Возможные материнские породы

Анализ обломочного материала второй ассоциации говорит о ведущей роли в составе материнских образований кристаллических сланцев высокой степени метаморфизма и гранитоидных пород. Таковым, очевидно,

но, являлся комплекс кристаллических пород архея Алданского щита, прекрасно описанный в классических работах Д. С. Коржинского (1933—1944), позднее изучавшийся Ю. К. Дзевановским (1946₁), М. Е. Лазько (1956) и др. Согласно Д. С. Коржинскому, описываемый комплекс «... примерно поровну состоит из гранитов, мигматитов и кристаллических сланцев (гнейсов), тесно перемежающихся между собой». Среди кристаллических сланцев обычны биотитовые, биотитово-гранатовые, гиперстеновые, роговообманковые, диопсидово-плагиоклазовые и др. В нижней части комплекса (иенгерская свита) широко распространены различные кварциты и кварцито-гнейсы, широко развиты кислые магматические породы, представленные гранитами, гранито-гнейсами, гранито-пегматитами, темноцветный компонент которых представлен биотитом. Д. С. Коржинский подчеркивает, что в связи с повышенной щелочностью архейских гранитов последние почти никогда не содержат мусковита. Реже встречаются роговообманковые диопсидовые гнейсы, гранодиориты и сиениты.

Сравнение состава обломочного материала описываемой ассоциации с кристаллическими породами архея может базироваться на двух положениях. Первое — это общее сходство породообразующих и акцессорных компонентов обломочной ассоциации и материнских пород по их морфологии, составу и количественным соотношениям. Второе — это некоторые специфические особенности минералов, улавливаемые как в материнских породах, так и в обломочной ассоциации.

К числу признаков первой группы могут быть отнесены.

1. Специфическая форма зерен кварца, примерно на треть представленных вытянутыми уплощенными обломками, типичными для кристаллических сланцев (табл. I, 4, 5). Другая треть зерен имеет характерный облик «гранитного кварца»; это неправильные изометричные зерна, трещиноватые, иногда прозрачные, но чаще с мельчайшими включениями жидкости или газа, группирующимися в виде полос, или крупными включениями слюды, циркона и др. Третья группа представлена тем же перетолженным кварцем, что доминировал в первой ассоциации, и генетически, очевидно, связана с теми же породами протерозоя.

Среди ортоклаза в обломочной ассоциации встречаются как чистые разности, свойственные сланцам и гнейсам материнских пород без следов мигматизации, так и микропертитовые ортоклазы с веретенообразными вростками плагиоклазов, свойственные мигматитам.

Среди плагиоклазов кристаллических сланцев, судя по описаниям, наиболее распространены олигоклаз, олигоклаз-андезин и андезин (№ 20—35, несколько реже до № 40—45). Альбит довольно редок, так же как и более основные плагиоклазы (до № 50—70). Последние приурочены чаще всего к некоторым пироксено-плагиоклазовым сланцам.

В составе плагиоклазов обломочной ассоциации и материнских пород наблюдается некоторое несоответствие. В обломочной ассоциации доминирует олигоклаз и олигоклаз-андезин (№ 20—30), в сумме составляющие около 30% от общего состава полевых шпатов; значительная роль принадлежит альбиту (около 20%), более основные разности отсутствуют.

По-видимому, здесь несомненно имело место обогащение кислыми плагиоклазами за счет уменьшения роли более основных. Не исключена возможность, что частично шел процесс альбитизации основных плагиоклазов, тем более, что среди альбитов наблюдаются удивительно чистые водянoproзрачные разности.

3. Состав акцессорных минералов — циркон, апатит, сфен, иногда рутил, ильменит — очень характерен для кристаллических сланцев и магматических пород архейского комплекса.

Представителями второй группы минералов, позволяющими устанавливать непосредственную связь между обломочной ассоциацией и материнскими породами, как бы «узнавать» присутствующие здесь и там компоненты, являются гранат и биотит.

Гранат, доминирующий в породах чечумской серии (от 56 до 80% от общего состава гранатов), представлен главным образом розоватыми или бесцветными прозрачными оскольчатыми зернами, не содержащими крупных включений. По соотношению показателей преломления и удельного веса он относится к группе пиропы — альмандина (Винчелл, 1949). Светопреломление основной группы гранатов описываемой ассоциации ниже, чем гранатов первой ассоциации и колеблется от $1,780 < N < 1,802$. Гранаты с таким показателем преломления и отсутствием крупных включений, придающих минералу «ситовидный» облик, свойственны, по данным Е. И. Лавренкова и Е. М. Лазько, главным образом архейским породам. Гранаты с более высоким светопреломлением и «ситовидной структурой», более типичные для протерозойских пород, в описываемой ассоциации составляют не более 3—17%.

Второй показательной особенностью ассоциации чечумской серии является высокое содержание биотита при ничтожном количестве, а иногда и отсутствии мусковита. Выше уже упоминалось, что биотит является одним из распространеннейших пороодообразующих компонентов архейских кристаллических сланцев и гранитов, в то время как мусковит крайне редок. Оптические константы обломочного биотита чечумской ассоциации и материнских пород близки. В подавляющем большинстве это зеленовато-бурый, реже коричневый биотит с $N_g - N_m = 1,630 - 1,646$; $2V = 0^\circ$ или малый. В архейских сланцах встречаются и более железистые биотиты с $N_g - N_m = 1,662$ и выше; среди обломочной ассоциации они встречены не были, что, вероятно, связано с некоторой выветрелостью и понижением светопреломления биотита в осадочных породах. Примечательно присутствие оксилепидомелана с $N_g = 1,718 - 1,726$; $N_r = 1,630 - 1,638$; $2V = 40^\circ$. Д. С. Коржинский (1939) упоминает о присутствии лепидомелана в архейских породах, но оптических констант его не приводит. Он упоминает о гиперстеновых гнейсах, где был встречен биотит с большим углом оптических осей $2V = 30 - 36^\circ$; показатели преломления не приводятся. Такой большой угол оптических осей совершенно не свойственен биотиту и вероятнее всего данный минерал относился к группе оксилепидомелана.

В описываемой ассоциации, так же как и в первой, практически отсутствуют темноцветные минералы (кроме биотита), так же как и плагиоклазы, более основные, чем олигоклаз № 30. В то же время среди материнских пород широко распространены гиперстеновые, диопсидовые, реже роговообманковые гнейсы. В обломочной ассоциации гиперстен и диопсид отсутствуют полностью, роговая обманка встречается эпизодически в виде единичных зерен.

Так же как и в первой ассоциации, приходится допустить исчезновение нестойких компонентов в течение процесса осадочного пороодообразования. Однако создается впечатление, что роль темноцветных минералов была не очень велика, что и обусловило их столь полное исчезновение в осадочных породах (в особенности относительно более стойкой роговой обманки). Невысокое содержание аутигенного хлорита в составе аргиллитов и глинистого цемента песчаников Приверхоянья подтверждает преимущественно лейкократовый состав материнских пород.

Ассоциация олигоклаз-андезиновых аркозовых песчаников

(Сангарский тип, табл. XXVIII, 4)

Распространение и состав

Данная ассоциация широко представлена в песчаниках сангарской серии Приверхоянского прогиба, центральной и восточной частей Виллюйской впадины. По составу обломочных компонентов она характеризует типичные аркозы с содержанием кварца от 50 до 34%, полевых шпатов от 43 до 68% и обломков пород от 1 до 10%.

Среди кварца доминирующая роль принадлежит неправильным зернам часто катаклазированного «изверженного» кварца (61—85%), второе место занимает удлиненный пластинчатый кварц сланцев (8—37%) и третье — прозрачный округлый, как бы оплавленный кварц гранулитового типа. Кварц переотложенного типа отсутствует или встречается в отдельных образцах, не превышая 1—2%.

Состав полевошпатовой ассоциации своеобразен. В песчаниках платформы с глинистым цементом доминирующая роль принадлежит олигоклазу (чаще всего № 20—30), составляющему до 40—55% от общего состава полевых шпатов, и андезину (№ 31—45), количество которого достигает 20—25%. Содержание калиевых полевых шпатов обычно не превышает 20% и наименьшая роль падает на долю альбита.

Для кристаллов альбита характерно присутствие мельчайших включений эпидота, цоизита, серицита и иногда кальцита, придающих им специфическую «ситовидную» структуру.

В разрезах Приверхоянья песчаники с неизменным глинистым цементом довольно редки и встречаются только в верхних горизонтах сангарской серии. Состав полевошпатовой ассоциации в них такой же, как и в песчаниках платформы. Однако в подавляющем большинстве нижнемеловых песчаников Приверхоянья в большем или меньшем количестве присутствует ломонтитовый цемент. При этом общее высокое содержание полевых шпатов в породах остается примерно постоянным, но состав полевошпатовой ассоциации резко меняется.

Выше мы уже останавливались на четкой зависимости между содержанием ломонтитового цемента и составом плагиоклазов (см. фиг. 6). При содержании ломонтита в породе более 20—25%, андезин, а часто и основной плагиоклаз (№ 20—30), оказываются нацело уничтоженными, а количество альбита увеличивается до 40—45%. Чем меньше содержание ломонтита в породе, тем более основной характер имеет плагиоклазовая ассоциация.

Указанный пример является наглядной иллюстрацией взаимозависимости аутигенных и обломочных компонентов и возможности реконструирования первичного состава обломочного материала путем «снятия» новообразований.

Редкие обломки пород в описываемой ассоциации представлены микропегматитами, мирмекитами, кварцитами, часто с удлиненно-шестоватыми развальцованными зернами кварца и обломками преимущественно кислых эффузивов. Последние играют заметную роль только в разрезах широтного участка Приверхоянья.

Весьма обилен в ассоциации биотит, содержание которого составляет иногда до 15—20% от общего состава пород. Биотит представлен зеленовато-бурыми и светло-коричневыми пластинками, иногда с сагенитовой сеткой. Очень характерен ярко-коричневый чешуйчатый биотит со специфическим лепестковым угасанием. Оптические константы минерала близки к биотитам чечумской ассоциации.

Состав аксессуарных минералов очень специфичен. Доминирующая роль принадлежит минералам группы эпидота, составляющим до 55—60% от общего состава тяжелой фракции, содержание которой повышается от сотых и десятых долей процента в первой и второй ассоциациях до 1—2% в описываемой.

Группа эпидота представлена главным образом фистацитом (65—85%) разнообразной окраски от фисташково-зеленой до бесцветной, с варьирующими в широких пределах оптическими свойствами с $Ng' = 1,737—1,760$; $2V = 72—73^\circ$. В меньшем количестве встречается клиноцоизит (до 35—15%) $cNg' = 1,740—1,737$; $Np = 1,720—1,718$; $2V = 80—84^\circ$. Цоизит присутствует в виде редких зерен; очень характерно наличие единичных таблитчатых обломков ортита.

Вторым по распространенности минералом является сине-зеленая, реже буровато-зеленая роговая обманка ($Ng = 1,682—1,674$; $Np = 1,662—1,654$; $cNg = 16—17^\circ$; $-2V = 72—73^\circ$). В небольшом количестве фиксируется тремолит и актинолит (см. фиг. 12). Распространение амфиболов ограничено верхней половиной сангарской серии (эксеняхская свита). К породам этой же части разреза приурочено максимальное распространение андезина и редкие зерна диопсида ($Ng = 1,717$; $Np = 1,690$; $cNg = 45—50^\circ$; $+2V \approx 60^\circ$).

Казалось бы, такие существенные отличия должны были бы послужить причиной выделения эксеняхского минерального комплекса в самостоятельную ассоциацию, что мы и предполагали первоначально сделать. Однако тождественный характер общего минерального состава пород этих двух свит (см. фиг. 22), отсутствие различий в типах кварца, обломках пород, гранатах и других аксессуарных минералах делают более целесообразным рассмотрение этих двух минеральных комплексов как единой ассоциации. Разница в минеральном составе пород верхней и нижней частей сангарской серии, связанная с исчезновением по мере движения вниз ряда компонентов, определяется, скорее всего, процессами «внутрислойного» растворения неустойчивых минералов. Сильная изъеденность и зубчатые ограничения роговых обманок и пироксенов делают это предположение еще более убедительным (табл. XIX). Вероятнее всего пироксены играли первоначально также довольно существенную роль в составе пород, но как более нестойкие минералы по сравнению с амфиболами, они исчезли из пород ранее, сохранившись лишь в виде реликтовых единичных зерен в верхних частях разреза.

Наиболее характерным представителем аксессуарных минералов являются гранаты, существенно отличающиеся от гранатов лежащих ниже толщ. Представлены они оскольчатыми бесцветными, иногда розовато-бурными зернами, с мельчайшими беспорядочно-расположенными включениями игольчатого минерала с высоким двупреломлением и прямым погасанием (силлиманит?); показатель преломления $N = 1,767—1,780$; удельный вес около 3,94. Содержание данной группы гранатов составляет 53—86% от их общего состава. Остальная часть падает в основном на гранаты, свойственные второй ассоциации (1,780—1,803) и в меньшей степени на «ситовидные» гранаты с $N = 1,793—1,812$.

Гранаты сангарской ассоциации не описаны ни в протерозойских, ни в архейских породах Алданского щита, ни в расположенных южнее кристаллических образованиях Станового хребта. Д. С. Коржинский подчеркивает присутствие в протерозойских породах гроссуляра, минерала «запрещенного» для высокотемпературной ассоциации архейских пород. Однако описанный выше гранат обладает слишком большим удельным весом для группы гроссуляра. Из диаграммы Винчелла (по сочетанию удельного веса и светопреломления гранатов) вытекает, что в указанном

гранате не более 15% принадлежит гроссуляровой молекуле, около 50—55% падает на долю алмандина и остальное — пиропы, т. е., что данный гранат, так же как остальные разновидности, принадлежит к группе пиральспитов.

Следует отметить, что отсутствие гроссуляра среди изученных пород, возможно, связано с его нестойкостью. Гранаты осадочных пород, как правило, относятся к алмандиновой группе. Указания отдельных исследователей на присутствие гроссуляра связаны скорее всего с недоразумением (см. гл. III). Значительно меньшая стойкость гроссуляра по сравнению с алмандином подтверждена нами экспериментально, а Визенейдером (Wiseneder, 1953) специальным сравнительным изучением гранатов осадочных пород.

Из других акцессорных минералов присутствуют сфен, апатит, в большом количестве циркон и магнетит. Любопытно отметить, что среди цирконов преобладают зерна округленной формы (табл. XIV), что, казалось бы, противоречит ярко выраженному «первичному» характеру всех других обломочных компонентов. Однако подобного типа цирконы встречаются и среди изверженных пород (Poldervaart, 1955). Вероятно, их можно рассматривать как свидетельство первично-осадочного происхождения материнских кристаллических пород.

Аутигенные минералы описываемой ассоциации, как и обычно, различны в породах платформы и прогиба.

Пр о г и б

1. Широкое распространение ломонита; происхождение — переработка Са—Na-плагиоклаз в эпигенезе.

2. Кальцит — в составе огромных конкреций, сливающихся в карнизоподобные пласты; происхождение — переработка Са—Na-плагиоклазов в процессе эпигенеза.

3. Кварц, халцедон, иногда опал в центральных участках пор песчаников; происхождение — перекристаллизация первичного глинистого вещества с выделением избытка SiO₂.

4. Глинистые минералы — обильный хлорит с реликтами разбухающего минерала и диоктаэдрическая гидрослюда.

П л а т ф о р м а

1. Ломонит не встречен; иногда присутствует цеолит группы стильбита.

3. Глинистые минералы — чаще всего триоктаэдрическая гидрослюда и хлоритовый минерал, образующие сложные сочетания с монтмориллонитом или разбухающим хлоритом. В подугольных пластах — каолинит.

Х а р а к т е р н ы е ч е р т ы а с с о ц и а ц и и

1) Исключительное распространение кварца кристаллических пород и отсутствие переотложенного.

2) Обилие Са — Na-плагиоклазов (олигоклаз-андезин). Широкое развитие олигоклаза и альбита с «ситовидными» структурами.

3) Массовое распространение в составе пород эпидота и клиноцоизита. В верхней половине сангарской серии столь же широкое развитие роговых обманок; в виде единичных зерен встречается моноклинный пироксен.

4) Очень широкое распространение биотита, переходящего иногда из разряда акцессорных компонентов в породообразующие (до 20% от состава некоторых алевролитов).

5) Характерная и наглядная взаимозависимость между составом обломочных компонентов и аутигенных образований. Она проявляется: а) в изменении состава полевошпатовой группы при развитии ломонитового и кальцитового цемента; б) в высоком содержании хлорита в составе цемента песчаников и аргиллитах, несомненно связанным с разло-

жением обломочных фемических минералов; выразительные формы растворения амфиболов и пироксенов (табл. XIX) как бы наглядно иллюстрируют ход постепенного исчезновения нестойких компонентов в уже сформировавшихся породах.

Возможные материнские породы

Состав обломочных минералов описанной ассоциации свидетельствует об их возникновении за счет непосредственного разрушения кристаллических пород, не подвергавшихся процессам выветривания. Специфической особенностью минералов сангарской серии является то, что здесь ассоциируют высокотемпературные компоненты изверженных или глубоко метаморфизованных пород, такие, как Са — Na-плагиоклазы, сине-зеленая роговая обманка, моноклинные пироксены и другие, с минералами, свойственными низко- и среднетемпературному метаморфизму: эпидот, клиноцоизит, тремолит и очень характерные ситовидные альбиты.

Подобная ассоциация минералов широко развита среди пород архейских и протерозойских образований Станового хребта.

Особенно важным «минералом-индикатором» описываемой ассоциации являются «ситовидные» альбиты, позволяющие установить непосредственную связь между обломочной ассоциацией и материнскими породами. По данным Д. С. Коржинского (1939), «ситовидные» альбиты являются типичнейшими компонентами широко распространенных гнейсоидов Станового хребта, образовавшихся в результате повторного метаморфизма (диафтореза) архейских пород в период древнестановой эрозии.

Гнейсоиды связаны постепенным переходом с высокотемпературными кристаллическими сланцами, среди которых очень широко распространены различные роговообманковые, роговообманково-гранатовые гнейсы и амфиболиты. При образовании гнейсоидов, возникавших путем раздавливания, развальцовывания архейских пород с одновременной перекристаллизацией под действием растворов, многие высокотемпературные минералы оказывались неустойчивыми и распадались, давая начало новым образованиям. Ход этих преобразований показан Д. С. Коржинским. За счет Са — Na-плагиоклазов возникали характерные альбиты с рассеянными включениями эпидота, цоизита, серицита и иногда кальцита¹; роговая обманка распадалась на тремолит, цоизит и хлорит, а диопсид — на тремолит, кальцит и кварц.

Весьма характерными минералами гнейсоидов являются также эпидот, клиноцоизит и светло-коричневый чешуйчатый биотит, иногда с сагенитовой сеткой, образовавшийся за счет видоизменения более высокотемпературных разновидностей. Все эти минералы, вплоть до чешуйчатого светло-коричневого биотита, являются важнейшими членами сангарской обломочной ассоциации.

Интересно отметить еще одну особенность. Выше уже отмечалось очень широкое распространение ортоклаза и микроклина в чечумской и байлыкской обломочных ассоциациях. Последнее объяснялось очень высоким содержанием калиевых полевых шпатов в алданских кристаллических породах архея, служивших главными источниками сноса в юрский период.

¹ Особенно широкое появление альбитов с ситовидной структурой в песчаниках с ломонитовым цементом дает основание предположить, что этот процесс может идти не только во время диафтореза материнских кристаллических пород, но и при эпигенезе осадочных образований, если имеются подходящие условия — в данном случае — несколько повышенные температура и давления, связанные с погружением пород на значительную глубину, равно как и явления стресса.

Сангарская ассоциация бедна калиевыми полевыми шпатами. Это хорошо согласуется со значительно меньшей распространенностью этих минералов в кристаллических сланцах Станового хребта, где они уступают место плагиоклазам, главным образом олигоклазу и андезину; даже в гранитах древнестанового комплекса олигоклаз преобладает над микроклином и ортоклазом, что, по данным Д. С. Коржинского, является их характерным отличием от архейских гранитов.

Суммируя изложенное выше, мы приходим к выводу, что состав сангарской ассоциации очень близок к кристаллическим породам древнестанового комплекса Станового хребта, который, очевидно, и являлся основным источником поступления обломочного материала в меловое время. Следует подчеркнуть существенную роль диафоритов в этом комплексе, наложивших яркий отпечаток на весь состав обломочного материала описываемой ассоциации.

Ассоциация олигомиктово-кварцевых песчаников

(Вилуйский тип, табл. XXVIII, 4)

Распространение и состав. Данная ассоциация распространена в породах вилуйской серии, охватывающих хатырыкскую (Cr_1^{ab}), тимердахскую (Cr_1^2) и линденскую свиты (Cr_2^2); наиболее выразительно она представлена в песчаниках линденской свиты, описанных В. И. Муравьевым.

Для ассоциации характерно: высокое содержание кварца — 65—80%, полевых шпатов — 20—30% и обломков пород до 5%. Кварц представлен главным образом переотложенной разностью; зерна его, имеющие обычно неправильную форму, часто несут следы сглаживания острых углов, на некоторых из них заметны регенерационные каемки. Полевые шпаты представлены почти исключительно ортоклазом и микроклином (20—25%), кислые плагиоклазы — редки (0—5%). Столь же небольшая роль принадлежит обломкам пород, среди которых встречаются только кремнистые агрегаты. Слюды составляют около 1—2%; представлены они сильно видоизмененным каолинизированным биотитом; прослеживается гамма постепенных переходов от разложенного гидробиотита к каолиниту, имеющему вид крупных вермикулитовых сростков.

Аксессорные минералы представлены: ильменитом, гранатом, цирконом, турмалином, эпидотом, дистеном, ставролитом, силлиманитом, иногда встречается андалузит. Состав аксесорных минералов наиболее пестр и разнообразен в нижней половине вилуйской серии. Так, распространение эпидота фиксируется в наибольшей степени в восточной части впадины; дистен, ставролит и силлиманит связаны с районом Кемпендяйских дислокаций. Подобное распространение позволяет наметить определенные материнские породы, с которыми было связано отложение осадков вилуйской серии.

При движении вверх состав аксесорных минералов обедняется, а степень каолинизации пород возрастает. Так, по данным В. И. Муравьева, в линденской свите сохраняются лишь ильменит, циркон, турмалин и рутил, но гранат уже исчезает. Зерна гранатов со следами растворения встречены названным автором лишь в составе галек юрских песчаников, обнаруженных в линденской свите в постседиментационный период. Обеднение минерального состава ассоциации верхов вилуйской серии связано с интенсивными процессами каолинизации, которые испытали эти отложения.

Среди аутигенных минералов, естественно, доминирующая роль принадлежит каолиниту. Довольно широко распространен опал. Каолинит

интенсивно развивается по слюдам и полевым шпатам и составляет основную массу цемента песчаников. Опал также встречается в составе цемента; образование его связано с выделением свободного кремнезема, оставшегося в избытке после раскristализации каолинита, формирующегося за счет глинистых минералов цемента и некоторых обломочных компонентов.

Характерные черты ассоциации

1) Высокое содержание кварца, среди которого преобладают переотложенные разности, почти исключительное распространение наиболее устойчивых калиевых полевых шпатов, малая роль обломков пород, представленных только окатанными кремнистыми частицами, говорящее в совокупности о том, что материнскими породами служили главным образом осадочные образования, уже участвовавшие в седиментационном процессе.

2) Некоторая пестрота состава акцессорных минералов в нижних горизонтах вилюйской серии, позволяющая проследить связь описываемой ассоциации с определенными источниками сноса.

3) Участие в составе ассоциации главным образом устойчивых компонентов, значительная каолинизация полевых шпатов и гидрослюд, широкое распространение каолинита в цементе песчаников и глин, свидетельствующее о том, что обломочный материал претерпел существенные изменения и переработку еще в составе материнских образований. Это как бы «подготовило» обломочные минералы к дальнейшим глубоким изменениям, которые были особенно интенсивны в верхней половине вилюйской серии и обусловили бедность видового состава и устойчивый характер минеральной ассоциации линденской свиты (кварц, ортоклаз, ильменит, циркон).

Возможные материнские породы

Минеральный состав вилюйской ассоциации говорит о том, что материнскими породами были главным образом осадочные образования, по-видимому, отложения юры и нижнего мела, площадь распространения которых была, конечно, значительно шире современной. На границе нижнего и верхнего мела область седиментации резко сузилась, локализовавшись в пределах центральных районов Вилюйской впадины. С поднявшихся сооружений Верхоянья и окаймляющих площадей во впадину приносился обломочный материал размывавшихся юрских и меловых отложений. Распределение акцессорных и некоторых породообразующих минералов подчеркивает разнообразный состав материала питающих провинций. Так, в районах, тяготеющих к Верхоянью, для описываемой ассоциации характерно значительное присутствие эпидота и свежих кислых плагиоклазов, появившихся в осадках за счет размыва нижнемеловых отложений.

Максимальное распространение дистена свойственно западным районам впадины. Материнскими породами могли здесь служить отложения табасындской свиты ($T_2^1 - T_3$), установленной Н. М. Чумаковым в районе Кемпендяйских дислокаций, в которых содержание дистена достигает 40—50% состава тяжелой фракции. Повышенное содержание (наряду с дистеном) ставролита, силлиманита и иногда андалузита не исключает, конечно, появления этих минералов и за счет непосредственного размыва протерозойских сланцев.

Гранат и ильменит связаны, очевидно, с размывом верхнеюрских отложений, где эти минералы наиболее обильны.

Ассоциация ортоклазовых граувакково-аркозовых песчаников северо-западной части Вилуйской впадины

Распространение и состав

Данная ассоциация устойчиво характеризует юрские и нижнемеловые отложения северо-западной окраины Вилуйской впадины. Характеристика ее дается по материалам М. Е. Бердичевской (1956) и В. И. Муравьева (1956₂), изучавших данные отложения в пределах указанной территории.

Песчаники относятся к типу граувакковых аркоз или полевошпатовых граувакк, содержание кварца колеблется от 45 до 50%, в некоторых породах снижаясь до 25%; полевые шпаты составляют 25—50% и обломки пород 15—35%.

Судя по описанию названных выше авторов и просмотру любезно представленных нам шлифов, кварц относится в основном к «изверженному» типу и представлен неправильными прозрачными зернами, часто с цепочковидными включениями пузырьков газа и жидкости, реже с игольчатыми включениями; следы окатанности отмечаются лишь на немногих зернах. Среди полевых шпатов наиболее распространены ортоклаз и решетчатый микроклин (17—43%). Плаггиоклазы встречаются в меньшем количестве (до 20—25%) и относятся чаще всего к олигоклазу и кислому андезину; более основные разности вплоть до лабрадора наблюдались редко.

Обломки пород разнообразны и представлены эффузивами различного состава, часто обломками траппов, филлитами, сланцами и кварцитами.

Очень постоянен состав аксессуарных минералов, главнейшими из которых является группа эпидота и амфиболов, составляющих в сумме до 1—2% (иногда более) от общего состава пород. Минералы группы эпидота имеют варьирующий состав и отличаются по своей видовой характеристике от эпидота сангарской ассоциации. Так, в укугутской свите доминирует цоизит (М. Е. Бердичевская передала нам образцы для изучения), почти совсем отсутствующий среди минералов сангарской ассоциации. Среди средне- и верхнеюрских отложений (образцы В. И. Муравьева) главная роль принадлежит к фистациту (45—60%), на долю клиноцоизита приходится около 25—28%, а цоизита — 15—30%. В меловых породах содержание фистацита увеличивается до 85—95%, а цоизит исчезает совсем (см. фиг. 11).

Видовой состав амфиболов также отличается от сангарской ассоциации главным образом большей ролью тремолита и антиколита, достигающих 50—55% от общего состава амфиболитов (см. фиг. 12). Тремолит и антиколит часто бывают несколько загрязнены, имеют бурые непрозрачные включения и, возможно, относятся к уралитам, образовавшимся за счет разложения пироксенов. В. И. Гоньшаковой (1953) отмечается довольно широкое развитие амфиболитизированных траппов в пределах площадей, обрамляющих с запада Вилуйскую впадину, которые могли быть одним из источников амфиболов в описываемой ассоциации.

В. И. Муравьев провел интересное наблюдение, согласно которому сильное обогащение амфиболом (до 70% от общего состава тяжелой фракции) свойственно отдельным пачкам песчаников со слоистостью, ориентированной на юго-восток, в то время как для песчаников с преобладанием эпидота характерно северо-восточное направление слоистости. С обильным распространением амфиболов связывается значительное появление средних и основных плаггиоклазов (олигоклаз — андезина и иногда лабрадора). В то же время в песчаниках с эпидотом присутствуют почти исключительно калиевые полевые шпаты, роль же Ca — Na-плаггиоклазов ничтожна (табл. 30).

Сопоставление типов обломочного полевого шпата в песчаниках юрского и мелового возраста северо-западного крыла Вилюйской впадины (бассейн Вилюя, Чебыды, Батамая, Ыгетты)

№ образца	Свита, возраст, район	Характер тяжелой фракции	Ассоциация полевых шпатов (= 100%)					
			Микро-клин	Ортоклаз	Альбит	Олигоклаз	Андезин	Лабрадор
127/51	Якутская (J ₂), р. Вилюй	Эпидотовый	3	87	6	2	2	—
130/51	То же	Роговообманковый	5	39	8	34	13	1
17/63	Якутская (J ₂), р. Ыгетта	Роговообманковый	5	44	—	28	22	—
18/53	То же	Эпидотовый	10	77	6	5	2	—
9/53	»	Роговообманковый	2	62	8	14	14	—
123/51	Чечумская серия (J ₃), р. Вилюй	Эпидотовый	15	70	2	6	6	1
111/53	Чечумская серия (J ₃), р. Ботомай	Роговообманковый	6	64	6	14	8	2
58/52	Сангарская серия (C _{Г1}), р. Чебыда	Эпидотовый	10	81	3	1	3	—
137/52	То же	Роговообманковый	25	55	5	13	2	—

Это дало основание В. П. Муравьеву сделать вывод о смешанном происхождении описываемой ассоциации, один из источников питания которой находился на юге (эпидотово-калиево-полевошпатовый), а другой на северо-западе (роговообманково-плагиоклазовый).

М. Е. Бердичевская, изучавшая минералогию пород укугутской свиты (J₁¹) северо-западного района, имеющих тот же минеральный состав, что и породы верхних частей разреза (J₂ — C_{Г1}), являвшихся объектом исследования В. И. Муравьева, считает, что роговая обманка могла быть связана как с южным, так и северо-западным источником.

Помимо эпидота и амфиболов, в составе аксессуарных минералов постоянно присутствуют рудные (ильменит, реже магнетит) и небольшое количество сфена, гранатов, циркона, дистена, турмалина и слюд. Гранаты описываемой ассоциации разнообразны: присутствуют все разновидности, описанные в отложениях восточной территории, причем наименьшая роль принадлежит высокопреломляющим «ситовидным» гранатам (N > 1,803), а наибольшая роль — бесцветным и розоватым оскольчатым гранатам (N < 1,803). Кроме того, присутствуют слабоизотропные гранаты, относимые В. И. Муравьевым к группе андрадита.

В породах укугутской свиты спорадически встречаются моноклинные пироксены с зубчатыми ограничениями; часто пироксены отсутствуют в составе самих песчаников, но обнаруживаются в присутствующих в них гальках диабазов (вместе с лабрадором).

Среди аутигенных минералов в значительном количестве встречаются железистые карбонаты, иногда кальцит (образующий псевдоморфозы по полевым шпатам — Са — Na-плагиоклазам), в некоторых случаях цеолиты. Среди последних обнаружены: в укугутской свите — гейландит, образующийся по обломкам эффузивов и Са — Na-плагиоклазов, в нижнемеловых отложениях — минерал из группы стильбита.

Глинистые минералы цемента песчаников и глин представлены ферримонтмориллонитом с высоким содержанием Fe₂O₃ (5—18%). Специфический характер глинистых минералов, определяющийся обилием в них железа, связан с большим количеством фемических минералов в составе

обломочных компонентов, разрушавшихся при диагенезе и эпигенезе пород. Часть железа, возможно, была принесена в осадок непосредственно в виде мути, возникшей при разрушении пород трапповой формации, участвующей в составе материнских образований описываемой ассоциации. Эта же причина определяет высокое содержание в породах железистых карбонатов, образующих нередко многочисленные конкреции.

Характерные черты ассоциации

1) Однородный минералогический состав во всей толще юрских и нижнемеловых отложений, говорящий о постоянстве источников сноса на протяжении этого длительного промежутка времени.

2) Участие обломочного материала, возникшего за счет материнских пород разнотипного состава. С одной стороны, это группа кварца (изверженных и кристаллических пород), калиевых полевых шпатов, эпидота, слюд, гранатов, дистена, циркона, турмалина и других, связанная с кристаллическими сланцами и кислыми изверженными породами. С другой, незначительная по количественному содержанию, но генетически важная группа пироксенов, обломков эффузивов и кальциевых плагиоклазов, связанная с трапповой формацией. К этой же группе относятся яркие фисташково-зеленые фистациты, единичные зерна виллюита, вероятно, андрадиты, характерные для скарновых зон области развития траппов.

Роговые обманки и плагиоклазы ряда олигоклаза-андезина частично, вероятно, связаны с трапповой формацией, но частично могли быть замещены и из кристаллических сланцев и изверженных пород.

3) Небольшое количество наиболее типичных компонентов трапповой формации в составе описываемой ассоциации связано с их неустойчивостью в поверхностных условиях. О значительно большей их первичной роли можно судить по обилию галек диабазов в конгломератовых прослоях (Бердичевская, 1956), а также по характеру аутигенных образований (высокой железистости глинистых минералов, распространенности железистых карбонатов и пр.). Интересно отметить, что в поверхностной корочке галек диабазов толщиной до 2 см плагиоклазы и пироксены полностью разрушены. Это легко объясняет редкость данных минералов в составе обломочных компонентов песчаников.

Возможные материнские породы

Анализ обломочного материала и характера его распределения на площади, равно как и текстурных особенностей пород, позволил М. Е. Бердичевской и В. И. Муравьеву наметить основные источники обломочного материала. Таковыми являлись.

1) Комплекс архейских и протерозойских пород Байкало-Патомского нагорья, среди которого ведущая роль принадлежит гранитам, гранито-гнейсам и кристаллическим сланцам преимущественно кислого состава. Наибольшим распространением пользуются кварцево-полевошпатовые породы со значительным содержанием биотита; полевые шпаты чаще всего представлены калиевыми разновидностями. В гранитах в качестве второстепенных компонентов содержатся: эпидот, светлые слюды, апатит, в меньшем количестве циркон, ортит, рудные минералы. Важно отметить, что эпидот, присутствующий в качестве вторичного минерала, характеризует весь комплекс метаморфических пород, что хорошо объясняет широкое распространение этого минерала в составе обломочной ассоциации.

Несколько менее распространены роговообманковые и пироксен-амфиболовые гнейсы, которые могли служить частичным источником ам-

фиболов, встречающихся в совокупности с олигоклаз-андезином. Среди протерозойских пород присутствуют также обычно эпидотизированные и хлоритизированные различные кристаллические сланцы, в том числе листеново-слюдяные сланцы, кислые эффузивы, порфиры и кварциты.

2) Другим источником сноса являлись породы трапповой формации, обусловившие присутствие в ассоциации значительной части амфиболов типа уралитов, обломков основных эффузивов, единичных пироксенов, лабрадора и части средних плагиоклазов. Сравнительно незначительная роль этих компонентов в составе ассоциации «компенсируется» высокой железистостью глинистого вещества, связанной с разложением нестойких феррических минералов и присутствием эпигенетического кальцита и кальциевого цеолита, образовавшихся за счет плагиоклазов.

3) Третьим источником сноса могли служить архейские кристаллические сланцы южного склона Анабарского массива, богатые биотитами, биотитово-амфиболовыми и амфиболовыми гнейсами и амфиболитами. По мнению В. И. Муравьева, именно эти породы являлись основным источником амфиболов описываемой ассоциации.

* * *

Из приведенного выше материала следует, что среди мезозойских отложений Вилюйской впадины и передового прогиба Верхоянской геосинклинали выделяются пять крупных минеральных ассоциаций, характеризующихся определенным типом обломочного вещества, связанного со спецификой состава пород питающих комплексов. Четыре первые ассоциации сменяют друг друга во времени и распространены в юго-восточной и центральной областях Вилюйской впадины и сопряженном отрезке Верхоянья. Пятая ассоциация устойчиво характеризует западный и северо-западный борт Вилюйской впадины (см. фиг. 23).

Нет сомнения, что в пределах этих крупных пяти ассоциаций могут быть выделены более мелкие минеральные комплексы, распределение которых в разрезе и на площади отразит различные детали истории терригенного осадконакопления в пределах описываемой территории. Но это дело будущего. В нашу задачу входит установить главнейшие минеральные ассоциации.

Изучение распределения этих ассоциаций на фоне основных физико-географических ландшафтов, существовавших на протяжении мезозойского цикла осадконакопления и запечатленных в формационных рядах платформы и геосинклинали, позволяет установить связь истории геологического развития Вилюйской впадины и передового прогиба Верхоянской геосинклинали с окружающими площадями и прийти к некоторым новым выводам о специфике развития Приверхоянского краевого прогиба.

Глава VI

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ РАЗВИТИЯ ВИЛЮЙСКОЙ ВПАДИНЫ И ПЕРЕДОВОГО ПРОГИБА ВЕРХОЯНСКОЙ ГЕОСИНКЛИНАЛИ В СВЯЗИ С ОКРУЖАЮЩИМИ ИХ ПЛОЩАДЯМИ В ТЕЧЕНИЕ МЕЗОЗОЙСКОГО ЦИКЛА ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Для правильного понимания основных черт истории развития описываемой территории в течение мезозойского цикла необходимо кратко остановиться на важнейших этапах ее более раннего существования. Эти этапы освещены в работах Н. С. Шатского (1932, 1947), Н. П. Хераскова и др. (1938), К. Я. Спрингиса (1958), Ю. М. Пущаровского (1956, 1958), В. Д. Шутова (1958), А. В. Вихерта (1956) и др.

Верхоянская геосинклиналь, представляющая краевую зону Верхояно-Колымской геосинклинальной области, заложилась в среднем палеозое на переработанном основании краевой части Сибирской платформы. Начиная с нижней перми (верхнего карбона?) Верхоянская геосинклиналь и сопряженные с ней платформенные участки вступили в новую стадию развития, стадию накопления мощных терригенных толщ верхоянского комплекса, сменившего карбонатные и частично карбонатно-эффузивные отложения девона и карбона. Продолжалась эта стадия вплоть до мела включительно.

Интенсивные погружения ложа Верхоянской геосинклинали в верхнем палеозое и мезозое захватили частично и прилегающие участки платформы. В наибольшей степени это сказалось на территории Вилюйской впадины, которая вначале незначительно, а с течением времени все более энергично вовлекалась в общие опускания.

Как уже упоминалось, в истории развития Верхоянья и сопряженных участков платформы за время формирования верхоянского комплекса выделяется два крупных этапа, соответствующие двум циклам осадконакопления: верхнепалеозойскому ($P_1 - T_2$) и мезозойскому ($T_3 - C_2$).

История Верхоянья в течение верхнепалеозойского цикла наиболее полно освещена работами В. Д. Шутова (1958), А. Г. Коссовской, В. Д. Шутова и В. И. Муравьева (1960). Верхнепалеозойский цикл, так же как и мезозойский, разделяется на ряд терригенных комплексов или формаций, следующих друг за другом в определенной последовательности и отражающих в совокупности трансгрессивный и регрессивный этапы развития территории, завершившиеся общими крупными поднятиями в среднем триасе.

В течение первой половины верхнепалеозойского цикла, соответствующей нижней перми, область наибольших прогибаний была приурочена к осевой зоне современного Верхоянского хребта.

На первую половину верхней перми падает начало структурной перестройки региона. Единая область прогибания распадается на две зоны.

простирающиеся вдоль восточного и западного склона хребта, разделенные поднимающейся кордильерой.

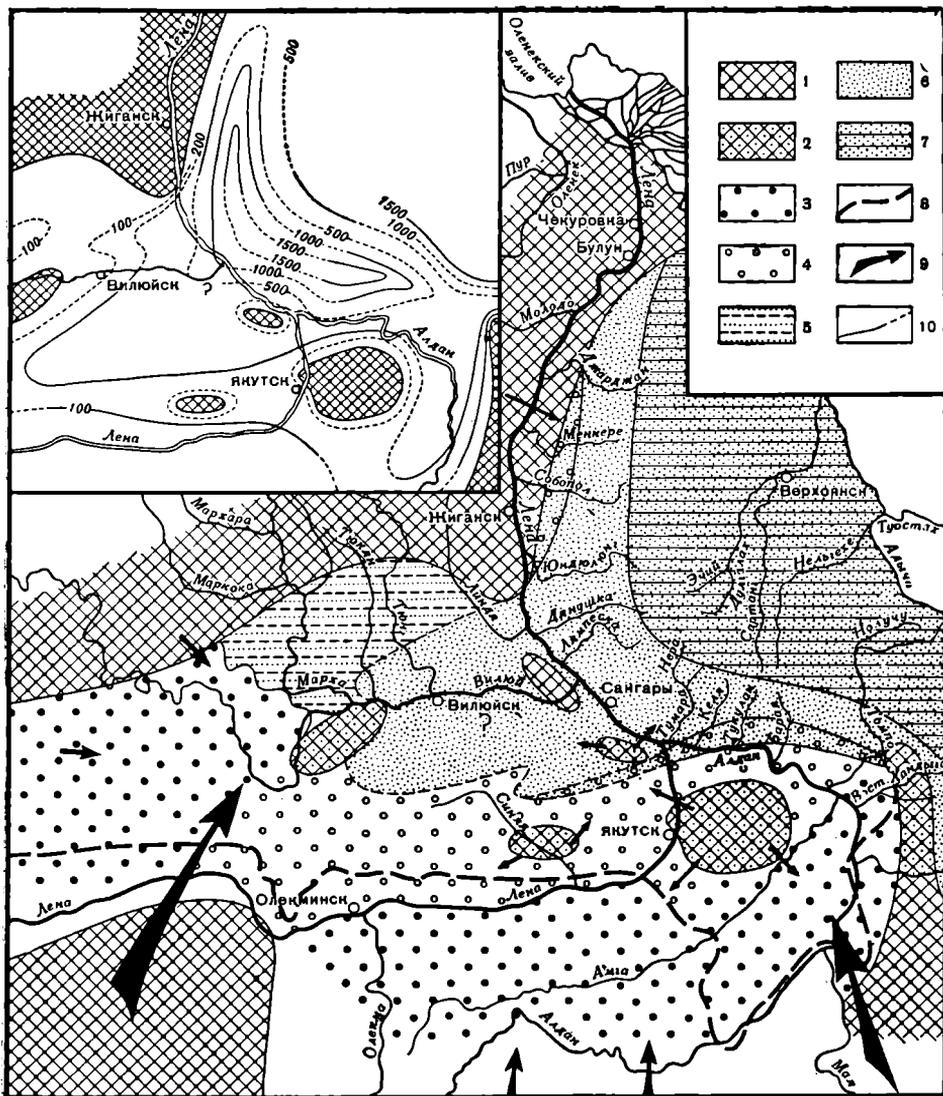
Вторая половина верхней перми характеризуется дальнейшей дифференциацией вертикальных движений. На центральном участке западного склона четко обособилась зона наиболее значительных погружений, ориентированная в поперечном направлении к осевой кордильере и заходящая на территорию Вилюйской впадины. Таким образом, начиная со второй половины верхней перми, уже четко определился тот структурный план постепенного сопряжения Верхоянья и Вилюйской впадины, который являлся характерным для всего последующего периода осадконакопления в мезозойском цикле.

Палеозойский цикл развития Верхоянской геосинклинали захватывает низы мезозоя и завершается отложениями красноцветно-дельтовой формацией нижнего триаса. Поперечный прогиб Вилюйской впадины превращается в это время в ложе мощной водной артерии, принесившей значительные массы обломочного материала с юго-запада, из области Байкало-Патомского нагорья. Породы нижнего триаса центрального участка отличаются специфическим минеральным составом, характеризующимся широким распространением в тяжелой фракции эпидота, цоизита, гранатов, иногда дистена и др. Состав этой минеральной ассоциации очень близок к ассоциации эпидотово-ильменитово-амфиболовых граувакковых аркоз, характеризующей юрские отложения западной части впадины, формировавшиеся за счет разрушения кристаллических образований Байкало-Патомского нагорья. В то же время данная ассоциация является совершенно чуждой породам верхоянского комплекса, являясь впервые в разрезе в нижнем триасе.

Здесь уместно кратко остановиться на литологической характеристике и минеральном составе пород нижней половины верхоянского комплекса ($P_1—T_1$). В отличие от отложений мезозойского цикла среди пермских и нижнетриасовых пород преобладают алевролиты и сланцы; песчаники составляяют не более 30% от общего состава пород. Минеральный состав песчаников, имеющий по типу обломочного материала общие черты с породами лежащих выше отложений мезозойского цикла, в то же время характеризуется своими специфическими особенностями. Прежде всего абсолютно доминирующими являются песчаники, относящиеся к семейству кварцевых, с содержанием кварца 60—80%. Среди последних присутствуют как породы типа аркозово-кварцевых песчаников (зрелые аркозы) с содержанием полевых шпатов до 30—40%, а обломков пород 5—7%, так и граувакково-кварцевые песчаники (зрелые граувакки) с содержанием обломков пород до 25—40% (последние преобладают). Полевые шпаты представлены только калиевыми полевыми шпатами и плагиоклазами не основнее олигоклаза № 18. Среди обломков пород главную роль играют кремнистые обломочки, кварцево-слюдистые, филлитовые и другие сланцы. Иногда встречаются обломки кислых эффузивов. Слюды представлены в равной мере мусковитом и глубоко видоизмененным биотитом; нередко мусковит преобладает. Ассоциация акцессорных минералов очень постоянна, бедна и представлена лейкоксеном и группой устойчивых компонентов — цирконом, турмалином и рутилом. Гранат в очень небольшом количестве (до 10—12%) встречается только в самых верхах верхней перми и нижнем триасе.

Верхнепалеозойский цикл завершается крупными поднятиями в среднем триасе, охватившими почти все Верхоянье и прилежащую территорию Вилюйской впадины. Наиболее значительные поднятия имели место в пределах широтного и центрального участков Верхоянья, где фиксируется наибольшая глубина размыта нижнетриасовых слоев.

Мезозойский цикл начинается с формирования песчано-конгломератового формационного комплекса ($T_3—J_1^1$), трансгрессивно перекрывшего в Верхоянье размытую поверхность



Фиг. 24. Распределение фаций и мощностей песчано-конгломератового формационного комплекса ($T_3 - J_1^1$)

1 — суша; 2 — выступы древнего фундамента в области резко сокращенной седиментации или размыва; 3 — аллювиальные песчано-конгломератовые осадки; 4 — осадки приустьевых участков рек, дельт, подводных выносов песчаного состава с примесью гравийно-галечникового материала; 5 — осадки озер, опресненных лагун и заливов песчано-алеврито-глинистого состава; 6 — прибрежно-морские и мелководные песчаные осадки; 7 — морские песчано-алеврито-глинистые осадки относительно удаленных участков бассейна; 8 — граница современного распространения осадков нижнего ледяса; 9 — направление поступления обломочного материала; 10 — изолинии мощностей песчано-конгломератового комплекса ($J_1^1 - T_3$)

нижнетриасовых слоев и ознаменовавшего новый этап интенсивных погружений территории Верхоянского хребта и Вилюйской впадины.

Отличительной чертой песчано-конгломератового комплекса является резкое возрастание грубозернистости осадков, связанное с омоложением рельефа в период среднетриасовых поднятий.

Распределение характерных фаций, господствовавших в течение накопления песчано-конгломератового комплекса и мощности осадков, изображено на фиг. 24.

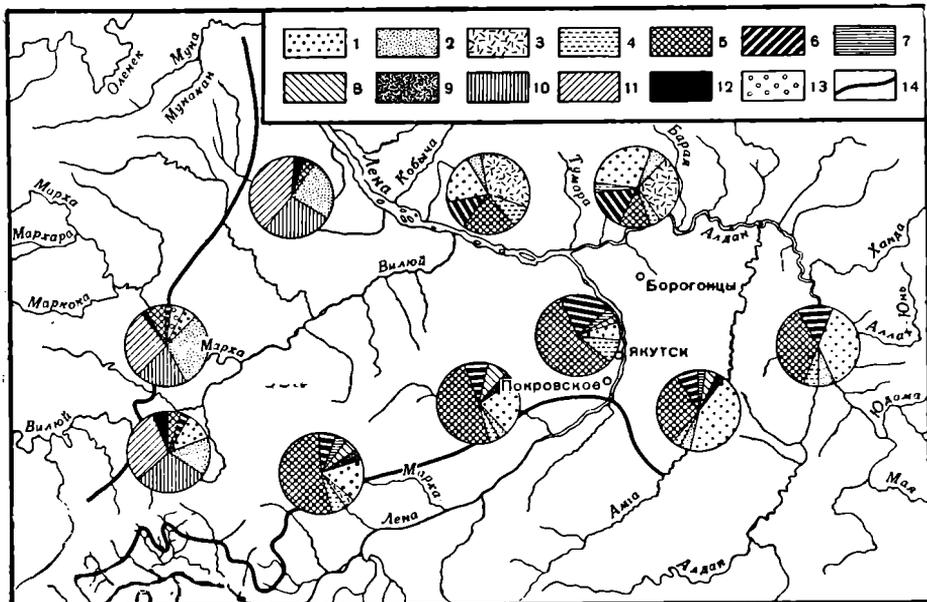
Как это видно из карты, наиболее грубозернистые осадки протягиваются вдоль южного борта впадины. Значительные водные артерии впадали в бассейн на юго-востоке и юго-западе из области восточного склона Алданского массива и Байкало-Патомского нагорья. Мощные конгломераты юго-западной части впадины, отложившиеся в первую половину нижнелейасового времени, представляют характерные континентальные образования типа речуловых отложений быстро текущих рек. При движении на север к центральным участкам впадины (район Кемпендяя) роль галечникового материала быстро уменьшается. Своеобразные тонкозернистые песчано-глинистые осадки отлагались на северо-западном крыле впадины (район рек Марха — Тюнг). Из южного источника в этот район доносился только наиболее тонкозернистый песчаный материал. Следует отметить сравнительно малую роль материала, поступавшего с Анабарского поднятия. Минералогический состав осадков среднего и нижнего течения рек Мархи и Тюнга очень близок к таковому юго-западных районов (Муравьев, 1956). Для всей западной и северо-западной периферии впадины типично господство ассоциации граувакково-аркозовых песчаников с характерным комплексом минералов группы эпидота, амфиболов и ильменита.

Вдоль всего южного крыла Вилюйской впадины, восточнее р. Наманы, а также в пределах широтного и центрального участков Верхоянья распространена ассоциация граувакково-кварцевых песчаников с турмалином, цирконом и гранатом (первая ассоциация). Четкая локализация этих двух ассоциаций в породах песчано-конгломератового формационного комплекса позволяет наметить две устойчивые терригенно-минералогические провинции (которые мы для краткости назовем по аксессуарным минералам): северо-западная (Вилюйско-Тюнгская), эпидотово-ильменитово-амфиболовая и юго-восточная (Якутско-Верхоянская) гранатово-турмалиново-цирконовая, которую в свою очередь можно разделить на две подпровинции: южную (Якутско-Синьскую) гранатово-цирконовую с дистеном и ставролитом и восточную (Верхоянскую) — турмалиново-цирконовую с аутигенными титанистыми минералами и невысоким содержанием граната (фиг. 25).

Наличие различных терригенно-минералогических провинций в Вилюйской впадине и Западном Верхоянье определялось, с одной стороны, разными источниками питания и, с другой — характером строения поверхности впадины, контролировавшим распределение обломочного материала на ее территории.

Длительное существование западной ассоциации, сохранявшееся на протяжении всей юры и нижнего мела, малая мощность юрских отложений на западном и северо-западном бортах впадины и, наконец, отсутствие сколько-нибудь заметной зоны смещения обломочного материала между западной и восточной провинциями приводит к выводу о существовании полосы поднятий северо-восточного простирания, тянущейся вдоль северо-западного борта впадины. Полоса этих поднятий представляла, видимо, ни что иное, как реликт среднетриасовой суши, которая закрыла доступ «эпидотовому» материалу в Верхоянский бассейн после нижнетриасового времени (Шутов, 1958) и обусловила локализацию его лишь в пределах северо-западной части впадины. Наличие полосы поднятий подтверждается геофизическими данными, фиксирующими ряд крупных положительных аномалий силы тяжести и магнитного поля в районе Сунтар и далее к северо-востоку.

В восточную часть впадины и в область Верхоянья основное поступление обломочного материала происходило за счет размытия протерозойских и отчасти архейских метаморфических и интрузивных пород центрального и восточного склонов Алданского щита. Южные участки Алданского склона (район среднего течения Алдана между Милем



Фиг. 25. Распределение акцессорных минералов в породах песчано-конгломератового формационного комплекса

1 — лейкоксен; 2 — ильменит; 3 — анатаз и брукит; 4 — турмалин; 5 — гранат; 6 — циркон; 7 — слюды; 8 — дистен; 9 — ставролит; 10 — эпидот; 11 — амфиболы; 12 — сфен; 13 — пироксены; 14 — современный контур распространения песчано-конгломератового комплекса

и Учуром, Токинская впадина) отличаются присутствием турмалиново-цирконово-лейкоксеновой группы акцессорий, устойчиво характеризующей также описываемые отложения и в области Западного Верхоянья (в верхоянских породах, вследствие их значительной метаморфизованности, лейкоксен раскristаллизован в анатаз и брукит). В более северных районах, вдоль всего южного крыла впадины (разрезы р. Синей, Приякутского района, рек Амги и Алдана ниже Усть-Мая) наблюдается обогащение турмалиново-цирконовой группы акцессорий гранатами с крупными включениями и высоким показателем преломления ($N = 1,790-1,812$), содержание которых в базальных слоях достигает иногда 60—80%. Одновременно, особенно в более западных районах (Якутск, р. Синяя) появляется дистен и ставролит.

Можно предположить, что массовое распространение граната «протерозойского типа» связано в значительной степени с поступлением обломочного материала за счет разрушения выступов докембрийского фундамента в области южного крыла впадины. Присутствие таких поднятых блоков древнего фундамента отчетливо фиксируется по наличию в этом районе ряда гравиметрических и магнитных аномалий. Наиболее крупный выступ расположен непосредственно к востоку от г. Якутска. Присутствие его подтверждено данными бурения; скважина в районе г. Якутска под толщей юрских отложений, мощностью около 500 м, вскрыла кристаллические сланцы архея. Более мелкие выступы фиксируются геофизической съемкой в среднем течении Синей и в районе левобережья Лены к западу от устья Алдана.

Интересно отметить, что снос обломочного материала из области локальных блоковых поднятий фиксируется не только по минералогическому составу, но и по некоторым текстурным признакам. Так, Р. А. Беджиевым (1956) установлено, что в районе р. Амги песчано-конгломератовые осадки нижнего лейаса имеют слоистость, ориентиро-

ванную в юго-восточных и юго-западных румбах. Подобные же наблюдения были сделаны Н. М. Чумаковым для отложений р. Синей.

В области Верхоянской геосинклинали также существовала зона локальных выступов и поднятий, унаследованных от среднетриасовой суши и ориентированных в общеверхоянском простирании. Эти поднятия служили дополнительным источником обломочного материала, особенно в начальные этапы накопления песчано-конгломератового комплекса.

В отличие от более южных выступов кристаллического основания докембрийский фундамент здесь был перекрыт чехлом пермских и триасовых отложений. Присутствие переотложенных компонентов нижнетриасовых и пермских пород в составе базальных слоев сородогинской и отчасти даже в породах градыгской свит отмечается вдоль всего западного склона Верхоянья — от р. Бараи на востоке до р. Бегиджана на севере.

Неоднородный расчлененный рельеф Вилюйской впадины, существовавшей перед началом накопления песчано-конгломератового комплекса, послужил, таким образом, причиной некоторой специфики состава ассоциации кварцевых граувакк в платформенной и геосинклинальной областях.

В лежащих выше породах алевритово-глинистого комплекса (J_1^{2+3}) эти отличия стираются. Данный комплекс представлен парагенезом типично морских пород, формировавшихся в период максимальной трансгрессии морского бассейна и ослабленного приноса в бассейн тонкозернистого обломочного материала со значительно сnivelлированных к этому времени окружающих площадей. Специфическими особенностями данного комплекса являются локальное появление глауконитовых песчаников и фосфоритсодержащих конкреций на западной окраине впадины и резко повышенная битуминозность пород в геосинклинали.

Характерной чертой алевритово-глинистого комплекса является формирование его в обстановке выравнивания погружений Верхоянской зоны и платформы и относительно сnivelлированного рельефа питающих провинций. Локализация западной и восточной терригенно-минералогических провинций остается неизменной.

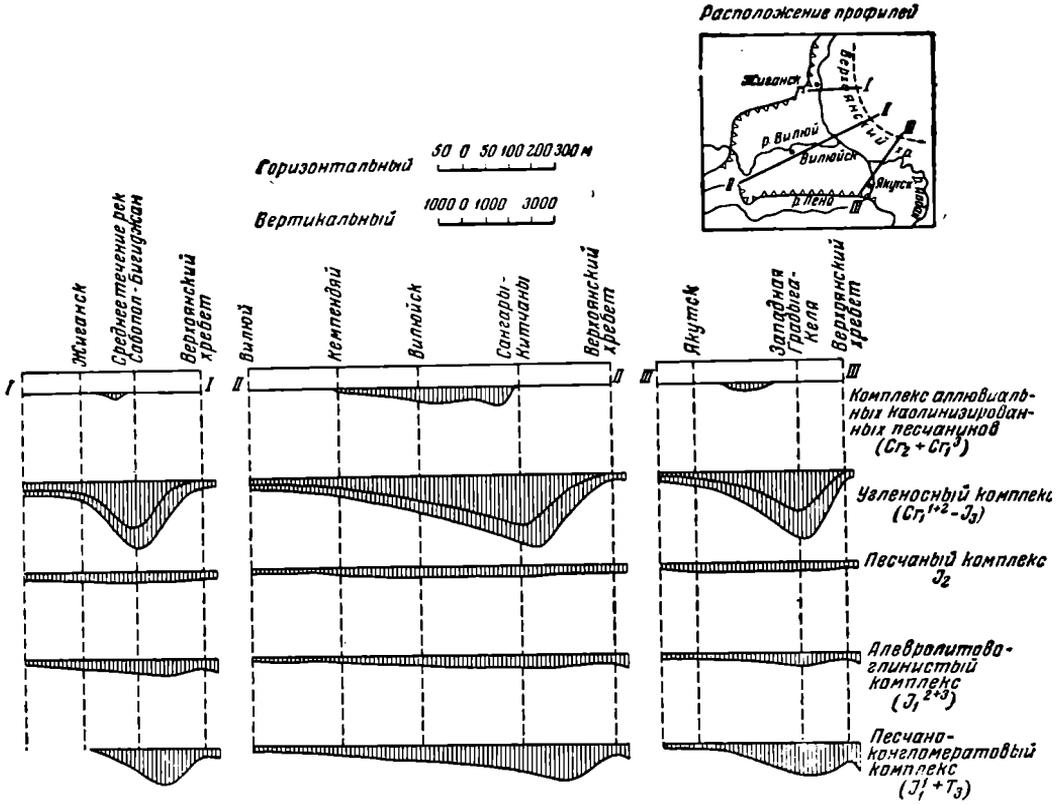
Следующий песчаный полифациальный комплекс, охватывающий отложения средней юры, формировался в условиях начавшейся структурной перестройки района, имевшей место на границе нижней и средней юры и повлекшей за собой изменения фациальных обстановок. Эти изменения были наиболее существенны в западных районах впадины, где наблюдались заметные поднятия, приведшие к частичному перерыву в осадконакоплении и некоторому размыву верхнелайасовых осадков. Следы перерыва, наиболее явные по западной окраине впадины, прослеживаются вдоль всего южного крыла: до г. Якутска и северо-западного крыла до г. Жиганска. В пределах всей этой территории в основании комплекса наблюдаются маломощные конгломераты и базальная пачка грубозернистых песчаников с дистеном.

Отложения комплекса — полифациальны.

В пределах периферийной западной окраины впадины развиты преимущественно континентальные песчано-алевритовые осадки с маломощными прослоями углей, сменяющиеся постепенно при движении на восток мелководными морскими осадками. В период формирования комплекса имело место выравнивание погружений в области платформы и геосинклинали. Характер и распределение минеральных ассоциаций сохранялись близкими к лежащим ниже отложениям. Западная ассоциация осталась неизменной, в юго-восточной — наблюдалось смешение обломоч-

ного материала, типичного для нижнеюрских отложений (ассоциация граувакково-кварцевых песчаников) и лежащей выше чечумской ассоциации граувакковых аркоз.

Среди полевых шпатов уменьшается роль ортоклаза и в большем количестве появляется альбит и олигоклаз, изменяется состав группы гранатов в сторону возрастания содержания более низкопреломляющих («архейских») гранатов без включений, увеличивается количество



Фиг. 26. Характер прогибаний Вилюйской впадины и передового прогиба Верхоянской геосинклинали в течение формирования формационных комплексов мезозойского цикла ($T_3 - C_2$)

хорошо ограненных цирконов, возрастает роль биотита. Иными словами, изменение минералогического состава пород от типичной «байлыкской» к типичной «чечумской» ассоциации происходит очень постепенно, отражая постепенное увеличение роли архейских пород в составе материнских образований вместо протерозойских, доминировавших в нижнеюрское время.

В течение верхней юры и нижнего мела до апта включительно происходило накопление мощного угленосного комплекса, охватывающего отложения чечумской (J_3) и сангарской (C_1^{1+2}) серий. Период формирования угленосного комплекса связан с новыми интенсивными погружениями, обусловившими заложение Приверхоанского прогиба, унаследовавшего структурный план прогибания от предшествующих периодов (P_2) и ($T_3 - J_1$), с относительным перемещением зоны максимальных погружений на запад в сторону Вилюйской впадины (фиг. 26).

Важно отметить, что в начальный этап формирования прогиба (J_3) область наиболее значительных погружений имела конфигурацию, напоминающую план погружений периода накопления песчано-конгломератового комплекса ($T_3 - J_1^1$). Так, к северу от Жиганска и в тот, и в другой период погружения были весьма незначительны (мощность верхнеюрских морских осадков не превышает в этом районе 100—150 м).

Конфигурация верхнеюрского угленосного прогиба напоминает очертания треугольника, основание которого располагается вдоль центральной и западной части широтного участка Приверхоянья (мощности 1000—1300 м), а вершина находится на осевой линии Вилюйской впадины западнее г. Вилюйска (700 м). При движении к бортовым участкам впадины мощности быстро уменьшаются.

Верхнеюрская эпоха характеризуется дальнейшим сокращением морского бассейна, отступанием береговой линии на север и северо-восток и сохранением устойчивого морского режима лишь в районах, лежащих севернее полярного круга и восточнее современного водораздела Верхоянского хребта.

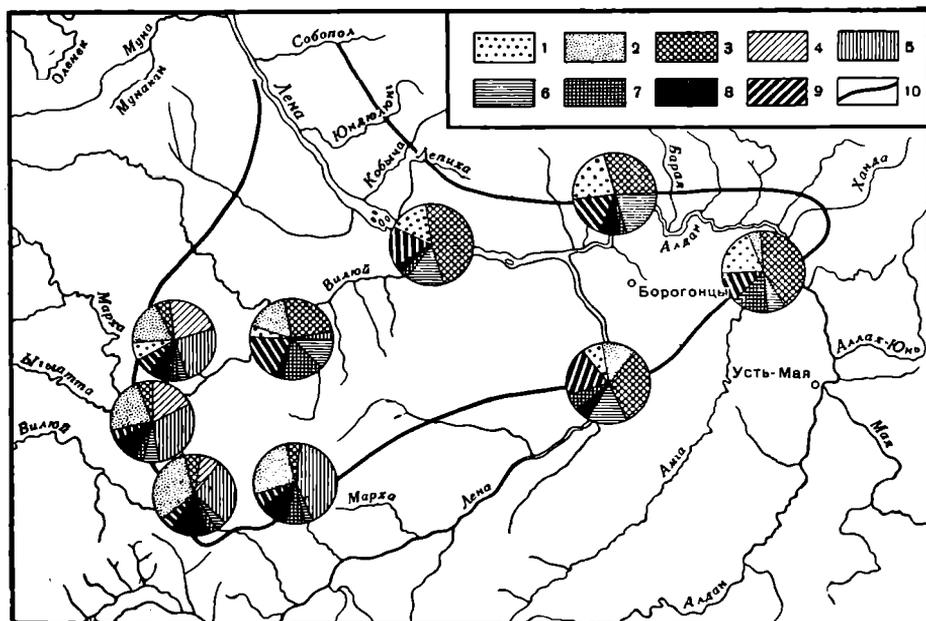
Эрозионные и аккумулятивные процессы превратили Вилюйскую впадину и область Западного Приверхоянья к началу верхней юры в обширную плоскую равнину, полого наклоненную на север и северо-восток. Незначительные прогибания приморской равнины приводили к быстрому проникновению моря на территорию впадины. В течение верхней юры происходила неоднократная смена фациальных обстановок суши, мелководного моря и переходных от морских к континентальным с широким распространением заболоченных низин и приморских болот. Устойчивый континентальный режим существовал в западной части впадины.

В течение верхнеюрского времени обломочный материал по-прежнему поступал из юго-восточного и северо-западного источников, что обеспечило сохранение западной и восточной терригенно-минералогических провинций (фиг. 27). Однако состав обломочного материала пород юго-восточной провинции изменился. В связи с уничтожением эрозией покрова протерозойских пород основными материнскими образованиями сделались кристаллические сланцы и граниты архея, что обусловило изменение минералогического состава верхнеюрских пород и появление новой ассоциации граувакковых микроклин-альбитовых аркоз с характерным составом пороодообразующих и аксессуарных минералов чечумской серии (вторая ассоциация).

Снивелированный характер рельефа впадины не препятствовал периодическому расширению ареала разноса материала то из восточного, то из западного источника сноса.

В частности, эпидот, связанный с западным источником, доносился до центральных участков впадины и появился в разрезе верхнеюрских отложений Вилюйской скважины. В конце верхнеюрского времени, в связи с заходом моря в глубь впадины, происходит как бы оттеснение материала, поступавшего из западного источника и почти по всей территории получил кратковременное распространение характерный комплекс аксессуарий — граната, циркона и апатита, связанный с юго-восточным источником.

В нижнем мелу произошло значительное расширение и углубление прогиба. На платформенном основании развилась его платформенная ветвь и юго-восточное замыкание. Меловой прогиб протягивается вдоль всего Верхоянья. Мощность отложений в Приверхоянской зоне достигает 2500 м. На центральном участке, где прогиб сливается с поперечной структурой Вилюйской впадины, мощности постепенно затухают в сторону последней, достигая в районе г. Вилюйска 1000—1200 м. Общая форма прогиба напоминает трехлучевую звезду (фиг. 28).



Фиг. 27. Распределение аксессуарных минералов в породах нижней половины угленосного формационного комплекса (J_3)

1 — лейкоксен; 2 — ильменит; 3 — гранат; 4 — роговая обманка; 5 — эпидот; 6 — слюды; 7 — апатит; 8 — сфен; 9 — циркон; 10 — современный контур распространения верхнеуральских отложений

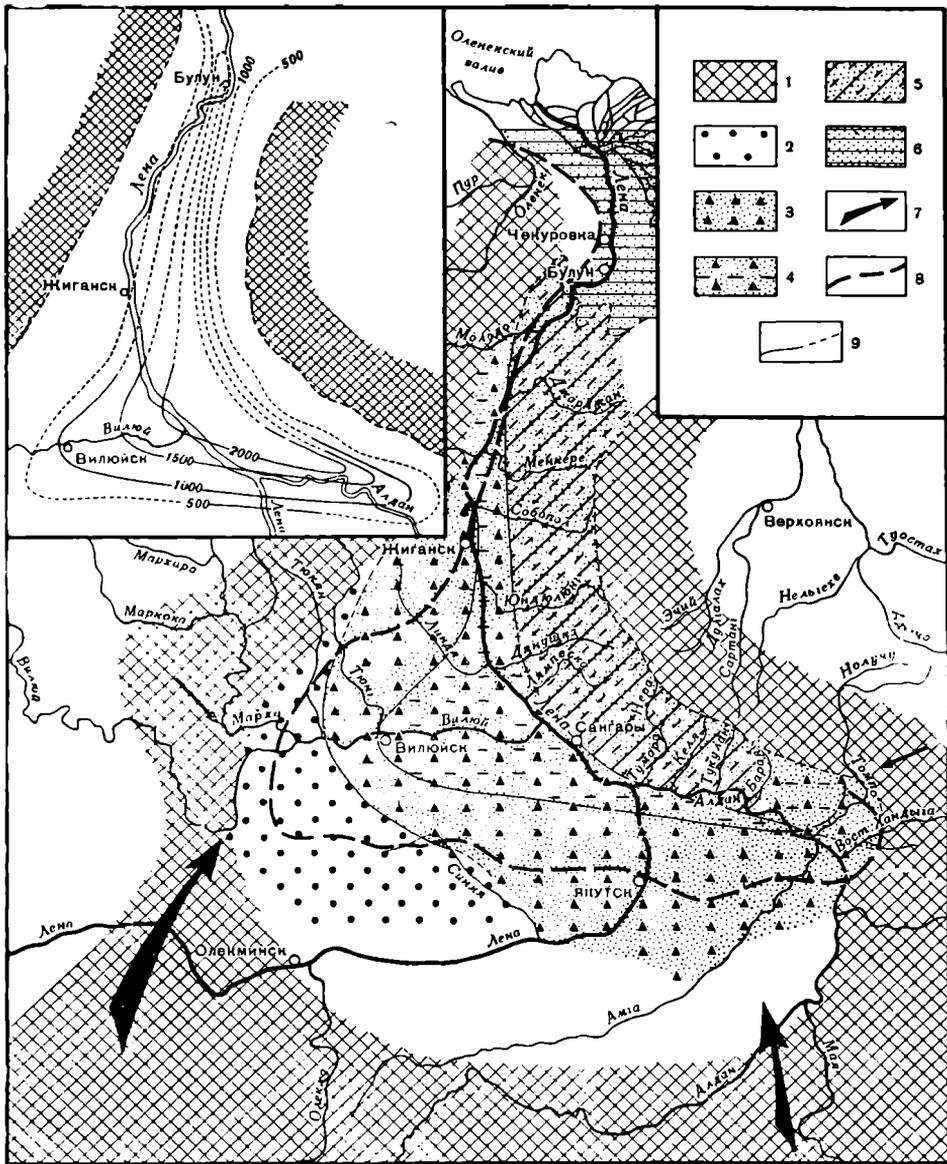
Нижнемеловая эпоха характеризуется дальнейшим последовательным сокращением морского бассейна, уходом моря далеко на север и окончательным установлением в конце периода повсеместного континентального режима.

Существенной особенностью нижнемеловых отложений являлось резкое изменение состава обломочного материала в осадках восточной части Вилюйской впадины и всей Приверхоянской области, связанное с появлением ассоциации олигоклаз-андезиновых аркоз с массовым распространением среди аксессуарий — эпидота.

Как известно, на протяжении всего мезозоя поступление минералов «эпидотовой ассоциации» осуществлялось из области Байкало-Патомской горной страны. Было отмечено, что при переходе от древних к более молодым горизонтам мезозоя ареал разноса западного эпидотового материала постепенно увеличивался, расширяясь на восток. Казалось бы естественным считать, что широкое распространение эпидота в осадках Приверхоянской области связано с дальнейшим увеличением интенсивности поступления материала юго-западного источника. Изучение толико одних аксессуарных минералов, применяемое обычно в терригенной минералогии, неизбежно должно было бы привести к такому выводу, так как количественные сочетания аксессуарных минералов, без учета их видовой характеристики и состава породообразующих компонентов, делают эти две ассоциации чрезвычайно сходными (фиг. 29).

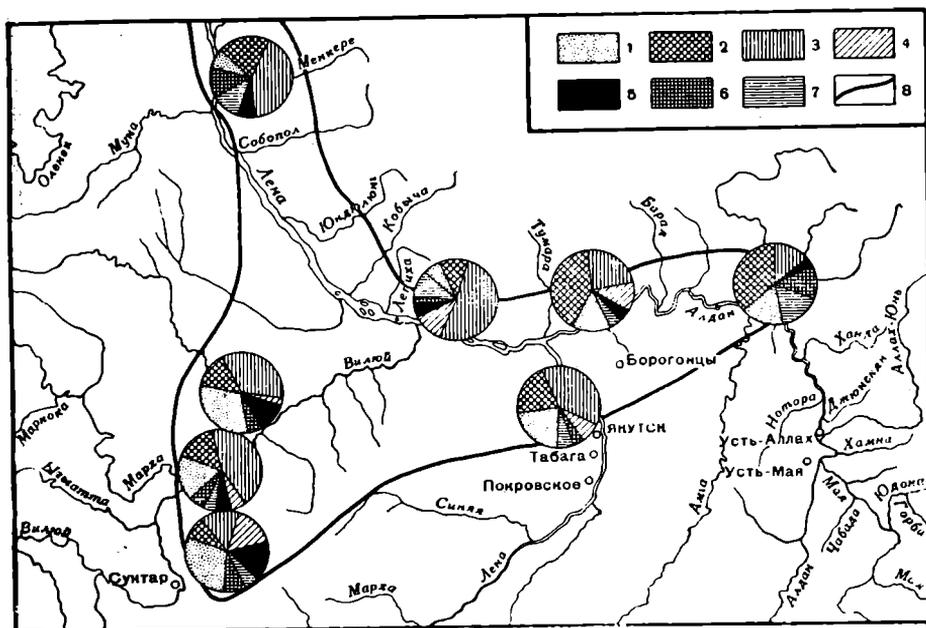
Однако состав и количественные соотношения главнейших породообразующих и аксессуарных минералов не оставляют сомнений в различных источниках сноса восточной и западной ассоциаций.

Юго-западная ассоциация относится к ортоклазовым граувакковым аркозам и характеризуется сочетанием эпидота, главным образом, с кварцем и калиевыми полевыми шпатами. В значительном количестве при-



Фиг. 28. Распределение фаций и мощностей в нижнемеловых отложениях угленосного комплекса

1 — суша; 2 — аллювиальные, преимущественно песчаные осадки; 3 — преимущественно континентальные (аллювиально-озерные) угленосные осадки; 4 — преимущественно прибрежные (дельтовые, заливно-лагунные, озерные) угленосные осадки; 5 — преимущественно прибрежно-морские угленосные осадки; 6 — морские мелководные песчано-алевритовые осадки; 7 — направления поступления обломочного материала; 8 — граница современного распространения осадков нижнего мела; 9 — изолинии мощностей нижнемеловых отложений



Фиг. 29. Распределение аксессуарных минералов в породах верхней половины угленосного формационного комплекса (С₁)

1 — ильменит; 2 — гранат; 3 — эпидот; 4 — роговая обманка; 5 — сфен; 6 — апатит; 7 — слюды
8 — современный контур распространения нижнемеловых отложений

сутствует ильменит и роговая обманка, незначительная примесь гранатов (среди которых много андрадита) — дистен, ставролит, силлиманит и ряд других минералов.

Детальное изучение минералов группы эпидота и амфиболов, проведенное нами на материале, любезно переданном В. И. Муравьевым, позволило установить «видовой» состав этих групп минералов в нижнемеловых отложениях. Так, оказалось, что в группе эпидота абсолютно доминирует фистацит (85—95%), клиноцоизит составляет около 15—5%, цоизит отсутствует. Среди амфиболов преобладает актинолит (50—55%), на втором месте стоит обыкновенная роговая обманка (35—45%), минимально содержание тремолита. Формирование этой ассоциации связано, так же как в юре, в основном с разрушением протерозойских сланцев, эпидотизированных гранитов и гнейсов Байкало-Патомского нагорья.

«Эпидотовая ассоциация» Приверхоянья и восточных районов впадины относится к олигоклаз-андезиновым аркозам и имеет совершенно иной минеральный состав. Породы характеризуются небольшим содержанием кварца и обилием плагиоклазов при незначительном содержании калиевых полевых шпатов. Среди плагиоклазов доминируют олигоклаз (главным образом № 20—30), андезин (до № 45) и присутствуют специфические «сетчатые» альбиты. В составе группы эпидота, так же как в западных районах, доминирует фистацит (60—85%), но в значительном количестве присутствует также клиноцоизит (35—15%) и встречается небольшая примесь цоизита (до 5%); очень характерно присутствие единичных зерен ортита. Специфический характер имеют гранаты с низким светопреломлением $1,767 < N < 1,780$ и игольчатыми включениями и своеобразный «чешуйчатый» биотит. В ассоциации западной части впадины подобные разновидности этих минералов отсутствуют.

Анализ состава обломочного материала привел, как уже отмечалось, к выводу, что источниками поступления свежего аркозового материала пород сангарской серии, избылиующих олигоклаз-андезином, «ситовидными» альбитами, эпидотом и роговой обманкой, являлись кристаллические сланцы, интрузивные породы и диафориты древнестанового комплекса Станового хребта¹. Появление этой новой ассоциации связано с регенерацией древнего складчатого обрамления Алданского щита, испытавшего на границе юры и мела новые интенсивные воздымания. Эти выводы подтверждаются материалами Ю. К. Дзевановского (1958), который установил наличие поднятий Станового хребта, сопровождавшихся внедрением крупных гранитоидных тел в период киммерийской складчатости; установлено, что абсолютный возраст упомянутых гранитоидов составляет 155 млн. лет.

Таким образом доказано, что угленосный прогиб в течение всего юрского и мелового времени, т. е. периода, когда происходило его основное формирование, питался обломочным материалом не за счет растущего горного сооружения Верхоянья, а за счет южного платформенного обрамления: в верхней юре — Алданского щита и в нижнем мелу — окаймляющего его Становика. По-видимому, в формировании Приверхоянского прогиба, имеющего своеобразную форму треугольника, образованного совокупностью меридиональной и широтной ветвей общеверхоянского простирания и широтной же структурой Вилюйской впадины, нашли отражение движения, наблюдающиеся в двух разных структурных областях: Верхояно-Колымской геосинклинали на востоке и древнем складчатом обрамлении Сибирской платформы на юге, примыкающем к Монголо-Охотской геосинклинальной области.

Непрерывное поступление обломочного материала только из южных источников, с одной стороны, и широтные простирания в южной части прогиба и Вилюйской впадине — с другой, подчеркивают немаловажную роль древнего южного обрамления в формировании описываемой структуры.

Специфика питания обломочным материалом определила и специфический характер угленосной формации. По своему структурному положению, месту в генетическом ряду формаций, типам отложений, характеру строения разреза (в частности, большей роли морских отложений в нижней половине разреза и увеличению континентальных фаций по мере движения вверх), составу пород и другим данная формация чрезвычайно близка к молассам и очень напоминает угленосные молассы Альп, Печорского бассейна и др. В то же время отнесение ее к собственно молассам было бы неверным, так как одним из характерных признаков последних является поступление обломочного материала за счет растущего горного сооружения. И хотя принос обломочного материала с платформы во время накопления моласс в отдельные периоды может быть довольно значительным (как это, например, установлено В. А. Гроссгеймом для моласс Северного Кавказа), определяющим источником сноса все же остаются вздымающиеся горные цепи замыкающейся геосинклинали. Для отложений, подобных Приверхоянскому угленосному комплексу, можно, вероятно, применить термин молассоподобная формация.

Перечисленные особенности Приверхоянского прогиба ставят его в разряд своеобразных тектонических структур этого типа.

¹ Интересно отметить, что нижнемеловые отложения, сохранившиеся в пределах Алданского щита в грабенообразных впадинах (Токинская впадина), имеют тот же состав, что и в Приверхоянье. Породы из разреза Токинской впадины были переданы автору для петрографического изучения геологом «Аэрогеологии» В. И. Гольбергом.

Завершается мезозойский комплекс отложений самой верхней формации аллювиальных каолинизированных песков ($Cg^3_1 - Cg_2$), охватывающей верхи нижнего мела — верхний мел. Формирование этой формации связано с заключительным этапом замыкания Верхоянской геосинклинали. Верхоянье превращается в горное сооружение, область прогибаний локализуется только в центральных участках впадины. Минеральный состав пород характеризуется присутствием качественно новой устойчивой ассоциации кварцевых песчаников, сформировавшихся за счет переотложения осадочного комплекса Верхоянья и отложений, развитых в бортовых участках впадины.

Глава VII

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ФОРМИРОВАНИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ

УСТОЙЧИВОСТЬ МИНЕРАЛОВ НА РАЗНЫХ СТАДИЯХ ОБРАЗОВАНИЯ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД

Из материала, приведенного в главе V, видно, как сильно изменяется минеральный состав осадочных терригенных пород по сравнению с материнскими образованиями даже в том случае, если терригенные накопления формировались в течение только одного цикла седиментации.

Проблема устойчивости минералов, имеющая важнейшее значение для решения как палеогеографических задач, так и многих других вопросов терригенного пороодообразования, занимала многих исследователей. Однако вопрос о сопротивляемости минералов разрушению рассматривался, как правило, в общем плане. Группа устойчивых минералов выделялась как продукт естественного отбора наиболее стойких минеральных видов, сохранившихся в течение всего осадочного процесса. И хотя общепризнано, что устойчивость различных компонентов к физическому и химическому выветриванию далеко не одинакова, какой-либо систематизации минералов по этому признаку не велось. Вероятно, это послужило причиной известной неопределенности состава группы устойчивых минералов, к которым, помимо «несомненных» — циркона, рутила и турмалина, — одними исследователями относились гранат, апатит и даже иногда эпидот, другими — эти минералы исключались. Пожалуй, можно сказать, что у петрографов-осадочников не существует и сейчас достаточной ясности и единого мнения в четком определении границ группы устойчивых минералов.

В то же время очевидно, насколько важным является решение вопроса, какие процессы и в каких обстановках были решающими в формировании конечного состава терригенных пород: выветривание материнских пород, транспорт и отложение или, наконец, постседиментационные изменения, названные Петиджонсом «внутрислоевым растворением» минералов (*intrastratial solution*).

Рассмотрим имеющийся фактический материал, иллюстрирующий устойчивость минералов в течение каждого из этих процессов.

Устойчивость минералов при поверхностном выветривании материнских пород

Условиями, определяющими степень изменения минералогического состава материнских пород в процессе выветривания, являются характер рельефа и климат, при решающей роли первого. Глубокие изменения минерального состава пород возможны лишь в пенепленизированных

стабильных участках земной поверхности с ничтожной эрозией. Влажный и теплый климат увеличивает интенсивность процессов.

Основные факторы и ход процесса выветривания весьма полно освещены благодаря работам И. И. Гинзбурга (1946, 1951 и др.), В. П. Петрова (1948), Б. Б. Полынова (1934) и др. Обратимся к некоторым конкретным примерам, иллюстрирующим устойчивость наиболее распространенных минералов при процессах химического разложения.

Наиболее интересный и убедительный материал дало изучение профилей выветривания на различных кристаллических породах, — от неизмененных пород до верхних горизонтов почвы.

Одним из первых исследователей, предложивших определенный «ряд устойчивости» наиболее распространенных минералов, является Голдич (Goldich, 1938). Ниже приводим этот ряд.

Ряд устойчивости минералов, по Goldich (1938)

Оливин	Са-плагиоклазы
Авгит	Са—Na-плагиоклазы
Роговая обманка	Na—Са-плагиоклазы
Биотит	Na-плагиоклазы
К-полевой шпат	
Мусковит	
Кварц	

Близкого характера исследования тяжелых минералов из пород профилей выветривания различных кристаллических образований были проведены Л. и К. Драйден (Driden L., Driden C., 1946). Авторы предложили ряд устойчивости, в котором за единицу стабильности был выбран гранат, обладающий по полученным им данным минимальной сопротивляемостью выветриванию.

Низкая устойчивость граната в условиях гумидного выветривания подтверждается также работами Синдовского (Sindowski, 1940), изучавшего распространение аксессуарных минералов в отложениях плейстоценовых террас Рейна. Содержание граната, довольно значительное в отложениях, покрытых сверху более молодыми накоплениями, резко падало в случае отсутствия покрывающих пород. Менее резко это проявлялось в содержании авгита. Количество амфиболов и эпидота, напротив, относительно возрастало.

Вопрос об устойчивости граната обсуждался В. Алленом (Allen, 1948). Автором приводится ряд примеров с противоречивыми данными: в одних случаях гранат, так же как и роговая обманка, обнаруживает явную неустойчивость к выветриванию, в других — заметных изменений в содержании минералов в породах с разной степенью выветрелости не обнаруживается. Автор связывает это с разнообразием состава гранатов и малой их изученностью в осадочных образованиях.

И. И. Гинзбургом и И. В. Витовской (1956₁) приводятся данные, свидетельствующие о полном разложении и исчезновении гранатов в корках выветривания.

Суммируя приведенный материал, можно сделать вывод, что наиболее легко разрушающимися аксессуарными минералами при выветривании являются: группа ферромагнетизальных компонентов (оливин, пироксены, роговая обманка), эпидот и гранат. По данным ряда исследователей (Кухаренко, Рухин, 1953; Smithson, 1941; Weyl, 1950), к этой же группе относится апатит.

Присутствие значительного содержания перечисленных минералов (в том числе граната, часто относимого к группе устойчивых компонентов) в составе ассоциации терригенных пород, по-видимому, исключает возможность сильной выветрелости материнских образований.

Устойчивость минералов при транспортировке и отложении

Устойчивость минералов в данном случае зависит от их сопротивляемости механическому разрушению и определяется их физическими свойствами, главным образом образом твердостью и наличием спайности.

Для суждения о порядке устойчивости минералов могут быть использованы: а) результаты экспериментальных исследований и б) данные, полученные при изучении минералогического состава современного аллювия рек на различных участках их течения (Батурин, 1947; Авдусин, 1939; Russel, 1937; Andel, 1950, 1951, и др.).

Данные экспериментального исследования сопротивления минералов абразии сведены в табл. 31.

Таблица 31

Сопротивление минералов абразии (от наиболее устойчивых к наименее устойчивым)

Ряд устойчивости, по Freise (1931)	Ряд устойчивости, по Thiel (1945)	Ряд устойчивости, по Alling (1951)
Турмалин (690—950)	Кварц	Гранат
Ставролит (420)	Турмалин	Турмалин
Авгит (420)	Микроклин	Микроклин
Магнетит (380)	Ставролит	Кварц
Гранат (378)	Сфен	Силлиманит
Ильменит (325)	Гранат	Циркон
Эпидот (320)	Эпидот	Роговая обманка
Оливин (290)	Циркон	Андалузит
Апатит (275)	Роговая обманка	Кальцит
Дистен (260)	Рутил	
Андалузит (220)	Гиперстен	
Диопсид (160)	Апатит	
Ортоклаз (150)	Авгит	
	Дистен	

Примечание. Цифры в скобках означают относительную устойчивость минерала к абразии по сравнению с гематитом, принятым за 100.

Несмотря на некоторые отличия экспериментальных результатов, полученных разными авторами, данные их в общем хорошо сравнимы. Выделяется группа устойчивых минералов — кварц, турмалин, ставролит, микроклин и гранат, среднеустойчивых — эпидот, оливин, циркон, роговая обманка и рутил и малоустойчивых — дистен, андалузит, апатит, кальцит. Не совсем ясно положение авгита, относимого Фрейзе (Freise) к устойчивым минералам, а Тайл (Thiel) — к неустойчивым.

Расположение минералов в ряду механической устойчивости существенно отличается от ряда сопротивляемости химическому разложению. Здесь такие устойчивые компоненты, как циркон и рутил, ассоциируют с роговой обманкой, относящейся к числу нестойких минералов терригенных пород; исключительно легко химически разлагающийся оливин, крайне редкий в осадочных породах, оказывается значительно устойчивее ортоклаза, обычного спутника кварца в олигомиктовых и даже близких и мономинеральных песчаниках и т. д.

Вывод о малом влиянии механического разрушения на минералы, обычно относящиеся к числу нестойких в осадочных породах, полностью подтверждается изучением аллювия современных рек. Особенно наглядные результаты были получены Расселом (Russel, 1937), изучившим около тысячи образцов, собранных из аллювия Миссисипи от Каиро (Иллинойс) до Мексиканского залива на расстоянии около 1100 миль. Детальные исследования минерального состава привели к выводу, что на протяжении всей изученной территории не наблюдается изменения в содержании полевых шпатов и крайне незначительное уменьшение в составе пироксенов и амфиболов.

Прекрасная сохранность химически малоустойчивых минералов при их переносе и отложении фиксируются и для ряда других рек. Такие данные получены П. П. Авдусиным для Куры (1939), Н. М. Страховым (Страхов и др., 1954) для Сыр-Дарьи, Анделом (v. Andel) для Рейна, Н. П. Логвиненко для Днепра (устное сообщение). Обилие пироксенов, в том числе гиперстена, и амфиболов характерно для аллювия устья Алдана, хотя расстояние от области развития кристаллических пород до устья реки превышает 1000 км.

Перечисленные факты наводят на мысль, что значение процесса переноса обломочного материала для его минералогического «созревания», т. е. обеднения неустойчивыми компонентами, сильно переоценивается (Швецов, 1948; Пустовалов, 1940; Рухин, 1953₂). В самом деле, если бы этот процесс имел существенное значение, то в осадочных породах должны были бы встречаться минеральные ассоциации, состоящие из механически устойчивых компонентов, дающих сочетания минеральных видов, совершенно отличные от тех, которые мы привыкли считать «устойчивыми» в терригенных породах. На переоценку фактора «переотложения обломочного материала» впервые обратил внимание Н. М. Страхов, который считал, что основную роль в образовании олигосмиктовых песчаников играют не процессы переотложения обломочного материала, а его интенсивное химическое выветривание в составе источника сноса.

Сводка экспериментальных и полевых наблюдений над механической (абразионной) устойчивостью минералов дается в работе Петтиджона (Pettijohn, 1957). Приведем из нее некоторые примеры.

Уменьшение размера песчаных зерен (меньше 1 мм), сопровождающееся возрастанием их окатанности и сферичности, является, по материалам ряда авторов, очень медленным процессом (в более крупных обломках скорость процесса возрастает во много раз). Так, по данным Добре (Daubree, 1879)¹, потери песчаных зерен при транспортировке составляют 0,0001 часть их веса на километр. Сходные данные были получены Тайлсом (1940) экспериментальным путем; зерна кварца, размером от 1 до 2 мм, при обработке во вращающемся барабане вместе с кремнистыми гальками в течение 2400 час. (что соответствовало переносу на 5000 миль) теряли 24% от своего веса. При уменьшении размера зерен скорость истирания их уменьшалась. В то же время для того, чтобы зерно диаметром в 1 мм уменьшилось в диаметре до 0,5 мм, оно должно потерять $\frac{7}{8}$ (или 87,5%) своего веса.

Представляется совершенно очевидным, что при столь малой скорости истирания процесс транспортировки и отложения может оказаться достаточным для обеспечения седиментационной зрелости породы (т. е. сортировки обломочного материала, а при достаточной длительности процесса — более или менее полного скатывания терригенных зерен), но не может вызывать существенных изменений в качественной характеристике минерального состава обломочной ассоциации.

¹ Приводится по Петтиджону.

В свете приведенных данных идея Л. В. Пустовалова (1947) о существовании так называемых «терригенно-минералогических фаций», отражающих изменения минералогического состава обломочного материала, вследствие потери нестойких компонентов по мере его измельчения при удалении от источников сноса, представляется маловероятной. Это показано Н. В. Логвиненко (1951₂), рассмотревшим несколько примеров различной концентрации устойчивых и неустойчивых тяжелых минералов в породах разного гранулометрического типа.

**Устойчивость минералов
при «внутрислойном растворении» в терригенных толщах
(выветривание и эпигенез)**

Термин «внутрислойное растворение» (intrastratral solution) был введен Петтиджоном (Pettijohn, 1941) для обозначения процессов растворения терригенных минералов после их захоронения в осадке. Явление это имеет большое распространение в толщах обломочных пород и охватывает широкий круг процессов. Могут быть выделены три типа процесса внутрислойного растворения минералов: 1) при выветривании; 2) в зоне начального эпигенеза (глубина погружения до 1500—2000 м); 3) в зоне глубинного эпигенеза или под давлением.

Внутрислойное растворение при выветривании связано с деятельностью поверхностных или грунтовых вод и с интенсивным водообменом, обуславливающим формирование более или менее четко выраженной коры выветривания в поверхностных горизонтах терригенной толщи. Следствием этого процесса является обеднение минеральной ассоциации пород верхней части разреза с исчезновением в первую очередь фемических минералов, полевых шпатов и граната. Наблюдается интенсивная каолинизация всех пород. При движении вниз по разрезу степень видоизменения пород постепенно уменьшается.

Данное явление описано Синдовским в песках плейстоценовых террас Рейна и В. И. Муравьевым (1956) — в верхнемеловых отложениях Виллюльской впадины.

Ассоциация устойчивых обломочных минералов, формирующаяся в результате поверхностного внутрислойного растворения, очень близка к ассоциации, возникающей при размыве и переотложении продуктов коры выветривания в области материнских пород. Существенная разница заключается, однако, в том, что в рассматриваемом случае удастся фиксировать присутствие некоторых специфических аутигенных минералов, образовавшихся в породах за счет изменения и замещения нестойких компонентов. К ним относятся крупные вермикулитовые сростки каолинита, замещающего полевые шпаты и слюды, выделения в цементе избыточного опала, оставшегося после раскристаллизации каолинита и др. Эти наблюдения позволяют сделать вывод о времени переработки материала, что имеет существенное значение для палеогеографических реконструкций.

Внутрислойное растворение в зоне начального эпигенеза. Факторами, определяющими внутрислойное растворение минералов в данном случае, являются поровые растворы, а также повышающиеся давление и температура, возникающие при погружении пород в более глубокие горизонты земной коры. Возможно, что немаловажное значение принадлежит здесь также фактору времени, т. е. длительности пребывания пород в зоне эпигенеза.

Внутрислойное растворение минералов выражается в появлении своеобразных форм коррозии, отмеченных у минералов с различным типом структуры кристаллической решетки. Наиболее эффектные зубчатые формы растворения известны для минералов с цепочечным типом решетки —

пироксенов и амфиболов. Формирование зубцов происходит на плоскостях базопинакоида с глубоким проникновением их в тело минерала по плоскостям спайности вертикальной зоны и дальнейшим расщеплением зерна на отдельные фрагменты (табл. XIX). Зубчато-сосульчатые формы растворения часто возникают на базальных плоскостях дистена, ставролита и цоизита (табл. XV, 4, 5). Минералы с каркасной структурой характеризуются иными формами растворения. Очень типичны формы растворения гранатов, обладающих каркасной структурой островного типа. На всех поверхностях минерала возникают характерные ступенчатые грани, идущие по ромбододекаэдру с углом пересечения ребер 120 и 60° или реже пирамидальные выступы (табл. XVII).

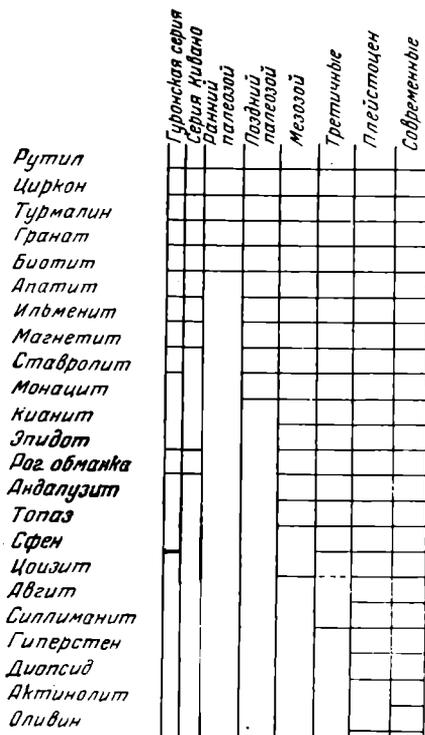
В зоне начального эпигенеза, охватывающей терригенные толщи мощностью свыше 1500—2000 м, внутрислойному растворению подвергаются не только относительно редкие аксессуарные минералы, но и породообразующие компоненты, составляющие основной костяк обломочных пород. В первую очередь испытывают растворение вплоть до полного уничтожения плагиоклазы (выше № 20); в некоторых случаях следы коррозии наблюдаются на зернах кислых плагиоклазов, калиевых полевых шпатов и даже кварца.

Процесс внутрислойного растворения сопровождается обычно метасоматическим замещением обломочных минералов аутигенными компонентами. Среди последних наиболее распространены карбонаты, реже встречаются сульфаты. Растворение полевых шпатов часто сопровождается развитием замещающих их разнообразных цеолитов (гейландита, ломонтита) и анальцима.

При растворении фемических минералов в цементе песчаников нередко формируется хлорит.

В литературе уже давно известен один интересный факт, подмеченный впервые Босуэллом (Boswell, 1933). Молодые отложения (четвертичные, третичные) часто характеризуются присутствием сложных минеральных ассоциаций, избилующих нестойкими ферримагнезиальными компонентами (оливин, пироксены и др.), исчезающими в более древних породах. Петтиджоном (Pettijohn, 1941) был проведен анализ большого фактического и литературного материала, в результате которого автор пришел к выводу, что постепенное обеднение минеральных ассоциаций при движении от молодых сложенных к древним является результатом растворения нестойких минералов в течение эпигенеза (фиг. 30).

Последовательное исчезновение минералов в порядке их устойчивости обуславливает появление определенной зональности в минералогическом составе песчаных пород в стратиграфическом разрезе земной коры. Так, установлено, что оливин присутствует только в современных



Фиг. 30. Порядок устойчивости минералов. Горизонтальные линии означают относительную частоту встречаемости минералов в отложениях различного возраста (по Петтиджону, 1941)

осадках, ромбические пироксены редко спускаются ниже третичных отложений, моноклинные пироксены — верхов мезозоя. Несколько позже исчезают амфиболы, но и они сравнительно редки в отложениях древнее мела и юры. Последним в «списке» нестойких минералов эпигенеза является эпидот; Петтиджон ограничивает его распространение мезозоем, но, по-видимому, довольно широкое присутствие этого минерала может быть свойственно и верхнепалеозойским отложениям. Дистен, ставролит и гранат относятся к устойчивым минералам эпигенеза. Особенно характерна устойчивость граната, известного в отложениях всех возрастов, вплоть до самых древних. Следует, однако, отметить, что для этих трех минералов весьма типичны зубчатые или ступенчатые формы растворения, никогда не встречающиеся на наиболее устойчивых — турмалине, рутиле или цирконе.

Фактический материал, иллюстрирующий характер процессов внутрислойного растворения этого типа некоторых нестойких минералов (пироксенов, амфиболов, эпидота и др.), приводится в работах ряда авторов: Эдельмана (Edelmann, 1931), Эдельмана и Дугласа (Edelmann, Doeglas, 1931), А. Г. Коссовской (1951), А. Г. Коссовской и В. Д. Шутова (1956_{1,2}) и др.

Зональность распределения минералов в разрезах обломочных пород, установленная Петтиджоном (1941), была позднее обнаружена во многих толщах терригенных отложений разного возраста и различных регионов (Vatan, 1949; Füchtbauer, 1951; Andel, 1952 и др.). Причины ее возникновения трактуются геологами по-разному; на обсуждении этого интересного вопроса мы остановимся в следующем разделе.

Порядок распределения минералов в разрезах терригенных пород был положен Петтиджоном в основу предложенного им ряда устойчивости минералов при внутрислойном растворении (табл. 32, графа 3). Близкие ряды устойчивости были установлены Смитсоном (Smithson, 1941) и Вейлом (Weyl, 1950, 1952).

Сравнивая ряды устойчивости минералов при поверхностном выветривании (Dryden L., Dryden C., 1946; Sindowski, 1940) и ряды диагенеза и эпигенеза (Pettijohn, 1941; Smithson 1950; Weyl, 1950, 1952), привлекает внимание разное положение, которое занимают гранаты и апатиты; в первом случае они ассоциируют с нестойкими железисто-магнезиальными минералами, во втором случае следуют за группой наиболее устойчивых компонентов. На различную устойчивость гранатов и апатита при выветривании и эпигенезе обратил внимание Визенедер (Wiseneder, 1953), предложивший два ряда устойчивости: один — для поверхностного выветривания, очень близкий к рядам Синдовского и Л. и К. Драйден, другой — для эпигенеза, аналогичный ряду Петтиджона (табл. 32).

Внутрислойное растворение под давлением. Этот тип растворения связан с зоной глубинного эпигенеза.

В песчаных породах, испытавших погружение на глубины свыше 2000—2500 м или воздействие стресса, происходит интенсивное уплотнение и сближение обломочных зерен, приводящее к их частичному взаимному растворению и появлению специфических структур приспособления, называемых структурами комформации. Явление растворения под давлением имеет большее значение для структурной переработки пород, чем для их минералогического изменения. Под действием этого процесса возникают специфические эпигенетические структуры песчаников типа гравитационного уплотнения (мозаичные структуры, стилолитизация и др.), подробно описанные Хилдом (Heald, 1955). А. В. Копелиовичем (1958₁) и В. Д. Шутовым (1959). Минералогическая переработка породы при этом процессе выражается в большинстве случаев не в уничтожении тех или иных обломочных минералов, а в появлении их аутигенных модификаций за счет частичного растворения минерала в одних участках и

Устойчивости акцессорных минералов к химическому разложению
(от устойчивых к неустойчивым)

Профиль выветривания на кристаллических породах (Dryden L., Dryden C., 1946)	Поверхностное выветривание осадочной толщи (Sindowski, 1940)	Диagenез и эпигенез (Pettijohn, 1941; Weyl, 1950; Smithson, 1941)	Диagenез и эпигенез	Поверхностное выветривание
			(Wiseneder, 1953)	
Циркон	Рутил Циркон	Рутил Циркон	Рутил Циркон	Рутил Циркон
Турмалин	Турмалин	Турмалин Гранат Апатит	Турмалин Апатит Гранат	Турмалин
Дистен	Дистен Ставролит Силлиманит Эпидот Гранат	Ставролит Дистен Силлиманит Эпидот	Дистен Ставролит Силлиманит Эпидот	Ставролит Дистен Силлиманит Эпидот Гранат Апатит
Роговая обманка	Роговая обманка	Роговая обманка	Роговая обманка	Роговая обманка
Ставролит	Авгит	Авгит	Авгит	Авгит
Гранат	Апатит Оливин	Оливин	Оливин	Оливин

переотложения вещества в других. Некоторые аутигенные минералы появляются за счет раскристаллизации аморфных компонентов, например анатаз и брукит, образующиеся за счет лейкоксена.

Порядок устойчивости минералов или сопротивление их разрушению в зоне глубинного эпигенеза существенно меняется. Признаком устойчивости того или иного компонента здесь может служить не только сохранность его первичной формы, но и появление аутигенных образований. Устойчивыми минералами глубинного эпигенеза являются кварц и натриевые плагиоклазы; в одних участках зерна этих минералов несут следы интенсивного растворения, в других — на них формируются новообразованные регенерационные каемки. Нестойким оказывается ортоклаз, никогда не дающий в зоне глубинного эпигенеза регенерационных каемок и подвергающийся, как правило, энергичному растворению и серицитизации. То же относится к плагиоклазам, более основным, чем № 20, испытывающим глубокое разложение с замещением цеолитами (Coombs, 1954). Эпидот, если он «доживает» в породах до зоны глубинного эпигенеза, проявляет высокую устойчивость; вместе с обломочным эпидотом здесь постоянно встречаются его аутигенные модификации. Крайне неустойчивым является биотит.

В табл. 33 даны ряды устойчивости минералов при выветривании, начальном и глубинном эпигенезе, в которых обобщены литературные данные и наблюдения автора.

Разный порядок расположения минералов в рядах устойчивости зависит от различия факторов, обуславливающих их разрушение в течение каждой стадии.

Первый ряд отражает сопротивление минералов химическому выветриванию под действием связанных с дневной поверхностью вод, богатых кислородом и углекислотой.

Факторами разрушения минералов при начальном эпигенезе (второй ряд) будут как химическое разложение под действием подземных вод

Устойчивость обломочных минералов при процессах внутрислойного растворения

Выветривание	Начальный эпигенез	Глубинный эпигенез	Степень устойчивости
Кварц Рутил Циркон Турмалин	Рутил Циркон Турмалин Мусковит	Рутил Циркон Турмалин Мусковит	Очень устойчивые
Мусковит Калиевые полевые шпаты	Кварц Калиевые полевые шпаты На-плагиоклазы (альбит, альбит-олигоклаз)	Кварц На-плагиоклазы Эпидот Гранат	Устойчивые
Дистен, ставролит, силлиманит	Апатит, гранат, дистен, ставролит, силлиманит	—	
На-плагиоклазы (альбит, альбит-олигоклаз) Эпидот Биотит	Плагиоклазы выше № 20 Эпидот Биотит	Плагиоклазы выше № 20 К-полевые шпаты Биотит	Неустойчивые
Плагиоклазы выше № 20 Гранат, роговая обманка, апатит Пироксен Оливин	Роговая обманка Пироксен Оливин		Очень неустойчивые

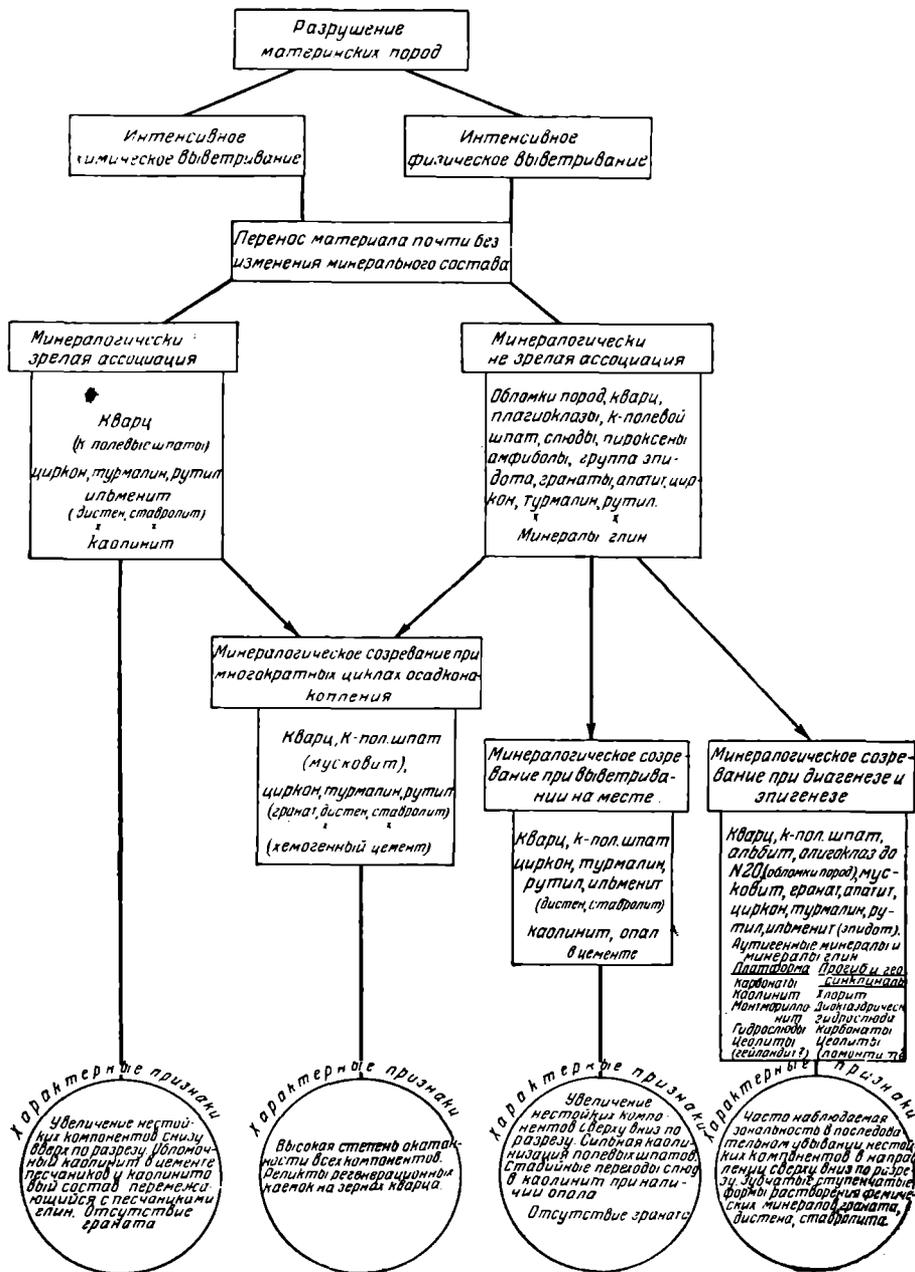
с убывающим содержанием кислорода и возрастающей концентрацией, так и степень приспособленности минерала к возрастающему давлению и температуре. Последовательность минералов в третьем ряду обуславливается главным образом их термодинамической устойчивостью. Нетрудно видеть, что минералы, устойчивые в зоне глубинного эпигенеза, соответствуют характерной ассоциации обломочных и аутигенных компонентов пород верхней зоны регионального метаморфизма (фашия зеленых сланцев).

ФОРМИРОВАНИЕ (СОЗРЕВАНИЕ) МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ПЕСЧАНЫХ ПОРОД

Анализ всего приведенного выше материала приводит к заключению, что основные процессы, ведущие к формированию минерального состава ассоциаций, падают в основном на два этапа истории образования терригенных пород: 1) этап выветривания материнских пород и 2) этап постседиментационных изменений, протекающий главным образом в эпигенезе. Промежуточный этап транспортировки почти не влияет на формирование минерального состава породы и сказывается главным образом на ее седиментационной зрелости — степени сортировки, окатанности обломочного материала и т. д.

Как для палеогеографических реконструкций, так и для понимания истории постседиментационного существования терригенных отложений важно уметь распознать, на какой этап осадочного процесса приходились основные минералогические преобразования, направленные на возрастание «зрелости» обломочного материала (фиг. 31).

Рассмотрим основные типы минеральных ассоциаций в терригенных породах и признаки, позволяющие судить, на каком этапе происходило «созревание» обломочного материала, т. е. обогащение его устойчивыми минералами за счет разрушения и исчезновения нестойких компонентов.



Фиг. 31. Формирование (созревание) минерального состава песчаных пород

Неустойчивая ассоциация характеризуется обилием свежих полевых и патов, в том числе Ca — Na-плагиоклазов и присутствием неизменных фемических минералов.

Такие породы могут возникнуть только за счет быстрой эрозии кристаллических образований, не затронутых сколько-нибудь существенно процессами химического разложения. Ясно, что в постседиментационный период эти породы не претерпели заметных изменений ни за счет поверх-

ностного выветривания, ни за счет внутрислойного растворения минералов в эпигенезе.

Песчаники с незрелым составом минеральной ассоциации чаще всего встречаются среди молодых отложений, не испытавших глубоких погружений. Примером могут служить отложения продуктивной толщи Прикуриной низменности, третичные породы Вилюйской впадины и др. При изучении подобных пород интересно проследить характер изменений первичного обломочного материала при движении сверху вниз по разрезу. Наблюдения за разложением полевых шпатов, растворением и количественным распределением по разрезу фемических минералов, появлением аутигенных «заместителей» этих нестойких компонентов могут дать очень важные данные не только для понимания процессов стадийных изменений терригенного материала, но и для реконструкции первичного состава более глубоко погруженных пород, где стойкие компоненты, как правило, исчезают.

Устойчивая ассоциация характеризуется преобладанием кварца над другими обломочными компонентами, присутствием в составе полевых шпатов калиевых разностей и плагиоклазов ниже № 20, наличием в составе аксессуаров, помимо наиболее устойчивых компонентов (циркона, рутила и турмалина), граната, дистена, ставролита, эпидота и иногда биотита.

Формирование устойчивой ассоциации может являться следствием различных причин: 1) неполного выветривания материнских пород; 2) переотложения обломочного материала в течение нескольких циклов седиментации; 3) внутрислойного растворения при поверхностном выветривании; 4) внутрислойного растворения в эпигенезе.

Очень устойчивая ассоциация представлена почти целиком кварцем, содержащим небольшую примесь калиевых полевых шпатов и мусковита, из аксессуарных компонентов присутствуют циркон, рутил и турмалин.

Необходимым условием формирования очень устойчивой ассоциации является глубокое химическое выветривание обломочного материала, которое могло осуществляться при тех же первых трех случаях, что перечисленные выше, но при более интенсивном и длительном течении процесса.

Нередко смежные ассоциации могут быть связаны постепенным переходом. Изучение характера этого перехода, наряду с рядом специфических структурных и минералогических признаков, могут помочь установить, на каком этапе осуществлялось «созревание» минерального состава терригенных пород.

1. *Признаком интенсивного выветривания* в области источников сноса может служить зрелый характер минералогической ассоциации при *низкой степени седиментационной зрелости пород* (т. е. слабой окатанности сортировка обломочного материала). Характерные особенности: а) высокое содержание слабо окатанного или неокатанного кварца; б) малая роль полевых шпатов (присутствие только калиевых разностей); в) наличие переотложенного каолинита в составе цемента песчаников; г) каолиновый состав ассоциирующих с песчаниками глин; д) отсутствие наряду с фемическими минералами граната и апатита при возможном наличии вместе с устойчивой группой (циркон, турмалин, рутил) дистена и ставролита.

Весьма характерным признаком является *последовательность расположения в разрезе обломочного материала различной степени зрелости*. В низу определенного терригенного комплекса обломочная ассоциация будет очень зрелой, так как материалом для ее формирования служила собственно кора выветривания; при движении вверх по разрезу будут появляться менее стойкие компоненты, приносившиеся на место отложе-

ния в результате вскрытия эрозией пород, слабее затронутых выветриванием. Примером такой последовательной смены минеральных ассоциаций от почти мономинерально-кварцевой с обломочным каолинитом до аркозовой с мало измененными слюдами могут служить рифейские отложения юго-запада Русской платформы, описанные В. Д. Шутовым (1959).

2. *Признаки многократного переотложения материала обломочной ассоциации* скорее выявляются в ее структурной, чем минералогической характеристике. Такие особенности, как хорошая сортировка и окатанность зерен, наличие реликтов регенерационных каемок кварца, окатанность таких нестойких при поверхностном выветривании минералов, как гранат и апатит, являются довольно надежными признаками первично-обломочного состава материнских пород.

При совпадении двух перечисленных явлений — переотложения обломочного материала и его выветривания в составе источников сноса, минералогическая ассоциация будет иметь такой же состав, как в первом случае, но одновременно нести следы структурной зрелости. Примером такой ассоциации могут быть нижнекаменноугольные угленосные отложения Подмосковной синеклизы, породы продуктивной толщи восточного Апшерона и др.

Оба рассмотренные случая предусматривают «созревание» обломочного материала в седиментационный период.

3. *Признаки «созревания» обломочного вещества в постседиментационный период.* Минералогически зрелая ассоциация, возникшая при постседиментационных изменениях породы, может иметь состав, близкий к выше описанным примерам. Важным критерием, позволяющим отличать постседиментационные изменения от более ранних, являются: а) наличие аутигенных образований, появившихся за счет исчезнувших минералов и пзволяющих в ряде случаев «реконструировать» последние; б) следы растворения или травления обломочных зерен, сопровождающиеся появлением точких скульптурных форм, не способных выдерживать транспортировку и переотложение.

Попытаемся разобрать характерные признаки изменения состава терригенных пород при двух типах внутрислойного растворения.

3а) В случае *поверхностного выветривания* осадочной толщи минеральный состав породы может оказаться очень близким, даже идентичным тому, который мог быть сформирован в стадию выветривания материнских пород. Также будет характерно преобладание кварца, отсутствие плагиоклазов, фемических минералов, граната и апатита, сопровождающееся обильным распространением каолинита. Возможность отличить *постседиментационный характер* этих изменений заключается в присутствии и определенном характере новообразований каолинита, апатита, о которых мы уже упоминали. Но есть и другой важный критерий. В случае постседиментационного выветривания наибольшая каолинизация и наиболее зрелый состав обломочного материала будет приурочен к самым верхним горизонтам; по мере движения вниз по разрезу материал будет приобретать все более свежий характер, ассоциация будет постепенно обогащаться относительно нестойкими компонентами, а каолинизация полевых шлатов и слюд будет заметно убывать, т. е. *порядок расположения материала различной степени зрелости будет обратным тому*, который наблюдался в случае выветривания источников сноса. Примером такого разреза могут служить верхнемеловые отложения Вилюйской впадины, плейстоценовые стложения Рейна (Sindowski, 1940) и плиоценовые каолинистые пески Силтера (Weyl, 1950) и др.

3б) Другой тип внутрислойного растворения — растворение в эпигенезе — проявляется наиболее ярко в мощных разрезах молодых терригенных толщ (кайнозойских и мезозойских), приуроченных обычно к ин-

тенсивно прогибавшимся участкам земной коры вблизи растущих горных сооружений. При «созревании» обломочного материала в эпигенезе исчезают в результате внутрислойного растворения плагиоклазы более основные, чем № 20, оливин, пироксены, амфиболы и частично, по-видимому, эпидот. Процесс этот идет постепенно, что обуславливает появление характерной зональности последовательного исчезновения компонентов в порядке их устойчивости при движении сверху вниз по разрезу, о которой мы уже упоминали. Зональность минералогического состава песчаных пород в мощных разрезах терригенных отложений, с одной стороны, и с другой,— присутствие тонких скульптурных форм растворения минералов (зубчатые формы пироксенов, амфиболов, ступенчатые — граната и др.), которые не могли бы выдержать транспортировки, являются надежными признаками «созревания» обломочного материала в эпигенезе.

Следует подчеркнуть, что далеко не все исследователи трактуют зональность состава песчаных пород в мощных терригенных толщах как следствие процесса внутрислойного растворения. Рассмотрим этот вопрос подробнее.

ЗОНАЛЬНОСТЬ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ОБЛОМОЧНЫХ МИНЕРАЛОВ В МОЩНЫХ ТЕРРИГЕННЫХ ТОЛЩАХ И ПРИЧИНЫ, ЕЕ ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ

Вслед за Петтиджоном (1949) многие литологи (Weyl, 1950; Andel, 1952; Wiseneder, 1953, и др.) обратили внимание на то, что в мощных разрезах терригенных толщ кайнозоя и мезозоя, относящихся к одному циклу седиментации, наблюдается закономерная смена в распределении минеральных ассоциаций, совпадающая в общем с рядом эпигенетической устойчивости минералов. Выделяется ряд зон, характеризующихся присутствием определенных минералов. В самой верхней зоне, отличающейся наиболее разнообразным составом минеральной ассоциации, наряду с амфиболами, эпидотом и многими устойчивыми минералами присутствуют пироксены, а иногда даже оливин. Зона эта прослеживается лишь в наиболее молодых осадках.

Для следующей зоны характерно широкое распределение роговой обманки и эпидота при наличии граната; ниже роговая обманка исчезает и характерными минералами ассоциации являются эпидот и гранат при наличии дистена и ставролита. Далее вниз по разрезу исчезает и эпидот и распространение получает гранат-дистен-ставролитовая ассоциация, уступающая место в нижней части разреза гранатовой ассоциации с цирконом, турмалином и рутилом или цирконово-турмалиново-рутиловой ассоциации.

Удивительным обстоятельством является широкое распространение подобной зональности в отложениях разного возраста самых различных территорий.

Петтиджоном в его последней работе (Pettijohn, 1957) приводятся четыре примера подобной зональности: меловые и третичные отложения Луизианы и Тексаса побережья Мексиканского залива (по Gogen, 1940), третичные отложения бассейна Биг Хорн (по Stow, 1938), разрез от триаса до плейстоцена атлантического побережья Мэриленд (по Anderson) и отложения от мела до современных осадков Нила в Египте (по Shukri и др.).

Верхняя зона (плиоцен, миоцен) повсеместно характеризуется распространением роговой обманки, исчезающей в лежащих ниже слоях. В современных осадках Нила, дополняющих разрез меловых и третичных отложений Египта, помимо того, присутствуют пироксены и оливин. Для иллюстрации распределения минеральных зон в терригенных отложениях

По мнению последних, данная зональность является результатом изменения состава пород питающих провинций и отвечает в какой-то мере циклу питания геосинклинали Крынина (Krynine, 1942). Сущность представлений упомянутых авторов сводится к следующему. В течение первого этапа развития геосинклинали в область прогибаний приносится обломочный материал с платформы, существенно выветрелый за «период покоя» и испытавший несколько циклов перетолжения в самой геосинклинали. Этот материал типичен для нижних горизонтов разреза, характеризующихся присутствием устойчивой ассоциации акцессорных минералов (циркон, рутил, турмалин).

В последующие этапы питание бассейна осуществляется за счет растущего горного сооружения и последовательного вскрытия все более глубоких зон регионального метаморфизма, что находит свое отражение в появлении в терригенном комплексе характерных «метаморфических» минералов — граната, дистена и ставролита, типичных для средних частей разреза.

Появление роговообманково-эпидотовой ассоциации, свойственной верхам терригенного комплекса, соответствует главной фазе поднятия горного сооружения, при которой происходит вскрытие и размыв наиболее глубоко метаморфизованных пород ядра складчатой структуры.

Андел (van Andel, 1952), отрицая решающую роль внутрислойного растворения в формировании минералогической зональности, ссылается на то, что в случае действия таковой мы должны были бы улавливать по мере движения вниз по разрезу последовательное возрастание содержания «травленных» минералов и их постепенное исчезновение из состава пород. Анализ разрезов третичных отложений Калифорнии и Явы, проведенный данным автором, хотя и показал, начиная с глубины в 500 м, постепенное уменьшение и «выбывание» нестойких минералов в порядке их обычной последовательности, но закономерностей в степени «травленности» минералов не оказалось. Размещение их по разрезу прихотливо и не совпадает с кривыми проницаемости пород.

«Степень травленности» нельзя, однако, принимать за единственный критерий внутрислойного растворения, так как растворение многих минералов, например амфиболов, гранатов и других, может происходить по разному — иногда с зубчатыми или ступенчатыми ограничениями, но часто просто с разделением зерна на ряд мелких фрагментов, не имеющих типичных геометрических форм (табл. XVI, XIX, 1, 2). Таким образом, проследить возрастание интенсивности травления во фракциях почти невозможно; при этом нужно еще учитывать и изменения размеров зерен, что делает задачу почти невыполнимой, так как последнее может зависеть и от ряда других причин. Подобный анализ можно провести лишь в шлифах, что в большинстве случаев затруднено редкостью акцессорных компонентов в поле зрения шлифа.

Из числа сторонников гипотезы Петтиджона наиболее подробный анализ проблемы дается Визенедером (Wiseneder, 1953). Он строит свои доказательства решающей роли внутрислойного растворения в формировании минералогической зональности на том, что весь обломочный материал флишевой и молассовой формаций Венского бассейна происходил за счет разрушения кристаллических пород. Гранат, дистен и ставролит — типичные минералы кристаллических сланцев мезо- и катазоны, для которых обязательно присутствие амфиболитов, эпидотизированных пород и др.; представить выборочное разрушение только пород, лишенных роговой обманки и эпидота, нельзя.

Решение проблемы минералогической зональности представляет для нас особенный интерес, так как из предыдущего описания парагенетических ассоциаций нетрудно видеть, что эта же зональность типична для

терригенного комплекса верхнетриасовых — нижнемеловых пород Верхоянья и восточной части Вилюйской впадины (фиг. 33).

Особенно наглядно она проявляется в Верхоянской области, где байлыкская ассоциация ($T_3 - J_2$) соответствует турмалиново-рутилово-цирконовой зоне с титанистыми минералами и небольшим присутствием граната¹. Чечумская ассоциация (J_3) представляет типичную цирконово-гранатовую зону, а в пределах сангарской ассоциации ($C_{Г1}$) выделяются две зоны: нижняя — эпидотовая и верхняя — эпидотово-роговообман-

	T_3, J_1	J_2	J_3	$C_{Г1}^1$	$C_{Г1}^2$	$C_{Г2}$	$T_{Г}$
Циркон	—	—	—	—	—	—	—
Рутил	—	—	—	—	—	—	—
Турмалин	—	—	—	—	—	—	—
Гранат	—	—	—	—	—	—	—
Дистен	—	—	—	—	—	—	—
Ставролит	—	—	—	—	—	—	—
Эпидот	—	—	—	—	—	—	—
Роговая обманка	—	—	—	—	—	—	—
Пироксен моноклинный	—	—	—	—	—	—	—
Пироксен ромбический	—	—	—	—	—	—	—

Фиг. 33. Минералогическая зональность в мезозойских и третичных отложениях Вилюйской впадины и Западного Верхоянья

ковая, с небольшим присутствием моноклинных пироксенов. В платформенном разрезе столь резкого различия между аксессуориями байлыкской и чечумской ассоциациями нет, и они могут быть объединены в единую цирконово-турмалино-гранатовую зону с присутствием дистена и ставролита.

Из этого ряда минералогической зональности выпадает ассоциация пород вилюйской серии ($C_{Г1}^{alb} - C_{Г2}$) с устойчивой ассоциацией минералов. Последнее, однако, легко объясняется специфическими условиями формирования указанных отложений. В отличие от лежащих ниже пород они формировались за счет переотложения осадочных толщ юры и мела и испытали интенсивное поверхностное выветривание в палеогене, обусловившее появление в верхней части разреза (линденская свита) образований, близких по составу к коре выветривания.

Интересно, что минералогический состав плиоценовых отложений, залегающих на разных стратиграфических горизонтах в Вилюйской впадине и Приверхоянье, имеет существенно иной характер. Третичные отложения как бы дополняют ряд минералогической зональности мезозойского комплекса появлением самой верхней зоны, характеризующийся максимумом распространения наиболее нестойких компонентов. Здесь, помимо эпидота и амфиболов, в изобилии появляются моноклинные пироксены и гиперстен, подавляющие своим количеством другие минералы.

¹ Типичным представителем цирконово-турмалиново-рутиловой зоны является мощный комплекс пермских отложений Верхоянья.

Детальное изучение и типизация важнейших породообразующих и аксессуарных минералов (типы кварца, полевых шпатов, слюд, гранатов, цирконов и др.) позволили установить, что каждая выделенная минералогическая ассоциация характеризуется свойственным только ей сочетанием и распространением определенных типов минералов, связанных с разрушением материнских пород различного состава. Установлено, что для байлыкской ($T_3 - J_2$) ассоциации это были преимущественно протерозойские кристаллические сланцы Алданского щита, для чечумской (J_3) — архейские образования этого же региона, для сангарской (Cr_1) — комплекс метаморфических и изверженных пород Станового хребта, для вилюйской — $Cr_1^3 - Cr_2$ — осадочные породы юры и мела бортов Вилюйской впадины и Верхоянского хребта. Третичные отложения формировались за счет разрушения кристаллического комплекса Алданского щита.

При характеристике источников сноса байлыкской и чечумской ассоциаций мы отмечали довольно широкое распространение в их составе гиперстеновых, диопсидовых и роговообманковых кристаллических сланцев, богатых кальциево-натриевыми плагиоклазами, и подчеркивали почти полное отсутствие нестойких минералов, свойственных этим породам среди терригенных ассоциаций юры. Напротив, третичные породы, изобилующие Са—Na-плагиоклазами, пироксенами и амфиболами, легко коррелируются по своему составу с породами кристаллического комплекса Алданского щита. Характерно, что типы устойчивых минералов третичной ассоциации (гранаты, цирконы) аналогичны таковым юрских пород.

Так как установлено, что сколько-нибудь существенного химического выветривания источников сноса в период формирования байлыкской и чечумской ассоциаций не было, а процесс транспортировки обломочного материала, как было показано выше, имеет ничтожное влияние на изменение минерального состава терригенных компонентов, то основные превращения были, очевидно, обусловлены процессами внутрислойного растворения в эпигенезе и частично диагенезе (?). Присутствие некоторых аутигенных образований — железисто-магнезиальный состав аргиллитов Верхоянской области, характер карбонатов и другие — могут служить «наводящими» признаками присутствия нестойких минералов в первичном составе ассоциации.

Однако наиболее яркие доказательства важнейшей роли внутрислойного растворения в формировании минералогической зональности терригенных толщ дает изучение сангарской ассоциации (Cr_1). Здесь с абсолютной очевидностью проявляется первично-однородный характер обломочного материала в пределах обеих минералогических зон — эпидотово-роговообманковой (Cr_1^2) и эпидотовой (Cr_1^1). Он вытекает из одинакового состава и соотношения породообразующих компонентов (см. фиг. 22), типов кварца (см. фиг. 3), слюд (см. фиг. 7), гранатов (см. фиг. 10) и ряда других минералов. Изучая шлифы, мы становимся как бы непосредственными свидетелями этого процесса. На наших глазах происходит внутрислойное растворение и уничтожение пироксенов и роговых обманок (табл. XIX, 1, 2, б), изменение состава полевошпатовой ассоциации за счет замещения ломснитом кальциево-натриевых плагиоклазов и появления устойчивого в условиях эпигенеза альбита и др.

НЕКОТОРЫЕ ИТОГИ

Решение проблемы возникновения минералогической зональности, представляющей большой интерес как для палеогеографических реконструкций, так и для суждения об истории эпигенетических превращений терригенных пород, не может быть осуществлено в результате только

одного изучения распределения акцессорных минералов, как это делалось раньше в ряде работ американских и европейских литологов. Здесь необходим другой подход, предусматривающий изучение всего комплекса минеральных образований, слагающих породу, т. е. рассмотрение пород как парагенетических стадийальных ассоциаций. Типоморфные особенности породообразующих и акцессорных (особенно устойчивых) минералов позволят судить об идентичности или, наоборот, разнотипности первичного обломочного материала и соответственно материнских пород источников сноса. Аутигенные минералы, замещающие обломочные компоненты, равно как и минералы глин, помогут в ряде случаев реставрировать первоначальный состав обломочного материала и оценить масштабы переработки пород в постседиментационный период.

Такое исследование, проведенное на материале мощной серии терригенных пород описываемой территории, с несомненной силой доказало, что, несмотря на сменявшиеся в течение мезозоя источники сноса, решающее значение в формировании минералогической зональности состава обломочных компонентов играют процессы эпигенетического внутрислойного растворения.

Полученные результаты можно, вероятно, применить не только к данному конкретному примеру, но и к общей проблеме формирования минералогической зональности терригенных пород. Противники Петтиджона были правы в том, что невозможно представить, что в формировании терригенных толщ мощностью в несколько тысяч метров участвовали материнские породы первично-идентичного состава. Однако несомненно то, что даже если это были различные по своему составу образования, то в появлении зональности распределения нестойких минералов в разрезе решающим фактором являлось внутрислойное растворение. При том условии, конечно, если терригенная толща формировалась за счет кристаллических пород, а следовательно, изобиловала малостойкими минералами.

Приведенные выше материалы показывают, что изучение терригенных пород как стадийальных парагенетических ассоциаций позволяет не только более надежно подойти к реконструкции источников сноса, но и установить особенности преобразования (или созревания) первичного осадочного вещества в течение различных этапов или стадий существования пород. Обобщение этих данных дает возможность восстановить основные черты постседиментационной истории пород.

Глава VIII

ОСОБЕННОСТИ АУТИГЕННОГО МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ И ФОРМИРОВАНИЯ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД В ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ И ПЛАТФОРМЕННОЙ ОБЛАСТЯХ

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Проблема изучения стадий осадочного породообразования привлекает в последние годы все большее и большее внимание исследователей. В 1955 г. автором совместно с В. Д. Шутовым на примере изучения мощного разреза Верхоянской геосинклинали (от нижнего мела до нижней перми) впервые было установлено наличие зональности изменения осадочных пород, возникающей при процессах эпигенеза и начального метаморфизма. В Верхоянском разрезе, мощностью около 12 000 м, в направлении сверху вниз был выявлен ряд зон, охарактеризованных комплексами минеральных новообразований и определенными типами структур и текстур пород. Образование этих зон связано с возрастанием температур и давлений, которым подвергаются осадочные породы, погруженные на значительную глубину, а также с явлениями стресса, особенно эффективного при интенсивных проявлениях складчатости. Таким образом, было установлено, что возникновение зональности в осадочных породах определяется теми же факторами, которые обуславливают образование зональности при региональном метаморфизме, но проявление этих факторов в осадочных породах еще очень слабо.

Зональность, сходная с верхоянской, была установлена Кумсом (Coombs, 1954) в комплексе вулканогенных граувакк Новой Зеландии, Н. В. Логвиненко (1957) для мощной серии среднекаменноугольных терригенных пород Донбасса, В. К. Головенко (1957) — для протерозоя Патомского нагорья и А. В. Величко (1958) — для перми Таймыра.

Эпигенетические изменения терригенных пород платформенных областей изучены в меньшей степени.

К одним из первых работ в этом направлении следует отнести исследования А. В. Копелиовича (1958), изучившего явления эпигенеза в песчаниках могилевской свиты (ордовик? — рифей?) юго-западных районов Русской платформы и установившим глубокую эпигенетическую переработку пород на глубинах всего лишь 1500—1600 м и В. Д. Шутова (1959, 1961), исследовавшего мощные разрезы терригенных отложений от нижнего карбона до рифея юго-востока Русской платформы. Последним выявлена повсеместная слабая эпигенетическая переработка пород каменноугольного и девонского возраста, погруженных на глубины до 2000 м, и существенные изменения кембрийских и главным образом рифейских образований, вскрытых на глубинах свыше 2000—2200 м.

Лишь начальные эпигенетические изменения терригенных пород нижнего мезозоя на глубинах около 3000 м зафиксированы В. И. Муравьевым (1962) в разрезе Новоузенской скважины.

Даже краткое перечисление результатов, полученных разными исследователями, изучавшими эпигенез терригенных отложений Русской платформы, обращает внимание на то, что начало заметных проявлений эпигенеза фиксируется ими на очень разных глубинах. В одном случае А. В. Копелиович на глубинах порядка 1500 м устанавливает такую интенсивную структурно-минералогическую переработку песчаных пород, что сравнивает их с породами метаморфическими; в другом — В. Д. Шутов на глубине 2000 м, а В. И. Муравьев — на 3000 м отмечают лишь слабые изменения пород, выражающиеся в некотором сближении терригенных зерен, начальном появлении регенерационных каемок, которые глубоко не меняют первичного структурного типа породы.

В. Д. Шутовым (1962) сделан интересный вывод о том, что одним из важнейших факторов появления признаков заметного эпигенетического изменения структур пород является длительность их пребывания под вертикальной нагрузкой, иначе говоря, — возраст отложений. Любопытно отметить, что даже в низах 5000-метрового разреза плиоценовых отложений Апшеронского полуострова отсутствуют какие-либо следы структурной переработки пород.

Весьма интересным является вопрос о специфике процессов эпигенеза в платформенных и геосинклинальных областях.

Важный материал для решения этого вопроса может дать параллельное изучение терригенных пород, принадлежащих к одному стратиграфическому интервалу и имеющих близкий вещественный состав, но испытывавших различную глубину погружений и в одном случае подвергавшихся только действию вертикальной нагрузки, а в другом — также и стрессу. С этой точки зрения комплекс терригенных отложений юго-востока Вилюйской впадины и Западного Верхоянья представляет весьма удачный объект. Как в платформенной, так и в геосинклинальной зонах здесь наблюдается общий фациально-генетический ряд формаций, а первичный состав обломочного материала идентичен.

Переход от платформенного разреза южного склона впадины (район г. Якутска) с горизонтально лежащими слоями, мощностью менее 1000 м, до дислоцированных отложений Верхоянья, мощностью около 6000 м, можно наблюдать на расстоянии всего 150—200 км по профилю Якутск — Намцы — р. Западная Градыга. Недавно пробуренная скважина в районе сел. Намцы глубиной 3000 м, представляющая как бы разрез переходного типа, дала интересный материал, позволивший судить о тех изменениях, которые испытывают породы, залегающие на поверхности или на глубине первых сотен метров в пределах платформенного крыла впадины при погружении их на 2000—3000 м.

ХАРАКТЕРИСТИКА ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ ПОРОД ПЛАТФОРМЕННОЙ И ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ ОБЛАСТЕЙ

В пределах платформенной и геосинклинальной областей в разрезе мезозой выделяются четыре зоны, охарактеризованные комплексами минеральных новообразований, различными структурно-текстурными признаками и определенными физико-механическими характеристиками (плотность, пористость и др.).

Зоны эти следующие: 1) выветривания, 2) неизмененного глинистого цемента, 3) измененного глинистого цемента и начальных кварцево-мозаичных структур песчаников, 4) сложных кварцитовидных структур и серицитово-хлоритового цемента. Следует отметить, что данная зона не только охватывает нижнюю часть мезозойского разреза, но и распространяется на верхний палеозой, изучавшийся В. Д. Шутовым. Наконец, в верхнепалеозойских отложениях выделяется еще одна зона — «шиповидных структур и мусковитового цемента», свойственная лишь ниже-

пермским породам в участках их наиболее интенсивной дислоцированности.

Наименования зон даны автором по характеру цементации песчаников, так как последние наиболее ярко выражают специфику изменения терригенных пород на разных этапах их существования и наиболее легко доступны микроскопическому изучению. Вещество глинистых пород меняется в общем параллельно с веществом цемента песчаников, может быть, несколько «запаздывая» по сравнению с последним, но не нарушая, однако, границ выделенных зон.

Зона выветривания

Зона выветривания занимает особое положение среди изученных отложений. Присутствие ее связано не с нормальным эпигенезом, т. е. с изменениями пород, возникающими по мере их погружения на глубину, а с поверхностным разложением. Однако, поскольку эта зона присутствует в составе изученных отложений, обойти ее молчанием нельзя.

Зона выветривания характеризует верхи комплекса аллювиальных каолинизированных песчаников ($Сг_1^{alb}$ — $Сг_2$), в частности, линденскую свиту ($Сг_2^2$). Фиксируется она только в отдельных наиболее погруженных участках верхнемеловых мульд Вилюйской впадины. Мощность ее около 100 м, характер сопряжения с нижележащими породами крайне постепенный. Явление, наиболее типичное для выветривания — интенсивная каолинизация, — представляет характерную черту как этой зоны, так и более низких горизонтов описываемого комплекса. Определяется это как характером первичного обломочного материала, так и условиями диагенеза, при решающей роли последнего (Муравьев, 1956).

Как отмечалось, обломочный материал был заимствован из ранее отложившихся осадочных образований. Малостойкие компоненты (слюды, некоторые полевые шпаты) были уже в какой-то мере изменены, целостность их кристаллической решетки была нарушена, что обеспечивало легкость их дальнейших превращений. Обстановка диагенеза этих чисто континентальных образований была близка к обстановке гумидного выветривания. Пески, содержащие нередко многочисленный растительный мусор, были легко доступны проникновению и миграции кислых поверхностных вод. Окисление растительных остатков и энергичный водообмен обеспечивали достаточно низкие рН водных растворов, при которых осуществлялся интенсивный гидролиз алюмосиликатов и шло формирование каолинита.

В диагенезе этот процесс не был полностью завершен; по мере погружения осадки выходили из зоны интенсивного гумидного разложения и процесс видоизменения обломочного материала в них затухал. Поэтому в нижних горизонтах комплекса песчаники отличаются некоторой полимиктовостью, в них довольно значительно содержание каолинизированных калиевых полевых шпатов и слюд, разнообразен состав акцессорных минералов. По мере движения вверх наблюдается упрощение минералогического состава пород: в зоне выветривания пески и песчаники уже имеют преимущественно кварцевый состав с характерной ассоциацией устойчивых акцессорных минералов (цирконом, рутилом, турмалином). Направленный, постепенный характер изменения пород при движении снизу вверх по разрезу подчеркивает близость той обстановки, которая имела место в период отложения и диагенеза этих чисто континентальных образований и их последующего выветривания. Последнее как бы дополняло, доводило до завершения процесс, начатый непосредственно в момент отложения осадков.

Постепенность минералогического изменения состава пород хорошо прослеживается микроскопически. В нижних частях разреза можно на-

блюдать ранние стадии образования каолинита по слюдам и полевым шпатам. Наблюдается гамма постепенных переходов от гидратизированных и деформированных пластинок обесцвеченного, но еще слабо плехроирующего биотита с $N_g - N_p = 0,015 - 0,025$ до собственно каолинита (табл. XXIII, 1). Каолинизация полевых шпатов выражается в появлении мелких точечных включений каолинита, приуроченных к системам трещин сланности. Каолининовые скопления захватывают часто довольно широкие зоны, образуя в плоскости среза зерна фигуры сложной конфигурации. При движении вверх по разрезу все в большем количестве встречаются реликты зерен полевых шпатов, целиком замещенных агрегатом каолиновых чешуек. Вместо гидратизированных и каолинизированных слюд появляются крупные вермикулитовые сростки каолинита, часто несколько превышающие в размере окружающие терригенные зерна кварца.

Процесс образования каолинита по слюдам и полевым шпатам протекал различно. В первом случае имели место стадийные изменения слоистой решетки слюд, подробно описанные И. И. Гинзбургом (1946, 1951). Вынос межслоевых катионов калия и октаэдрических катионов магния и закисного железа, осуществлявшийся при выветривании слюды, и приводил к энергетической неустойчивости решетки, возникающей в результате появления избытка некомпенсированных отрицательных валентностей. Следствием являлась перестройка решетки, выражавшаяся в потере одного из тетраэдрических кислородных слоев, и появления вместо трехлистной (в данном случае неустойчивой решетки слюдистого типа) более устойчивой — двухлистной структуры каолинита.

Образование каолинита по полевым шпатам происходило, очевидно, синтетическим путем. Интересные эксперименты Корренса и Энгельгардта (Correns, Engelgardt, 1938) и Армстронга (Armstrong, 1940) показали, что при разложении полевых шпатов Si, Al, K, Na и Ca переходят в раствор в ионном состоянии; последующее взаимодействие Si и Al приводило к формированию каолинита. Агрегаты каолинита по полевым шпатам, равно как и некоторые крупные вермикулитовые сростки, образовывались, по-видимому, именно таким путем. Среди толщ рыхлых каолинизированных песков и песчаников иногда встречаются крупные «штокообразные» включения песчаников с опаловым цементом. Опал образует базальный цемент, в который «впаяны» не только терригенные зерна, но и крупные вермикулитовые сростки каолинита, а также отдельные реликты сильно каолинизированных разбухших слюд; выделение опала в заключительный момент формирования породы не вызывает сомнений. Образование опаловых «конкреций» происходило за счет перераспределения и выделения избыточного кремнезема, оставшегося после разложения обломочных алюмосиликатов и не «использованного» при построении решетки каолинита.

Зона неизмененного глинистого цемента (начальный эпигенез)

Описываемая зона охватывает все отложения платформенной области до глубины 2000 м и самые верхи разреза краевого прогиба. Таким образом к ней относятся: весь мезозойский разрез платформенных склонов впадины, отложения от верхнего мела до верхов верхней юры погруженной части впадины (сел. Намцы) и верхи нижнего мела в пределах прогиба (фиг. 34).

Породы в значительной степени сохраняют свои первичные текстурно-структурные и минералогические особенности, приобретенные в течение литогенеза (т. е. осадконакопления и диагенеза).

Характерной особенностью зоны является пестрота минералогического состава глинистого вещества в составе цемента песчаников и основ-

ной массы глин. Глины имеют монтмориллонитовый, каолиновый, гидрослюдистый или многокомпонентный состав с разнообразными сочетаниями перечисленных компонентов. Состав глинистого вещества зависит от первичного характера обломочного материала, скорости погружения осадков и фациальной обстановки.

В области платформенного склона впадины наблюдается присутствие всех перечисленных выше типов глин и глинистого цемента песчаников; чередование их в разрезе, часто даже в пределах одной и той же формации (например, угленосной) определяется исключительно фациальной обстановкой и скоростью погружений.

При медленном осадконакоплении и достаточно длительном пребывании осадка в зоне диагенеза глинистое вещество приобретает четкое минералогическое оформление и приближается по своему составу к мономинеральному. Так, глины подугольных пластов, длительное время находящиеся в условиях интенсивного гумидного разложения, имеют более или менее чистый каолиновый состав, характеризующий наибольшую степень переработки первичной глинистой массы.

При медленном осадконакоплении в более щелочной среде заливов, лагун, озер или морского побережья формировались преимущественно монтмориллонитовые глины. Чистые разности последних довольно редки, чаще они встречаются с большей или меньшей примесью реликтов продуктов видоизменения обломочных триоктаэдрических гидрослюдов (хлорит и сложные смешанно-слоистые образования), присутствие которых характеризует незавершенность переработки глинистого вещества в диагенезе. Глины многокомпонентного состава, в которых преобладают гидрослюды, хлорит и смешанно-слоистые беспорядочно переслоенные образования хлорита и разбухающих минералов, указывают на быстрое осадконакопление и малую степень переработки материала. Этот тип глинистого вещества присутствует довольно часто на платформе в породах разного фациального типа, но наибольшее распространение он получает в верхах разрезов краевого прогиба и Намцинской скважины. Мономинеральные глины в прогибе отсутствуют полностью; в Намцинском разрезе иногда встречаются каолиновые глины, присутствующие лишь в подошве наиболее мощных угольных пластов, т. е. приуроченные к тем обстановкам, где в течение достаточно длительного промежутка времени сохранялась кислая среда (фиг. 35).

Следует подчеркнуть, что в песчаных породах «оформление» глинистых минералов осуществляется обычно более полно, чем в глинах. Так, например, в разрезе Намцинской скважины песчаники с хорошо раскристаллизованным каолиновым цементом распространены довольно широко в континентальных отложениях. В Приверхоянье цемент песчаников чаще всего имеет разнородный состав и слагается из тонкоизмельченных терригенных зерен кварца, полевых шпатов и слюд и слабо поляризующей, минералогически трудно определимой массы глинистых минералов (так называемая matix, по терминологии американских петрографов). Неоднородный характер глинистого вещества определяется здесь, видимо, очень быстрой седиментацией и столь коротким пребыванием осадка в зоне диагенеза, что переработка и раскристаллизация его не успевала произойти. Однако и здесь иногда удается наблюдать в неоднородной глинистой массе начальное формирование прозрачного светло-зеленого хлорита, идущее вокруг обломочных зерен.

Лучшая раскристаллизация глинистого вещества в песчаниках объясняется, с одной стороны, большей проницаемостью пород, а следовательно, более длительным взаимодействием их с растворами с активным водообменом, с другой, — с меньшей уплотненностью пород и наличием поровых участков, где новообразованные глинистые минералы имели большую «свободу роста».

Рассмотрим характер изменений «обломочного костяка» песчано-алевритовых пород.

Наиболее чувствительным к изменениям физико-химической обстановки диагенеза и эпигенеза, является биотит. Характер его изменений различен в породах платформенной и геосинклинальной областей. Начальные изменения минерала протекают однотипно и оптически выражаются в его обесцвечивании, появлении зеленоватой окраски, понижении двупреломления и светопреломления, интенсивной деформации. Рентгено-структурный анализ устанавливает еще на очень ранних этапах переработку решетки с появлением хлоритоподобного минерала с $a(001) = 14 \text{ kX}$ и сложных смешанно-слоистых образований типа переслаивания хлорита — вермикулита. Дальнейшие изменения биотита протекают различно. В песчаниках платформенных разрезов с каолиновым цементом биотит коалинизируется и частично, а иногда и полностью, переходит в крупные вермикулитовые сростки каолинита. В песчаниках с гидрослюдисто-монтмориллонитовым цементом биотит гидратизируется и распадается на перемежающиеся волокна обесцвеченного гидробиотита и монтмориллонитоподобного минерала, т. е. биотит в своих изменениях как бы следует за изменениями глинистой цементирующей массы, это вполне естественно, если учесть, что основным компонентом последней являлись измененные минералы группы триоктаэдрических гидрослюдов. Железо, выделяющееся при разложении биотита, обычно фиксируется в виде железистых карбонатов — анкерита или сидерита (табл. XIII, 3, 4). Процесс видоизменения биотита, начавшийся в диагенезе, очевидно, продолжался и в раннюю стадию эпигенеза.

В породах прогиба биотит обычно только гидратизируется и хлоритизируется. Иной характер изменения биотита связан несомненно с более быстрым выходом осадка из зоны диагенетической переработки, при которой глубокое разложение минерала не успело осуществиться.

Изменения других обломочных минералов выражаются в менее явственной форме. Наиболее характерным является внутрислойное эпигенетическое растворение ряда нестойких обломочных компонентов — в первую очередь фемических минералов (пироксенов и амфиболов) и средних и основных плагиоклазов. Пироксены почти целиком исчезают из пород, сохраняясь в крайне небольшом количестве лишь в верхних горизонтах разреза. Амфиболы обычно несут следы растворения, выражающиеся в появлении характерных зубчатых форм ограничения, разделение зерен на отдельные фрагменты (табл. XIX). В нижних горизонтах разреза они тоже, как правило, отсутствуют. Появление типичных форм внутрислойного растворения (зубчатых, ступенчатых, бугорковых) свойственно также ряду других аксессуарных минералов — гранату, дистену, ставролиту (табл. XV, XVII, 4, 5). Весьма нестойкими в описываемой зоне являются кальциево-натриевые плагиоклазы. В платформенной области количество их быстро убывает при движении сверху вниз по разрезу. Устойчивыми в группе полевых шпатов являются: ортоклаз, микроклин, альбит и олигоклаз до № 20.

Из сказанного следует, что характерная зональность в распределении аксессуарных минералов в достаточно мощных терригенных толщах, о которой мы подробно писали в предыдущей главе, в значительной мере оформляется в зоне неизмененного глинистого цемента, т. е. на раннем этапе эпигенеза.

Наиболее распространенными аутигенными минералами описываемой зоны являются карбонаты, замещающие нестойкие обломочные минералы, корродирующие, в большей или меньшей степени, — стойкие, и служащие цементом пород. В числе карбонатов присутствуют: кальцит, анкерит, реже сидерит или сидероплезит.

Анкерит, сидерит и сидероплезит встречаются в виде вкрапленников

в цементе песчаников в породах платформенной области. Образование этих минералов связано главным образом с разложением и переработкой первичного глинистого вещества, а также в какой-то степени биотита, фемических минералов и др. Малорастворимые кремнезем и алюминий расходовались на образование глинистых минералов — каолинита и монтмориллонита; железо, кальций и магний переходили в раствор в виде бикарбонатов.

В процессе диагенеза, как это показано Н. М. Страховым, наблюдается непрерывная «перекачка» указанных компонентов из глинистых слоев в песчаные; дегазация иловых вод в песчаных пластах и падение парциального давления CO_2 обуславливают выпадение карбонатов в твердую фазу. Вероятно, этот процесс не завершился полностью в диагенезе, распространяясь частично на ранний этап эпигенеза.

Для пород краевого прогиба железистые карбонаты менее характерны. В условиях быстрого захоронения осадков существенного разложения глинистых и фемических минералов не происходило, и в соответствии с этим здесь отсутствовал «материал», необходимый для формирования анкерита и сидерита.

Кальцит распространен главным образом в нижнемеловых отложениях как платформы, так и прогиба. Он служит цементом огромных песчаных конкреций, сливающихся часто в сплошные пласты. Образование кальцита связано с эпигенетической (возможно, частично и диагенетической) переработкой кальцийсодержащих плагиоклазов, весьма обильных в породах нижнего мела. В песчаниках других стратиграфических горизонтов кальцит встречается в виде отдельных вкрапленников вместе с другими карбонатами. Формированию части карбонатов в эпигенезе благоприятствовал гидрокарбонатный состав вод описываемой зоны с рН 7,9—8,2.

Воды мезозойских отложений впадины изучены очень слабо, наиболее достоверные результаты были получены при гидрогеологическом изучении вод Намцинской опорной скважины, проведенном на глубинах 2982—1680 м (по Сарычеву, 1957). Полученные данные устанавливают, что на глубинах 2100—1680 м присутствуют гидрокарбонатные воды с постепенно убывающей, по мере движения вверх, минерализацией от 16 до 2,38 г/л. В более глубоких горизонтах (2200—3000 м) присутствуют хлоридные воды (хлормагниевые и хлоркальциевые), с минерализацией 20,40—30 г/л. Таким образом, вся зона неизмененного глинистого цемента, по существу, совпадает здесь с зоной распространения гидрокарбонатных вод.

Любопытно отметить, что в разрезе мезозоя Сибирской платформы устанавливается та же зональность состава подземных вод, что была выявлена для вод Русской платформы. Отсутствие сульфатной зоны и во много раз меньшая минерализация вод находятся в прямой связи с литологическим характером разреза, в частности, с полным отсутствием карбонатных и сульфатных пород.

Кратко остановимся на характеристике физико-механических свойств породы описываемой зоны (см. фиг. 34). При движении сверху вниз наблюдается последовательно возрастающее гравитационное уплотнение пород, увеличение объемных весов (от 1,4 до 2,10) и уменьшение пористости (от 35 до 12%).

Угли, встречающиеся в отложениях описываемой зоны, изучены только в пределах платформенного крыла впадины. Они все относятся к бурым углям, не несущим следов какой-либо метаморфизованности. Угли Намцинского разреза, погруженные до глубины 2000—2500 м, к сожалению, не исследованы.

1. Частая смена в разрезе различного типа глинистого вещества в цементе песчаников и в глинах; мономинеральный состав некоторых разновидностей (каолинит, монтмориллонит).

Определяющая причина — медленное осадконакопление и длительность диагенеза и начального эпигенеза, в течение которого глинистые минералы успевали в той или иной степени приспособиться к условиям окружающей среды.

2. Широкое распространение железистых карбонатов, формировавшихся в диагенезе и эпигенезе за счет разложения глинистых и фемических минералов.

3. Разложение биотита до каолинита, сопровождающееся его «сидеритизацией».

1. Более постоянный и неоднородный состав глинистого вещества (matrix) в разрезе, близкий по составу к первичной обломочной мути. Отсутствие мономинеральных разновидностей глины и каолинита.

Определяющая причина — быстрое осадконакопление, короткий период диагенеза, за время которого осадок не успевал приобрести минералогическое оформление, определяющееся условиями окружающей среды.

2. Относительная редкость железистых карбонатов, связанная с малой разложённостью первичного обломочного материала в диагенезе.

3. Гидратизация и деформация биотита, — начальная хлоритизация.

4. Внутрислойное растворение в эпигенезе кальциево-натриевых плагиоклазов, пироксенов, амфиболов и некоторых других аксессуарных минералов. Формирование характерной минералогической зональности в распределении терригенных минералов по разрезу.

5. Интенсивное нарастающее гравитационное уплотнение пород при движении сверху вниз по разрезу: увеличение объемных весов и уменьшение пористости.

Зона измененного глинистого цемента

(г л у б и н н ы й э п и г е н е з)

Зона измененного глинистого цемента присутствует на платформе лишь в наиболее погруженных участках на глубинах свыше 2000—2500 м. Она захватывает краевой прогиб и периферийные области складчатых структур геосинклинали, достигая мощности 3500—4000 м.

Характер пород зоны в платформенной области и в геосинклинали несколько отличен. Это связано как с различным их минералогическим составом, «унаследованным» от раннего постседиментационного этапа, так и с разными факторами переработки пород при глубинном эпигенезе: на платформе это только вертикальная нагрузка и повышение температуры, связанные с погружениями; в геосинклинали к этому прибавляется стресс, являющийся мощным фактором эпигенетической переработки пород.

Обратимся прежде к характеристике этой зоны на платформе. Она изучена по разрезу Намцинской скважины, где охватывает нижнюю половину верхнеюрских и среднеюрские отложения.

Характерной особенностью зоны является минералогическая переработка и раскристаллизация глинистого вещества. Каолинит как в цементе песчаников, так и в глинах интенсивно гидрослюдизируется. Установлено, что причиной, определяющей переработку каолинита, является аркозовый состав терригенной части пород. Калиевые полевые шпаты и отчасти кислые плагиоклазы — минералы довольно устойчивые в поверхностных или близких к ним условиях, оказываются весьма нестойкими в обстановке повышенных давления и температур, свойственных глубинному эпигенезу и начальному метаморфизму. Они испытывают существенное разложение, причем одним из первых компонентов, освобождающихся при разрушении их решетки, является калий.

Интересный материал по этому вопросу содержится в работах Андреатта (Andreatta, 1954). Он установил, что все кислые плагиоклазы постоянно содержат 1—3% K_2O , который чрезвычайно легко выносится в ионной форме из кристаллической решетки плагиоклаза на начальных стадиях его разрушения в условиях раннего метаморфизма. Калий, выносившийся из решетки полевых шпатов, энергично реализуется глинистыми минералами — каолинитом и монтмориллонитом. Под микроскопом можно отчетливо наблюдать гидрослюдизацию каолинита, особенно интенсивную в непосредственной близости от зерен полевых шпатов или пластинок биотита. Гидрослюдистый минерал развивается по отдельным пакетам вермикулитового сростка каолинитовых пластинок или иногда захватывает полностью весь сросток; последний, в этом случае, сохраняя характерный вермикулитовый габитус каолинита, приобретает интенсивную поляризацию в желто-оранжевых тонах.

Рентгено-структурное изучение показывает, что образующийся гидрослюдистый минерал относится к слюдам диоктаэдрического (мусковитового) типа. Это очень характерная особенность глубокого эпигенеза: гидрослюды триоктаэдрического (биотитового) типа не только никогда не образуются в этой зоне, но и их обломочные разновидности исчезают, уступая место хлориту и диоктаэдрической гидрослуде.

Рассмотрим этот вопрос подробнее. Как уже отмечалось выше, глинистое вещество пород в этой области относительно быстрых погружений имело чаще всего состав, близкий к первичному обломочному материалу, затронутому лишь начальными процессами изменения, т. е. состояло из триоктаэдрических гидрослюд и продуктов их изменения — хлорита, смешанно-слоистых образований хлорита и разбухающих минералов и монтмориллонита. При движении сверху вниз по разрезу наблюдается постепенная переработка глинистого вещества, выражающаяся в постепенном исчезновении вначале монтмориллонита, а затем и смешанно-слоистых образований, и абсолютным преобладанием хлорита и диоктаэдрической гидрослюды. Переработка глинистого вещества протекает полнее и раньше завершается в цементе песчано-алевритовых пород.

Важной особенностью описываемой зоны является начальное формирование простых мозаично-регенерационных структур песчаников и появление микростилолитизации, характерной только для пород платформенной области.

Мозаично-регенерационные структуры возникают в хорошо отсортированных песчаниках. В результате уплотнения пород зерна приходят в тесное соприкосновение, следствием чего является их частичное растворение на контактах и переотложение материала в других участках, находящихся под действием меньших напряжений. Значительная первичная пористость породы благоприятствовала возникновению простых линейных контактов сопряжения регенерированных зерен, часто несущих элементы идиоморфных ограничений; одновременно присутствуют зерна с поверхностями «взаимного приспособления» (или конформации, по А. П. Копелиовичу).

В отдельных прослоях фиксируются явления микростилолитизации, выражающиеся в появлении на поверхностях зерен однонаправленных зубчатых контактов, ориентированных перпендикулярно к поверхностям напластования. Формирование стилолитов является одной из характернейших особенностей процесса эпигенетического изменения пород в платформенных областях. Это показано в последнее время А. В. Копелиовичем (1958) и особенно подробно В. Д. Шутовым (1960). Одним из необходимых условий возникновения стилолитов является длительность существования вертикальная нагрузка, действующая в совокупности с рядом других причин. Важнейшими из них являются: 1) разноразмерный состав обломочного материала, обуславливающий крайне неравномерное рас-

пределение напряжений в породе; 2) обилие гидрослюдистого глинистого вещества, слюд и разрушающихся полевых шпатов, создающих щелочную среду, благоприятствующую интенсивной коррозии кварца. Развитие микростилолитов идет обычно в пределах определенных прослоек, наиболее обогащенных глинисто-слюдястым материалом.

Верхняя граница появления кварцево-регенерационных структур песчаников совпадает с границей распространения хлоридных вод с довольно значительными температурами; судя по данным геотермических измерений, проведенных в Намцинской скважине, температура на глубине 2500—3000 м должна быть не менее 55—65°. По данным Н. И. Хитарова, растворимость кварца и миграционная способность кремнезема при повышении температуры значительно возрастает; присутствие электролитов повышает интенсивность этого процесса. Появление кварцево-регенерационных структур песчаников находится, несомненно, в определенной зависимости от специфики гидрохимического режима вод глубинной зоны эпигенеза.

В области прогиба и геосинклинали зона измененного глинистого цемента охватывает почти весь нижний мел, верхнюю и среднюю юру. При этом верхняя половина зоны и нижняя несколько отличаются по характеру минеральных новообразований, структурам и физико-механическим свойствам пород.

Для песчаных пород верхней половины зоны характерна полная перекристаллизация первичного глинистого вещества. В составе цемента присутствуют: хлорит, гидрослюды и халцедон или кварц. Состав цемента, равно как и других минеральных новообразований, определяется первичным обломочным материалом пород и степенью их эпигенетической переработки.

Обилие в нижнемеловых породах биотита и фемических минералов предопределило широкое развитие хлоритового цемента. В юрских породах, наряду с хлоритом, значительное распространение получает диоктаэдрическая гидрослюда. Обычный порядок кристаллизации минералов цемента: интенсивно окрашенный железистый хлорит → бесцветный хлорит → гидрослюда → минералы группы кремнезема (халцедон и кварц) в верхней части зоны, и только кварц — в нижней. При раскристаллизации первичного глинистого вещества, богатого железом, магнием и щелочами, в первую очередь происходило формирование хлорита, на что расходовался основной запас железа и магния; позднее формировался безжелезистый (бесцветный) хлорит, затем гидрослюда (в случае значительного содержания щелочей) и, наконец, в последнюю очередь выделялся избыток SiO_2 в виде опала или халцедона, заполнявших центральные участки пор и перекристаллизовавшихся в нижних горизонтах в кварц.

Глинистые породы имеют тот же состав, что и цемент песчаников и алевролитов. Однако раскристаллизация глинистой массы в первых осуществляется менее полно, чем во вторых. Наряду с основными компонентами — хлоритом и диоктаэдрической гидрослюдой — в верхах разреза присутствуют реликты разбухающих минералов, образующих смешаннослоистые структуры с хлоритом. При движении вниз по разрезу содержание последних убывает.

Рассмотрим изменения обломочных минералов. Прежде всего обратимся к биотиту, одному из самых чувствительных компонентов, отражающих характер физико-химических условий диагенеза и эпигенеза.

В верхней половине зоны в большинстве пластинок минерала наблюдается нарушение кристаллической формы: пластинки минерала интенсивно деформированы, разбухают, расщепляются на отдельные волокна и обесцвечиваются, приобретая зеленовато-бурые тона, но сохраняя еще схему адсорбции. В породах нижней половины зоны биотит находится

как бы на одной из дальнейших стадий своего видоизменения. При этом микроскопически намечается две линии превращения биотита: 1) аморфизация, 2) обесцвечивание и постепенный переход в хлорит, чередующийся с пакетами гидрослюды мусковитового типа.

Глубокую переработку испытывают кальциево-натриевые плагиоклазы (№ 30—45), весьма обильные в породах нижнего мела. Разложение их сопровождается формированием кальциевого цеолита-ломонтита, имеющего широкое распространение и образующего специфические структуры метасоматического замещения в песчаниках. Ломонтит является очень «агрессивным» минералом; интенсивно развиваясь за счет Са — Na-плагиоклазов, он захватывает часто и другие полевые шпаты, разъедает биотит, роговую обманку и эпидот и образует иногда сплошные участки цемента, в котором как бы «плавают» сохранившиеся зерна кварца. Ломонтитовый цемент при этом имеет не пойкилитовую структуру, а состоит из отдельных неделимых, имеющих разную оптическую ориентировку и часто окаймленных сохранившимися хлоритовыми каемками, которые оконтуривают прежнюю форму обломочных минералов, замещенных ломонтитом. Внутри этих «зерен» ломонтита иногда можно различить отдельные реликты плагиоклазов и калиевых полевых шпатов.

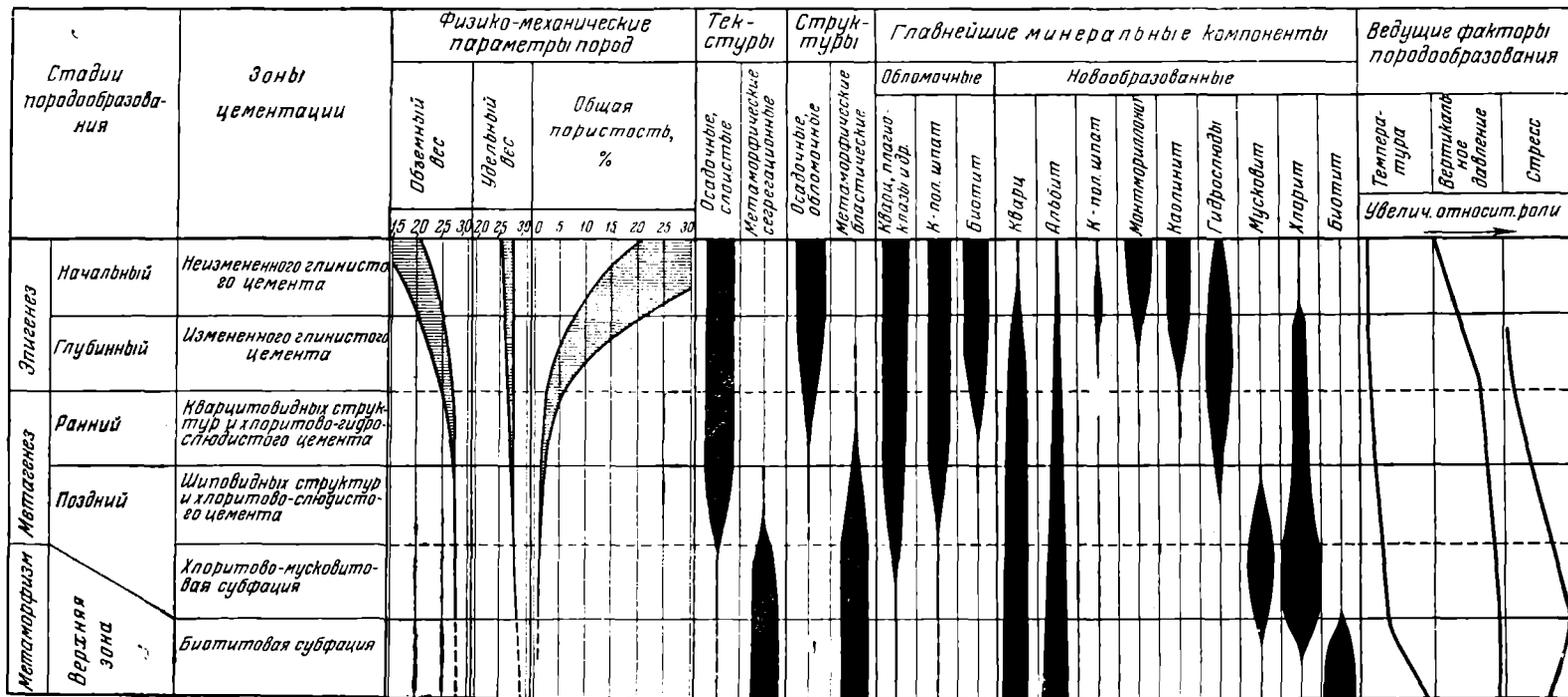
Судя по тому, что на платформе при аналогичном составе обломочного материала в нижнемеловых породах образование ломонтита не происходило, мы считаем этот процесс характерным для второй зоны эпигенеза, связанным с более глубокими погружениями и воздействием на породы значительных давлений и температур. К таким же выводам пришел Кумс (Coombs, 1954), установивший массовое развитие ломонтитов по Са — Na-плагиоклазам в мощном разрезе триасовых граувакк Новой Зеландии.

В числе других изменений терригенных минералов следует отметить растворение эпидота и одновременное формирование аутигенных модификаций этого минерала. Характеристика этого явления дана в разделе, посвященном описанию эпидота (см. гл. III).

Структуры песчано-алевритовых пород второй зоны в прогибе и геосинклинали меняются при движении от верхних к нижним горизонтам разреза. В верхней половине зоны широко развиты структуры порово-пленочного типа с заполнением центральных участков пор халцедоном или кварцем (табл. XXVII, 3). В нижней половине зоны фиксируется начальное изменение обломочных структур. Кварц в поровых участках пород под влиянием более высокого давления приобретает такую же оптическую ориентировку, что и окружающие его терригенные зерна, как бы «припаяваясь» к ним. Наряду с явлением «припая», наблюдается начальное развитие кварцево-регенерационных мозаичных структур, свойственных породам с высокой степенью сортировки обломочного материала.

Физико-механические свойства пород в пределах зоны меняются незначительно; для пород характерны довольно постоянные объемные веса (2,50—2,55) и пористость, достигающая максимум 12—13% в верхах зоны и не выше 4—5% в ее нижней половине (фиг. 36).

Наконец, характерной особенностью зоны является изменение состава углей и их нарастающая метаморфизация по мере перехода от верхних горизонтов к нижним. В Приверхоаянском разрезе это было установлено М. М. Маландиным (1957); данных по Намцинскому разрезу нет. В верхних горизонтах зоны развиты длиннопламенные и газовые угли, в нижней — коксовые и паровично-спекающиеся.



Фиг. 36. Характеристика зон регионального эпигенеза и метагенеза

П л а т ф о р м а

П р о г и б и г е о с и н к л и н а л ь

1. Переработка первичного глинистого цемента, «унаследованного» от стадии диагенеза и начального эпигенеза.

а) Перекристаллизация слабо измененного в вышележащей зоне глинистого вещества, связанная с полным разложением триоктаэдрических гидрослюд: формирование хлорита и диоктаэдрической гидрослюды с сохранением реликтов монтмориллонита и триоктаэдрических гидрослюд. Более четкая завершенность процесса перекристаллизации в песчано-алевритовых породах, менее четкая — в глинистых.

б) Гидрослюдизация каолинита и монтмориллонита в относительно мономинеральных глинистых образованиях. Источники калия — начальное разложение (гидрослюдизация) кислых плагноклазов и растворение калиевых полевых шпатов.

б) Этот процесс, очевидно, наблюдается и в геосинклинали, однако отсутствие мономинеральных разновидностей данных глинистых минералов не позволяет наблюдать его микроскопически.

2. Продолжающиеся изменения малостойких обломочных компонентов:

а) хлоритизация биотита и начальное его расщепление на пакеты хлорита и гидрослюды мусковитового ряда.

б) Интенсивное разложение Са—Na-плагноклазов с замещением их ломонтитом.

3. Начальные изменения первично-обломочных структур песчано-алевритовых пород:

а) Формирование простых мозаично-регенерационных структур в хорошо отсортированных песчаниках.

б) Возникновение в отдельных прослоях микростилолитовых швов.

б) Переработка структур песчаников с порово-кварцевым цементом. Появление структур типа «припая», связанное с приобретением поровым кварцем той же оптической ориентировки, что и у соседних зерен.

4. Слабое увеличение гравитационного уплотнения пород при движении вниз по разрезу в верхней части зоны и постоянные низкие значения пористости в породах ее нижней половины.

5. Увеличение метаморфизованности углей при движении вниз по разрезу в соответствии с правилом Хилда.

**Зона кварцитовидных структур
и хлоритово-серицитового цемента**

Описываемая зона развита только в геосинклинальной области. Она охватывает большой интервал разреза. Верхи ее совпадают с нижней частью разреза мезозойских отложений, включая почти всю байлыкскую серию (J — T₃) и породы нижнего триаса, нижняя половина зоны относится уже к верхней перми¹. В западной части района, где складчатая структура Верхоянского мегаантиклинория делается менее пережатой, зона кварцитовидных структур распространяется на всю сводовую часть антиклинория, охватывая тем самым и более низкие стратиграфические горизонты, относящиеся к нижней перми.

Отложения описываемой зоны интенсивно дислоцированы и степень измененности пород здесь в значительной степени определяется не только глубиной погружения, но и стрессом.

Характерной особенностью зоны являются почти полная замена первичных обломочных структур песчаников кварцитоподобными с зубчатыми или сложными лапчато-извилистыми поверхностями сочленения зерен. По мере движения вниз по разрезу характер кварцитоподобных структур усложняется за счет появления бластеза. Дальнейшее окварцевание песчаников связано с возрастающим давлением и температурой, приводящими к перекристаллизации обломков пород, усилению перераспределения вещества и взаимопроникновению зерен вплоть до явлений капельного бластеза. Реликты более ранних стадий цемента-

¹ Породы нижнего триаса и перми изучались В. Д. Шутовым.

ции сохраняются в виде каемок хлорита и гидрослюд, оконтуривающих первоначальную форму обломочных зерен или включенных в бластический агрегат в виде отдельных фрагментов (табл. VI).

Характер цементации в значительной степени определяется первичным гранулометрическим составом пород и, в частности, степенью их отсортированности, т. е. большей или меньшей примесью первичного глинистого вещества. Песчаники с ярко выраженными кварцитовидными структурами отличались хорошей сортировкой и небольшой примесью глинистого вещества, которая не мешала свободному перераспределению кремнезема и перекристаллизации породы. В том случае, если порода была плохо отсортирована и глинистого вещества в ней было много, то на данной стадии изменения «полная» кварцитовидная структура не возникает. Только отдельными пятнами или участками наблюдаются регенерационные срастания обломочных зерен, многие же поры или контакты между обломками остаются заполненными полностью раскристаллизованным глинистым веществом, превращенным в серицитоподобный минерал или хлорит.

Глубокая переработка глинистого вещества свойственна не только цементу песчаников, но и глинистым породам, превращенным в сланцы. Основными компонентами их являются хлорит и слюда мусковитового типа.

Интенсивное окварцевание песчано-алевритовых пород сопровождается замещением некоторых аксессуарных минералов — роговой обманки, гранатов — кварцем.

Наряду с регенерацией плагиоклазов в породах описываемой зоны наблюдается интенсивная гидрослюдизация их обломочных «ядер», выражающаяся в появлении чешуек гидрослюдистого минерала на плоскостях спайности (010) и (001). Начало интенсивной гидрослюдизации плагиоклазов имело место еще в нижних горизонтах второй зоны.

Обломочный биотит в породах описываемой зоны претерпевает глубокие изменения. Измененные пластинки биотита состоят из сложного чередования перемежающихся волокон светло-зеленого изотропного хлорита, бесцветного сильно двупреломляющего мусковитоподобного минерала и редких реликтов обесцвеченного слабо плеохроирующего и двупреломляющего минерала; в нижней половине зоны гидробиотит полностью исчезает.

Пористость пород по сравнению с лежащей выше зоной меняется очень мало и колеблется от 4 до 2,7%, приближаясь к пористости метаморфических и изверженных пород.

Характерные особенности зоны:

1. Широкое развитие кварцитовидных структур песчаников, возникших вследствие интенсивного участия в перекристаллизации наиболее стойких обломочных компонентов терригенных пород — кварца, калиевых полевых шпатов и кислых плагиоклазов.
2. Почти завершенная перекристаллизация первичного глинистого вещества как цемента песчаников, так и сланцев, с постоянным и устойчивым присутствием однородной ассоциации минералов: хлорита, гидрослюд мусковитового типа, альбита и кварца.
3. Низкая пористость, не меняющаяся по разрезу.

Зона «шиповидных» структур и мусковитово-хлоритового цемента

Для того чтобы представить полную картину эпигенетической и раннеметаморфической переработки терригенных отложений верхоянского комплекса, необходимо коснуться последней зоны, распространенной лишь в пределах наиболее дислоцированных участков Верхоянского прогиба и охватывающей самые нижние горизонты разреза, относящие-

ся к нижней перми. Отложения этой зоны изучены В. Д. Шутовым, материалами которого мы и воспользуемся для ее характеристики.

Для зоны характерно появление аспидных или филлитоподобных сланцев и кварцитоподобных песчаников со сложными «шиповидными» структурами; этот тип структуры определяется перпендикулярной ориентировкой пластинок хлорита и мусковита, проникающих в сложнорегенерированные зерна кварца и полевых шпатов.

Существенной особенностью зоны является появление крупных чешуек собственно мусковита ($N_g = 1,640$; $N_m = 1,595$; $N_p = 1,556$; N_g — $N_p = 0,048$; $2V = 45^\circ$) и спорадическое присутствие новообразованного пренита: $N_g = 1,650$; $N_p = 1,620$; $+2V = 66^\circ$; довольно высокие, иногда аномальные цвета интерференции и мозаичное угасание. В породах, обогащенных мусковитовым цементом, участками наблюдается его линейная ориентировка, связанная с явлениями сегрегации. Более отчетливо сегрегация проявляется в сланцах, где на фоне основной массы породы, сложенной чешуйчатыми агрегатами хлорита, мусковита и кварца, наблюдаются крупные лепидобласты хлорита или мусковита, а иногда обоих этих минералов, размером до нескольких миллиметров. Сегрегация, впервые появившаяся в описываемой зоне, отражает качественно новое явление — начальные признаки изменения текстур пород, до этой зоны оставшихся неизменными. Таким образом, от одной зоны к другой наблюдается последовательное нарастание процесса эпигенетической переработки пород.

ЗОНЫ РЕГИОНАЛЬНОГО ЭПИГЕНЕЗА И МЕТАГЕНЕЗА В ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ

Первая зона¹ эпигенеза по составу и структурам пород наиболее близка к первично-седиментационному типу осадков. Эпигенез выражается здесь в постепенном исчезновении в разрезе ряда нестойких обломочных минералов (пироксенов, амфиболов и т. д.) с формированием характерной зональности распределения терригенных компонентов и быстром увеличении в направлении сверху вниз гравитационного уплотнения пород — возрастании их объемных весов и уменьшении пористости. Данных об изменениях углей в первой зоне у нас нет, но переработка их не выходит, по-видимому, за пределы буроугольной стадии.

Для второй зоны характерна глубокая переработка глинистого цементирующего материала и биотита и исчезновение нестойких обломочных минералов песчаных пород — Са — Na-плагиоклазов, пироксенов, амфиболов и других, т. е. компонентов, наиболее легко «отзывающихся» на изменения термодинамических условий. Характерно массовое появление ломонтита.

Несмотря на продолжающееся энергичное видоизменение и исчезновение обломочных нестойких минералов и начальную переработку стойких компонентов (кварц, Na-плагиоклазы и калиевые полевые шпаты) существенного изменения структур пород еще не происходит. Несмотря на появление начальных мозаично-регенерационных структур песчаников и явления микростилолитизации, общий характер структур остается близким к типично осадочным и позволяет судить о седиментационных особенностях пород — степени сортировки обломочного материала, первичной форме зерен и т. д.

Физико-механические свойства пород хотя и меняются несколько в направлении сверху вниз по разрезу, но значительно слабее, чем в первой зоне. В нижней половине зоны объемные веса и пористость достиг-

¹ Зона выветривания не учитывается, так как она может развиваться на породах любой степени измененности.

нут постоянных значений, свойственных и более глубоко измененным породам, т. е. во второй зоне как бы заканчивается гравитационное уплотнение пород.

В третьей зоне уже весь «обломочный костяк» песчано-алевритовых пород, включая наиболее устойчивые минералы, подвергается большей или меньшей перекристаллизации; породы постепенно утрачивают структуры осадочных образований, приобретая черты метаморфических.

Наконец, в четвертой зоне первичные обломочные структуры пород утрачиваются полностью и наблюдаются начальные изменения их текстур, связанные с явлениями сегрегации хлоритово-слюдистых минералов, обособляющихся в отдельные прожилки и крупные лепидобласты, а иногда и некоторым развальцовыванием и дроблением обломочных зерен.

Прослеживая характер изменения глинистого вещества в различных зонах разреза, можно констатировать как бы его тенденцию или стремление к упрощению минералогического состава и сведению его в конечном итоге к четырем фазам: мусковиту, хлориту, альбиту и кварцу, т. е. к тем основным компонентам, которые составляют «костяк» многих метаморфических сланцев и представляют устойчивую равновесную ассоциацию низкотемпературных стадий регионального метаморфизма.

Интересно отметить, что хлорит, являющийся постоянным компонентом в аргиллитах и сланцах всех четырех зон, обладает повсюду близкими оптическими свойствами, позволяющими отнести его к группе афросидерита или репидолита.

Иначе ведет себя мусковитоподобный минерал. По мере движения сверху вниз по разрезу можно наблюдать гамму переходов от гидрослюдистого диоктаэдрического минерала к собственно мусковиту, что отчетливо фиксируется по изменению химического состава (возрастанию содержания K_2O и уменьшению воды), характеру рентгенограмм и оптическим свойствам.

Более раннее минералогическое «оформление» хлорита, вероятно, связано с малой устойчивостью фемических минералов, испытавших разрушение еще в самых верхних горизонтах разреза и дававших «материал» для формирования хлорита. Постепенное «оформление» мусковита связано с нарастающей при движении сверху вниз по разрезу неустойчивостью калиевых полевых шпатов; калий, высвобождавшийся при разрушении последних, использовался для формирования мусковита — устойчивого минерала верхней зоны регионального метаморфизма.

Важно отметить, что формирование кварцево-альбитово-хлоритово-мусковитой ассоциации происходило постепенно как в платформенных, так и в геосинклинальных условиях в течение длительного периода времени под влиянием нарастающих вертикальных давлений, температур и стресса и без какого-либо непосредственного воздействия магматического фактора; постепенный стадийный характер формирования ассоциации отчетливо прослеживается при переходе от одной зоны к другой.

Таким образом, выделенные зоны иллюстрируют постепенный ход переработки осадочных пород в процессе регионального эпигенеза и раннего метаморфизма. По существу, эти зоны отражают определенные стадии пороодообразования, приводящие в конечном итоге к возникновению метаморфических образований.

Первые две зоны относятся к стадии эпигенеза, при которой завершается гравитационное уплотнение пород и минералогическая переработка нестойких компонентов; структуры пород имеют еще осадочный габитус, хотя начальные элементы их видоизменения проявляются вполне отчетливо.

Вторые две зоны соответствуют стадии начального метаморфизма или метагенеза, при которой полностью оформляется ассоциация новообразованных минералов, свойственных верхней зоне регионального метаморфизма (мусковитовая субфация зеленых сланцев), стираются признаки первично-осадочных структур пород и появляются начальные изменения их текстур. Стадия метагенеза является переходной к региональному метаморфизму.

По нашему мнению, верхнюю хлоритово-мусковитовую субфацию зеленых сланцев (Харкер, 1937; Тернер, 1951) правильнее относить к стадии метагенеза, а не регионального метаморфизма. Минеральная ассоциация и структурно-текстурные признаки, свойственные породам мусковито-хлоритовой зоны, являются «унаследованным» от длительного периода медленно идущего процесса видоизменения осадочных пород под действием возрастающей вертикальной нагрузки, температуры и стресса. При этом все вновь образующиеся минералы пород формировались за счет постепенного разрушения других компонентов, но новообразований, возникавших за счет взаимодействия минералов друг с другом, практически нет.

Такая качественно новая минеральная ассоциация возникает лишь в биотитовой зоне регионального метаморфизма в результате массового появления биотита, формирующегося за счет взаимодействия хлорита и мусковита, и несколько более позднего появления граната. Появление этой новой ассоциации связано с повышением температурного фактора, обуславливающего и все дальнейшие изменения метаморфических пород по мере перехода от стадий раннего метаморфизма к позднему.

Вероятно с биотитовой зоны следует начинать ряд собственно метаморфических пород. Менее измененные отложения (стадии метагенеза) следует относить к метаморфизованным породам, являющимся промежуточными между осадочными и метаморфическими (табл. 34).

Подобно зонам регионального метаморфизма, зоны эпигенеза и метагенеза картируются на площади. В пределах изучаемой территории они совпадают в основном с крупными структурными элементами Верхоянского мегантиклинория и прилежащих участков платформы (фиг. 37).

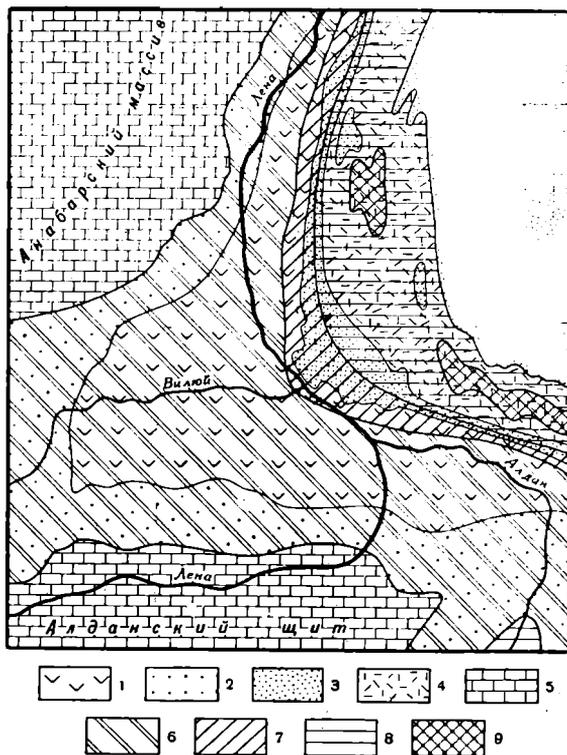
Первая зона неизмененного глинистого цемента распространяется на всю территорию Вилюйской впадины и охватывает также внешнее крыло краевого прогиба. Вторая — располагается в периферийной части Верхоянского хребта; третья — охватывает все юго-западное крыло антиклинория и его сводовую часть на участке сопряжения Верхоянья и Вилюйской впадины, где складчатость имеет относительно простой характер. Наконец, четвертая зона фиксируется в виде пятен в пределах присводовых участков широтного и меридионального отрезков Верхоянского хребта, сопряженных с жесткими глыбами Алданского щита и Анабарского массива и отличающихся наиболее интенсивной складчатостью (фиг. 37).

Таким образом, выделенные зоны секут стратиграфические границы и отражают в своем распространении специфику современной структуры Верхоянского мегантиклинория и некоторые черты истории его развития.

В табл. 34 сведены основные черты, характеризующие отдельные этапы формирования терригенных пород. Более ранняя схема стадий терригенного породообразования была дана автором совместно с Н. В. Логвиненко и В. Д. Шутовым в 1957 г. Новые данные, полученные автором по эпигенезу платформенных отложений Вилюйской впадины, равно как и материалы других исследователей — А. В. Копелиовича (1958—1962) и В. Д. Шутова (1959, 1962), относящиеся к палеозойским и рифейским отложениям юга Русской платформы, В. И. Муравье-

ва (1962) по мезозою Русской платформы, позволили уточнить ранее предложенную схему. В последней не были достаточно учтены отличительные особенности терригенного породообразования в геосинклинали и на платформе.

Различия в характере эпигенетического минералообразования в геосинклинальных и платформенных образованиях определяются не только более интенсивной переработкой первых по сравнению со вторыми, вследствие более глубоких погружений и стресса (как предполагалось в



Фиг. 37. Геологическая схема Верхоянского хребта и Лено-Вилюйской впадины с нанесенными зонами регионального эпигенеза и метагенеза

1 — мел; 2 — юра; 3 — юра — триас Верхоянья; 4 — пермь; 5 — кембрий; 6 — зона неизмененного глинистого цемента; 7 — зона измененного глинистого цемента; 8 — зона кварцитовидных структур и диоктаэдрически-гидрохлористо-хлоритового цемента; 9 — зона шиповидных структур песчаников и хлорито-мусковитовых филлитов

схеме 1957 г.), но и *изначальными отличиями осадков, вступающих в эпигенез, возникшими в седиментационно-диагенетический период.*

В геосинклинали, где накопление осадков происходит значительно быстрее, чем на платформе, обломочный материал имеет, как правило, более свежий, мало разложенный характер. В течение сравнительно короткого периода диагенеза этот материал не успевает быть полностью переработанным и приобрести минералогическое оформление, отражающее физико-химическую обстановку диагенеза. Следствием является хорошая сохранность малоустойчивых обломочных минералов и неоднородный состав глинистого вещества, близкий к первичной обломочной массе (matrix), устойчиво характеризующий породы определенных интервалов разреза, связанные с одним источником сноса, вне зависи-

Стадии формирования и изменения осадочных терригенных пород

Характер пород	Этапы породообразования	Стадии или зоны эпигенеза и метакгенеза	Главнейшие показатели изменения осадков и пород	Характерные особенности пород			Физико-механические свойства			Характер органического вещества	
				Причины, определяющие состав и характер осадочного вещества на различных стадиях			бъемный вес	удельный вес	пористость, %		
				Краевой прогиб и внешняя часть геосинклинали	Платформа						
Осадки	Диагенез	I, II, III и (частично) IV этапы диагенеза Н. М. Страхова	Дегидратация и литификация обводненного осадка	Неоднородный состав глинистого вещества, близкий к составу первичной обломочной мути (matrix)	Быстрое осадконакопление, короткий период диагенеза	Медленное осадконакопление и длительный диагенез	Оформление минерального состава глинистого вещества в соответствии с окружающей средой	0,60—1,40	2,5—2,7	45 (до 80)	Торфяное вещество
				Основное формирование аутигенных карбонатов и сульфатов							
196 Осадочные породы	Эпигенез	Начальный	Основное гравитационное уплотнение пород	Сохранение в породах всего разреза неоднородного состава глинистого вещества	Наследование характера глинистого вещества от стадии диагенеза	Пестрота и индивидуализированный характер минерального состава глинистого вещества в породах разреза		1,40—2,30	2,50—2,70	10—40	Буроугольное и каменноугольное вещество типа длиннопламенных углей
		Глубинный		<p>Формирование характерной зональности в распределении нестойких обломочных минералов по разрезу (исчезновение АСМАЦИТ. ПИРОКСЕНОВ, АМФИБОЛОВ и др.)</p> <p>ВЕРХ. ГРАНИЦА</p>	Переработка первичного глинистого вещества, унаследованного от стадий диагенеза и начального эпигенеза под действием повышающихся температур и давлений	Гидроглинизация каолинита и монтмориллонита триоктаэдрических гидрослюд и появление на диоктаэдрические и хлорита. Микролитизация в песчанках	2,30—2,55	2,65—2,70	5—10	Каменноугольное вещество типа коксовых и паровичножирных углей	
Начальные изменения первично-обломочных структур песчано-алевролитовых пород											

Метагенез

Региональный метаморфизм

Ранний	Основная переработка осадочных структур и появление метаморфических структур	Интенсивная перекристаллизация основных обломочных минералов с формированием кварцитовидных blastовых структур	Действия высоких давлений и температур, связанные с погружением пород в глубинные зоны земной коры и интенсивного стресса	Длительное действие вертикальной нагрузки. Зона фиксируется только в древних отложениях платформы	Вовлечение в перекристаллизацию основных терригенных компонентов; формирование мозаичных структур и интенсивная стилолитизация	2,55—2,65	2,65—2,70	2—4	Спекающихся углей
Поздний		Появление сложных шиповидно-бластических структур песчаников. Полная хлоритизация и мусковитизация цемента. Начальное изменение текстур; появление сегрегации				2,65—2,70	2,70—2,77	2	Каменноугольное вещество типа тощих углей и антрацитовое вещество
Мусковитово-хлоритовая зона		Завершение формирования стрессовой ассоциации: кварц-мусковит, хлорит. Появление полосчатых сегрегационных текстур				2,7	Около 2,80	—	Частично графитизированное антрацитовое вещество
Биотитовая зона	Переработка осадочных текстур	Качественный скачок в составе минеральных компонентов. Появление биотита за счет взаимодействия мусковита и хлорита	Возрастающая роль температуры; снижение значения стресса			—	Около 2,86	—	

мости от фациальных условий, в которых происходило их формирование. (Выше неоднократно отмечалось, какая важная роль принадлежит тонкоизмельченному глинистому веществу и нестойким обломочным минералам в формировании парагенеза аутигенных образований.)

Таким образом, в областях интенсивных погружений в эпигенезступают отложения однородного состава, слабо измененного предыдущей переработкой; *характер минеральных преобразований пород и возникающие парагенезы аутигенных минералов определяются только первичным составом обломочного материала осадков и степенью переработки в эпигенезе или начальном метаморфизме.* Естественно, что при этих условиях *зональность эпигенетических изменений, отражающих глубину погружений и интенсивность стресса, выступает с большой отчетливостью, что является характерной особенностью разрезов геосинклиналей и краевых прогибов.* Иначе протекает процесс терригенного пороодообразования на платформе. Медленный ход осадконакопления и длительный период диагенеза обеспечивает условия, в которых осадок успевает пройти более или менее существенную переработку и приобрести минералогические черты, отражающие физико-химические условия среды, где происходило его формирование. Это обуславливает известную пестроту состава отложений в разрезе, выражающуюся в частой смене пород с определенным индивидуальным парагенезом аутигенных минералов, часто отражающих смену фациальных условий в течение накопления терригенной толщи.

К вышеуказанному следует добавить еще одну черту, характеризующую терригенные отложения платформ: существенную первичную неоднородность обломочного материала, связанную с различной степенью его выветрелости. Это не касается описанных отложений, где обломочный материал платформы характеризуется такой же полимиктовостью, как в геосинклинали, но имеет существенное значение для терригенных накоплений Русской платформы. Последнее убедительно показано В. Д. Шутовым (1959, 1962) на примере палеозойских и рифейских отложений Русской платформы.

Совокупность перечисленных причин обуславливает то обстоятельство, что в эпигенез приходят уже *«минералогически оформленные» отложения*, характеризующиеся довольно быстрой сменой по вертикали ассоциаций минеральных новообразований и терригенных компонентов. При переработке в эпигенезе эти *специфические седиментационно-диагенетические черты пород в значительной степени сохраняются, затушевывая и осложняя направленную эпигенетическую зональность изменения пород в разрезе.* Последняя достаточно явственно проступает в мощных терригенных толщах, превышающих 1500—2000 м, но имеет в то же время специфический «пестрый» характер, что является характерной особенностью платформенных отложений. Однако две верхние зоны эпигенеза: зона неизмененного глинистого цемента и зона измененного глинистого цемента устанавливаются в платформенных разрезах вполне отчетливо, что позволяет в настоящее время дать общую схему эпигенетического преобразования терригенных пород платформенных и геосинклинальных областей (табл. 34).

Как уже упоминалось, зональность изменения вулканогенно-осадочных пород, сходная с верхоянской, была установлена Кумсом (Coombs, 1954, Coombs, Ellins et al, 1959) в Новой Зеландии и Круком (Crook, Paskham, 1960) в Новой Англии, т. е. в областях классического развития фации зеленых сланцев. На основании работ Кумса, Тернер (Fife, Turner, Verhoogen, 1958) пришел к выводу, что региональное развитие в верхней зоне разреза цеолитов, и в частности ломонтита, делает целесообразным выделение цеолитовой фации регионального метаморфизма, предшествующей фации зеленых сланцев.

Массовое распространение ломонтита, образующегося за счет Са — Na-плагиоклазов, как в Верхоянье, так и в Новой Зеландии, а также появление в нижних горизонтах разреза характерной ассоциации минералов фации зеленых сланцев (альбит, кварц, мусковит, хлорит), сопутствуемых пренитом и спорадически — эпидотом, позволяет сопоставить зоны регионального эпигенеза Верхоянского разреза с зонами разреза Новой Зеландии (Коссовская, Шутов, 1961) и наметить, таким образом, первую схему корреляции зон регионального изменения пород по мере их перехода в метаморфические образования в разных петрографических типах пород — терригенных и вулканогенно-осадочных.

ЛИТЕРАТУРА

- Авдусин П. П. Материалы по минералогии аллювия рек Азербайджана.— Труды Геол. ин-та им. И. М. Губкина, 1939, № 16.
- Алиев А. Г., Дайдбекова Э. А. Осадочные породы Азербайджана. (Петрографическая характеристика нефтеносных областей). Азнефтеиздат, 1955.
- Алиев А. Г., Дайдбекова Э. А., Ибрагимова Б. М. Включения и морфологические особенности дистена в третичных отложениях Азербайджана.— Докл. АН Азерб. ССР, 1952, 8, № 7.
- Апостолова М. Я. Исследование гранатов кристаллических сланцев алданского комплекса.— Мин. сб. Львов. геол. об-ва, 1953, № 7.
- Арсеньев А. А. Северо-Западное Прибайкалье. Материалы по петрографии кристаллических сланцев и массивно-кристаллических пород бассейна рек Тын и Купермы.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1939, вып. 6, геол. серия (№ 1).
- Арсеньев А. А., Нечаева Е. А. Магматические породы Байкальского нагорья.— Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, 1953, вып. 2.
- Батурин В. П. Об устойчивости и синтезе минералов глубинных геосфер в стратиффере.— Докл. АН СССР, 1942, 37, № 1.
- Батурин В. П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1947.
- Беджиев Р. А. Новые данные о тектоническом строении Приверхоянского краевого прогиба.— Докл. АН СССР, 1956, № 2.
- Бердичевская М. Е. О стратиграфическом расчленении нижнеконтинентальной толщи мезозоя района среднего течения реки Вилюй.— Докл. АН СССР, 1954, 96, № 2.
- Бердичевская М. Е. 1. Литолого-петрографическая характеристика нижеюрской континентальной толщи и подстилающих ее верхнепалеозойских отложений среднего течения р. Вилюй.— Автореф. дисс. на соиск. уч. степени канд. геол.-мин. наук, М., 1956.
- Бердичевская М. Е. 2. О некоторых новообразованиях в пизах мезозойского комплекса юго-западной части Вилюйской впадины.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1956, вып. 5.
- Бобровник Д. П. О первоначальных стадиях выветривания биотита из гранатового мигматита окрестностей С. Липовец Винницкой области.— Мин. сб. Львов. геол. об-ва, 1954, № 8.
- Бобровник Д. П. К изучению аутигенных минералов осадочных пород. В кн.: «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 3—4. Изд. Львов. ун-та, 1956.
- Бурьянова Е. З. Анальцимовые осадочные породы из Тувы.— Докл. АН СССР, 1954, 98, № 2.
- Бушинский Г. И. Морденит в морских отложениях юры, мела и палеогена.— Докл. АН СССР, 1950, 73, № 6.
- Варенцов И. М. О песчаных породах девона Тувинского прогиба и вопросах их классификации.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1957, 32, вып. 3.
- Вартанова Н. С. Сравнительная минералогическая характеристика карбона центральной части Львовско-Волинской впадины. В кн.: «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 1. Изд. Львов. ун-та, 1954.
- Вахрамеев В. А., Пушаровский Ю. М. О геологической истории Вилюйской впадины и прилегающей части Приверхоянского краевого прогиба в мезозойское время. В кн.: «Вопросы геологии Азии», т. 1. Изд-во АН СССР, 1954.
- Вахрамеев В. А. Стратиграфия и ископаемая флора юрских и меловых отложений Вилюйской впадины и прилегающей части Приверхоянского прогиба. Изд-во АН СССР, 1958. (Региональная стратиграфия СССР, т. 3).
- Виккулова М. Ф. Электронно-микроскопическое изучение глин. Госгеоллиздат, 1952.
- Виккулова М. Ф. Современное состояние и пути развития методики минералогического изучения глин. В кн.: «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 3,4. Изд. Львов. ун-та, 1956.
- Виккулова М. Ф. и др. Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин. Госгеолтехиздат, 1957.

- В и л и а м с Х. Т., Т е р н е р Дж., Ж д и л ь б е р т Ч. М. Петрография. Пер. с англ., М., Изд-во иностр. лит-ры, 1957.
- В и н ч е л л А. Н. Оптическая минералогия. Пер. с англ. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1949.
- В и х е р т А. В. Тектоника, вулканизм и история геологического развития Западного Верхоянья.— Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. канд. геол.-мин. наук. Якутск, 1956.
- Г и н з б у р г И. И. Стадийное выветривание минералов. В кн.: «Вопросы минералогии, геохимии и петрографии». Изд-во АН СССР, 1946.
- Г и н з б у р г И. И. Стадийное выветривание слюд и хлоритов. В кн.: «Вопросы петрографии и минералогии», вып. 2. Изд-во АН СССР, 1953.
- Г и н з б у р г И. И. Ближайшие задачи при решении важнейших проблем минералогии глин. В кн.: «Исследование и использование глин». Изд. Львов. ун-та, 1957.
- Г и н з б у р г И. И., В и т о в с к а я И. В. 1. Выветривание гранатовых, аксинитовых и тремолитовых пород в засушливых районах Центрального Казахстана. В кн.: «Кора выветривания», вып. 2, Изд-во АН СССР, 1956.
- Г и н з б у р г И. И., В и т о в с к а я И. В. 2. Разъедание кварца в глинах гидрослюдисто-монтмориллонитового состава. В кн.: «Кора выветривания», вып. 2. Изд-во АН СССР, 1956.
- Г и н з б у р г И. И., Р у к а в и ш н и к о в а И. А. Минералы древней коры выветривания Урала. Изд-во АН СССР, 1951.
- Г о л о в е н о к В. К. Об изменении протерозойских осадочных пород Патомского нагорья в процессе эпигенеза и начального метаморфизма.— Вестник Ленингр. ун-та, 1957, № 12.
- Г о н ь ш а к о в а В. И. О траппах Ангаро-Илимского района (юго-западная часть Сибирской платформы).— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1953, вып. 147, петрограф. серия (№ 43).
- Г р и м Р. Е. Минералогия глин. Пер. с англ. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1959.
- Д а и д б е к о в а Э. А. Некоторые данные по изучению формы минеральных зерен майкопских отложений Шемахинского района.— Докл. АН Азерб. ССР, 1949, 5, № 16.
- Д з е в а н о в с к и й Ю. К. 1. Архейские граниты Алданской плиты.— Докл. АН СССР, 1946, 54, № 3.
- Д з е в а н о в с к и й Ю. К. 2. Геология восточной окраины Алданской плиты.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Восточной Сибири, 1946, вып. 19.
- Д з е в а н о в с к и й Ю. К. Геология западной окраины Станового хребта.— Бюлл. Всес. научно-иссл. геол. ин-та, 1958, вып. 1.
- Д о м б р о в с к и й В. В. Геология Байкало-Патомского нагорья.— Труды Вост.-Сиб. геол. упр., 1940, вып. 26.
- З а в ь я л о в а И. В. Гранат альмандин — спессартин из гранитов протерозойской интрузии верховьев реки Алдан. Мин. сб. Львов. геол. об-ва, 1953, № 7.
- К п о з н а н и ю д и а г е н е з а о с а д к о в. Сб. статей (под ред. Н. М. Страхова). Изд-во АН СССР, 1959.
- К н я з е в В. С. Некоторые данные о характере обломочного кварца в породах продуктивной толщи Азербайджанской ССР и ряде других отложений.— Изв. АН СССР, серия геол., 1951, № 4.
- К о п е л и о в и ч А. В. 1. О микростилолитах и некоторых родственных им структурных формах в песчаниках могилевской свиты юго-запада Русской платформы.— Докл. АН СССР, 1958, 119, № 2.
- К о п е л и о в и ч А. В. 2. Особенности эпигенеза песчаников могилевской свиты юго-запада Русской платформы и некоторые вопросы, с ними связанные.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 11.
- К о п е л и о в и ч А. В., К о с с о в с к а я А. Г., Ш у т о в В. Д. О некоторых особенностях эпигенеза терригенных отложений платформенных и геосинклинальных областей. Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 6.
- К о р ж и н с к и й Д. С. Пересечение Станового хребта по Амуру-Якутской магистрали и его геологические комплексы.— Труды Центр. научно-иссл. геол.-развед. ин-та, 1935, вып. 41.
- К о р ж и н с к и й Д. С. Петрология архейского комплекса Алданской плиты (пересечение по р. Тимптон).— Труды Центр. научно-иссл. геол.-развед. ин-та, 1936, вып. 86.
- К о р ж и н с к и й Д. С. Докембрий Алданской плиты и хребта Станового. В кн.: «Стратиграфия СССР», т. 1. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1939.
- К о с с о в с к а я А. Г. О формах диагенетического растворения пироксенов из разрезов продуктивной толщи Азербайджана.— Докл. АН СССР, 1951, 79, № 4.
- К о с с о в с к а я А. Г. Литолого-минералогическая характеристика и условия образования глин продуктивной толщи Азербайджана.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1954, вып. 153, геол. серия (№ 64).
- К о с с о в с к а я А. Г. История мезозойского осадконакопления в Западном Верхоянье и Вилюйской впадине.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 7.
- К о с с о в с к а я А. Г. Литолого-петрографическое обоснование схемы расчленения верхнетриасовых, юрских и меловых отложений западного склона Верхоянского хребта

- и Вилуйской впадины. В кн.: «Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированной стратиграфической схемы Северо-Востока СССР». Магадан, 1958.
- Коссовская А. Г. Факторы, определяющие формирование минерального состава глин в условиях платформы и геосинклинали. Докл. АН, 1959, 129, № 6.
- Коссовская А. Г. О специфике эпигенетических изменений терригенных пород в условиях платформенной и геосинклинали областей. Докл. АН, 1960, 130, № 1.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. 1. Зоны эпигенеза в терригенном комплексе мезозойских и верхнепалеозойских отложений Западного Верхоянья.—Докл. АН СССР, 1955, 103, № 6.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. 2. Характер изменений обломочного биотита в процессе эпигенеза.—Докл. АН СССР, 1955, 101, № 3.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. 1. Об эпигенетических новообразованиях эпидота и цоизита из мезозойских и верхнепалеозойских отложений Западного Верхоянья.—Докл. АН СССР, 1956, 108, № 1.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. 2. Характер и распределение минеральных новообразований в разрезе мезо-палеозойских отложений Западного Верхоянья.—Труды Геол. ин-та АН СССР, 1956, вып. 5.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. 1. К истории развития Западного Верхоянья и Вилуйской впадины в верхнем палеозое и мезозое.—Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1958, 33, вып. 6.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. 2. Факторы, определяющие минеральный состав глинистых пород в платформенных и геосинклиналиных областях. В кн.: «Материалы по геологии, минералогии и использованию глин в СССР». Изд-во АН СССР, 1958.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. О корреляции зон регионального эпигенеза и метагенеза в терригенных и вулканогенных породах. Докл. АН СССР, 1961, 139, № 3.
- Коссовская А. Г., Логвиненко Н. В., Шутов В. Д. Стадии формирования и изменения терригенных пород.—Докл. АН СССР, 1957, 116, № 2.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д., Муравьев В. И. Мезозойские и верхнепалеозойские отложения Западного Верхоянья и Вилуйской впадины.—Труды Геол. ин-та АН СССР, 1960, вып. 34.
- Лавренко Е. И. Гранаты алданского комплекса.—Мин. сб. Львов. геол. об-ва, 1953, № 7.
- Лавренко Е. Н., Лазыко Е. М. О гранатах из архейских и протерозойских отложений Алданского щита.—Докл. АН СССР, 1954, 99, № 4.
- Лазаренко Е. К. О гидрослюдах глинистых образований.—Мин. сб. Львов. геол. об-ва, 1949, № 3.
- Лазаренко Е. К. Некоторые вопросы минералогии осадочных образований. В кн.: «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 1. Изд. Львов. ун-та, 1954.
- Лазаренко Е. К. Некоторые вопросы изучения глинистых минералов и глин. В кн.: «Исследование и использование глин». Изд. Львов. ун-та, 1958.
- Лазыко Е. М. Геологическое строение западной части Алданского кристаллического массива. Изд. Львов. ун-та, 1956.
- Лебедев А. П. Трапповая формация Сибирской платформы.—Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1955, вып. 161, серия петрограф. (№ 46).
- Лебедев А. П., Бердичевская М. Е. О кислых эффузивах в составе галек нижнепермских конгломератов среднего течения р. Вилуй.—Докл. АН СССР, 1952, 86, № 2.
- Лемлейн Г. Г., Князев В. С. Опыт изучения обломочного кварца.—Изв. АН СССР, серия геол., 1951, № 4.
- Логвиненко Н. В. 1. Аутигенные минералы продуктивной толщи донецкого карбона.—Мин. сб. Львов. геол. об-ва, 1951, № 5.
- Логвиненко Н. В. 2. К вопросу об осадочной дифференциации вещества. В кн.: «К вопросу о состоянии науки об осадочных породах». Изд-во АН СССР, 1951.
- Логвиненко Н. В. Литология и палеогеография продуктивной толщи донецкого карбона. Изд. Харьков. ун-та, 1953.
- Логвиненко Н. В. О позднем диагенезе (эпигенезе) донецких карбоновых пород.—Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 7.
- Логвиненко Н. В., Карпова Г. В. Материалы по минералого-петрографической характеристике фаций угленосной толщи Донецкого бассейна.—Уч. зап. Харьков. ун-та, 1955, 57, зап. геол. ф-та, вып. 11.
- Логвиненко Н. В., Шуменко С. И. К изучению обломочного кварца.—Докл. АН СССР, 1956, 110, № 4.
- Махнин Д. А. Генезис гранатов в пегматитах среднего Приднепровья.—Мин. сб. Львов. геол. об-ва, 1949, № 3.
- Меньшиков П. Н. Материалы к тектонике восточной части Сибирской платформы.—Сов. геол., 1956, сб. 54.
- Муравьев В. И. 1. Вторичные изменения слюд в мезозойских отложениях Вилуйской впадины.—Докл. АН СССР, 1956, 109, № 6.

- Муравьев В. И. 2. Литологическая характеристика верхней континентальной толщи центральной и западной частей Вилюйской впадины.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 9.
- Муравьев В. И. Эпигенетические изменения мезозойских отложений юго-востока Русской платформы. Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 6.
- Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин (под ред. М. Ф. Викуловой). Госгеолтехиздат, 1957.
- Методы изучения осадочных пород (под ред. Н. М. Страхова), т. 1—2. Госгеолтехиздат, 1957.
- Обручев В. А. Геология Сибири, т. 1—3. Л.—М., Изд-во АН СССР, 1935—1938.
- О вторичных изменениях осадочных пород. Сб. статей (под ред. Л. В. Пустовалова).— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1956, вып. 5.
- Павловский Е. В. Геологическая история и геологическая структура Байкальской горной области.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1948, вып. 99, серия геол. (№ 31).
- Петров В. П. Геолого-минералогическое исследование уральских белых глин и некоторые выводы по минералогии и генезису глин вообще.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1948, вып. 95, серия петрограф. (№ 29).
- Полынов Б. Б. Кора выветривания. Ч. 1. Л., Изд-во АН СССР, 1934.
- Преображенский И. А. Об аутигенных минералах и минералообразовании.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1941, вып. 40, серия петрограф. (№ 13).
- Преображенский И. А. О некоторых формах зерен цирконов из гранатов Забайкалья.— Докл. АН СССР, 1954, 102, № 1.
- Преображенский И. А., Саркисян С. Г. Минералы осадочных пород. М., Гостоптехиздат, 1955.
- Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород, т. 1—2. М.—Л. Гостоптехиздат, 1940.
- Пустовалов Л. В. О терригенно-минералогических фациях.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1947, 22, вып. 5.
- Пустовалов Л. В. Об обломочном кварце из продуктивной толщи Апшеронского полуострова.— Изв. АН СССР, серия геол., 1951, № 4.
- Пустовалов Л. В. Вторичные изменения осадочных горных пород и их геологическое значение.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1956, вып. 5.
- Пустовалов Л. В., Султанов А. Д. 1. О распределении «тяжелых» минералов по типам пород продуктивной толщи Прикуринской низменности.— Докл. АН СССР, 1946, 52, № 2.
- Пустовалов Л. В., Султанов А. Д. 2. О сопряженности гранулометрического, минералогического и химического состава пород продуктивной толщи Прикуринской низменности.— Докл. АН СССР, 1946, 52, № 3.
- Пушаровский Ю. М. О тектоническом строении Приверхоянского прогиба.— Изв. АН СССР, серия геол., 1955, № 5.
- Пушаровский Ю. М. О тектонике северо-востока СССР.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1956, 31, вып. 5.
- Пушаровский Ю. М. Приверхоянский краевой прогиб и мезозойды Северо-Восточной Азии.— Автореф. на соиск. уч. степ. канд. геол.-мин. наук. М., 1958.
- Ратеев М. А. Распределение глинистых минералов в верхнеюрских и нижнешигровских отложениях Русской платформы. В кн.: «Вопросы минералогии осадочных пород», кн. 3—4. Изд. Львов. ун-та, 1956.
- Ренгартен Н. В. Цеолит из группы морденита в верхнемезозойских и палеогеновых морских отложениях восточного склона Урала.— Докл. АН СССР, 1945, 10, № 8.
- Ренгартен Н. В. Ломонтит и анальцит из нижнеюрских отложений на Северном Кавказе.— Докл. АН СССР, 1950, 70, № 3.
- Ренгартен Н. В. Минералы титана в угленосных осадочных породах.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1956, вып. 5.
- Рентгеновские методы изучения минералогии глин. Сб. статей. Пер. с англ. (под ред. В. А. Франк-Каменецкого). М., Изд-во иностр. лит-ры, 1956.
- Рухин Л. Б. 1. Окаменение осадочных отложений.— Вестник Ленингр. ун-та, 1953, № 7, серия биол., геогр. и геол., вып. 3.
- Рухин Л. Б. 2. Основы литологии. Л.—М., Гостоптехиздат, 1953.
- Рухин Л. Б. 1. О классификации смешанных осадочных пород.— Вестник Ленингр. ун-та, 1956, № 12, серия геол. и геогр., вып. 12.
- Рухин Л. Б. 2. О некоторых закономерностях эпигенеза. В кн.: «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 3—4. Л. Изд. Львов. ун-та, 1956.
- Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. Л., Гостоптехиздат, 1959.
- Седлецкий И. Д. Титан и коллоидно-дисперсные минералы зоны гипергенеза. В кн.: «Вопросы минералогии, геохимии и петрографии». М.—Л., Изд-во АН СССР, 1946.
- Сердюченко Д. П., Добротворская Л. В. О некоторых минеральных новообразованиях в осадочных породах.— Докл. АН СССР, 1949, 69, № 3.
- Соболев В. С. Значение железистости фемических минералов и вспомогательные диаграммы для определения состава биотитов, роговых обманок и ромбических пироксенов.— Мин. сб. Львов. геол. об-ва, 1950, № 4.

- Соболев В. С. О роли давления в минералообразовании.— Мин. сб. Львов. геол. об-ва, 1955, № 9.
- Соболев В. С. Об условиях минералообразования при ориентированном давлении.— Мин. сб. Львов. геол. об-ва, 1957, № 11.
- Соболев В. С., Вартанова Н. С., Шайнюк А. И. Проблемы роста зерен граната и других метаморфических минералов в осадочных породах.— Зап. Всес. мин. об-ва, 1951, 80, вып. 2.
- Спрингис К. Я. Тектоника Верхоянско-Колымской складчатой области. В кн.: «История развития структуры в палеозое и мезозое». Изд-во АН Латв. ССР, 1958.
- Страхов Н. М. Историко-геологические типы осадконакопления.— Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 2.
- Страхов Н. М. О периодичности и необратимой эволюции осадкообразования в истории Земли.— Изв. АН СССР, серия геол., 1949, № 6.
- Страхов Н. М. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования.— Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 5.
- Страхов Н. М. 1. Типы осадочного процесса и формации осадочных пород. Ст. 1.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 5.
- Страхов Н. М. 2. Типы осадочного процесса и формации осадочных пород. Ст. 2.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 8.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1—2. Изд-во АН СССР, 1960.
- Страхов Н. М. и др. Образование осадков в современных водоемах. Изд-во АН СССР, 1954.
- Татарский В. Б. Определение номера плагиоклаза иммерсионным методом.— Зап. Всес. мин. об-ва, 1956, 85, вып. 2.
- Теодорович Г. И. Учение об осадочных породах (применительно к геологии нефти и угля). Л., Госолтехиздат, 1958.
- Тернер Ф. Эволюция метаморфических пород. Пер. с англ. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1951.
- Трегер В. Е. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. Пер. с нем. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Туровский С. Д. О морфологических особенностях циркона из изверженных пород Северной Киргизии.— Труды Ин-та геол. АН Кирг. ССР, 1955, вып. 6.
- Хаин В. Е. Геотектонические основы поисков нефти. Азнефтеиздат, 1954.
- Харкер А. Метаморфизм. Пер. с англ. М., ОНТИ, 1937.
- Херасков Н. П. Схема тектоники Верхоянской складчатой зоны.— Проблемы сов. геол., 1935, 5, № 4.
- Херасков Н. П. Геологические формации (опыт определения).— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1952, 27, вып. 5.
- Херасков Н. П., Колосов Д. М. Геология и геоморфология Западного Верхоянья.— Труды Всес. ин-та мин. сырья, 1938, вып. 116.
- Хитаров Н. И. Экспериментальная характеристика устойчивости кварца и миграции кремнезема в гидротермальных условиях. В кн.: «Труды четвертого Совещания по экспериментальной петрографии и минералогии», 1952, вып. 2.
- Ходак Ю. А. Вторичные минералы нижнекембрийских отложений Алданского района Якутской АССР.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1956, вып. 5.
- Шатский Н. С. Основные черты тектоники Сибирской платформы.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1932, 10, вып. 3—4.
- Шатский Н. С. О структурных связях платформы со складчатыми геосинклинальными областями. Сравнительная тектоника древних платформ. Ст. 3.— Изв. АН СССР, серия геол., 1947, № 5.
- Шатский Н. С. О марганценосных формациях и металлогении марганца. Ст. 1. Вулканогенно-осадочные марганценосные формации.— Изв. АН СССР, серия геол., 1954, № 4.
- Шатский Н. С. и др. К вопросу о периодичности осадкообразования и о методе актуализма в геологии. В кн.: «К вопросу о состоянии науки об осадочных породах». М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Шафрановский И. И. Формы природного растворения кварца.— Мин. сб. Львов. геол. об-ва, 1949, № 3.
- Шафрановский И. И. Природные формы растворения топазов.— Зап. Всес. мин. об-ва, 1950, 79, вып. 1.
- Шафрановский И. И. Конусовидные поверхности на кристаллах минералов.— Мин. сб. Львов. геол. об-ва, 1951, № 5.
- Швецов М. С. Петрография осадочных пород. 2-е изд. М.—Л., Госгеолтехиздат, 1948. То же — 3 изд. Госгеолтехиздат, 1958.
- Шутов В. Д. Обломочные полевые шпаты продуктивной толщи Азербайджана и их палеогеографическое значение.— Автореф. дисс. на соиск. уч. степени канд. геол.-мин. наук. Ин-т геол. наук АН СССР, 1952.
- Шутов В. Д. Новый метод изучения обломочных полевых шпатов в терригенных породах. В кн.: «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 3—4. Изд-во Львовск. гос. ун-та, 1956.
- Шутов В. Д. Литолого-стратиграфическое расчленение и условия осадконакопления

- пермских и нижнетриасовых отложений Верхоянского хребта.—Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 7.
- Шутов В. Д. Зоны эпигенеза в разрезе палеозойских и рифейских отложений юго-восточной части Русской платформы.—Автореф. доклада в Моск. об-ве испыт. природы, № 6, 1959.
- Шутов В. Д. Эпигенетическая зональность палеозойских и рифейских отложений Пачелмского прогиба.—Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1960, 35, вып. 6.
- Шутов В. Д. 1. О некоторых специфических чертах прогрессивного эпигенеза в условиях платформенной области. Ученые записки ЛГУ, вып. 12, 1962.
- Шутов В. Д. 2. Зоны эпигенеза в терригенных отложениях платформенного чехла. Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 3.

- Allen V. Weathering and heavy minerals. *J. Sediment. Petrol.*, 1948, 18, N 1.
- Alling H. A. Abrasion of nine minerals of sand size in ball mills. *Amer. J. Sci.*, 1951, 249, N 8.
- Andel T. H. van. Provenance, transport and deposition of Rhine sediments. *Wageningen*, 1950.
- Andel T. H. van. Petrology of Duravee River sands. In: «Proc. 3d Internat. Congr. of Sedimentology», Pays-Bas, 1951.
- Andel T. H. van. Zur Frage der Schwermineralverwitterung in Sedimenten. *Erdöl u. Kohle*, 1952, H. 2.
- Andel T. H. van. Origin and classification of cretaceous paleocene and eocene sandstones of Western Venezuela. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, 1958, 42, N 4.
- Andreatta C. Über die Verglimmerung der Plagioklase in der tektonischen Metamorphose. *Tschermaks mineral. u. petrogr. Mitt.*, 1954.
- Armstrong L. C. Decomposition and alteration of feldspars and spodumene by water. *Amer. Mineralogist*, 1940, 25, N 12.
- Barrow G. On the geology of lower Dec-Side and the Southern Highland border. *Proc. Geol. Soc. London*, 1912, 22.
- Boswell R. G. On the mineralogy of sedimentary rocks. London, 1933.
- Boud G. Outgrowths on zircon from Southern Rhodesia. *Geol. Mag.*, 1948, 75, N 1.
- Bouman J. Sandstone classification: relation to composition and texture. *J. Sediment. Petrol.*, 1955, 25, N 3.
- Boye F. Etude des alluvions de la Garonne en amont d'Agen. *Sédiment. et Quatern. France*, 1949 (1951), 49.
- Bradley W. F., Grim R. E. High temperature thermal effects of clay and related materials. *Amer. Mineralogist*, 1951, 36.
- Bradley W. F., Weaver C. E. A regularly interstratified chlorit-vermiculit clay mineral. *Amer. Mineralogist*, 1956, 41, N 5—6.
- Brammlett M. N. The stability of minerals in sandstones. *J. Sediment. Petrol.*, 1941, 11.
- Brindley G. W. The cristal structure of some chamosite minerals. *Mineral. Mag.*, 1951, 29.
- Brown G. The dioctahedral analogue of vermiculite. *Bull. Clay Min.*, 1953, 2.
- Butterfield J. A. Outgrowths of zircon. *Geol. Mag.*, 1936, 73.
- Carroll D. Weatherability of zircon. *J. Sediment. Petrol.*, 1953, 23, N 2.
- Cayeux L. Les roches sédimentaires de France. *Roches siliceuses*. Paris, 1929.
- ✓ Coombs D. S. The nature and alternation of some Triassic sediments from Southland New Zealand. *Trans. Roy. Soc. N. Z.*, 1954, 82, Pt. 1.
- Coombs D. S., Ellis A. J., Fyfe W. S., Taylor A. The Zeolite facies, with comments of the interpretation of hydrothermal synthesis. *Geochim. and Cosmochim. Acta*, 17, 1959.
- Correns C. W., Engelgardt. Neue Untersuchungen über die Verwitterung des Kalifeldspates. *Chem. Erde*, 1938, 12, N 1.
- Correns C. W. Die Tone. *Geol. Rundschau*, 1958, 29.
- Dapples E. C., Crumbein W. G., Sloss L. L. Petrographic and lithologic attributes of sandstones. *J. Geol.*, 1953, 61.
- Daubree A. *Etudes synthétiques de géologie expérimentale*. Paris, 1879.
- Dryden L., Dryden C. Comparative rates of weathering of some common heavy minerals. *J. Sediment. Petrol.*, 1946, 16.
- Earley J. W., Brindley G. W. A regularly interstratified mount-morillonite-chlorite. *Amer. Mineralogist*, 1956, 41, N 3—4.
- Edelmann C. H. Diagenetische Umwandlungserscheinungen und detritischen Pyroxenen und Amphibolen. *Fortschr. Mineral., Kristallogr., Petrogr.*, 1931, 16.
- Edelmann C. H. Ergebnisse der sedimentpetrographischen Forschung in den Niederlanden und den angegrenzenden Gebieten 1932—1937. *Geol. Rundschau*, 1937, 29 (Sedimentheft).
- Edelmann C. H., Doeglas D. J. Relikstrukturen detritischen Pyroxene und Amphibole. *Mineral. u. petrogr. Mitt.*, 1931, 42.

- Fyle W. S., Turner F. J., Verhooggen J. Metamorphic reactions and metamorphic facies. *Geol. Soc. Amer. Memoir* № 73, 1958.
- Folk R. L. The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rock nomenclature. *J. Geol.*, 1954, **62**, N 4.
- Folk R. L. The role of texture and composition in sandstones classification. *J. Sediment. Petrol.*, 1956, **26**, N 2.
- Freise F. W. Untersuchung von Mineralen auf Abnutzbarkeit. Die Verfrachtung im Wasser. *Mineral. u. Petrogr. Mitt.*, 1931, **41**.
- Füchtbauer H. Sedimentpetrographische Arbeiten im Obermiozän des deutschen Alpenvorlandes. In «*Proc. 3d Internat. Congr. Sedimentology*», Pays-Bas, 1951.
- Füchtbauer H. Einige Beobachtungen an authigenen Albiten. *Schweiz. mineral. u. petrogr. Mitt.*, 1955, **28**, H. 2.
- Gilbert C. M., McAndrews M. G. Authigenic heulandite in sandstones Santa Cruz County, California. *J. Sediment. Petrol.*, 1948, **18**, N 3.
- Gogen W. M. Heavy mineral zones of Louisiana and Texas Gulf Coast sediments. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, 1940, **24**, N 2069f.
- Goldich I. S. A study in rock-weathering. *J. Geol.*, 1938, **46**, N 1.
- Goldschmidt V. M. Geologische petrographische Studien im Hochgebirge des Südlichen Norwegens. *Vidensk. skr. Mat.-Naturw. Kl.*, 1921, N 10.
- Goldstein A., Flaak P. Oil and gas possibilities of Ouchita structural belt in Texas and Oklahoma. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, 1958, **42**, N 4.
- Griffin G. M., Ingram R. L. Clay minerals of the Neuse River estuary. *J. Sediment. Petrol.*, 1955, **25**, N 3.
- Grim R. E. Concept of diagenesis of argillaceous sediments. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geolog.*, 1958, **42**, N 2.
- Grim R. E., Bradley W. G. Investigation of the effect of heat of the clay mineral's illite and mountmorillonite. *J. Amer. Ceram. Soc.*, 1940, **23**.
- Grim R. E., Jons W. D. Clay mineral investigation of sediments in the Northern Gulf of Mexico. «*Clay a. clay minerals*». *Nat. Acad. Sci., Nat. Res. Council*, 1953, *Publ.* N 395.
- Grim R. E., Dietz R., Bradley W. G. Clay mineral composition of some sediments from the Pacific ocean of the California coast and the Gulf of California. *Bull. Geol. Soc. America*, 1949, **60**, N 11.
- Heald M. T. Stylolites in sandstones. *J. Geol.*, 1955, **63**, N 1.
- Heinrich E. W., Levinson A. A studies in the mica group. *Mineralogy of the muscovites. Amer. Mineralogist.*, 1953, **38**, N 1—2.
- Heinrich E. W., Levinson A. A. Polymorphism among high-silica sericites. *Amer. Mineralogist*, 1955, **40**, N 11—12.
- Hofmann F. Zur Frage der Entstehung des glimmerartigen Tons in der Trias des Monte Caslano, Konton Tessin. *Schweiz. Mineral. u. Petrogr. Mitt.*, 1956, **36**, N 2.
- Joder H. S., Eugster H. P. Synthetic and natural muscovites. *Geochim. et cosmochim. acta*, 1955, **8**.
- Keller W. D. Clay minerals as influenced by environments of their formation. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, 1956, **40**, N 11.
- Kelley M. E., Hanson R. F. Laumontit and leonhardt cement in Miocene sandstone from a well in Som Joaquin Valley, Calif. *Amer. Mineralogist*, 1955, **40**, N 9—10.
- Krynine P. D. Arcose deposits in the humid tropics. A study of sedimentation in Southern Mexico. *Amer. J. Sci., Ser. 5*, 1935, **29**.
- Krynine P. D. Petrology and genesis of the Third Bradford sand. *Bull. Pennsylv. St. Coll. Bull.*, 1940, **29**.
- Krynine P. D. Provenance versus mineral stability. *Bull. Geol. Soc. America*, 1942, **53**.
- Krynine P. D. The tourmaline group in sediments. *J. Geol.*, 1946, **54**, N 2.
- Levinson A. A. Studies in the mica group; relationship between polymorphism and composition in the muscovite-lepidolite series. *Amer. Mineralogist*, 1953, **38**, N 1—2.
- Levinson A. A. Studies in the mica group; polymorphism among illites and hidrous micas. *Amer. Mineralogist*, 1955, **40**, N 1.
- Mackie W. The sands and sandstones of Eastern Morryay. *Trans. Edinburgh Geol. Soc.*, 1896, **7**.
- Mackie W. The feldspars present in sedimentary rocks as indicators of contemporaneous climates. *Trans. Edinburgh Geol. Soc.*, 1899, **7**.
- Millot G. Relation entre la constitution et la genèse des roches sédimentaires argileuses. *Géol. appliquée et prospection minière*, Univ. Nancy, 1949, **2**, N 2—4.
- Milne J. H., Earley J. W. Effect of source and environment on clay minerals. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, 1958, **42**, N 2.
- Murray H. H., Saypab. Clay mineral studies of some recent marine sediments of the North Carolina coast. «*Clay a. clay minerals*». *Nat. Acad. Sci., Nat. Res. Council*, 1954, *Publ.* N 395.
- Neeb G. A. Composition and distribution of samples. The Snellius expedition Geological results, 1943, Sect. 1.
- Oriel S. Definition of arcose. *Amer. J. Sci.*, 1949, **247**, N 11.
- Packham G. H., Crook K. A. W. The principle of diagenetic facies and some its im-

- plications. *Journ. Geol.*, v. 68, № 4, 1960.
- Passéga R. Texture as characteristic of clastic deposition. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, 1957, 41, N 9.
- Pettijohn F. J. Persistence of heavy minerals and geological age. *J. Geol.*, 1941, 49, N 5.
- Pettijohn F. J. Sedimentary rocks. 1-d ed. N. Y., 1949 (2-d ed. N. Y. 1957).
- Pettijohn F. J. Classification of sandstones. *J. Geol.*, 1954, 62, N 4.
- Poldervaart A. Zircons in rocks. I. Sedimentary rocks. *Amer. J. Sci.*, 1955, 253, N 8.
- Potter P., Siever R. Sources of basal Pennsylvanian sediments in the Eastern Intertor basin. Some methodological implications. *J. Geol.*, 1956, 64, N 4, 5.
- Powers M. C. Clay diagenesis in the Chesapeake Bay area. In: «Proc. 2-d Nat. Confer. on clays a. clay minerals», 1953.
- Russel R. D. Frequency percentage determinations of detrital quartz and feldspar. *J. Sediment. Petrol.*, 1935, 5.
- Russel R. D. Mineral composition of Mississippi river sands. *Bull. Geol. Soc. America*, 1937, 48.
- Rodgers J. D. The nomenclature and classification of sedimentary rocks. *Amer. J. Sci.*, 1950, 248, N 3.
- Schultz L. G. Petrology of underclays. *Bull. Geol. Soc. America*, 1958, 69, N 4.
- Sindowski K. H. Grundsätzliches zur Schwermineralanalyse der diluvialen Rheinterassen und Lösses des Mittel- und Niederrheingebietes. *Z. Deutsch. geol. Ges.*, 1940, 92, H 9.
- Smith J. V., Yoder H. S. Experimental and theoretical studies of the mica polymorphism. *Mineral. Mag.*, 1956, 31, N 234.
- Smithson F. Outgrowths of zircon in the middle Jurassic of Yorkshire. *Geol. Mag.*, 1937, 74, N 3.
- Smithson F. The alteration of detrital minerals in the mesozoic rocks of Yorkshire. *Geol. Mag.*, 1941, 78, N 2.
- Smithson F. The mineralogy of arenaceous deposits. *Sci. Progr.*, 1950, 38, N 149.
- Stow M. H. Eocene tectonic movements in Big Horn basin by heavy minerals. *Bull. Geol. Soc. America*, 1938, 49.
- Thiel G. A. The relative resistance to abrasion of mineral grains of sand size. *J. Sediment. Petrol.*, 1940, 10.
- Thiel G. A. Mechanical effects of strain transportation on mineral grains of sand size. *Bull. Geol. Soc. America*, 1945, 56 (Abstract).
- Tyler A. A heavy minerals of the Peter sandstone in Wisconsin. *J. Sediment. Petrol.*, 1936, 6.
- Vatan A. La sédimentation détritique dans la zone subalpine et le Jura méridional au Crétacée et au Tertiaire. *C. R. Soc. géol. France*, 1949, N 5.
- Walker C. F. The decomposition of biotite in soil. *Mineral. Mag.*, v. 28, № 206, 1949.
- Weaver C. E. The distribution and identification of mixed-layer clays in sedimentary rocks. *Amer. Mineralogist*, 1956, 41, N 3—4.
- Weaver C. E. 1 A discussion on the origine of clay minerals. «Clay a. clay minerals». *Nat. Acad. Sci., Nat. Res. Council*, 1958.
- Weaver C. E. 2 Geologic interpretation of argillaceous sediments. Pt. 1. Origin and significance of clay minerals in sedimentary rocks; Pt. 2. Clay petrology. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, 1958, 42, N 2.
- Weyl R. Schwermineralverwitterung und ihr Einfluß auf die Mineralführung klastischer Sedimente. *Erdöl u. Kohle*, 1950, H. 5.
- Weyl R. Zür Frage der Schwermineralverwitterung in Sedimenten. *Erdöl u. Kohle*, 1952, H. 1.
- Wiseneder H. Zur Diagenese klastischer Sedimente im Wiener Becken. *Tschermaks*

Таблица X
Изменения полевых шпатов

1. Регенерированное зерно кислого олигоклаза. Сородогинская свита, Западное Верхоянье. Увел. 150, без анализатора.
2. То же с анализатором. В каемке регенерации олигоклаза продолжают существовать полисинтетические двойники обломочного «ядра». По составу новообразованная оболочка соответствует альбиту, чем и объясняется некоторое изменение его оптической ориентировки по сравнению с обломочным зерном олигоклаза.
3. Участок регенерационной каемки альбита. Сородогинская свита. Увел. 290, без анализатора.
4. То же с анализатором. Присутствуют характерные для аутигенного альбита перекрещенные X-карлсбадские двойники.
5. Регенерированные зерна альбита в песчанике с кальцитовым цементом. Сородогинская свита. Увел. 90, без анализатора.
6. То же с анализатором.

Таблица XI
Характер изменений обломочного биотита

- 1, 2. Замещение биотита кальцитом. Пластика биотита уничтожена почти целиком; в карбонатной массе цемента сохранились лишь отдельные реликты минерала и характерная штриховатость — следы спайности. Сангарская серия. Увел. 150, с анализатором.
3. Частичное замещение и «расклинивание» пакетов пластики обесцвеченного биотита карбонатом. Увел. 150, без анализатора.
4. «Расклинивание» пакетов биотита внедрившимся ломонтитом. Сангарская серия. Район Сангар. Увел. 150, с анализатором.

Таблица XII
Характер изменений обломочного биотита

1. Разбухшая и деформированная пластика гидротизированного биотита. Сангарская серия, Западное Приверхоянье. Увел. 150, без анализатора.
2. Изотропный сгусток, возникший за счет полной аморфизации биотита. Песчаник тынкычанской свиты (J_3^1), Западное Верхоянье. Увел. 150, без анализатора.
3. Деформированная и гидратизированная пластика биотита в песчанике. В участках, зажатых между зернами, пластика сохраняет свой габитус; в поровых пространствах биотит аморфизуется и превращается в агрегат разнообразно ориентированных волокон гидробиотита, хлорита и, частично, в буроватую аморфную массу, среди которой видны вторичные выделения кварца (внизу, в правом углу). Моольская свита (J_3^2), Западное Приверхоянье. Увел. 150, без анализатора.
4. То же с анализатором.

Таблица XIII
Характер изменения обломочного биотита

1. Аморфизированная пластика биотита с рассеянными кубическими кристалликами пирита. Верхнебыканская свита, Западное Верхоянье. Увел. 90, без анализатора.
2. Видоизменение биотита с расщеплением его на пакеты хлорита и гидробиотита. Градыгская свита, Западное Верхоянье. Увел. 150, без анализатора.
3. Обесцвеченная пластика биотита с выделениями кристалликов сидерита. Чечумская серия, район сел. Намцы. Увел. 150, без анализатора.
4. Сильно разбухшая и обесцвеченная пластика биотита с выделениями тонко рассеянного сидерита. Чечумская серия, район сел. Кильдямцы. Увел. 150, без анализатора.
5. Превращение биотита в «лапчатые» образования каолинитового минерала. Чечумская серия, район сел. Кильдямцы. Увел. 90, без анализатора.
6. То же с анализатором.

Таблица XIV
Типы цирконов (1—19)

Таблица XV

Характер некоторых акцессорных минералов

1. Тип обломочных зерен апатита. Увел. 90, без анализатора.
2. Апатит в составе тяжелой фракции песчаника чечумской серии. Район Якутска. Увел. 46, без анализатора.
3. Сrostки клиновидных аутигенных кристаллов сфена в песчанике сугжийской свиты (J₂) района Алдана. Увел. 150, без анализатора.
4. Растворенные зерна обломочного дистена из песчаников. Угукутская свита (J₁¹). Район Якутска. Увел. 150, без анализатора.
5. Растворенное зерно обломочного ставролита из песчаников укугутской свиты. Увел. 150, без анализатора.
6. Зерна дистена, не затронутые внутрислойным растворением в тяжелой фракции песчаника якутской свиты. Район Якутска. Увел. 46, без анализатора.

Таблица XVI

Типы гранатов

1. Гранаты первой группы с высоким светопреломлением и крупными включениями наиболее характерны для нижнеюрских отложений. Увел. 90.
2. Оскольчатые гранаты второй группы без включений и гранаты с шероховатой поверхностью. Наиболее распространены в породах верхней юры. Увел. 90.
3. Гранаты третьей группы с низким светопреломлением и игольчатыми включениями. Характерны только для нижнемеловых пород. Внизу два граната ромбододекаэдрического габитуса, встреченные также только в нижнемеловых отложениях. Увел. 90.

Таблица XVII

Характер растворения зерен обломочных гранатов

1. Разъедание и замещение кальцитом обломочного зерна граната в песчанике. Сангарская серия Приверхоянья. Увел. 150, без анализатора.
2. То же с анализатором.
3. Разъедание и замещение кварцем обломочного зерна граната в песчанике. Сородогинская свита, Западное Верхоянье. Увел. 150, без анализатора.
- 4, 5, 6, 8. Ступенчатый характер разъедания обломочных зерен граната тяжелой фракции песчаников укугутской свиты. Увел. 290, без анализатора.
9. Шиповидно-пирамидальный характер разъедания зерна граната. Увел. 290, без анализатора.
- 7, 10. Характер разъедания и замещения граната кварцем в песчаниках сородогинской свиты. Западное Верхоянье. Увел. 150, без анализатора.

Таблица XVIII

Характер разъедания обломочного эпидота и его аутигенные модификации

1. Разъедание и замещение обломочного зерна эпидота кварцем. Сангарская серия, район Сангар. Увел. 150, без анализатора.
2. Аутигенный эпидот в виде тонкоагрегатных «древовидных» образований в песчанике с ломонитовым цементом. Сангарская серия, район Западной Градыги. Увел. 150, без анализатора.
3. Новообразованные кристаллики эпидота и цоизита в песчанике сангарской серии района Сангар. Увел. 150, без анализатора.
4. Каемка новообразованного эпидота вокруг обломочного зерна. Нижняя пермь, Западное Верхоянье (фото В. Д. Шутова). Увел. 290, без анализатора.
5. То же с анализатором.

Таблица XIX

Характер изменения обломочных амфиболов и пироксенов

1. Частично растворенное и замещенное кальцитом зерно роговой обманки. Первоначальная форма зерна оконтуривается хлоритовой кристификационной каемкой. Эксеняхская свита, район Сангар. Увел. 90, с анализатором.

2. Разъединение и замещение кальцитом зерна роговой обманки. Сохранились лишь отдельные разобщенные реликты зерна, имеющие одинаковую оптическую ориентировку. Первоначальная форма зерна оконтуривается каемкой хлорита. Увел. 290, с анализатором.

3. Разъединение и замещение зерна роговой обманки ломонитом. Батылахская свита, район Сангар. Увел. 150, без анализатора.

4. То же с анализатором.

5. Разъединение и замещение кварцем зерна роговой обманки в песчанике сородогинской свиты. Река Келя, Западное Верхоянье. Увел. 150, с анализатором.

6. Разъединение и замещение ломонитом обломочного зерна диопсида. Эксеняхская свита, район Эксеня-Хаята. Увел. 90, с анализатором.

7. Зубчатое, разъединенное зерно диопсида из тяжелой фракции песчаника эксеняхской свиты. Увел. 46, без анализатора.

Т а б л и ц а XX

1. Своеобразные древовидные образования пирита, представляющие псевдоморфозу по растительным остаткам. Сугжинская свита (J_2) района Жиганска. Увел. 290, без анализатора.

2. Аутигенный кристалл анатаза из тяжелой фракции песчаника градыгской свиты Западного Верхоянья. Увел. 250, без анализатора.

3. Мелкие рассеянные кристаллики пирита в песчанике нижнебыканской свиты. Западное Верхоянье, район р. Ыбыкан. Увел. 46, с анализатором.

4. То же без анализатора.

5. Аутигенные кристаллы анатаза октаэдрического габитуса в песчанике градыгской свиты. В центральной части зерна — кварц с шестоватыми кристаллами новообразованного апатита. Увел. 150, без анализатора.

6. Образование аутигенного сфена за счет лейкоксенового сгустка в песчанике сородогинской свиты. Увел. 150, без анализатора.

Т а б л и ц а XXI

К а р б о н а т ы

1. Кальцит в цементе песчаника сородогинской свиты. Характерны деформированные полисинтетические двойники минерала, возникшие в результате интенсивных деформаций, испытанных породой. Увел. 360, с анализатором.

2, 4. Характерные «звездчатые» конкреции кальцита в породах сугжинской свиты (J_2) района Жиганска. $\frac{1}{2}$ нат. вел.

3. Сидерит в цементе песчаника, интенсивно корродирующий обломочные зерна кварца. Чечумская серия, район сел. Намцев. Увел. 90, без анализатора.

5. Агрегаты ромбоэдрических кристаллов сидерита в песчанике тынкычанской свиты (J_3^1). Река Моол, Западное Приверхоянье. Увел. 46, без анализатора.

6. Микроконкреции сидерита в глинисто-карбонатной породе, подстилающей угольный пласт. Чечумская серия, район Якутска. Увел. 46, без анализатора.

Т а б л и ц а XXII

Ц е о л и т ы

1. Ломонит в цементе песчаника сангарской серии (C_{T1}) Приверхоянья. Цеолит интенсивно замещает обломочные зерна плевых шпатов. Наверху видны два зерна плагиоклаза, почти полностью замещенные ломонитом. От плагиоклазов остались лишь мелкие, одинаково оптически ориентированные реликты (черное). Прежняя форма зерен заметна по сохранившимся хлоритовым каемкам. Район Сангар. Увел. 290, с анализатором.

2. Зональные кристаллы стильбита, выделенные из песчаника сангарской серии района г. Жиганска. Увел. 150, без анализатора.

3. Призматические кристаллы стильбита в карбонатном цементе песчаника сангарской серии р. Виллюй (фото В. И. Муравьева). Увел. 46, без анализатора.

4. Кристалл гейландита из песчаника укугутской свиты района р. Виллюй (фото М. Е. Бердичевской). Увел. 450, без анализатора.

Таблица XXIII

1. Вермикулитовый сросток каолинита, образовавшийся по пластинке биотита. Чечумская серия, район Якутска. Увел. 150, с анализатором.

2. Вермикулитовые сростки каолинита в цементе песчаников. Чечумская серия, район Якутска. Увел. 150, без анализатора.

3. То же с анализатором.

4. Гидрослюдистый минерал в поровом участке песчаника нижнебыканской свиты. Западное Верхоянье. Увел. 360, с анализатором.

5. Гидрослюдизация каолинита в цементе песчаников; обращает внимание, что в поровых участках (внизу налево) каолинит гидрослюдизирован слабо. На контакте кварцевого зерна с несколькими разрушенным микроклином каолинит полностью превращен в интенсивно двупреломляющую гидрослюду. Район сел. Намцев. Увел. 290, с анализатором.

Таблица XXIV

Электронно-микроскопические снимки каолинита

1. Тонкодисперсный каолинит. Наряду с неправильными агрегатными скоплениями видны многочисленные мельчайшие тонкие кристаллики каолинита отчетливо гексагональной формы. Увел. около 7000.

2. Крупные удлиненно-пластичатые образования, состоящие из отдельных наложенных по оси «с» гексагональных пластинок каолинита, беспорядочно ориентированных по осям «а» и «b». Увел. около 7000.

3. Каолинит, выделенный из песчаника укугутской свиты района Якутска. Обращает внимание различная степень окристаллизованности минерала. Наряду с крупными, прекрасно окристаллизованными, пластинками присутствуют мельчайшие тонкие пластинки передко также отчетливо гексагональной формы. Крупные неправильные скопления — агломераты пластинок каолинита. Увел. около 9000.

Таблица XXV

Электронно-микроскопические снимки монтмориллонита

1, 2. Монтмориллониты из глин чечумской серии района Якутска. Типичные для монтмориллонита тонкодисперсные облакозидные образования и наряду с ними плотные пластинки с острыми шиповидными выступами.

Таблица XXVI

Электронно-микроскопические снимки гидрослюдистых и гидрослюдисто-хлоритовых глин (фракция < 0,001 мм)

1. Гидрослюдистая глина. Видны крупные неправильные пластинки обломочных гидрослюдов и небольшая примесь монтмориллонита. Увел. около 7000.

2. Пластинки гидрослюдов, переходящие частично в монтмориллонит. Видно, что четкие ограничения некоторых пластинок утрачиваются, приобретая расплывчатый характер. Увеличивается количество тонкодисперсного минерала. Увел. около 7000.

3. Гидрослюдисто-монтмориллонитовая глина. Гидрослюда и монтмориллонит присутствуют примерно в равных соотношениях. Виден постепенный переход гидрослюды в тонкодисперсный «облакоподобный» монтмориллонит. Увел. 7000.

4. Глина смешанного монтмориллонитово-гидрослюдисто-каолинитового состава. Наряду с неправильными пластинками гидрослюды с четкими ограничениями и тонкодисперсным монтмориллонитом присутствуют отдельные гексагональные пластинки каолинита. Увел. 7000.

5. Аргиллит хлоритово-гидрослюдистого состава. Видны неправильные пластинки гидрослюдов и игольчатый минерал, природа которого не расшифрована. Увел. 7000.

6. Аргиллит гидрослюдисто-хлоритового состава. Видны отчетливые полупрозрачные удлиненные пластинки гидрослюдистого минерала. Увел. 7000.

Таблица XXVII

1. Алевролит, переполненный пластинками несколько измененного биотита. Сангарская серия, Приверхоянье. Увел. 46, без анализатора.

2. Глина монтмориллонитово-гидрослюдистого состава. Видна хорошая ориентировка высоко поляризующих чешуек гидрослюда и монтмориллонита. Чечумская серия, район Якутска. Увел. 290. С анализатором.

3. Хлоритово-халцедоновый цемент песчаника. Периферийная часть пор занята светло-зеленым хлоритом, в центре хлоритово-халцедоновая масса. Сангарская серия, Приверхоянье. Увел. 150, без анализатора.

4. Гидрослюдистый цемент с агрегатной структурой в песчанике нижнебыканской свиты. Район р. Западная Градыга. Увел. 90, с анализатором.

5. Хлорит в цементе песчаников. Обломочные зерна облеchnы пленками хлорита; в центральных участках пор хлорит имеет крустификационную структуру. Сангарская серия, Приверхоянье. Увел. 290, без анализатора.

Таблица XXVIII

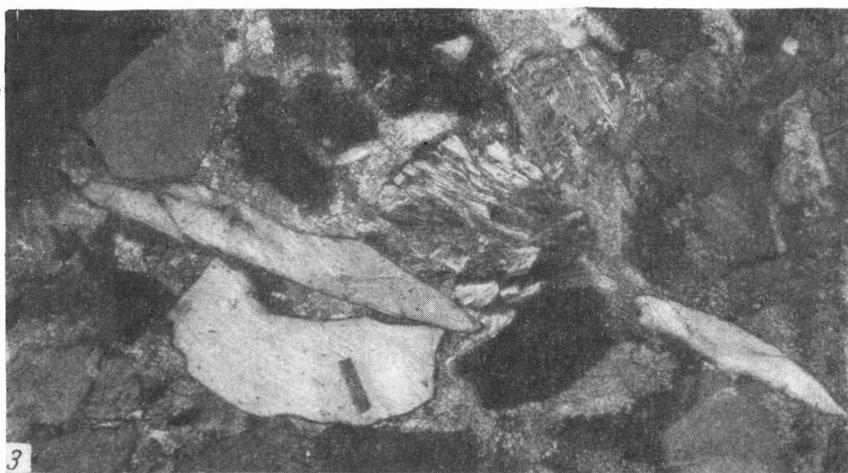
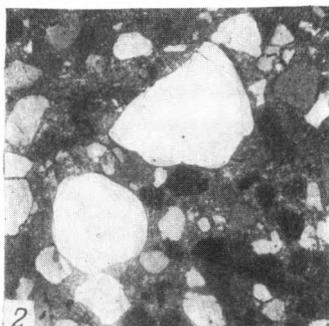
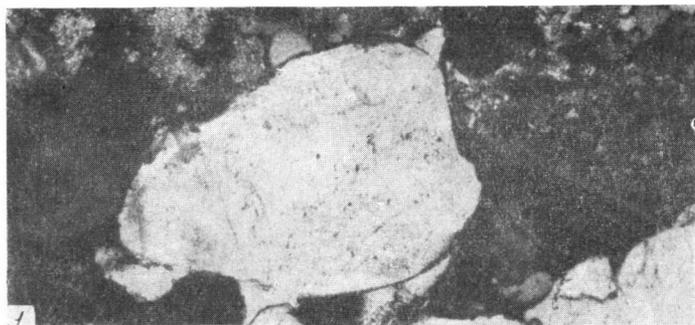
Характерные минеральные ассоциации

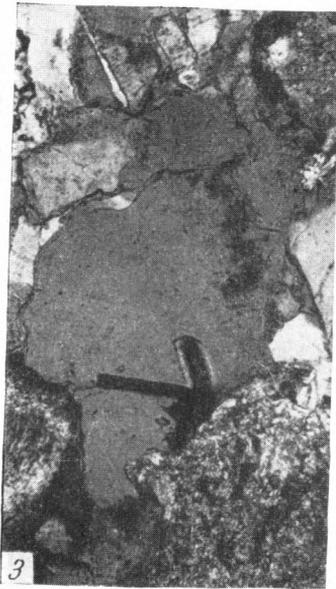
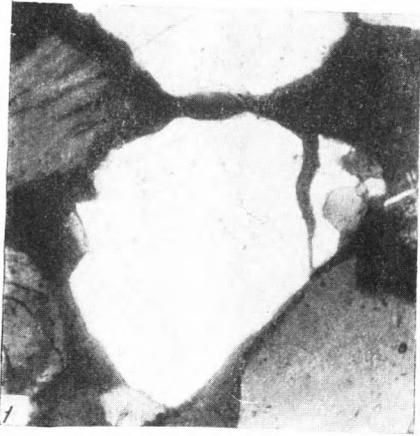
1. Ассоциация граувакково-кварцевых песчаников (байлыкская ассоциация). Основными компонентами породы являются зерна кварца, иногда со следами окатанности и обломки пород. В меньшем количестве встречаются калиевые полевые шпаты. Песчаники градыгской свиты, Западное Верхоянье. Увел. 46, с анализатором.

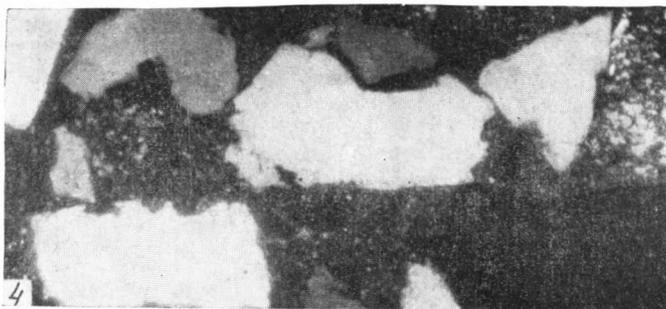
2. Ассоциация граувакковых (загрязненных) аркоз (чечумская ассоциация). Основными компонентами являются плагиоклазы и кварц. В меньшем количестве встречаются обломки пород. Песчаник тынкычанской свиты (J_3^1), Западное Приверхоянье. Увел. 46, с анализатором.

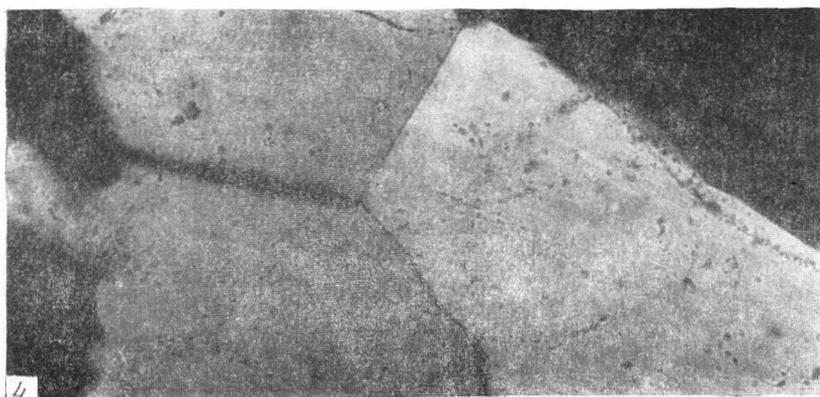
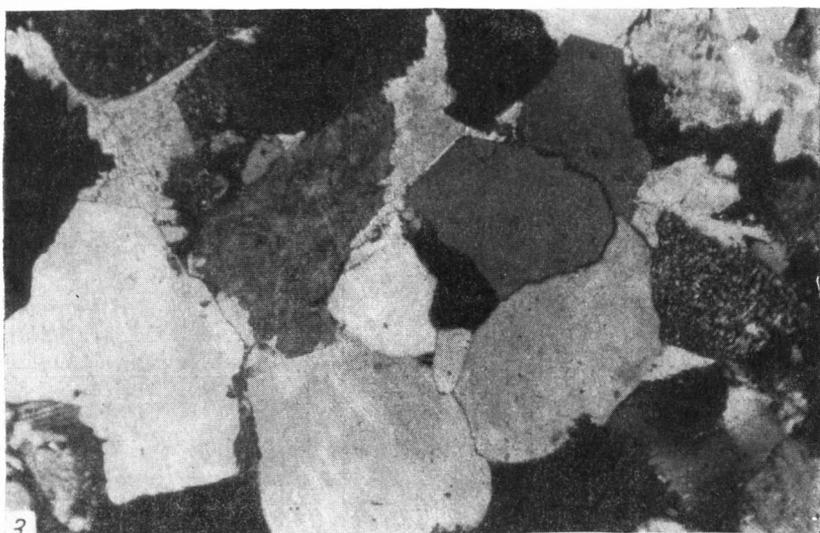
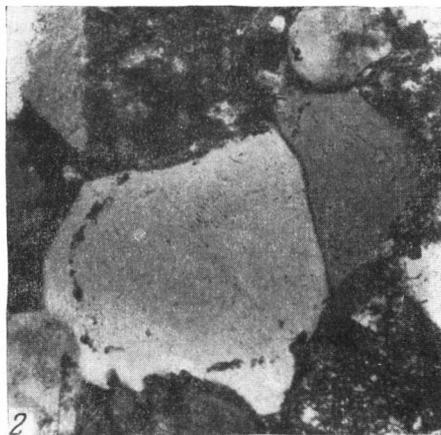
3. Ассоциация аркоз (сангарская ассоциация). Основные компоненты плагиоклаз и кварц; обломки пород присутствуют в ничтожном количестве (на фотографии их нет). Цемент ломонитовый. Песчаник батылхской свиты (Cg_1^1), Западное Приверхоянье. Увел. 46, с анализатором.

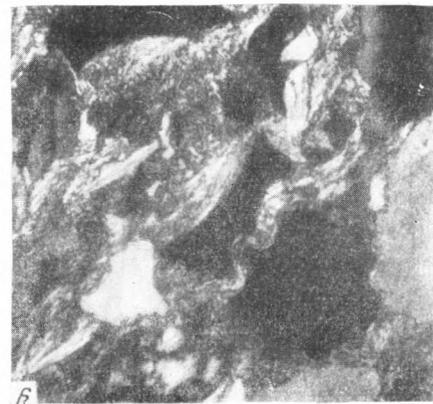
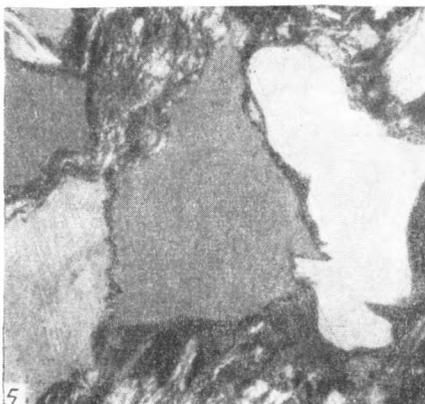
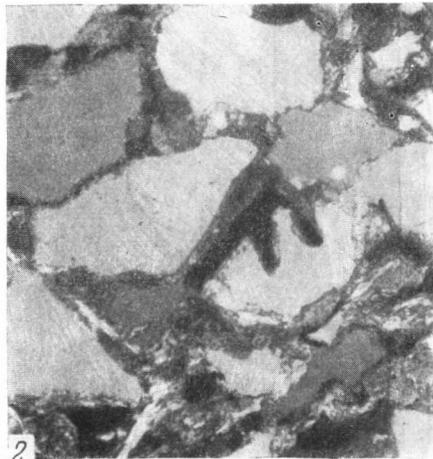
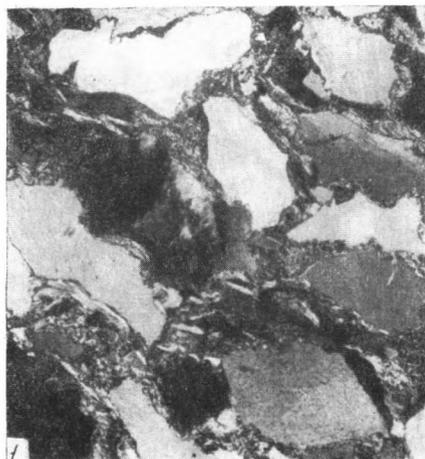
4. Ассоциация кварцево-олигомиктовых песчаников с каолинистым цементом (верхний мел). Основные компоненты — кварц и редкие калиевые полевые шпаты, погруженные в обильную массу каолинистого цемента. Тимердахская свита (Cg_2^1) р. Вилюй. Увел. 46, без анализатора (фото В. И. Муравьева).

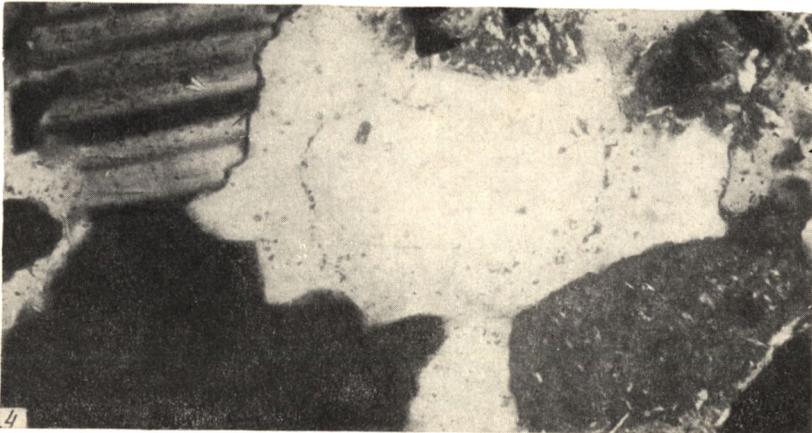














1



2



3

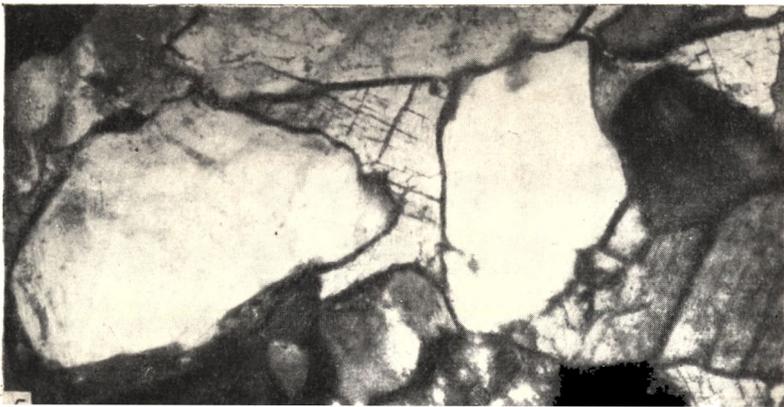


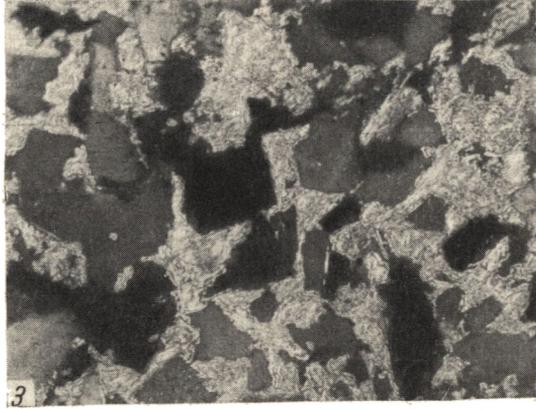
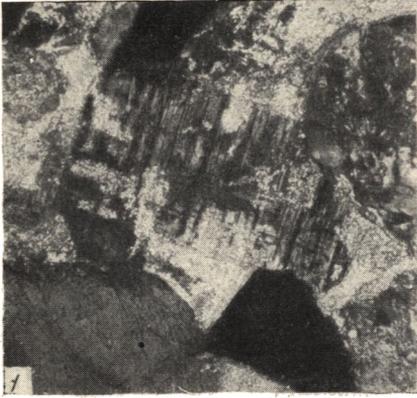
4

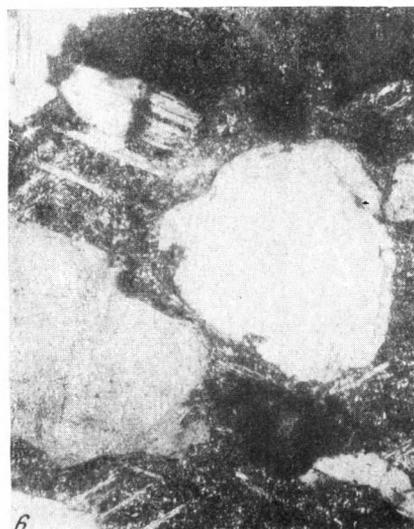
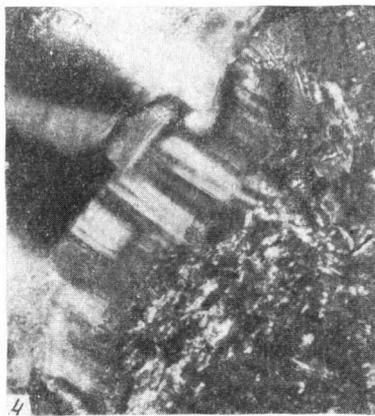
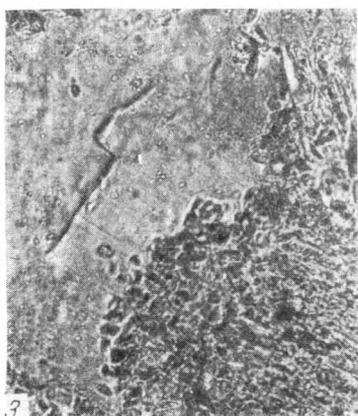
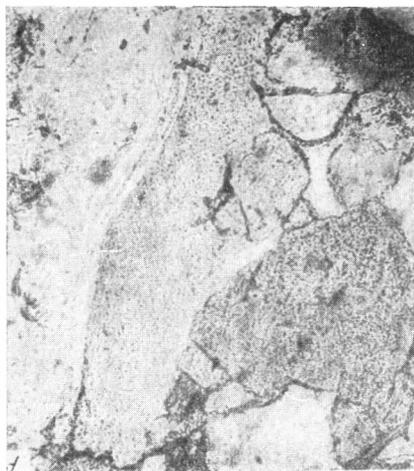


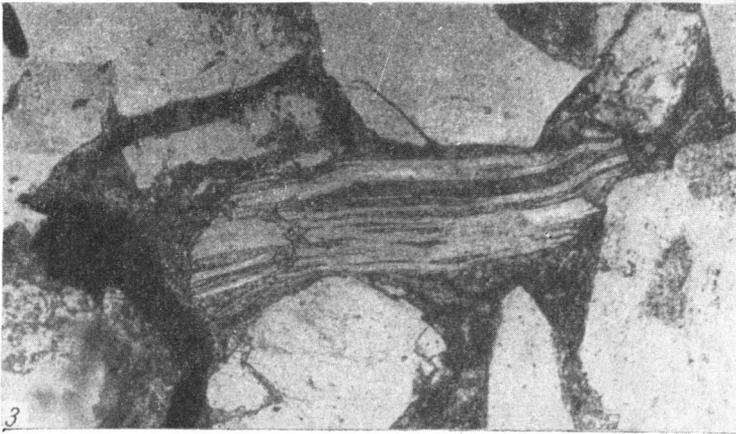
5

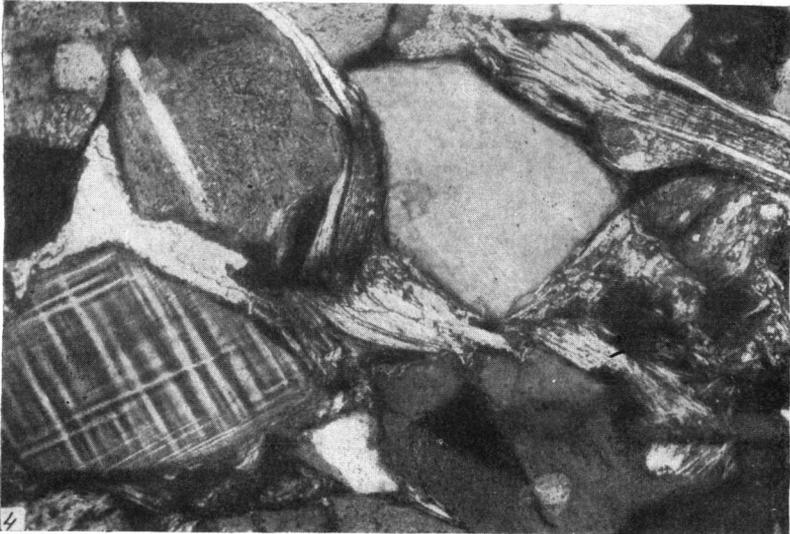
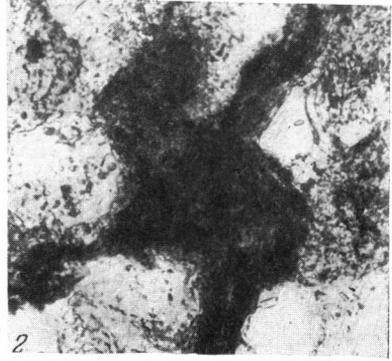


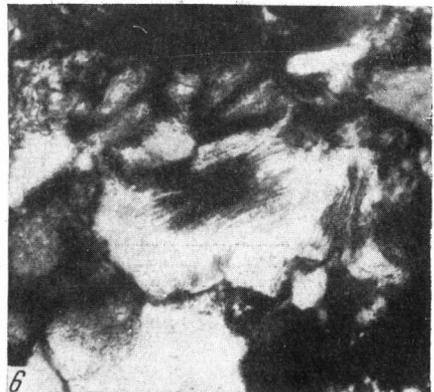
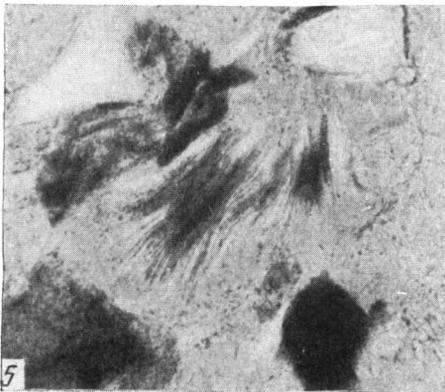
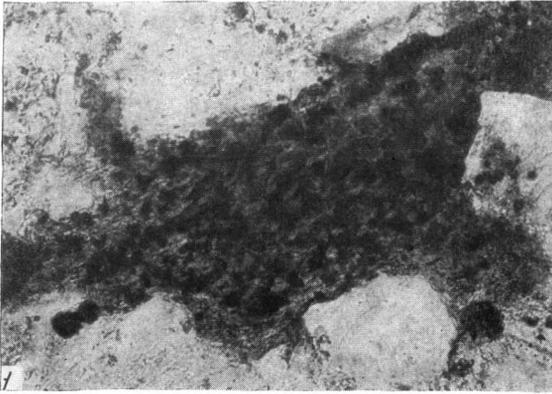




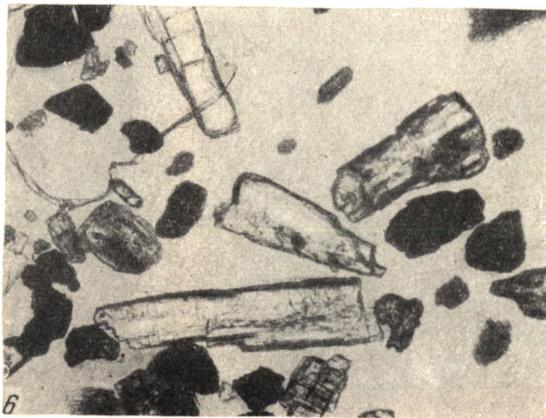
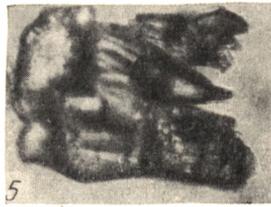
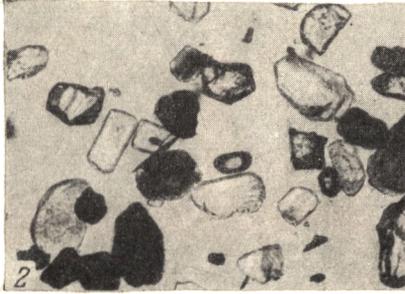
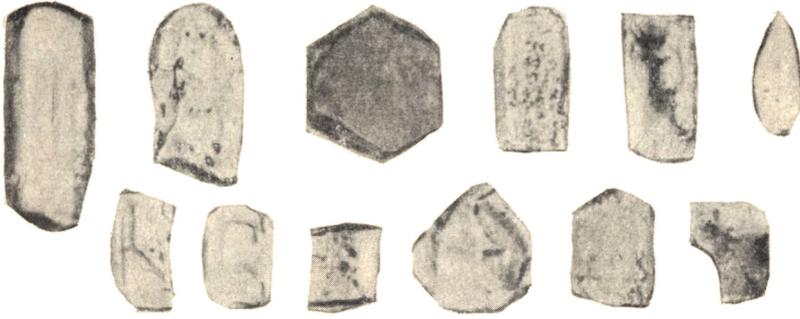


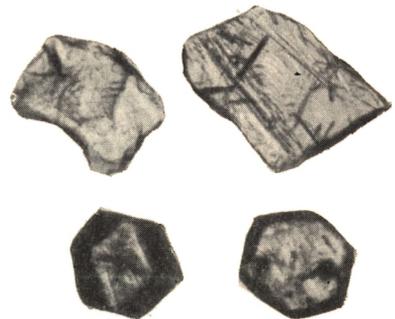
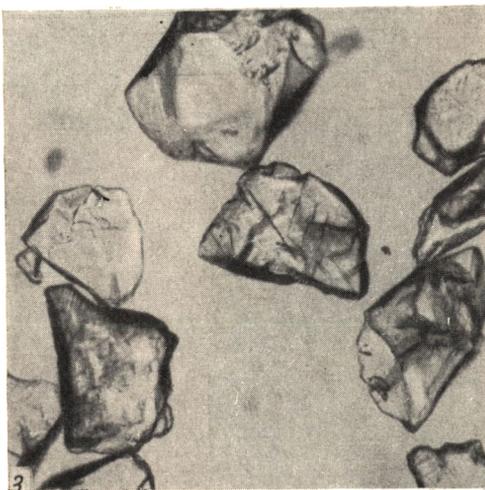
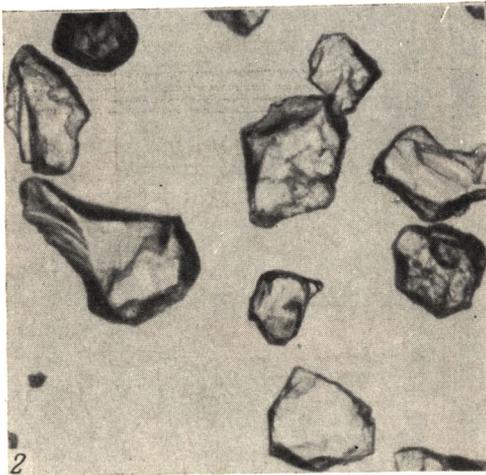
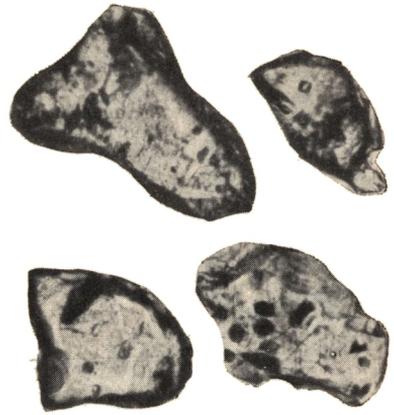
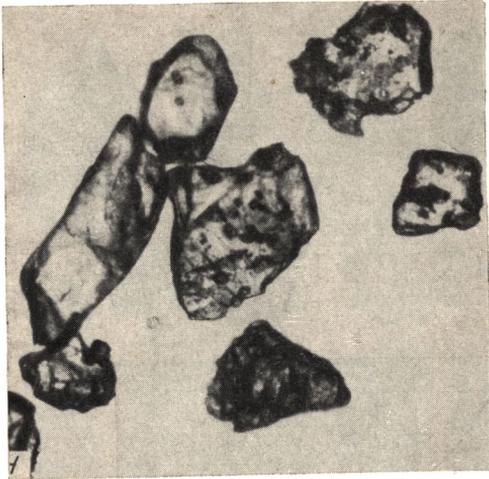


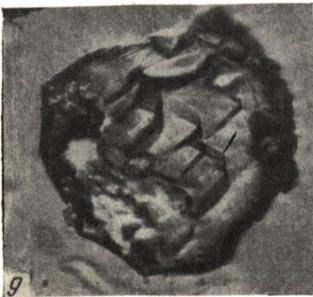
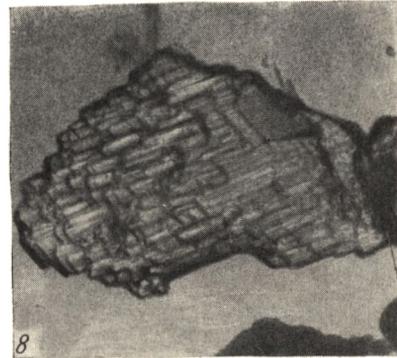


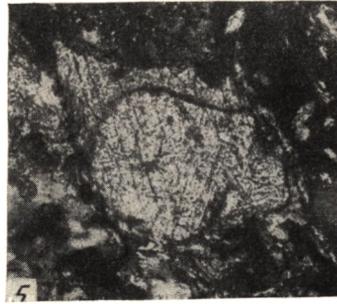
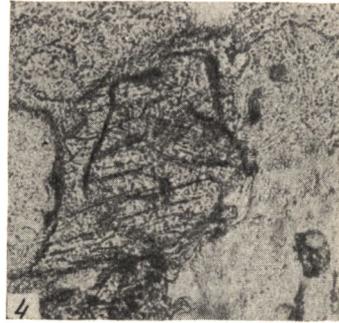
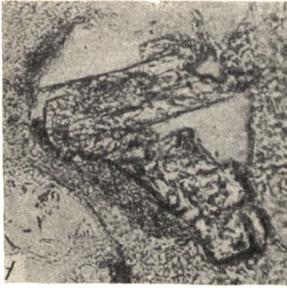


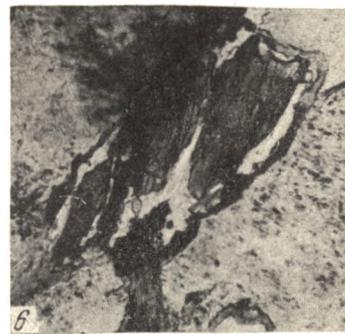
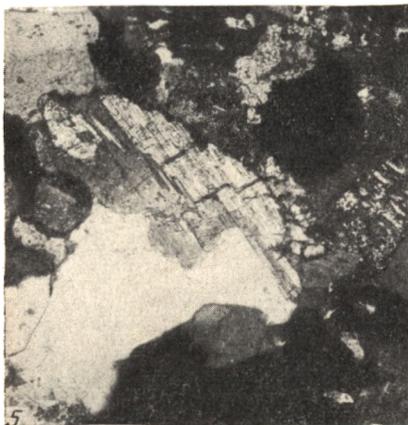


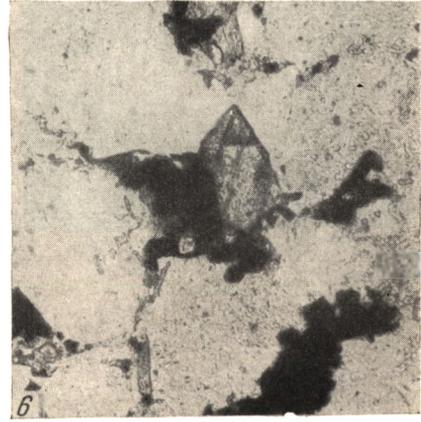
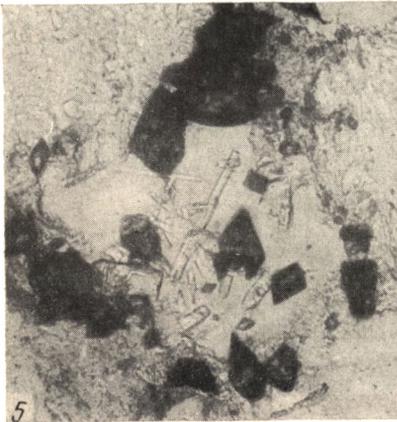




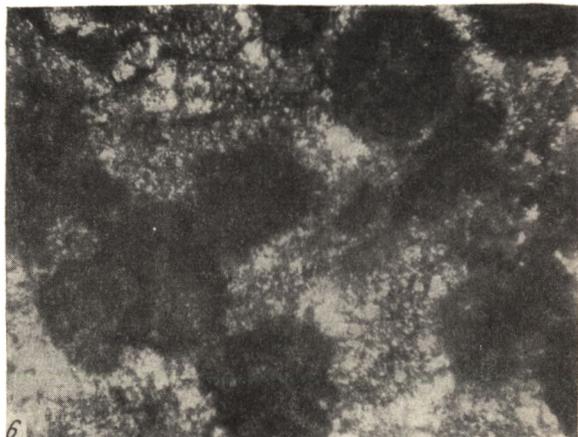
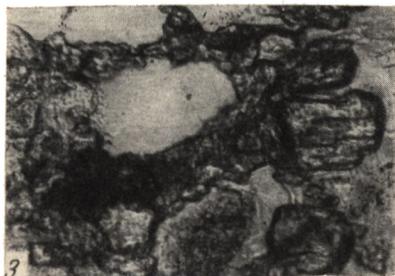
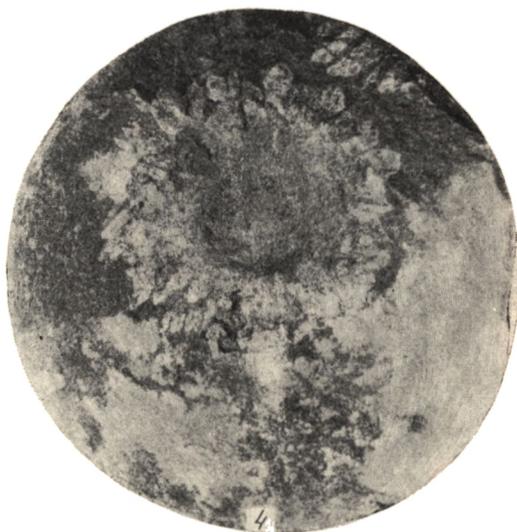
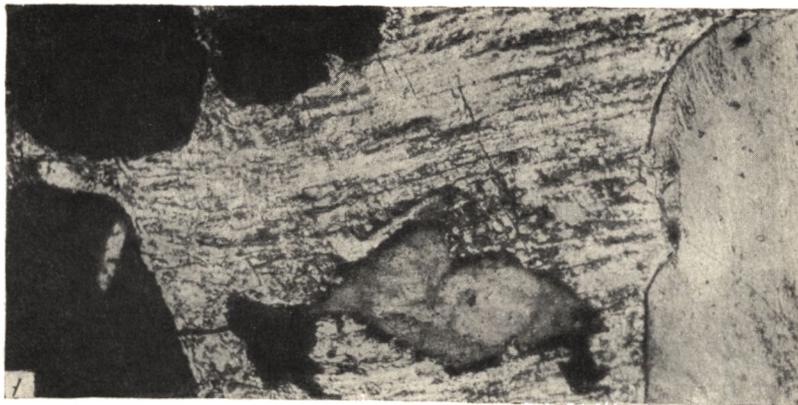




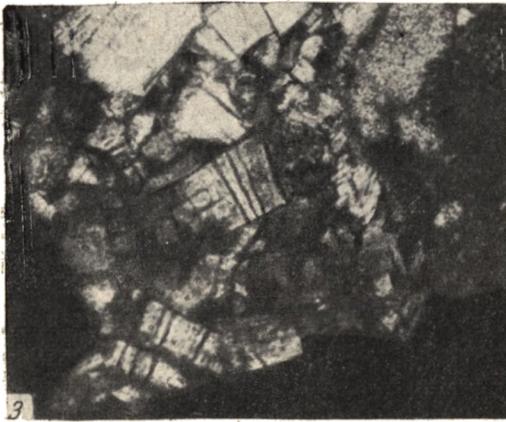
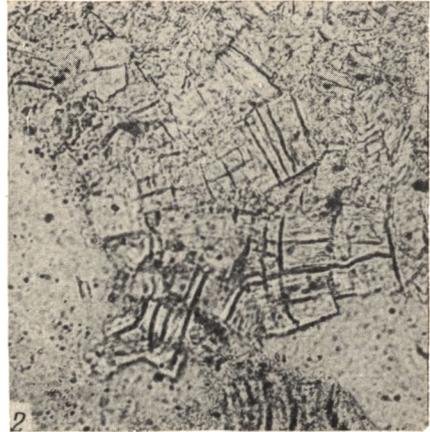


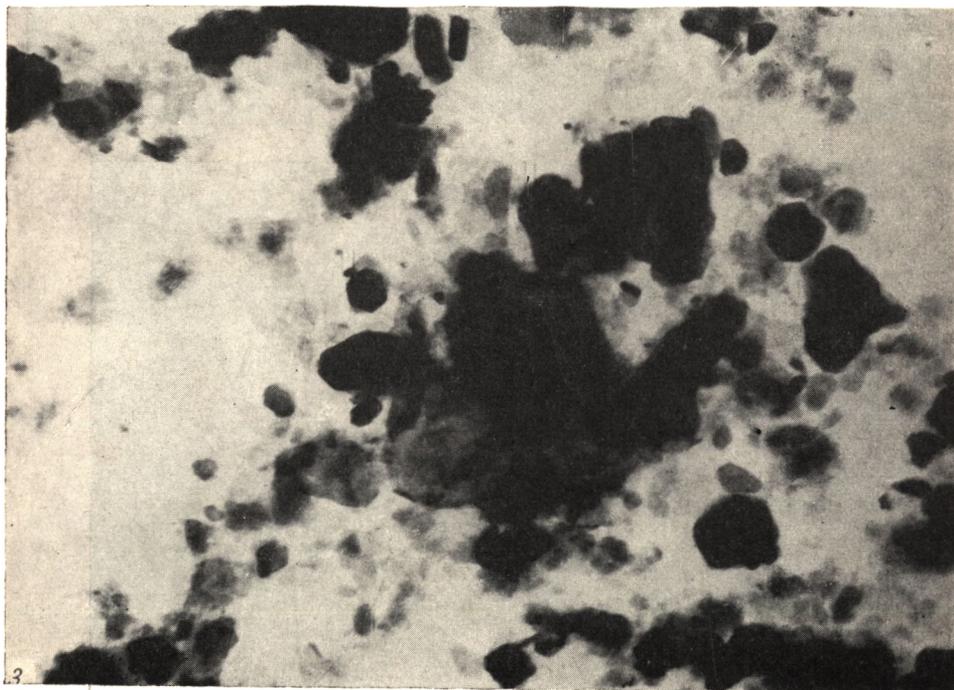
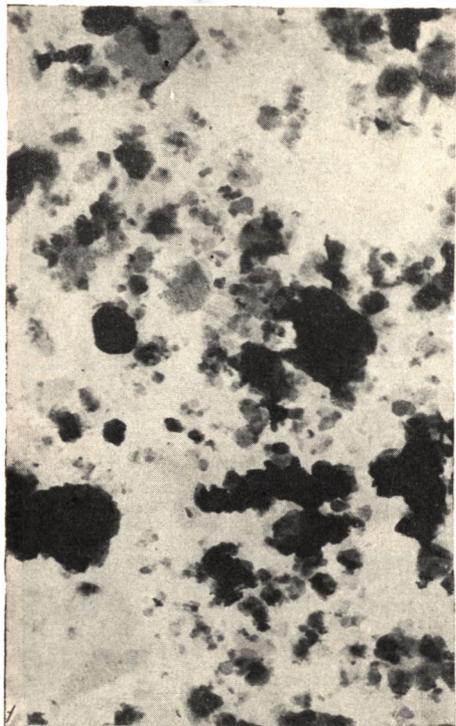


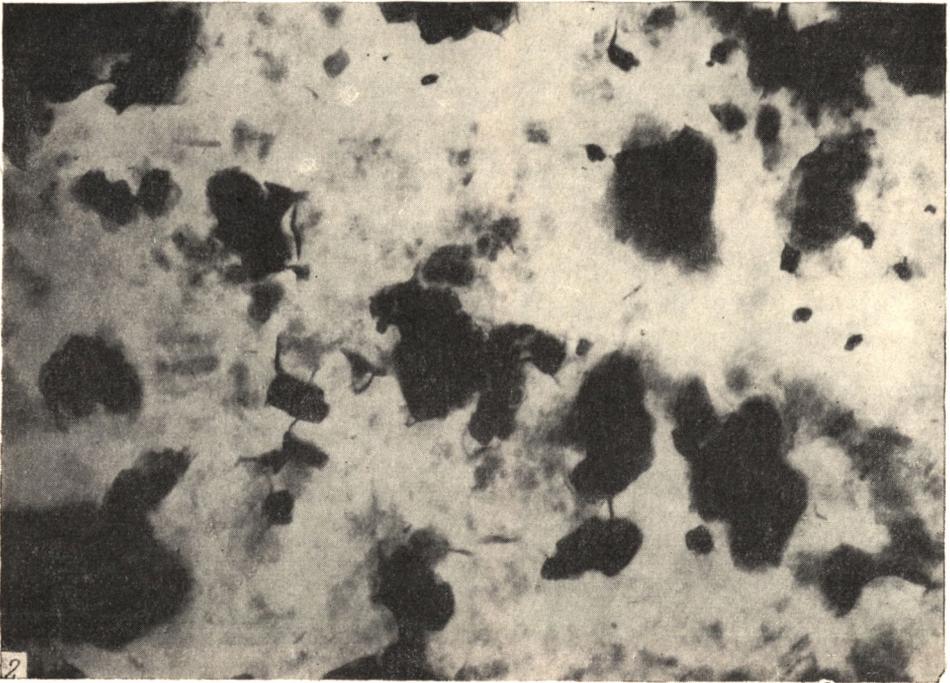
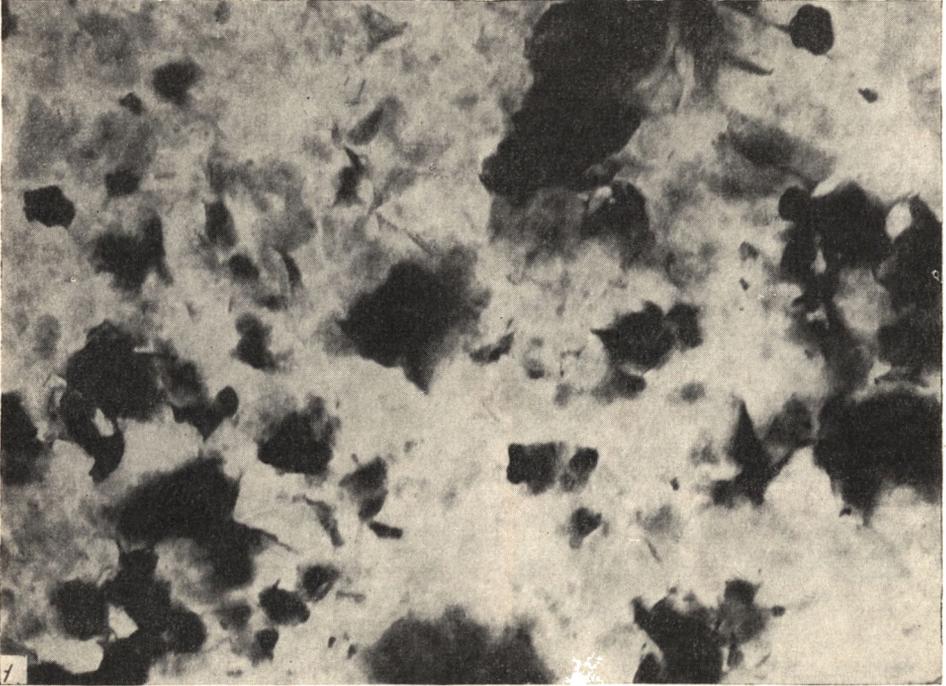
V

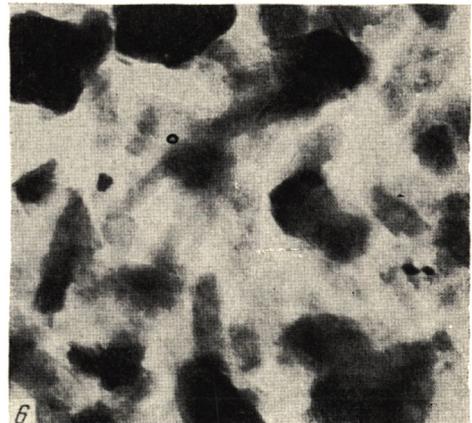
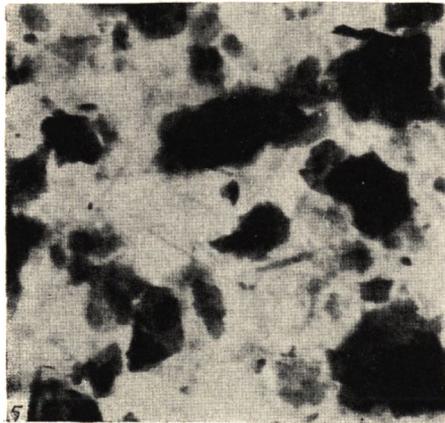
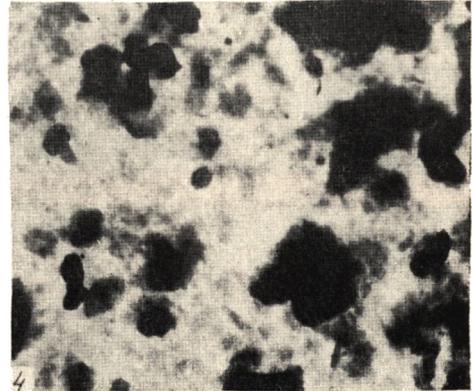
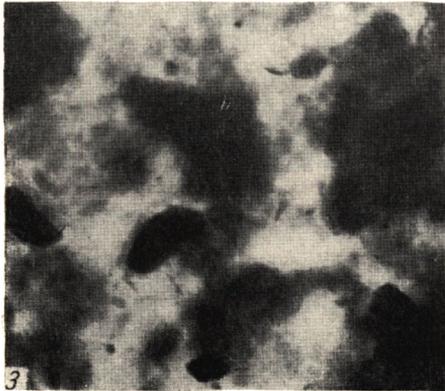
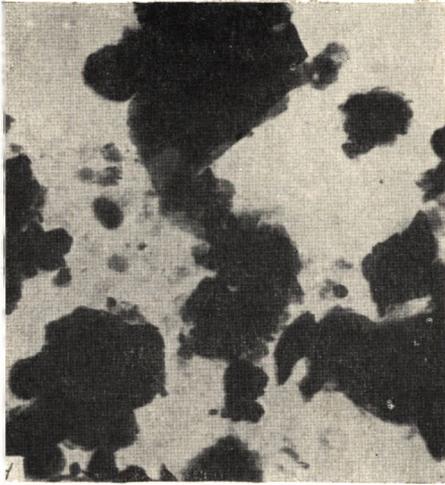


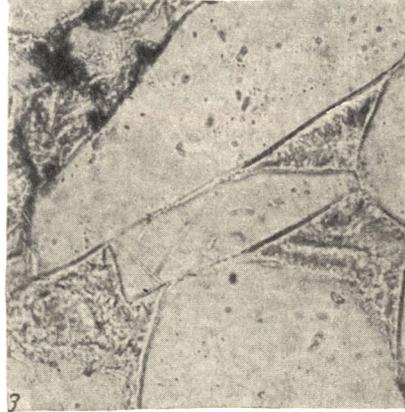














ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Глава I. О задачах и методах терригенной минералогии	5
Глава II. Основные черты геологического строения мезозойского терригенного комплекса Вилюйской впадины и Западного Верхоянья	9
Глава III. Важнейшие обломочные минералы	19
Кварц (19). Кварц в осадочных породах (19). Типы кварца в изученных породах (21). Изменение кварца (24). Полевые шпаты (26). Полевые шпаты в терригенных породах (26). Типы полевых шпатов в изученных породах (27). Изменение полевых шпатов (32). Слюды (34). Биотит (34). Изменение биотита (36). Мусковит (40). Циркон (40). Изучение циркона в осадочных породах (40). Типы циркона в изученных породах (41). Изменение циркона (45). Турмалин (46). Рутил (47). Апатит (48). Сфен (48). Гранаты (49). Изменение гранатов (52). Дистен (56). Ставролит (57). Группа эпидота (58). Изменение эпидота (60). Амфиболы (62). Моноклинные пироксены (63). Рудные минералы (64).	
Глава IV. Главнейшие аутигенные минералы и минералы глин	65
Пирит и марказит (65). Титанистые минералы (66). Карбонаты (68). Кальцит (69). Анкерит (70). Группа сидерита (71). Цеолиты (74). Ломонтит (74). Цеолит из группы стильбита (75). Гейландит (76). Глинистые минералы (77). Вводные замечания (77). Каолинит (78). Монтмориллонит (86). Гидрослюды и связанные с ними ассоциации глинистых минералов (92). Гидрослюдистая ассоциация в глинах платформенной области (93). Гидрослюдисто-хлоритовая ассоциация в аргиллитах геосинклинальной области (98). Происхождение минералов гидрослюдисто-хлоритовой ассоциации и некоторые особенности формирования состава глинистых пород на платформе и в геосинклинали (107).	
Глава V. Минеральные ассоциации и их формирование	112
Принципы выделения минеральных ассоциаций	112
Классификация песчаных пород по минералогическому составу	113
Характерные минеральные ассоциации и их распределение в разрезе и на площади	119
Ассоциация граувакково-кварцевых песчаников (119). Ассоциация микроклинальбитовых граувакково-аркозовых песчаников (122). Ассоциация олигоклазандезиновых аркозовых песчаников (127). Ассоциация олигомиктово-кварцевых песчаников (131). Ассоциация ортоклазовых граувакково-аркозовых песчаников северо-западной части Вилюйской впадины (133).	

Глава VI. Основные черты развития Виллойской впадины и передового прогиба верхоянской геосинклинали в связи с окружающими их площадями в течение мезозойского цикла осадконакопления	137
Глава VII. Некоторые общие вопросы формирования минеральных ассоциаций Устойчивость минералов на разных стадиях образования терригенных пород (150). Формирование (созревание) минерального состава песчаных пород (158). Зональность распределения обломочных минералов в мощных терригенных толщах и причины, ее определяющие (162). Некоторые итоги (166).	150
Глава VIII. Особенности аутигенного минералообразования и формирования терригенных пород в геосинклинальной и платформенной областях	168
Общие замечания (168). Характеристика постседиментационных и геосинклинальных областей (169). Зоны регионального эпигенеза и метатонеза в терригенных отложениях (182).	
Литература .	190

Коссовская Анна Григорьевна

**«Минералогия терригенного мезозойского комплекса
Вилуйской впадины и Западного Верхоянья»**

Труды Геологического института, выпуск 63

*Утверждено к печати Геологическим Институтом
Академии наук СССР*

Редактор Издательства *Гришина Т. Б.*
Технический редактор *И. А. Макогонова*

Сдано в набор 18/V 1962 г. Подписано
в печать 11/X 1962 г. Формат 70×108¹/₁₆

Печ. л. 12,75+21 вкл.(2,25 печ. л.).

Уч.-изд. л. 20,8¹/₁₆(18,1+2,7 вкл.)

Тираж 1000 экз. Т-11384. Изд. № 810.

Тип. зак. 772₂

- Цена 1 р. 54 коп.

Издательство Академии наук СССР.
Москва, Б-62, Подсосенский пер., д. 21

2-я типография Издательства АН СССР.
Москва, Шубинский пер., д. 10