

ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ
ПРЕОБРАЗОВАНИЯ
ОСАДОЧНЫХ ПОРОД
СИБИРИ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ
ПРЕОБРАЗОВАНИЯ
ОСАДОЧНЫХ ПОРОД
СИБИРИ

16024



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1967

Рассматриваются постседиментационные изменения в мезозойских, палеозойских и докембрийских отложениях Лено-Вилуйской впадины, Кузбасса, Минусинской котловины, Сибирской платформы и Енисейского кряжа. Показана стадийность преобразования терригенных, глинистых и карбонатных пород в различных тектонических структурах (платформа, межгорная впадина, прогиб, геосинклиналь) и в условиях разных климатических обстановок. Приведены примеры перехода осадочных пород в метаморфические, рассмотрены вопросы влияния вторичных преобразований на физические свойства пород

Ответственные редакторы:
Ю. П. КАЗАНСКИЙ, Г. Н. ПЕРОЗИО

ПРЕДИСЛОВИЕ

Исследования в области изучения вторичных изменений осадочных пород, проведенные А. Г. Коссовской, В. Д. Шутовым, А. В. Капелиовичем и другими, позволили наметить общую схему постседиментационных преобразований терригенных и глинистых пород. В меньшей степени такие закономерности выявлены для карбонатных, кремнистых и иных пород. Представляется, что дальнейшие усилия в этой области следует направить на расширение объектов исследования в различных структурно-тектонических зонах, на уточнение роли отдельных факторов, на определение границ между различными зонами вторичных изменений, на разработку принципов выделения зон диагенеза, эпигенеза, метагенеза и начального метаморфизма. Не менее важна практическая значимость подобных исследований, особенно в области изучения нефтяных и газовых месторождений.

Осадочные толщи Сибири явились одним из первых объектов, на котором разрабатывались приемы стадийного анализа. Многообразие типов пород, большие различия в условиях их залегания позволяют считать разрезы этой территории первоочередными для дальнейшего изучения вторичных изменений осадочных образований.

В сборнике представлены статьи, освещающие состав и характер изменения осадочных пород на платформах, в переходных структурах и в геосинклиналях. Обращает на себя внимание большое разнообразие разрезов, которые сложены как терригенными, глинистыми, карбонатными породами, так и толщами, в которых имеет место переслаивание этих типов. Платформенные отложения охарактеризованы на примерах разрезов Западно-Сибирской низменности и Сибирской платформы. Разрезы переходного типа представлены отложениями верхнего палеозоя и девона Кузбасса и Южно-Минусинской впадины. К геосинклинальному типу можно отнести разрез верхнего докембрия центральной части Енисейского кряжа.

В статьях сборника подробно описаны эпигенетические изменения осадочных пород, примеры которых приведены как для платформенных типов разрезов, так и для толщ, залегающих в структурах переходного типа. Зоны метагенеза и начального метаморфизма наиболее ярко проявляются в геосинклинальных и переходных структурах. Получены интересные выводы об избирательном характере вторичных изменений в толщах различного состава, что приводит к неодинаковому уровню глубин распространения зон постседиментационных преобразований в разрезах осадочных пород. На примере мезозойских нефтяных пластов показано влияние эпигенетических (катагенетических) изменений на коллекторские свойства нефть-содержащих пород.

В последней статье сборника рассмотрено влияние выветривания на состав осадочных пород (фосфоритов).

ВТОРИЧНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТЕЙ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

Западно-Сибирская низменность с поверхности сложена горизонтально залегающими четвертичными и реже неогеновыми отложениями и лишь по окраинам обнажены более древние породы — палеогеновые, меловые и юрские.

Геологическое строение Западно-Сибирской низменности сложное. По данным Н. Н. Ростовцева (1958), это плита с четким двухъярусным строением. Ф. Г. Гурари (1959) считает плиту трехъярусной. Нижний ярус, или фундамент, сложен сильно дислоцированными палеозойскими и частично докембрийскими отложениями, прорванными разнообразными по составу изверженными породами. В фундаменте плиты наблюдаются впадины типа межгорных, выполненные средне- и верхнепалеозойскими отложениями. По Ф. Г. Гурари, последние являются вторым структурным ярусом. Дислоцированность и метаморфизм этих отложений значительно слабее, чем пород фундамента.

Верхний ярус, или его покров (т. е. II ярус Н. Н. Ростовцева и III ярус Ф. Г. Гурари), сложен мезозойскими и кайнозойскими отложениями мощностью до 4000 м. Верхний ярус состоит из отложений юры, мела, палеогена, неогена и четвертичных, представленных аргиллитами, глинами, песчаниками, алевролитами, песками и реже конгломератами, гравелитами, опоками, мергелями и известняками. Породы претерпели эпигенетические изменения. Залегание их пологое, почти горизонтальное. Углы наклона измеряются минутами или несколькими десятками минут. Общий характер полого залегающих слоев нарушается локальными структурными поднятиями платформенного типа, где наклон слоев на крыльях достигает до 2—3° и реже до 10—12°.

Западно-Сибирская низменность — крупная отрицательная структура с погруженной центральной частью и приподнятыми краями, прилегающими к складчатому обрамлению. Все приподнятые участки отнесены М. Я. Рудкевичем и др. (1965) к внешнему поясу структур, в пределах которого глубина залегания фундамента менее 2000—2200 м. Центральная часть низменности с глубиной залегания фундамента более 2000—2200 м образует внутреннюю зону. Глубина залегания фундамента в изученных разрезах колеблется от 1445—1665 м во внешней и до 2461—3078 м во внутренней зонах.

Изученный район расположен в восточной половине центральной части низменности и приурочен на западе к широтному участку р. Оби, на востоке к бассейнам рек Елогуя и Каса (рис. 1).

Различные районы Западно-Сибирской низменности характеризуются своими типовыми разрезами мезозойских и кайнозойских отложений, кото-

Опорные и структурно-понсковые скважины: 1 — Елогуйская, 2 — Касская, 3 — Тымская, 4 — Пудинская, 5 — Ново-Васюганская, 6 — Сургутская; разведочные скважины 7, 8 — Тымского профиля 10-к и 20-к, 9 — Нарымская площадь, скв. 1-р, 2-р и 3-р, 10 — Парабельская площадь, скв. 1-р, 2-р и 3-р, 11 — Мегионская площадь, скв. 1-р

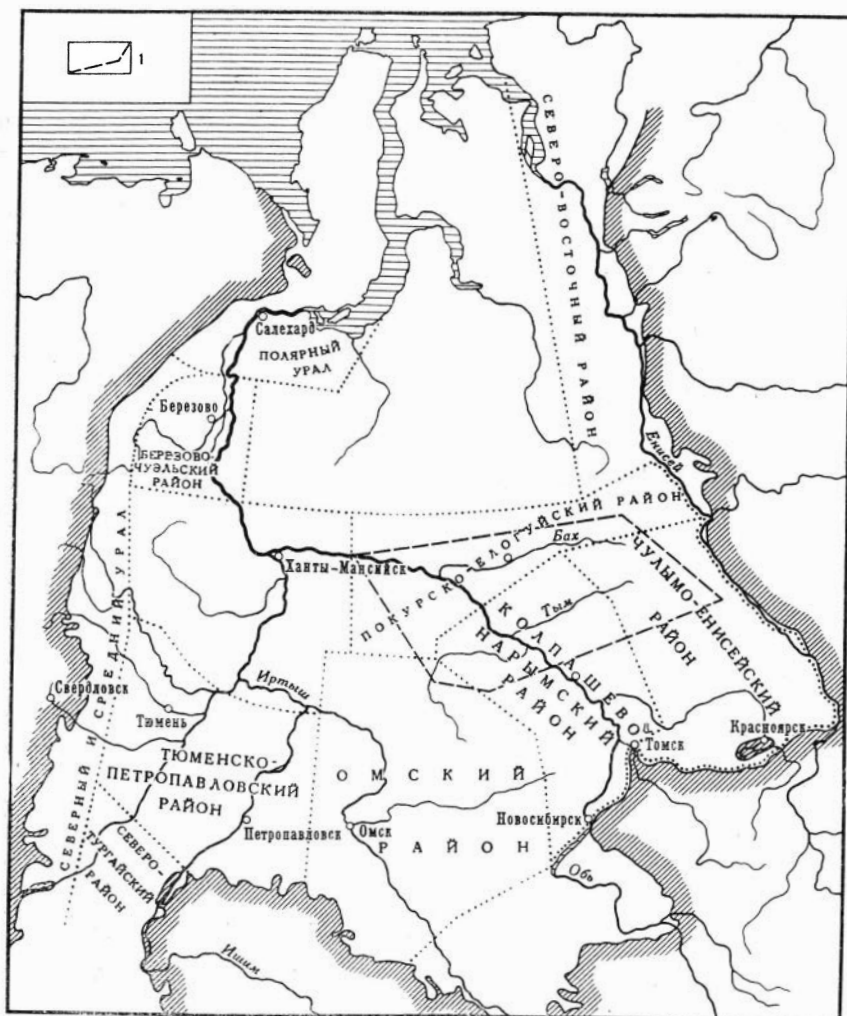
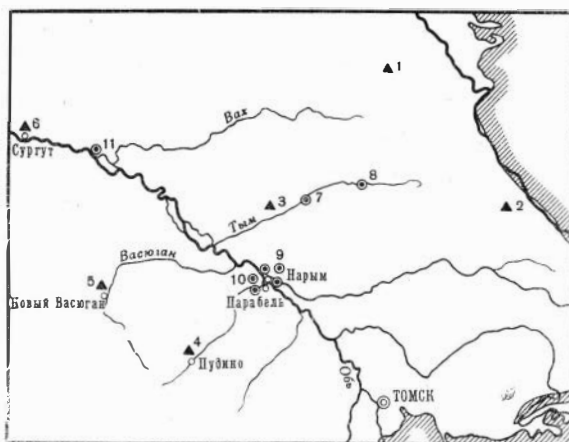


Рис. 2. Карта структурно-фациальных зон Западно-Сибирской низменности
1 — граница изученного района

рые отличаются друг от друга лишь в отдельных частях разреза. На совещании по доработке и уточнению унифицированных и корреляционных стратиграфических схем мезо-кайнозойских отложений Западно-Сибирской низменности в 1960 г. было выделено десять основных структурно-фациальных зон. Изученные разрезы расположены в пределах четырех зон (рис. 2).

1. Покурско-Елогуйский район находится в северной части площади. Структурно приурочен к внутренней зоне плиты и частично к Елогуйскому выступу. В пределах этого района изучены разрезы Сургутской опорной скважины и Мегйонской скв. 1-р на западе и Елогуйской опорной скважины на востоке.

2. Омский район приурочен к южной части внутренней структурной зоны. В пределах этого района, в его северо-восточной части, изучен разрез отложений Ново-Васюганской опорной скважины.

3. Колпашево-Нарымский район расположен к северо-западному погружению Алтае-Саянского обрамления. В пределах района изучены разрезы отложений Пудинской и Тымской опорных скважин и разведочных скважин: Нарымской 2-р и Парабельской 1-р, 2-р, 3-р и частично Усть-Сильгинской 2-гк.

4. Чулым-Енисейский район, в пределах которого изучен разрез Касской опорной скважины.

В основу стратиграфического подразделения юрских и меловых отложений положена унифицированная схема стратиграфии, принятая на Межведомственном совещании в г. Новосибирске 6 мая 1960 г. В табл. 1 приведено подразделение юрских и меловых отложений для изученных районов по свтам.

ХАРАКТЕРИСТИКА КОМПЛЕКСОВ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД И ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ИХ СТРУКТУРНО- МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ

Мезозойские отложения Западно-Сибирской низменности представляют мощную толщу нормальноосадочных пород, преимущественно состоящую из терригенных пород: песчаников, алевролитов, глин, аргиллитов, меньше — конгломератов; реже встречаются хемогенные и терригенно-хемогенные образования: мергели, известняки, доломиты, сидериты, опоки, глаукониты и гетит-хлоритовые породы (руды). В разрезах мезозоя сверху вниз выделено пять комплексов, близких по своему характеру фаціальным зонам: морской, прибрежно-морской, лагунный, прибрежно-континентальный и континентальный.

Маастрихт — даний

Отложения маастрихт — дания представлены глинами, алевролитами, песками и песчаниками. В связи с различием по литологическому и фаціальному составу отложения маастрихт — дания объединяются в глинистый морской комплекс, комплекс прибрежно-морских глин, алевролитов и песков и комплекс континентальных алевроитово-глинистых отложений с прослоями песков.

Глинистый морской комплекс

Комплекс включает отложения ганькинской свиты, которые изучены в разрезах опорных скважин Сургутской (756—852 м) и Ново-Васюганской (593,75—741 м), мощность комплекса от 96 до 147,25 м, глубина залегания от 254,5 до 852 м.

Глинистый морской комплекс состоит из монотонной толщи известковистых, довольно тонких или слабоалевритистых землисто-серых, пепель-

ТАБЛИЦА 1

Сис-тема	От-дел	Ярус, подъярус (1960г.)	Серия свит, горизонт	Омский район	Покурско-Елогуйский район	Колпашево-Нарымский район	Чулым-Енисейский район						
Меловая	Верхний	Датский ярус	Ганькинский	Ганькинская свита			Верхняя подсвита						
		Маастрихт					Нижний	Верхний	Сымская свита				
		Кампан	Березовский	Березовская свита	Верхняя подсвита	Славгородская свита	Ипатовская свита						
		Сантон			Нижний			Нижняя подсвита					
		Коньяк			Парбигская свита								
		Турон	Кузнецовский	Кузнецовская свита	Симановская свита	Верхняя подсвита							
		Сеноман	Узатский	Леньковская свита			Верхняя толща						
		Альб	Ханты-Мансийский				Нижняя толща						
		Юрская	Нижний		Апт	Виколовский	Киялинский	Киялинская свита	Вартовская свита	Киялинская свита	Илекская свита		
Баррем	Тарская свита												
Готерид	Куломзинская свита												
Валанжун	Верхний			Средний	Нижний	Полудинская серия	Тейсская свита	Марьяновская свита с баженовской пачкой	Тяжинская свита				
Верхний, нижний	Болжские ярусы			Киммеридж	Оксфорд	Средний	Верхний	Нижний	Заводоуковская серия	Татарская свита	Тюменская свита	Итатская свита	Мандровская свита
Келловей	Бат			Байос	Аален	Верхний ленин	Средний ленин	Нижний ленин	Отсутствуют	Барбинская пачка			

но-серых и светло-серых глин, местами переходящих в мергели. Характерно обилие фауны фораминифер и меньше остракод, гастропод, пелеципод, аммонитов и белемнитов, редки растительный детрит и рассеянный пирит. Отмечены включения пиритизированных растительных остатков.

Структура глин пелитовая, органогенно-пелитовая и алевропелитовая. Текстура неяснослоистая. Глинистое вещество раскристаллизовано слабо, местами возникают чешуйчато-волокнистые агрегаты с длиной волокон 0,007—0,014 мм. По составу глины полиминеральны, выделены разновидности хлорит-каолинит-гидрослюдистые и гидрослюдисто-каолинит-монтмориллонитовые.

Изменение обломочных минералов. Характерны фестончатые очертания обломочных зерен кварца, полевых шпатов, что свидетельствует об их частичном растворении.

Аутигенные минералы представлены кальцитом, сидеритом, кальциосидероплезитом, пиритом.

Комплекс прибрежно-морских глин, алевролитов и песков

Отложения этого типа расположены восточнее морского комплекса и изучены в разрезах Тымской опорной скважины (198—320 м) и Тымской разведочной скв. 10-к (212—403 м). Толща сложена темно-серыми глинами с прослоями светлых слюдястых алевролитов, песчаников с каолинитом, гетит- и глауконитсодержащих песчаников, глауконититов и редких известняков.

Мощность комплекса 122—191 м.

Глины темно-серые, обычно алевроитовые и песчанистые, местами слюдястые с гнездовидной и полосчатой текстурой. Структура фитагмопсаммо-пелитовая и алевропелитовая. Глинистое вещество имеет иловую структуру, нередко раскристаллизовано очень слабо, вокруг обломков раскристаллизация улучшается и наблюдаются видимые при небольших увеличениях чешуйки-пленки. По типу глины относятся к полиминеральным, разновидность — хлорито-гидрослюдисто-монтмориллонито-каолинитовая.

Алевролиты зеленые крупнозернистые песчанистые, прочно сцементированные, по составу аркозово-кварцевые.

Песчаники светло-серые и темно-серые, мелкозернистые, алевроитистые, глинистые, иногда слюдястые, в верхней части толщи каолинизированные, нередко с глауконитом и реже с гетитом. По составу различаются олигомиктово- и аркозово-кварцевые разновидности (рис. 3).

Песчано-алевроитовые породы в той или иной мере местами обогащены гетитом до 5—8%, глауконитом от 2—10 и реже до 87%, железистым хлоритом и сидеритом; нередко хемотропные образования преобладают, образуя маломощные пласты руд разного состава.

Характер цемента. Наиболее характерен первично-глинистый базальный цемент, составляющий 30—50%. В песчаниках с оолитами гетита или глауконитом нередко развит пленочный цемент (до 8%), образованный железистым хлоритом; иногда последний частично выполняет поры: реже здесь наблюдается глинисто-сидеритовый цемент базального типа (Елогуйская скважина) или цемент обрастания, состоящий из цепочек — ромбоэдров Са-сидероплезита (Тымская опорная скважина).

Известняки темно-серые, пелитоморфные и алевроитовые, встречаются в виде редких тонких прослоев. Сложены они пелитоморфным кальцитом (до 40—80%) и обломочным алевроитовым материалом (до 30%).

Изменение обломочных минералов. В верхней части разреза в песчаниках отмечается каолинизация полевых шпатов и серицитизация плагиоклазов. Биотит нередко разбухает и преобразуется в тонкочешуйчатый хлорит или в хлорит и тонкозернистый сидерит. В песчаниках с

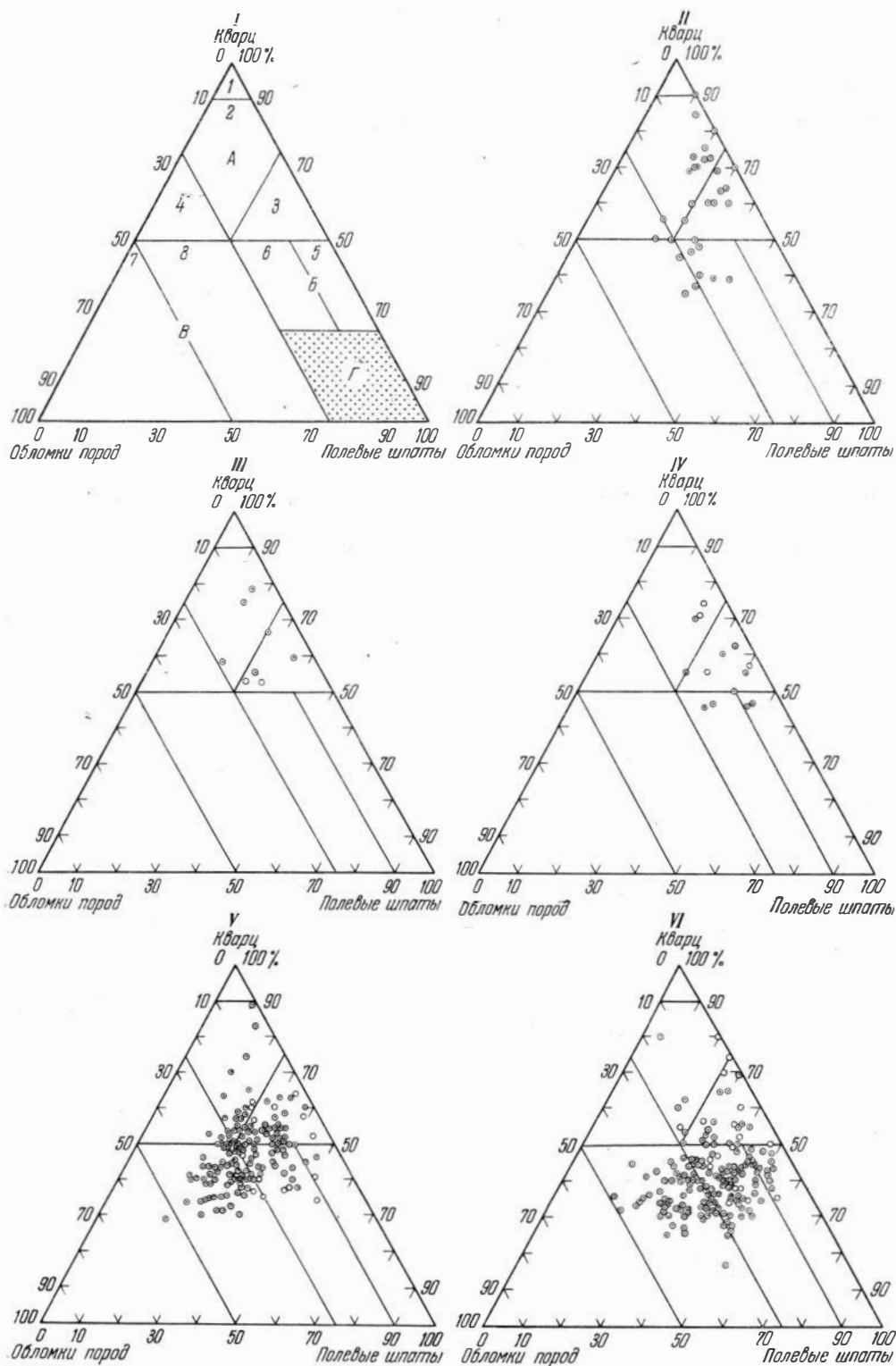
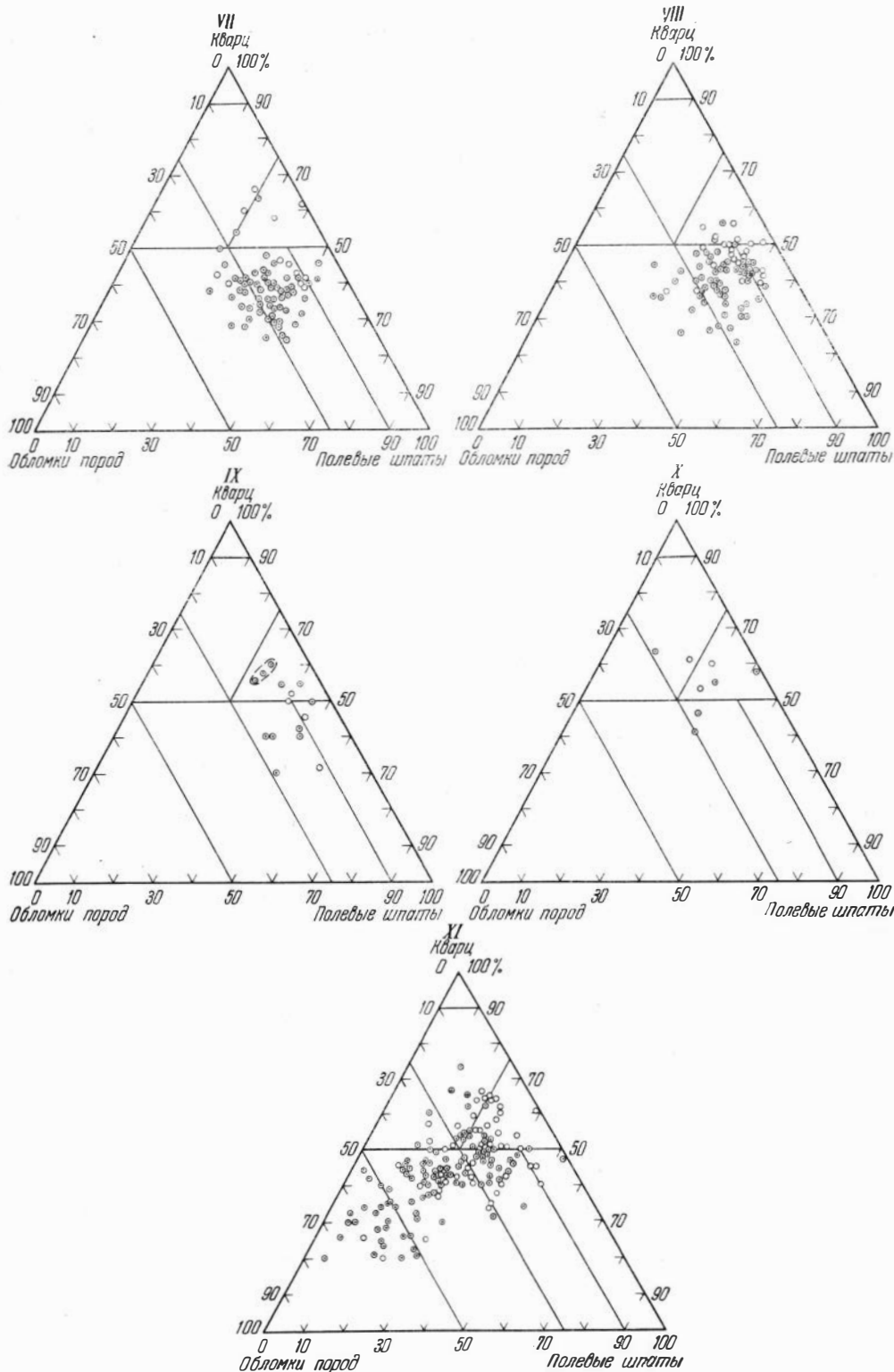


Рис. 3. Диаграммы распределения обломочного

I — схема классификации песчаников и алевролитов по составу терригенной части, по А. Г. Косчанников: 1 — мономинеральные кварцевые, 2 — олигоминерально-кварцевые, 3 — аркозово-кварцевые аркозы; B — семейство граувакк: 7 — собственно граувакки, 8 — полевошпатовые граувакки; II—XI — Диаграммы состава песчаников и алевролитов: II — ганькинской свиты и верхней под и верхнесимоновской подсвиты, V — покурской и пировской свит, VI — киялинской и илексо X — локозовской свиты, XI — тюменской свиты



материала в песчаниках и алевроли тах

совской. Классификационные поля диаграммы: А — семейство кварцевых песчаников, 4 — граувакко-кварцевые; Б — семейство аркозов: 5 — собственно аркозы, 6 — граувакк-свиты сымской свиты, III — ипатовской и сымской свит, IV — кузнецовской, парбигской свит свит, VII — тарской свиты, VIII — куломзинской свиты, IX — марьяновской свиты,

глауконитом последний интенсивно корродирует обломки полевых шпатов, биотита и кварца. В глинах обломочный материал приобретает фестончатые очертания. Чешуйки биотита расщепляются, и отдельные пакеты хлоритизируются; местами наблюдается разбухание биотита.

Аутигенные минералы представлены гетитом, глауконитом, железистым хлоритом, пиритом, кальцитом, сидеритом, кальцио-сидероплезитом и каолинитом.

Комплекс континентальных песчано-алевритовых отложений

Комплекс включает отложения верхнесымской подсвиты, изученные в разрезе Елогуйской опорной скважины; мощность комплекса — 59 м, глубина залегания 60—119 м. Отложения комплекса представлены переслаиванием серых алевролитов и глин с подчиненными прослоями песков и песчаников.

Среди отложений преобладают *глины* серые, темно-серые с косоволнистой слоистостью, обусловленной переслаиванием с алевролитами, преимущественно алевритовые или песчанистые, нередко слюдяные с желваками сидерита (до 5—6 см). Обнаруживают алевропелитовую и псаммо-алевропелитовую структуру и слоистую, ориентированную или беспорядочную текстуру. Глинистое вещество хорошо раскристаллизовано и группируется в агрегаты с ориентированной или беспорядочной текстурой. Во фракции < 0,001 мм рентгенографически обнаружено резкое преобладание каолинита в смеси с гидрослюдой, хлоритом и монтмориллонитом. Тип глин каолиновый, разновидность — гидрослюдисто-каолиновая. Обломочного материала размером 0,005—0,16 мм — 30—45 %.

Алевролиты серые и светло-серые, песчанистые и глинистые, с горизонтально-волнистой или косоволнистой слоистостью, обусловленной тонкими прослойками глины, растительного детрита и слюды. Обнаруживают мелко- и крупнозернистую алевритовую и псаммо-алевритовую структуру и слоистую текстуру. По составу относятся к аркозово-кварцевым разновидностям; содержат от 10 до 20 % слюды (см. рис. 3).

Пески и песчаники составляют всего 13,2 %, пески светло-серые, полевошпатово-кварцевые, неслоистые, мелкозернистые, алевритовые и слабоглинистые.

Характер цемента в песчаниках и алевролитах одинаков, наиболее распространен поровый и базальный первичноглинистый цемент, составляющий 25—40 %. Глинистое вещество слабо раскристаллизовано и имеет низкое двупреломление. Во фракции < 0,001 мм М. Ф. Соколова рентгенографически определила каолинит (преобладает), гидрослюду, хлорит и монтмориллонит; иногда в цементе отмечается примесь пелитоморфного сидерита.

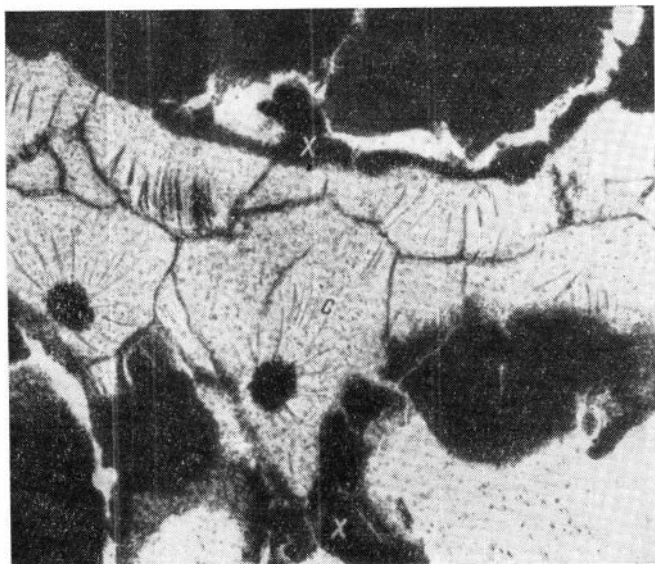
Изменение обломочных минералов. Чрезвычайно разнообразны преобразования, которые испытывает биотит; его пластинки разбухают, расщепляются на пакеты, превращаясь в хлорит, монтмориллонит и сидерит.

Аутигенные минералы представлены хлоритом, монтмориллонитом, сидеритом и пиритом.

Коньяк — сантон — кампан (?) и сенон

Отложения коньяк — сантон — кампана (?) и сенона представлены глинами, алевролитами, песками и песчаниками, значительную роль играют опоки, менее развиты глауконититы, хлоритовые и гетитовые руды. Описываемые отложения объединяются в опоквидно-глинистый морской комплекс, песчано-глауконитовый прибрежно-морской комплекс, комплекс континентальных песков и комплекс континентальных глин и песков.

Рис. 4. Агрегаты радиально-лучистого кальцио-сидероплезита (С) с окисленным ядром (темное), вокруг зерен видна каемка хлорита (Х); хлорит-кальцио-сидероплезитовый цемент пленочно-порового типа. Гетит-хлоритовая (железистая руда) славгородской свиты ($\text{Cr}_2^{\text{st-cr}}$), Усть-Сильгинская скв. 2-гк. Увел. 100, с анализатором



Опоковидно-глинистый морской комплекс

Этот комплекс включает отложения березовской свиты в разрезах Сургутской (852—936 м) и Ново-Васюганской (741—850,1 м) опорных скважин и также славгородской свиты в разрезах Пудинской опорной скважины (355—428,5 м), Усть-Сильгинской разведочной скв. 2-гк и Тымской опорной скважины (321—456 м). Мощность комплекса от 73,5 до 135 м, глубина залегания от 321 до 936 м.

Отложения по содержанию в них кремнезема расчленяются на две части: в верхней части преимущественно развиты глины землисто-серые, зеленовато-серые, светло-серые, неслоистые, иногда алевроитистые и песчанистые. Нижняя часть сложена опоками и опоковидными глинами светло-серыми и голубовато-серыми, легкими, неслоистыми с характерным мелкопетельчатым рисунком и раковистым изломом. Отмечены редкие прослойки алевролитов и глауконитов. Глины обнаруживают лептопелитовую, пелитовую, алевро-пелитовую и реже фитагмо-псаммопелитовую и алевро-псаммо-пелитовую структуры. Текстура беспорядочная, частично или хорошо ориентированная, линзовидно-слоистая или гнездовидная. Раскристаллизация глинистого вещества находится в ясной зависимости от количества кремнезема; при небольшом содержании последнего агрегаты глинистых частиц размерами 0,007—0,02—0,06 мм хорошо ориентированы и характеризуются высоким двуиереломлением; при значительной примеси кремнезема (до 20—30%) глинистые частицы почти не различаются и двуиереломление всей массы очень низкое. Среди минералов фракции < 0,001 мм преобладает монтмориллонит, в некоторых образцах обнаруживается очень незначительная примесь диоктаэдрической гидрослюда; постоянные спутники монтмориллонита — кристобалит или дисперсный кварц; местами они встречаются совместно. Тип глин монтмориллонитовый, разновидность — кремнистая. Содержание обломков в глинах колеблется от 5—10 до 35—45%.

Алевролиты темно-серые, местами слюдястые. Обнаруживают алевроитовую мелкозернистую структуру и слоистую текстуру, обусловленную ориентацией удлиненных обломков и обильных чешуек слюды. По составу они олигомиктово-кварцевые.

Глауконититы зеленые среднезернистые; помимо глауконита (около 70 %) содержат кварц и полевые шпаты.

Характер цемента. В алевролитах развит гидрослюдисто-монтмориллонитовый первично-глинистый цемент порового или базального типа (до 25 %). Степень раскристаллизации глинистого вещества от слабой до хорошей, вокруг обломков наблюдается тонкая светлая каемка с более высоким двупреломлением. В некоторых прослоях цемент кальцитовый, порово-пойкилитовый; структура цемента мелкозернистая. Глауконититы сцементированы ромбовидным кальцио-сидероплезитом, который выполняет поры и составляет примерно 20 %.

Изменение обломочных зерен. Биотит гидратируется и хлоритизируется, в порах алевролитов разбухает; между пакетами нередко выделения сидерита.

Среди новообразований отмечены кристобалит, тридимит, кальцит, кальцио-сидероплезит (рис. 4), глауконит, морденит, пирит, фосфат.

Песчано-глауконитовый прибрежно-морской комплекс

Включает мелководно-морские и прибрежно-континентальные отложения шпатовской свиты, которая прослеживается в разрезах Шудинской опорной скважины (428,5—517 м), Нарымских разведочных скв. 1-р (390—623 м) и 3-р (369—609 м), Парабельских разведочных скв. 1-р (379—611 м) и 3-р (355—604 м), Усть-Сильгинской разведочной скв. 2-гк, Тымской опорной скважины (456—698 м). Мощность отложений от 142,5 до 249 м. Глубина залегания от 355 до 698 м.

Комплекс сложен преимущественно песками серыми и зеленовато-серыми, мелко- и среднезернистыми, нередко в той или иной мере глауконитовыми с прослоями зеленых алевролитов и серых, темно-серых и зеленовато-серых глин. В алевролитах и глинах отмечены желваки сидерита, крупные обугленные растительные остатки и корни растений.

Пески серые, зеленовато-серые, буровато-зеленовато-серые, мелко- и реже среднезернистые, слюдистые; местами постепенно переходящие в слабо сцементированные песчаники. В отдельных случаях (на контакте с глинами) переходят в плотные известковистые песчаники; местами обогащены глауконитом; мощность от 2—3 до 20 м.

Песчаники зеленовато-серые и светло-серые с розовыми пятнами, мелкозернистые рыхлые, муцистые, местами сильно глинистые или слюдистые и плотные, сцементированные сидеритом. Обнаруживают псаммитовую мелкосреднезернистую, мелкозернистую и алевропсаммитовую структуры; по составу относятся к граувакковым аркозам и олигомиктово-кварцевым разностям. Биотит составляет 2—8 % (см. рис. 3).

Алевролиты серые, светло-серые, буровато- или зеленовато-серые, глинистые, и слюдистые, местами тонко-горизонтально-липовидностолбчатые, а также пятнистые с гнездами глауконита; в отдельных пластах содержится обильный крупный растительный детрит, крупные обломки древесины или углистые прослои; нередко включения желваков сидерита. По составу алевролиты олигомиктово-кварцевые и аркозово-кварцевые; биотит обильный (до 20 %).

Характер цемента. Наиболее распространен первично-глинистый цемент плочечно-порового и базального типа (в песчаниках от 15 до 30—35 %, в алевролитах — от 30 до 50 %). Глинистое вещество зеленовато-бурого цвета, слабо раскристаллизовано. По данным М. Ф. Соколовой, производившей рентгеноструктурный анализ фракции < 0,001 мм, в песчаниках обнаруживаются каолинит с несовершенной структурой, гидрослюда диоктаэдрическая, хлорит и монтмориллонит в разнообразных соотношениях. В алевролитах монтмориллонит в той же смеси преобладает, а хлорита очень ма-

ло. Нередко цементом становится разбухший гидратированный биотит, полностью выполняющий поровое пространство. Отдельные пласты песчаников цементируются железисто-магнезиальным кальцитом (до 50—55%) пойкилитового типа; структура цемента средн- и грубозернистая. Спорадически в песчаниках наблюдается пленочно-поровый железисто-монтмориллонитовый цемент (до 25%); структура такого цемента колломорфно-волоконистая.

Глины темно-серые, серые, буровато- и зеленовато-серые, алевритистые или тонкие; местами содержат крупные растительные остатки, прослойки лигнита (до 0,5 мм). Структура глин алевро-пелитовая, алевро-псаммо-пелитовая, реже пелитовая и мега-пелитовая; текстура гнездовидная, линзовидная, беспорядочная, частично и хорошо ориентированная. Глинистое вещество раскристаллизовано по-разному: нередко в слабо поляризующей массе выделяются раскристаллизованные агрегаты чешуек вокруг обломков и аутигенных включений; при хорошей раскристаллизации образуются чешуйчато-волоконистые агрегаты, отдельные струйки, беспорядочно- и спутанноволокнистые участки. Длина волоконца (агрегатов частиц) достигает 0,016—0,07 мм. Глины состоят из каолинита, монтмориллонита, гидрослюда и хлорита. Тип глин полиминеральный, разновидность гидрослюда-сто-каолинито-монтмориллонитовая.

Изменение обломочных минералов. В песчаниках наблюдается разбухание биотита в порах, связанное с его гидратацией и монтмориллонитизацией; часто отмечены преобразования в хлорит и местами каолинит; нередко между пакетами выделяется зернистый сидерит; в отдельных случаях биотит частично аморфизуется. В алевролитах и глинах ассоциация новообразованных минералов по биотиту более однообразна: он превращается в хлорит и пелитоморфный сидерит; иногда более крупные пластинки биотита преобразованы в сидерит в виде «овсяных» зерен. В песчаниках с кальцитовым цементом отмечена коррозия терригенного материала; в глинах полевые шпаты по трещинам спайности замещаются глинистым веществом.

Аутигенные минералы представлены железисто-магнезиальным кальцитом, сидеритом, кальцио-сидероплезитом, кальциевым фосфатом, пиритом, каолинитом, монтмориллонитом.

Глаукониты мелко- и среднезернистые; примесь галек кварца (размером 1—3 мм) составляет 5—8%. Содержание терригенной части колеблется от 10—25 до 56%; глауконит составляет от 40—44 до 70—90%. Обломочная часть глауконитов по составу соответствует олигомиктово-кварцевым, аркозово-кварцевым и полевошпатово-граувакковым разновидностям.

Цемент глинисто-сидеритовый, сидеритовый, кальцио-сидероплезитовый порового или базального типа (от 20 до 30—40%) или хлорито-сидероплезитовый (до 20%). Глинистое вещество раскристаллизовано вокруг обломков в виде тонкой пленочки и плохо раскристаллизовано в порах; в тонкой фракции обнаружены монтмориллонит, каолинит, диоктаэдрическая гидрослюда и хлорит; в ассоциации с глинистым веществом отмечается сидерит (пелитоморфные скопления) и кальцио-сидероплезит (ромбоэдри и сферолиты).

Когда железистые карбонаты резко преобладают, поры слагаются двумя модификациями; по краям ромбовидно-округлые или удлинненно-закругленные индивиды кальцио-сидероплезита размером 0,007—0,01 мм; центральная часть выполнена пелитоморфным сидеритом.

Железные руды средне- и мелкозернистые, в разной степени гравелитистые (включения гальки кварца размером 1—3 мм, реже полевых шпатов) содержат угловатые включения сидерита, темно-зеленой глины, линзы ярко- и темно-бурого гетита. По составу выделяются глауконит-хлоритовые, глауконит-хлорит-сидеритовые, гетит-хлоритовые и другие руды. В за-

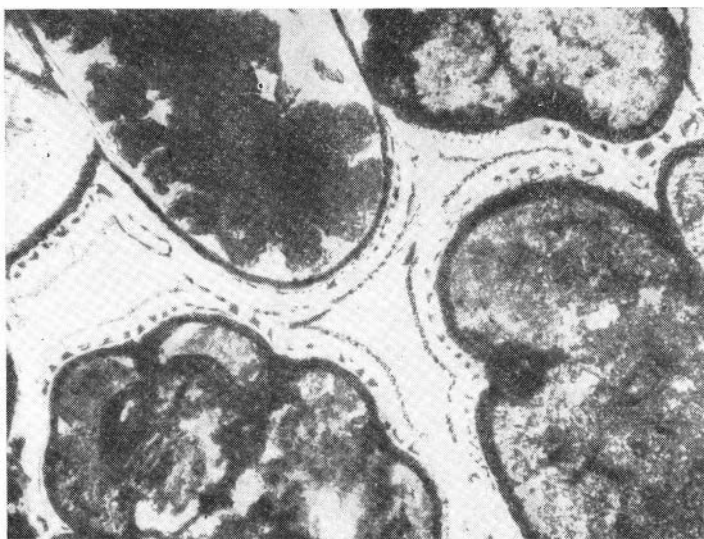


Рис 5. Корочки железистого хлорита, пленочный и поровый цемент; видно четыре генерации хлорита, вторая с трещинами синерезиса; поры выполнены неполностью. Глауконит-хлоритовая порода (железная руда) ппатовской свиты ($\text{Cr}_2^{\text{cn-st}}$), Усть-Сильгинская скв. 2-гк. Увел. 200, без анализатора

висимости от сочетания тех или иных составляющих хорошо различаются по цвету: гетитовые — темно-бурые до буро-черных и почти черных, остальные грязно-буро-зеленые и табачно-зеленые.

Гетит-хлоритовые руды (тип I) темно-зеленовато-коричневые, буро-черные и черные. Состоят из оолитов (от 50 до 85 %) и обломков (15—30 %). Состав оолитов глауконит-гетит-хлоритовый и хлоритовый. Терригенная часть породы имеет размеры от 0,16 до 0,64 мм; состав ее олигомиктово- и аркозово-кварцевый. Цемент типа нарастания и поровый; в его составе отмечаются гетит и железистый хлорит; оба минерала образуют корочки, чередующиеся в такой последовательности: гетит-железистый хлорит — гетит. Корочки сильно дегидратированы; внутренняя часть пор свободна (рис. 5); поровый хлорит с трещинами синерезиса (рис. 6).

Гетит-хлоритовые руды (тип II) состоят из оолитов (30 %) и обломков (до 70 %). Оолиты полностью сложены гетитом, имеющим концентрическое строение. Терригенная часть по составу соответствует граувакковым аркозам. Базальный или поровый цемент сложен железистым хлоритом.

Сидериты темно-бурые и темно-зеленовато-черные очень крепкие наблюдаются в виде желваков. В их составе помимо сидерита (~ 75 %) обычно присутствуют обломки (до 25 %) кварца и полевых шпатов; в незначительном количестве и редко до 40 % отмечается также глауконит. Сидерит представлен двумя модификациями: I — крустификационный (размером 0,016—0,008 мм), II — зернистый (размером 0,016—0,003 мм), который составляет основную массу породы.

Изменение обломочных зерен. Биотит хлоритизируется и обесцвечивается или полностью преобразуется в агрегат «овсяных» зерен сидерита с реликтами хлорита. По спайности замещается сидеритом (при базальном сидеритовом цементе).

Аутигенные минералы в рудах представлены глауконитом, гетитом, железистым хлоритом, сидеритом, кальцио-сидероплезитом и пиритом.

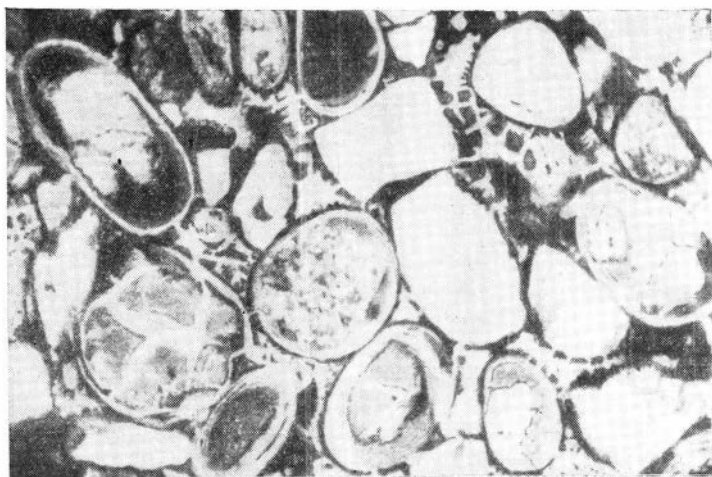


Рис. 6. Железистый хлорит — цемент порового типа с трещинами синерезиса. Гетит-глаукоцит-хлоритовая порода (железистая руда) ипатовской свиты ($\text{Cr}_2^{\text{en-st}}$), Тымская св. 1-к. Увел. 140, без анализатора

Комплекс континентальных песков

К этому комплексу относятся отложения нижнесымской подсвиты, изученные по разрезам Тымской разведочной св. 20-к и Елогуйской опорной скважины. Мощность комплекса 195 м, интервал залегания 119—314 м. Комплекс складывается в значительной мере песками с прослоями алевролитов, песчаников и глин.

Пески и песчаники светло-серые, мелкозернистые, местами слюдистые и глинистые с тонкими прослойками зеленовато-серых глин и алевролитов, слоистость ленточная (1—3 мм), горизонтальная и косоволнистая. Характерны мелкоточечные желто-бурые включения сидерита. По составу среди них выделяются олигомиктово-кварцевые и аркозово-кварцевые разновидности.

Алевролиты слагают мощные прослои, обычно серые или светло-серые, слабо песчанистые и в разной степени глинистые, нередко плитчатые за счет скоплений растительного детрита или тонких прослоев глины. По составу выделяются аркозово-кварцевые, олигомиктово-кварцевые и граувакковые аркозы. В отдельных прослоях биотит составляет до 15%.

Характер цемента. Наиболее распространен первично-глинистый цемент порового или базального типа (до 35—40%), глинисто-сидеритовый и реже сидеритовый (до 50%). Обычно глинистое вещество в цементе плохо раскристаллизовано, лишь вокруг обломков наблюдается чешуйчатая пленочка; иногда структура цемента чешуйчато-волокнистая. В составе тонкой фракции преобладает каолинит, в меньшем количестве (по убыванию) присутствуют диоктаэдрическая гидрослюда, хлорит и монтмориллонит. Сидеритовый цемент имеет пелитоморфно-ромбовидную структуру. Ромбоэдры Са-сидероплезита рассеяны среди тонкораскристаллизованного сидерита; центральная часть ромбоэдров слагается пелитоморфной разновидностью.

Глины темно-серые и зеленовато-серые, тонкопараллельнослоистые за счет прослоев алевролита (1—2 см) и обугленного растительного детрита (в нижних частях комплекса). Структура алевропелитовая, псаммо-алевропелитовая, алевро-лептопелитовая и фитагмопелитовая. Распределение алевро-псаммитового материала обуславливает гнездовидную и слоистую текстуру. Строение глинистого вещества чешуйчато-волокнистое (с длиной волокон до 0,6 мм), нередко колломорфное. Глины полиминеральные: в них много монтмориллонита, каолинита, гидрослюда и несколько меньше хлорита; разновидность гидрослюдисто-каолинит-монтмориллонитовая.

Изменение обломочных зерен. Наблюдаются различные преобразования биотита в хлорит, монтмориллонит или в хлорит и сидерит; вторая ассоциация чаще встречается в алевролитах и глинах. Кварц и полевые шпаты в глинах имеют корродированные очертания.

Аутигенные образования немногочисленны и представлены хлоритом, монтмориллонитом, сидеритом, кальцио-сидероплезитом и пиритом.

Комплекс континентальных глин и песков

Включает отложения сымской свиты, изученные в разрезах Касской опорной скважины и разведочных скв. 13-к и 19-к Касского профиля. Толща сложена тонкопереслаивающимися песками и песчаниками, алевролитами и глинами.

Пески и песчаники светло-серые, нередко белесые, мелко-, среднезернистые, в значительной мере глинистые за счет развития каолинита; в некоторых случаях они сцементированы сидеритом. В качестве включений отмечены обильные окатыши глин, галька кварца и кремней, многочисленны растительные остатки и обломки лигнита.

Алевролиты преимущественно серые и темно-серые, реже светло-серые, крупнозернистые и песчаные, глинистые с тонкой ленточной (доли миллиметра) слоистостью, обусловленной намывами слюды, мелкого растительного детрита и серой глины. По составу их можно отнести к олигомиктово-кварцевым разностям и своеобразным полевошпатовым грауваккам. В одном из образцов (глубина 70 м) 50% породы было сложено обломками переотложенной коры выветривания, состоящей из агрегатов каолинита, гидромусковита или хлорита.

Характер цемента. В алевролитах цемент либо отсутствует, либо представлен обильным глинистым материалом базального типа (50%). Чешуйчатая глинистая масса прекрасно раскристаллизована, особенно вокруг обломков, где наблюдается тонкая волокнистая пленочка; в порах расположение чешуек беспорядочное. В значительной мере цемент обогащен мелкочешуйчатым биотитом, за счет преобразования которого пополняется тонкодисперсными глинистыми минералами. По данным рентгеноструктурного анализа, в составе тонкой фракции М. Ф. Соколова определила каолинит совершенный с признаками несовершенства и гидрослюда.

Глины стальнo-серые очень тонкие и в разной степени алевритистые и алевритовые с ленточной слоистостью, а также неслоистые с отпечатками растительных остатков хорошей сохранности; некоторые прослои имеют плитчатую отдельность и мелкоточечную вкрапленность бурых окислов железа. Глинистое вещество имеет чешуйчатое, в отдельных участках коллоидно-волоконное строение, составляя ориентированные агрегаты или располагаясь беспорядочно. Глины каолинового типа, в них помимо каолинита в меньшем количестве отмечены монтмориллонит, гидрослюда и местами хлорит.

Изменение обломочных минералов. Крупные пластинки зеленовато-коричневого биотита изменены слабо, местами отмечена их хлоритизация; в слое с обломками переотложенной коры выветривания биотит преобразован в хлорит или каолинит, местами обесцвечен с выносом окислов железа. Пластинки мусковита на концах веерообразно расщеплены и имеют пониженное двупреломление (0,020—0,010).

Аутигенные минералы крайне немногочисленны: это — хлорит, монтмориллонит, сидерит.

Турон

Отложения турона представлены глинами, алевролитами, песками и песчаниками с редкими прослоями маломощных известняков. Породы туронского возраста в пределах изученных разрезов представлены тремя характерными комплексами: морским глинистым, прибрежно-морским песчано-алевритовым и терригенным континентальным.

Наиболее типичный разрез изучен в опорных Сургутской и Ново-Васюганской скважинах. Комплекс сложен монопотонной толщей серых или зеленовато-серых глин с прослоями алевролитов с глауконитом и обильной фауной фораминифер, единичными аммонитами и чешуей рыб. Мощность комплекса от 27 до 43 м. Глубина залегания от 850 до 964 м.

Глины серые, темно-серые, темно-зеленовато-серые, иногда до черных, алевролитистые, большей частью неслоистые, местами с тонкими линзовидными прослоями светло-серого алевролита; характерны скорлуповатая отдельность и вкрапленность сульфидов. Обнаруживают алевропелитовую, псаммопелитовую, пелитовую и лептопелитовую структуры и слоистую, линзовидную или гнездовидную текстуры. Строение глинистого вещества чешуйчато-волокнистое; характерна хорошая раскристаллизация: при одинаковой ориентировке вся глинистая масса ведет себя, как монокристалл. Глины монтмориллонитовые, разновидность каолинито-монтмориллонитовая; в незначительном количестве отмечаются диоктаэдрическая гидрослюда и иногда хлорит. Песчано-алевритового материала содержится от 5—10 до 20 и 35—50%.

Алевролиты темно-серые с зеленоватым оттенком, глинистые, с неясной горизонтальной или волнистой микрослоистостью; содержат пятнистые включения глауконита, тонкозернистого пирита и мелкого растительного детрита. Структура мелкозернистая алевроитовая. По составу их можно отнести к олигомиктово-кварцевым разностям; биотит и мусковит составляют около 10—15%.

Характер цемента. Базальный первично-глинистый цемент (~ 40—45%) по составу почти не отличается от глин.

Изменение обломочных зерен. Отмечается гидратация чешуек биотита.

Из аутигенных минералов отмечены глауконит, фосфат, пирит, марказит, сидерит, кварц.

Прибрежно-морской комплекс

Комплекс включает отложения, изученные в разрезах Пудинской опорной скважины (571,5—631 м), Парабельских разведочных скв. 1-р (611—636 м) и 3-р (604—626 м), Нарымской разведочной скв. 1-р (611—636 м), Усть-Сильгинской разведочной скв. 2-гк (563—602 м), Тымской опорной скважины (709,5—742,5 м). Мощность толщи от 21 до 59,5 м. Глубина залегания от 571,5 до 742,5 м.

В строении комплекса принимают участие мелководные морские алевроитовые глины и алевролиты, в которых встречены маломощные прослои песков и песчаников.

Глины серые, зеленовато-серые, темно-серые, голубовато-зеленовато-серые, с тонкой горизонтальной и линзовидной слоистостью, обусловленной алевроитовым материалом. В разрезе Пудинской опорной скважины почти черные глины ритмично переслаиваются с зеленовато-серыми алевролитами. Отмечены мельчайшие стяжения сидерита и включения пирита. Структура глин алевро- или псаммо-алевропелитовая, фитопелитовая и пелитовая; текстура гнездовидная, линзовидно-слоистая ориентированная и беспорядочная. Раскристаллизация глинистого вещества средняя. В тонких разностях глинистое вещество хорошо раскристаллизовано и образует ориентированные чешуйчатые агрегаты; в алевроитовых разностях и прослоях, обогащенных органическим веществом, раскристаллизация очень слабая. По составу глины полиминеральны, разновидность гидрослюдисто-каолинито-монтмориллонитовая; в качестве примеси отмечен хлорит. Содержание каолинита и монтмориллонита значительно колеблется. Обломков — 10—50%.

Алевролиты серые и светло-серые, местами зеленовато-серые или желтовато-серые, довольно плотные, глинистые или песчанистые, массивные или микрослоистые. Слоистость ленточная, неясная, горизонтальная или линзовидная, реже косая, обусловленная тончайшими (1—2 мм) слоями темно-серых глин, листочками слюды или мелкого растительного детрита. Встречены обломки пелеципод, конкреции пирита (до 1,5 см) и прослой известняка до 0,1 м. Мощность прослоев от 0,4—0,8 до 1,5—2,5 м. Структура алевритовая и псаммо-алевритовая; текстура неясноориентированная и слоистая. По составу их можно отнести к аркозово-кварцевым разностям и граувакковым аркозам; из слюд обилён биотит (до 13%).

Пески темно-серо-зеленые, мелкозернистые с тонкими горизонтальными слоями алевролита, нередко обогащаются в той или иной мере глауконитом, образуя пласты мощностью до 0,5 м. В восточных разрезах пески серые мелкозернистые с косыми слоями, обусловленными мелким растительным детритом. Песчаники обнаруживают алевро-псаммитовую мелкозернистую структуру. Характерна неотсортированность обломочного материала. По составу выделяются аркозово-кварцевые и аркозовые разности (см. рис. 3). Присутствуют мелкие галечки глин размером от 0,2—0,1 до 1—4 мм.

Характер цемента. Преобладает первичноглинистый цемент порового и базального типа (до 40—50%). Глинистое вещество светло-бурого цвета с чешуйчато-волокнистым строением и довольно высоким двупреломлением. Длина волокон достигает 0,08 мм. Состав глин цемента полиминеральный: монтмориллонит, каолинит, гидрослюда, хлорит. Часто встречается кальцитовый мелкозернистый цемент базально-пойкилитового типа. Реже отмечается пленочный цемент, сложенный железистым хлоритом.

Изменения обломочных зерен. В зернистых породах отмечается преобразование биотита в хлорит и пелитоморфный сидерит, в песчаных разностях биотит интенсивно гидратирован; в алевролитах нередко пластинки почти неизмененного буро-зеленого биотита. Значительное количество обломков пироксенов, амфиболов, полевых шпатов, спиккулы губок частично (с периферии или по трещинам) или полностью замещены мелкочешуйчатым глауконитом. Глауконит в свою очередь интенсивно замещается кальцитом: от многих зерен (~70%) остались лишь округлая форма и светло-желтая окраска, несколько изменившая цвет кальцита. В породах с кальцитовым цементом по трещинам спайности кальцитом замещаются полевые шпаты, пироксен, роговая обманка и интенсивно эпидот. При интенсивном замещении обломков кальцитом зернистые породы переходят в алевритовые или песчаные известняки (Пудинская, Касская опорные скважины).

Аутигенные минералы представлены халцедоном, глауконитом, кальцевым фосфатом, сидеритом, пиритом, кальцитом.

Терригенный континентальный комплекс

Комплекс включает отложения тулона, вскрытые Елогуйской (314—404 м) и Касской опорными скважинами (160—300 м), известные в этом районе как верхнесимоновская подсвита. Отложения характеризуются значительным развитием песков и алевролитов (около 60%), а также глин, нередко пестроцветных; встречаются пластовые конкреции глинистого сидерита; в Касской опорной скважине — прослой галечников и углей.

Глины. В разрезе Елогуйской опорной скважины глины черно-зеленые, иногда серые и черные, голубовато-зеленые, алевритовые или песчанистые с обильными включениями обугленных растительных остатков и крупных обломков древесины. В разрезе Касской опорной скважины глины светло-желтые, пятнисто-розоватые с неровным изломом, чаще светло-серые

с зеленоватым оттенком, серые и темно-серые, местами пятнистые серо-зеленые с ярко-желтыми пятнами (окислы Fe); некоторые глины пестро-желто-бурые с белыми линзами и пятнами (до 1 см) песка; некоторые прослои желтые, охристые и зеленовато-желтые. Пестроцветные глины прослеживаются во всех разрезах Касского профиля, образуя горизонт мощностью от 1 до 40 м (Булыникова, Сурков, 1962). Структура глин псаммо-пелитовая, алевро-псаммо-пелитовая, пелитовая, фитопелитовая, лептопелитовая и колломорфная; текстуры гнездовидная, неясно-слоистая, беспорядочно-гнездовидная обусловлены распределением обломочного материала; чешуйчато-волоконистая ориентированная и беспорядочная характеризуют взаиморасположение тонких глинистых частиц. Глинистая масса состоит из разнообразно раскристаллизованных частиц, нередко ориентированных, как монокристалл; местами ориентировка только частичная или же совсем отсутствует. В глинах без примесей основная масса очень тонкая, однородная, в более грубых разностях нередко отмечается тонкоперетертая примесь гидратированных слюд и хлорита; в тех и других отмечены колломорфные выделения каолинит-монтмориллонита.

В разрезе Касской опорной скважины встречены своеобразные желтые пятнистые сухарные глины. Они обнаруживают алевро-пелитовую структуру и состоят из светло-зеленой тонкочешуйчатой массы, имеющей низкое двупреломление. Местами отмечены буро-зеленые ооиды, сложенные колломорфным монтмориллонитом, ассоциирующим со звездчатыми стяжениями Са-сидероплезита. Обломочный материал сложен кварцем, небольшим количеством полевых шпатов, агрегатами мелкочешуйчатого и крупноволокнистого (по пластинкам слюды) каолинита. Вероятно, такие глины являются переотложенной корой выветривания. По составу преобладают глины каолиновые, разновидность монтмориллонит-каолиновая; как правило, в качестве примеси в них обнаруживается гидрослюда и хлорит в разных количествах; в низах разрезов развиты полиминеральные глины, состоящие из монтмориллонита, каолинита, гидрослюды и хлорита; первые три минерала обычно основные в смеси, иногда преобладает монтмориллонит.

Алевролиты светло- и темно-серые с зеленоватым оттенком, в разрезе Касских скважин иногда желтоватые тонкоплитчатые. Как правило, алевролиты в разной степени песчанистые и нередко сильно глинистые; отмечается также ленточная горизонтальная слоистость, включения обугленного растительного детрита и сидерита, а в разрезе Касской опорной скважины также и янтаря. Они обнаруживают мелкозернистую алевритовую и псаммо-алевритовую структуру. Обломки составляют 70—80%. По составу среди них отмечается олигомиктово-кварцевые и аркозово-кварцевые разности (см. рис. 3).

Пески и песчаники серые с желтоватым и зеленоватым оттенком мелко- и среднезернистые, местами слюдястые и глинистые; в отдельных пластах неясная косая, волнистая и горизонтальная слоистость, подчеркиваемая мелким растительным детритом и тончайшими слоями темно-серых и зеленоватых глин. Отдельные прослои песчаников в разрезе Касской опорной скважины каолинизированы. По составу среди них преобладают олигомиктово-кварцевые разности и реже встречаются граувакковые аркозы (см. рис. 3).

Характер цемента. Наиболее распространены пленочно-поровый и базальный типы первичноглинистого цемента (от 15 до 30—40%). По составу он идентичен глинам. В ассоциации с глинистым веществом цементирующий материал — сидерит, образующий пелитоморфные скопления и стяжения. В разрезе Елогуйской опорной скважины встречается также кальцитовый цемент порового и пойкилитового типа (до 50%). Структура цемента неравномернозернистая (средне-, крупнозернистая).

Изменение обломочных зерен. В разрезе Касской опорной скважины в зернистых породах отмечена каолинизация полевых шпатов и реже биотита; в песчаниках биотит нередко преобразован в чешуйчатый агрегат гидрослюда, хлорита и сидерита, иногда в монтмориллонит; в глинах наблюдается лишь гидратация биотита, а в породах из переотложенной коры выветривания хлоритизация и каолинизация. В разрезе Елогуйской опорной скважины в алевролитах пластинки биотита преобразованы в хлорит и сидерит пелитоморфный; в глинах многие чешуйки биотита почти не изменены, некоторые замещены хлоритом и сидеритом либо только последним, либо вермикулитоподобным монтмориллонитом. Наблюдается пльчатая деформация пластинок биотита. В зернистых породах с кальцитовым цементом отмечается коррозия полевых шпатов и кварца.

Аутигенные минералы представлены монтмориллонитом, сидеритом, кальцио-сидероплезитом, кальцитом, пиритом.

Апт — альб — сеноман

Отложения апт-альб-сеномана представлены в основном терригенными породами — песками и песчаниками, алевролитами и глинами. Подчиненную роль в разрезе играют гравелиты, конгломераты, известняки и угли. Отложения апт-альб-сеномана объединяются в терригенный континентальный и прибрежно-морской комплексы.

Терригенный континентальный комплекс

Комплекс включает отложения покурской свиты в разрезах опорных и разведочных скважин: Сургутской (964—1795 м), Ново-Васюганской (890,2—1754,2 м), Усть-Сильгинской 2-гк (602—1140 м забой), Пудинской (631—1555 м), Нарымской 1-р (647—1588 м) и 3-р (630—1774 м), Парabelьской 3-р (626—1358 м), Тымской (744—1572 м), Елогуйской (520—769 м), а также нижней подсвиты симоновской свиты и пировской свиты в разрезе Касской опорной скважины (300—705 м). Комплекс сложен светло-серыми песками и песчаниками; темно-серыми и зеленовато-серыми, бурыми до черных глинами. Роль песчаных пород возрастает к востоку (от 30 до 50%), причем там же на востоке отмечены и более грубые разности — галечники и конгломераты. Ничтожную роль играют карбонатные породы — известняки и мергели, слагающие пласты от 10—20 см до 1—2 м, и прослои углей. Растительные остатки и прослои углей наиболее обильны в нижней части разреза (угленосная толща), включения янтаря — в верхней его части (янтареносная толща). В разрезе Касской опорной скважины характерны прослои белых и пестрых — желтых и красных глин.

Пески светло-серые, зеленовато-серые, реже (Касская опорная скважина) белые и желтовато-серые, преимущественно мелко- или средне-мелкозернистые, а также разнотельные. Характерны неслоистые, неслоистые и слоистые разности. Наблюдается крупная и тонкая косая, линзовидная и горизонтальная слоистость. Отмечаются мелкие и крупные конкреции сидерита. В западной и центральной частях района пески приурочены главным образом к верхней части разреза, в восточных районах слагают весь разрез.

Песчаники светло-серые и белесо-серые, реже зеленовато-серые, иногда темно-серые до черных мелко- и среднезернистые алевроитовые, алевроитистые и глинистые. Слоистость аналогична описанной выше. Значительно распространены каолинизированные песчаники с очень слабой, реже (в низах разрезов) более плотной цементацией. Спорадически встречаются крепкие песчаники, цементированные кальцитом и реже сидеритом.

том. По составу среди песчаников выделяются полимиктовые и олигомиктовые типы. Среди олигомиктовых развиты олигомиктово-кварцевые и аркозово-кварцевые, реже граувакко-кварцевые разности. Полимиктовые представлены граувакковыми аркозами, полевошпатовыми граувакками и собственно граувакками (см. рис. 3). Отмечено, что средне- и крупнозернистые песчаники имеют олигомиктовый состав, преимущественно мелкозернистые — полимиктовый. Песчаники содержат слюды, в основном биотит (от 4—5 до 25%) и мусковит.

Алевролиты комплекса довольно разнообразны. В верхней янтареносной части они светло-зеленые и светло-серые с волнистой, горизонтальной, реже косой слоистостью или неслоистые с крупными обрывками осветленного растительного детрита с конкрециями сидерита и янтарем. Некоторые зеленые и коричневые с комковатой структурой и неясной скорлуповатой отдельностью; иные линзовидно переслаиваются с мелкозернистым (мощностью 0,5 см и меньше) песчаником. Отмечаются глинистые пестроцветные разности: красно-зеленые с бурыми пятнами за счет окисления сидерита. Слоистость волнистая и линзовидная, местами осложненная нарушениями. По трещинкам развит восковидный монтмориллонит. В нижней, угленосной части алевролиты обычно серые, часто чередующиеся (через 2—5 мм) с тонкими (1—2 мм) прослоями тонкозернистого песчаника или содержащие линзочки песчаника до 3—10 мм мощностью. Зеленовато-серые разности неслоистые с пятнами мелкозернистого песчаника и корнями растений. Часты зеленые и темно-зеленые алевролиты с пятнами (до 2 см) песчаника, корнями растений и крупным растительным детритом и сидеритом. Некоторые разности почти черного цвета с обилием крупного растительного детрита. Из прочих особенностей, присущих алевролитам комплекса в целом, следует отметить следующие: местами на контакте с глинами наблюдаются тонкие (до 10 см) прослои известняков; в разрезах скважины Ново-Васюганской опорной и Парабельской разведочной отмечены включения сульфидов размером до 1×3 и 1×6 см. По составу различаются олигомиктово-кварцевые и аркозово-кварцевые разности, аркозы, граувакковые аркозы и полевошпатовые граувакки. Как правило, алевролиты в той или иной мере обогащены биотитом, который составляет от 5 до 15%, реже 20—25%, и меньше мусковитом и хлоритом.

Характер цемента. Наиболее распространен первично-глинистый цемент пленочно-порового и базального типа (от 5—7 до 40—50%). Чаше такой цемент встречается в алевролитах. Глинистое вещество цемента раскристаллизовано лучше вокруг обломков, хуже в порах: часто это глина-паста с обилием мелких чешушек гидратированных и хлоритизированных слюд; местами все глинистое вещество хорошо раскристаллизовано и имеет чешуйчато-волокнистое ориентированное или беспорядочное строение. Состав глинистого вещества полиминеральный. По данным рентгеноструктурного анализа в смеси М. Ф. Соколовой определены каолинит, монтмориллонит, гидрослюда и хлорит. Как правило, в песчаниках в смеси преобладает каолинит, в алевролитах — монтмориллонит.

В разрезе Елогуйской опорной скважины в пизах разреза в цементе алевролитов обнаружен каолинит с незначительной примесью гидрослюды. Цемент алевролитов из Касской опорной скважины характеризуется полным отсутствием монтмориллонита.

В песчаниках нередко развит поровый и пленочный цемент, возникающий за счет изменения биотита. Характерно, что зажатые между обломками пластинки биотита почти не изменены, в порах же биотит раздувается, в несколько раз увеличивая свой объем и превращаясь в тонковолокнистую или чешуйчатую хлорито-гидрослюдистую или хлоритовую массу. При этих превращениях биотита часто выделяются пелитоморфные сидерит, окислы железа или титана. Содержание такого цемента колеб-

лется от 5 до 25%. Иногда биотит полностью преобразуется в пелитоморфный сидерит, который концентрируется в прерывистые четковидные це-почки и также цементирует песчаники.

Спорадически в песчаниках и алевролитах встречается монтморилло-нитовый цемент пленочно-порового и порового типа. Структура такого цемента колломорфная или чешуйчато-волокнистая. Содержание цемента колеблется от 10 до 15%. Характерна ассоциация монтмориллонита со сферолитами и аксиолитами кальцио-сидероплезита.

В песчаниках и реже алевролитах с небольшим количеством (менее 10%) первично-глинистого цемента или полным его отсутствием развивается каолининовый цемент. Каолинит образует мелкочешуйчатые агрегаты и выполняет некоторые поры. Содержание такого цемента колеблется от 3—7 до 10—12%. Отмечается ассоциация каолининового цемента с новообразованиями апатаза, рутила и других титанистых минералов. В ассоциации с каолининовым цементом или без цемента в песчаниках и реже алевролитах на различных глубинах появляется (от 5—7 до 10%) кварцевый или альбито-кварцевый цемент типа регенерации.

Значительное развитие среди песчаников и алевролитов имеет кальци-товый цемент порового и базального типа. Структура такого цемента очень мелкозернистая, средне- и крупнозернистая, иногда лучисто-агрегатная и редко пелитоморфная. Количество цемента колеблется от 30—40 до 50%. Особенно характерен для песчаников железисто-магнезиальный каль-цитовый цемент пойкилитового типа, который включает ранее образовав-шиеся сидерит, апатаз и каолинит. Такого рода цемент встречается во всех изученных разрезах, за исключением разреза Касской опорной сква-жины.

Глины. Исследованные глины янтареносной толщи района Централь-ного Приобья приурочены к зоне прибрежной равнины. Обычно они серые или зеленовато-серые алевритистые, в незначительной мере литифициро-ванные. Слоистость в них обусловлена мелкими горизонтальными или линзовидными прослоями серого алевритистого и светло-серого песчаного материала. Неравномерно рассеян крупный и мелкий растительный дет-рит. Отдельные прослои зеленые и зеленовато-коричневые с комковатой структурой и местами с сидеритом. Отмечены также неслоистые алеври-товые глины с редким растительным детритом, корнями растений и си-деритом. К аллювиально-озерным отложениям А. А. Булышникова (1960) относит серые и желто-серые глины, развитые в отложениях сеномана Касского профиля. Так же, как и в описанных выше глинах, характерны включения янтаря и стяжения сидерита.

Нижележащие глины угленосной толщи (апт—альба) на большей ча-сти изученной территории представлены отложениями озер, пойм и за-растающих водоемов. Пойменно-озерные глины зеленые, зелено-коричне-вые, бурые, очень крепкие, с тонкой вкрапленностью сидерита. Некото-рые разности содержат тонкие линзочки алевролита. Местами зеленые глины переходят в зеленовато-серые мергели или глинистые известняки. Глины зарастающих водоемов и болот обычно серые, темно-серые до черных, местами углистые. Для них характерна ленточная слоистость, обусловленная алевритовым материалом или намывами обуглившихся растительных остатков. Среди глин встречаются прослои углей, крупный углифицированный растительный детрит и листья хорошей сохранности. Сидерит распространен в виде желтых мучнистых конкреций размером от 1 до 6—8 см. Глины обнаруживают чаще всего алевро-пелитовую, псаммо-пелитовую, реже фито-алевро-пелитовую, пелитовую, мега- и лептопелито-вую и колломорфную структуры. Текстуры беспорядочные, микролинзо-видные, ленточные (от долей до 1,5—1,8 мм), гнездовидные или пятни-стые. Отмечены также текстуры усыхания с характерными ромбовидными и шестигранными блоками размером 0,3—2 мм. По краям трещин глини-

тое вещество уплотнено; нередко зияющие трещины выполнены сферолитами кальцио-сидероплезита. Глинистое вещество хорошо раскристаллизовано и чаще всего имеет чешуйчато-волокнистое строение; при этом частицы располагаются беспорядочно, субориентированно и нередко хорошо ориентированы. По данным рентгенографических исследований М. Ф. Соколовой, в разрезах встречается четыре типа глин: полиминеральные (преобладают), монтмориллопитовые, каолиновые и гидрослюдистые (редки). Полиминеральные глины состоят из монтмориллонита, каолинита, гидрослюда и хлорита; обычно в смеси несколько преобладает монтмориллонит. Монтмориллопитовые глины (разновидность каолинит-монтмориллопитовая) содержат в качестве незначительной примеси гидрослюда и хлорит. Каолиновые глины (разновидности: монтмориллонит-каолиновые и гидрослюдисто-каолиновые) также содержат небольшую примесь гидрослюда и хлорита. Гидрослюдистые глины (разновидность каолинит-гидрослюдистая) содержат следы хлорита.

Изменение обломочных минералов. В зернистых породах характерно разбухание, веерообразные расщепления биотита и преобразование в различные ассоциации минералов: чаще всего это чешуйчатый или волокнистый грязно-зеленый хлорит (с грязными или аномально-синими цветами интерференции), при этом отдельные пакеты нередко гидратируются и постепенно обесцвечиваются. Избыток железа кристаллизуется в тонкодисперсный сидерит либо выделяется в виде бурой аморфной окиси железа, а титан — в виде пелитоморфного лейкоксена, апатаза или сфена. В алевролитах в ассоциации с вновь образованными глинистыми минералами обычно формируется пелитоморфный или яснозернистый («овсяного» типа) сидерит. Иногда биотит почти полностью преобразован в пелитоморфный или «овсяный» сидерит. Местами биотит преобразуется в монтмориллонит или каолинит. В глинах биотит испытывает аналогичные превращения. При монтмориллонитизации контуры чешуек почти исчезают.

Процессы каолинизации прошли во всех песчаниках и реже в алевролитах. Обычно каолинизированы полевые шпаты, остатки которых наблюдаются в виде отдельных блоков или сильно корродированных реликтов зерен. В меньшей мере каолинизируется также биотит и очень слабо (лишь торцы пластинок) мусковит. Однако не все указанные минералы оказываются каолинизированными, а лишь какая-то часть (25—30% от их количества).

Явления коррозии развиты в разной степени: особенно интенсивно при кальцитовый цементации пойкилитового типа корродируются плагиоклазы, от которых местами остаются лишь контуры и 10—15% реликтов; очень редко и слабо корродируется кварц.

Регенерация кварца отмечена лишь в тех опорных скважинах, где породы комплекса погружены на большие глубины: в Сургутской опорной скважине на глубине 1505 м, Ново-Васюганской — с 1465 м, Пудинской — с 1332 м и в Тымской — с 1173 м. На указанных глубинах и ниже появляется локально-регенерационная структура; в других участках начинается частичное растворение кварца с образованием мозаично-конформной структуры. Местами кварц выполняет поры и «припаивает» мелкие обломки к более крупным. Обычно регенерация приурочена к прослоям песчаников с касательными контактами зерен. Редко наблюдается инкорпорация полевых шпатов в кварц. В алевролитах формируется локально-конформная структура, в редких случаях наблюдается слабая регенерация кварца. Обломки сфена нередко имеют черепитчатую поверхность. Пластины биотита плейчато изогнуты; для них характерно волнистое угасание; полисинтетические двойники плагиоклаза деформированы. Местами отмечено вдавливание обломков глин в поры.

Аутигенные минералы комплекса наиболее разнообразны в западных разрезах и обеднены в восточных; во всех терригенных породах обнару-

жены сидерит, кальцио-сидероплезит, кальцит, железистый монтмориллонит, каолинит и пирит, в зернистых породах, кроме того, — железисто-магнезиальный кальцит, кварц, альбит и титанистые минералы.

Терригенный прибрежно-морской комплекс

К прибрежно-морским отложениям относятся песчаники, алевролиты и глины с глауконитом, железистым хлоритом, сидеритом и редкими остатками фауны пелеципод, а также прослой известняков, контактирующие с ними.

Прослой таких пород встречаются в верхней части Ново-Васюганской опорной скважины (910—920 м) и в Усть-Сильгинской разведочной скважине 2-гк (644,5—657,5; 752,4—780 м), в низах Сургутской опорной скважины (1534—1540 м) и по всему разрезу Пудинской опорной скважины (643—650, 690—712, 1085—1090, 1130—1134, 1170—1200, 1273—1310, 1520—1530 м). Макроскопически породы слабо отличаются от описанных выше, если не содержат обильного глауконита или пирита.

Пески серые с зеленоватым оттенком неравнозернистые средние и мелкозернистые, слюдястые, иногда глинистые, преимущественно неслоистые, очень редко с пологой косой слоистостью через 2—3 см, выраженной мелким растительным детритом. Иногда в пачке песков отмечаются тонкие до 10 см и более прослой алевролита с тонкой волнистой слоистостью, выраженной тонкозернистым песчаным материалом.

Песчаники светло-серые, среднезернистые и крупнозернистые с крупной косой слоистостью, обусловленной мелким растительным детритом. Мелкозернистые разности обычно слюдястые; часто неслоистые, реже с косой или горизонтальной слоистостью, обусловленной крупным растительным детритом. Часто встречаются песчаники зеленовато-серые и темно-серые, мелкозернистые, с частой косой слоистостью (через 10 см), выраженной растительным детритом, иногда с линзами и прослоями (до 5—10 см) темно-серых глин. Нередко слоистость нарушена сползневыми явлениями. Иногда такие песчаники сцементированы пойкилитовым кальцитом и постепенно переходят в известняки или мергели. По составу выделяются олигомиктово-кварцевые, аркозово-кварцевые, граувакко-кварцевые песчаники и полевошпатовые граувакки (см. рис. 3). Наиболее распространены полевошпатовые граувакки; это неравнозернистые средние и крупнозернистые, реже мелкозернистые разности; остальные типы мелкозернистые и алевроитистые. Среди слюд преобладает биотит, количество которого колеблется от 2 до 10—15%.

Алевролиты зеленые, зеленовато-серые и серые с неясной волнисто-горизонтальной, реже косой слоистостью, часто неслоистые с крупными обрывками осветленного растительного детрита; иногда темно-серые, почти черные углистые с тонкой горизонтальной слоистостью, обусловленной темно-серыми глинами. Наблюдается также переслаивание с тонкозернистыми песчаниками. Обнаруживают алевролитовую мелкозернистую, неравнозернистую и крупнозернистую структуры. Текстура всегда слоистая за счет распределения обломочного материала, чешуек слюды и растительного детрита. По составу выделяются олигомиктово-кварцевые разности и граувакковые аркозы. Неотсортированные и мелкозернистые алевролиты обычно олигомиктового состава, крупнозернистые — полимиктового (см. рис. 3). Некоторые разности в той или иной мере обогащены биотитом до 10—15%.

Характер цемента. Наиболее распространен в песчаниках и алевролитах глинистый цемент базальный, поровый и пленочно-поровый, содержание которого колеблется в пределах 10—15 и до 40—50%. Глинистое вещество в цементе обнаруживает среднюю степень раскристаллизации; реже хорошо раскристаллизовано и имеет лептопелитовую или чешуйчато-

Рис. 7. Лучистый кальцит (ка) и магнезиально-железистый кальцит (км); контакт известняка с текстурой «конус в конус» и песчаника с пойкилитовым цементом; видно, что вблизи контакта конуса исчезают. Покурская свита (C_{1-2}^{ap-cm}), Усть-Сильгинская скв. 2-гк. Увел. 25, с анализатором



волокнистую структуру; как в первом, так и во втором, случае встречаются участки с колломорфной структурой. Нередко наблюдается примесь измененных чешуек биотита. В составе глинистого вещества обнаружены монтмориллонит, каолинит, гидрослюда и хлорит. Обычно колломорфные выделения сложены монтмориллонитом с различной примесью каолинита. В ассоциации с глинистым цементом наблюдаются пелитоморфные стяжения сидерита.

В песчаных породах встречается кальцио-сидероплезит ромбоэдрического габитуса. При пленочно-поровом хлорито-глинистом цементе (до 10—12%) в песчаниках локально развивается кварцевый цемент типа регенерации. В крупно- и среднезернистых песчаниках наблюдается поровый каолинитовый цемент, ассоциирующий с анатазом или хлоритом и регенерационным кварцем. Каолинит чешуйчатый, выполняет отдельные поры. Хлорит встречен в виде пленочки вокруг зерен и радиально-лучистых агрегатов в порах. Чешуйки хлорита оказываются зажатыми между обломком кварца и его регенерационной каемкой. Иногда в ассоциации с каолинитом и регенерационным кварцем отдельные поры выполняются кальцитом. В песчаниках имеет место также магнезиально-железисто-кальцитовый цемент пойкилитового типа (20—35%). Структура цемента средне-крупнозернистая и крупнозернистая. В одном случае отмечен контакт песчаника с пойкилитовым цементом с известняком, имеющим текстуру «конус в конус». Любопытно, что чем ближе к контакту с песчаником, тем высота конусов становилась все меньше и на самом контакте прослеживалась лишь слабая волнистость (рис. 7).

Глины алевроитистые, серые, тонкослоистые. Пологоволнистая, пологокосая и иногда тонколинзовидная слоистость выражена присыпками песчаного материала через несколько миллиметров и до 0,5—1 см. Реже отмечаются короткие линзочки и угловатые обломки, сложенные тонкозернистым песком светло-серого цвета. Крупный и мелкий растительный детрит неравномерно рассеян в породе. Иногда встречаются стяжения сидерита и рассеянные кристаллики пирита. Некоторые разности глин зеленовато-серые с комковатой структурой и осветленными растительными остатками. Встречаются также глины алевроитистые, зеленовато-серые до черных с линзовидной и ленточной слоистостью, обусловленной рассеянным растительным детритом. Структура глин псаммо-алевропелитовая и алевропели-

товая. Отмечается слабая раскристаллизация глинистого вещества. Лишь вокруг включений обломочного материала и аутигенных образований глинистое вещество образует хорошо раскристаллизованные пленки. Глины полиминеральны: в их составе обычно преобладает монтмориллонит и примерно в равном количестве отмечены каолинит, гидрослюда диоктаэдрическая и хлорит. Обычно в глине отмечаются тонко рассеянный кальцит, редкие зерна глауконита, скопления пелитоморфного сидерита и пирита по растительным остаткам.

Изменение обломочных зерен. В отличие от континентальных пород изменения здесь более однообразны. Так, пластинки биотита хлоритизируются и частично или полностью сидеритизируются. Наблюдается интенсивное замещение биотита и плагиоклаза с периферии пиритом, который проникает по трещинам внутрь обломков. В породах с кальцитовым цементом частично замещенный сидеритом биотит интенсивно корродируется по трещинам спайности и расщепляется на отдельные волокна. По-видимому, рост крупных кристаллов кальцита воздействует на обломочные зерна не только химически, но и механически — обломки разбиты на части и раздвинуты. Коррозия кальцитом часто интенсивная — плагиоклазы местами замещаются почти полностью; глауконит, который можно наблюдать в виде реликтов в незначительном количестве, почти целиком был замещен кальцитом.

Аутигенные образования представлены кальцитом, железисто-магнезиальным кальцитом, глауконитом, железистым хлоритом, сидеритом, кальцио-сидероплезитом, пиритом, железистым монтмориллонитом, каолинитом, анатазом, кварцем.

Глауконититы буро-зеленые, неравномернозернистые, мелко-крупнозернистые, с размерами глауконита от 0,16 до 0,64 мм. Порода на 90% сложена глауконитом зеленым и бурым (окисленным), микроагрегатным. Терригенный материал (10%) представлен кварцем и полевыми шпатами. Пленочно-поровый цемент сложен хорошо раскристаллизованным монтмориллонитом в ассоциации с кальцио-сидероплезитом ромбоэдрического и звездчатого габитуса. В породе встречается также шприт, приспособляющийся к сидериту и кальцио-сидероплезиту.

Известняки темно-серые, мелкозернистые, слюдистые с косою слоистостью и тонкорассеянными сульфидами; иногда они песчанистые или алевролитистые. Структура их лучисто-агрегатная и неравномернозернистая. Текстура массивная или «конус в конус». Как правило, в них встречается то или иное количество обломков размером от 0,03—0,08 до 0,16—0,4 мм, составляющих от 10—20 до 30—40%. Биотит обычно замещается пелитоморфным сидеритом. В некоторых пластах наблюдается обильный пирит (около 5—10%): он замещает биотит, полевой шпат, занимает промежуток между выделениями сидерита и сечет последний.

Готерив — баррем и нерасчлененный неокм

Отложения готерив-баррема и неокома представлены песчанками и алевролитами, аргиллитоподобными глинами и аргиллитами, реже грубообломочными породами с включениями гальки и гравия. Изученные разрезы характеризуются сложным сочетанием пород прибрежно-морского, мелководно-морского, лагунного и меныле континентального генезиса, формирование которых происходило в различных климатических условиях: на западе — это осадки гумидного литогенеза, на востоке — семиаридного. Рассматриваемые отложения объединены в сероцветный прибрежно-морской (гумидного типа) и пестроцветный лагунный (семиаридного типа) комплексы.

*Сероцветный прибрежно-морской комплекс
(с прослоями лагунных и континентальных пород)*

Комплекс включает отложения вартовской свиты в разрезах Сургутской (1795—2184 м) и Елогуйской (769—1060 м) опорных скважин. Мощность комплекса колеблется от 291 до 389 м; глубина залегания от 769 до 2184 м. Пласты таких пород встречаются также в разрезах Ново-Васюганской, Пудинской и Тымской опорных скважин. Толща представлена сложным переслаиванием темно-серых и зеленовато-серых глин, аргиллитоподобных глин и аргиллитов с алевролитами, песками (Елогуйская опорная скважина) и песчаниками. Имеются прослойки нестроцветных глин, каолинизированных песков (Елогуйская опорная скважина) и песчаников. В разрезе Елогуйской опорной скважины Г. Б. Острый и А. Н. Резанов (1959—1960) отмечают единичные маломощные прослои глинистых углей и включения растительного детрита в породах. Встречаются прослои известковистых песчаников и алевролитов, тонкие прожилки кальцита. Местами породы содержат окатыши глин и гравий.

Глины и аргиллиты серые, темно-серые, редко светло-серые до белых (Тымская опорная скважина, глубина 1596 м), иногда зеленые и желто-зеленые (Сургутская и Елогуйская опорные скважины), реже коричнево-серые до черных (Тымская и Ново-Васюганская опорные скважины), алевролитистые и алевроитовые, неслоистые или тонкопереслаивающиеся с алевролитами. Структура глин лепнистая, алевропелитовая и псаммо-алевропелитовая. Текстура гнездовидная, линзовидно-слоистая, чешуйчато-волоконистая, ориентированная, беспорядочно-чешуйчатая. Раскристаллизация хорошая; в глинах с примесью тонкораспыленного растительного детрита плохая и средняя. По данным рентгенографического исследования, проведенного М. Ф. Соколовой, в разрезах четыре типа глин и аргиллитов: 1) полиминеральные, состоящие из монтмориллонита, каолинита, диоктаэдрической гидрослюда и хлорита (Сургутская скважина, до глубины 2010 м); 2) каолиновые, разновидность — гидрослюдисто-каолининовая, в которых отмечена примесь монтмориллонита и хлорита (пласты в самой верхней части разрезов в Сургутской, Ново-Васюганской и Тымской опорных скважин); 3) гидрослюдистые, разновидность — хлорит-гидрослюдистая с примесью каолинита и очень редко монтмориллонита (Сургутская скважина, ниже 2010 м); 4) монтмориллонитовые, в которых обнаружена примесь хлорита, каолинита и гидрослюда или некоторых из этих минералов и разновидность гидрослюдисто-монтмориллонитовая с примесью хлорита и каолинита (Елогуйская скважина).

Песчаники комплекса более однообразны. Выделяются следующие разновидности: светло-серые, и серые иногда белесые мелкозернистые и реже среднезернистые среднестементированные, с косой перистой, разнонаправленной, волнисто-горизонтальной, реже прерывисто-косой слоистостью, обусловленной наличием чешуек слюды и мелкого обугленного растительного детрита; иногда они неслоистые. Встречаются слабо известковистые разности на контакте с глинами. Иногда они каолинизированы (часто в Елогуйской и Ново-Васюганской опорных скважинах). Наиболее распространены такие песчаники в разрезах Ново-Васюганской, Сургутской, Елогуйской опорных скважин. Песчаники желто-зеленовато-серые, мелкозернистые, алевроитовые, тонкослюдистые и глинистые, преимущественно неслоистые или горизонтально-слоистые, слабо сцементированные. Встречаются в разрезе Елогуйской опорной скважины; в разрезе Пудинской опорной скважины на глубине 1856 м встречен пласт песчаника травяно-зеленого цвета. По составу преобладают полевошпатовые граувакки и граувакковые аркозы, реже (Елогуйская скважина) встречаются аркозо- и олигомиктово-кварцевые разности. Количество слюд в этих типах колеблется от 5—8 до 15—25%.

Алевролиты также довольно разнообразны. Выделены следующие разновидности: серые, неслоистые, крепкие, с неровным, нередко бугристым изломом; зеленовато-серые, неслоистые, пятнисто-глинистые; темно-зеленовато-серые с неясной линзовидной слоистостью, иногда с трещинами, заполненными монтмориллонитом; зеленовато-серые с многоэтажной перистой слоистостью; слюдистые алевролиты (микалиты) желтовато-зеленые, неслоистые, с обильной мелкочешуйчатой слюдой. Отмечены в разрезе Елогуйской опорной скважины (глубина 821 и 921 м). Эти породы обнаруживают пелито-алевритовую, алевритовую и псаммо-алевритовую структуры; текстура ленточно-слоистая, слоистая и гнездовидная. По составу выделяются аркозово-кварцевые разности и граувакковые аркозы. Содержание слюд обычно колеблется от 3 до 20—30%, лишь в микалитах составляет 30—50%.

Характер цемента. Типы и состав цемента разнообразны. Отмечены первичные и вторичные цементы. В песчаниках Сургутской скважины преобладает сложный цемент: в его составе имеется пленочный железистый хлорит, отдельные поры заполнены аутигенным каолином, местами развит регенерационный кварц. Реже встречается пойкилитовый цемент (до 40—45%), образованный магнезиально-железистым кальцитом. В породах песчаных пород биотит интенсивно разбухает и превращается в тонковолокнистый агрегат хлорита и гидрослюды с пелитоморфными или ясно зернистыми скоплениями сидерита, которые выклевывают все поровое пространство. В алевролитах преобладает пленочный и пленочно-поровый гидрослюдисто-хлоритовый цемент (от 10—15 до 20%); спорадически встречается кварц, в некоторых прослоях монтмориллонит. В зернистых породах Елогуйской опорной скважины чаще всего встречается монтмориллонитовый цемент; структура такого цемента тонкочешуйчатая, чешуйчато-волокнистая и коллоидно-чешуйчатая. При рентгенографировании помимо монтмориллонита обнаружена незначительная примесь диоктаэдрической гидрослюды и хлорита. Реже встречаются песчаники с каолиновым цементом (глубина 795—805 м).

Известняки серые и темно-серые, нередко алевритовые. Гетерогранобластовая структура обусловлена размерами изометрично-округлых кристалликов кальцита от 0,08 до 0,16 мм. Отмечены в разрезе Сургутской опорной скважины.

Изменение обломочных зерен. В песчаниках наблюдается разбухание биотита, его осветление и поакетное преобразование в чешуйчато-волокнистый агрегат хлорита и гидрослюды или в один из этих минералов; как правило, между пакетами концентрируются лейкоксен, анатаз, рутил (редко), окислы железа, в очень небольшом количестве карбонаты; в отдельных пластах отмечено изменение биотита в каолинит (Тымская и Елогуйская опорные скважины в верхней части разрезов). Иногда биотит замещается пиритом. В алевролитах и глинах крупные чешуйки биотита преобразованы по-разному: в одних прослоях они лишь слабо осветлены, в других изгибаются и разбухают, превращаясь в хлорит, гидрослюду и местами монтмориллонит. Иногда помимо первых одного или двух минералов между слоями выделяются пелитоморфные сидерит, окислы железа или титана. Имеет место каолинизация полевых шпатов; при этом заметно понижение их содержания (от 18—27 до 4% — Елогуй), в то время как для песчаников комплекса обычны и характерны повышенные содержания этих минералов (более 40 и до 54%). Каолинизация отмечена в разрезах Сургутской, Елогуйской и Ново-Васюганской опорных скважин; К. М. Абакумова и Н. К. Миргородская отмечают каолинизацию в песчаниках Назинской, Лукашкин-Ярской, Александровской, Нижне-Вартовской, Охтеурской, Ларьянской, Покурской и Мегонской скважин.

В зернистых породах с пойкилитовым кальцитовым, хлоритовым и монтмориллонитовым цементом корродируются минералы с хорошей спай-

постью: слюды, роговая обманка, полевые шпаты; реже сфен и кварц; образуются коррозионные структуры. Отмечено преобразование ильменита в лейкоксен. В песчано-алевритовых породах Сургутской опорной скважины кварц регенерирован. При малом количестве цемента зерна кварца «спаиваются» с образованием регенерационно- и конформно-мозаичных структур. Чаще такие структуры наблюдаются в алевролитах. В полевошпатовых граувакках отмечена инкорпорация полевых шпатов в кварц и вдавливание глинистых обломков в поры с образованием вторичного цемента.

Аутигенные минералы. Среди них отмечены: кальцит, магнезиально-железистый кальцит, сидерит, кальцио-сидероплезит, монтмориллонит, каолинит, железистый хлорит, магнезиально-железистый хлорит, барит, пирит, анатаз, кварц, альбит.

Пестроцветный лагунный комплекс (с прослоями прибрежно-морских пород)

Комплекс включает отложения киялинской свиты в разрезах Ново-Васюганской (1754—2220 м), Пудинской (1555—2239 м) и Тымской опорных скважин (1572—2136 м), Нарымской 1-р (1588—2066 м) и 2-р (1488—2078 м), Парабельской 2-р (1467—1990 м) разведочных скважин и плекской свиты в разрезе Касской опорной скважины (705—1169 м). Мощность комплекса колеблется от 464 до 684 м. Глубина залегания от 705 до 2239 м.

Толща пестроцветных пород довольно своеобразна: это сложное чередование кирпично-красных и темно-коричневых аргиллитоподобных глин, красных, чаще зеленовато-серых алевролитов, серых и зеленовато-серых песчаников; нередко последние известковисты. Отмечены тонкие прослои известняков и мергелей, жилки кальцита и журавчики в глинах. Пестрая окраска пород обусловлена соединениями железа. Окисные соединения железа, относящиеся главным образом к пелитовым и реже песчано-алевритовым породам, обуславливают красно-буро-коричневую окраску аркозо-Закисные соединения железа (хлорит?), приуроченные в основном к проницаемым (алевролиты, песчаники) и иногда к глинистым отложениям, прокрашивают породы в голубовато-серые, светло-зеленые, желто-зеленые и темно-зеленые цвета. В восточных разрезах среди песчаных пород встречаются конгломераты. Алевролиты и песчаники толщи характеризуются различными типами преимущественно косої слоистости.

Глины и аргиллиты разнообразны. Можно выделить такие разновидности глин: пестроцветные бурые, красно-бурые, вишнево-коричневые, шоколадные до фиолетово-шоколадных, однотонные и пятнистые. Пятна и разводы желто-бурые, темно-зеленые, светло-голубые, светло-голубовато-серые. Нередко в них отмечаются побуревшие или осветленные растительные остатки или корни растений. Иногда зеленые и голубые окраски связаны с зонами трещин, с прослоями и пятнами алеврито-песчанистого материка. В верхней части разрезов глины нередко жирные, пластичные; алевритистые и алевритовые разновидности комковатые, с неровным изломом или плитчатые. В низах разрезов на больших глубинах крепкие глины, которые можно отнести к аргиллитоподобным глинам и аргиллитам. Преобладают неслоистые, реже — ленточнослоистые, за счет чередования с голубовато-серым алевролитом; в местах тонкого переслаивания глин, как правило, приобретают зеленовато- или голубовато-серую окраску. Пестроцветные породы иногда слабоизвестковисты, содержат белые известковистые журавчики и мелкие (мощностью 1—2 мм) жилки кальцита. Мощности пластов глин порядка от 0,2—0,5 до 5,5 м.

Зеленые и темно-зеленые глины и аргиллиты в значительной мере алевритистые, преимущественно неслоистые с неровным изломом, плотные, иногда с побуревшими и редко обуглившимися (Тымская опорная скважина) растительными остатками или корнями, местами тонко переслаиваются

ся со светло-серыми алевролитами или образуют тонкие слойки и линзочки в последних.

Встречаются во всех разрезах зеленовато-серые и серо-зеленые глины плотные с волнистой линзовидной перекрещивающейся, ленточной, реже косой слоистостью, местами алевритистые со следами взмучивания. Иногда они имеют фиолетовые пятна. В районах Центрального Приобья они встречаются в верхах Тымской (до 1732 м), Ново-Васюганской (1894—1966 м), а также Сургутской, Парабельской, Елогуйской и Касской скважинах.

Глины обнаруживают лептопелитовую, мегапелитовую, пелитовую, алевропелитовую, псаммо-алевропелитовую, псаммонепелитовую структуры. Текстура хлопьевидная, чешуйчато-волоконистая ориентированная, спутанно-волоконистая, порфириобластовая (шприт), беспорядочночешуйчатая, иногда колломорфная, линзовидно-слоистая, неясномикрослоистая, ленточно-слоистая, гнездовидная и пятнистая, реже брекчиевая. Имеются трещины усыхания: глина разбита на ромбические и многогранные язлигоны. Раскристаллизация глинистого вещества разная: красноцветные обычно плохо раскристаллизованы, зеленые лучше и нередко хорошо раскристаллизованы, имеют чешуйчато-волоконистую ориентированную текстуру (с длиной волокон от 0,1—0,16 до 0,5—0,64 мм). В одной и той же глине (особенно пестроцветной пятнистой) наблюдается сочетание различно раскристаллизованного глинистого вещества с различной текстурой. Наиболее однотипные по составу глины отмечены в разрезе Касского профиля: здесь резко преобладают монтмориллонитовые глины с весьма небольшой примесью гидрослюда и хлорита. В разрезах Тымской опорной, Парабельских и Нарымских разведочных скважин в составе монтмориллонитовых глин увеличивается количество хлорита и гидрослюда; в Пудинской и Ново-Васюганской скважинах такие глины встречаются лишь в верхней части разрезов; нижние части слагаются гидрослюдистыми глинами (разновидность хлорит-гидрослюдистая).

Песчаники комплекса представлены следующими разновидностями: светло-зеленовато-серые мелкозернистые, нередко алевритовые или алевритистые с тонкой горизонтальной, линзовидной, разнонаправленной перистой, реже косой и прерывистой косой слоистостью, обусловленной главным образом чешуйками зеленой слюды; серые и светло-серые мелко- и среднезернистые средне- и слабоцементированные с косой, прерывистокосой, реже полого-косой слоистостью, обусловленной обугленными растительными остатками; желто-зеленовато-серые мелкозернистые тонкослоистые и глинистые, неслоистые и горизонтальнослоистые. Последние характерны для разреза Касской опорной скважины. Во всех разрезах песчаники значительно уплотнены. Исключение составляет разрез Касской опорной скважины, где они слабо цементированы. По составу среди песчаных пород преобладают полимиктовые (аркозы, граувакковые аркозы и полевошпатовые граувакки) и меньше встречаются олигомиктовые (олигомиктово-кварцевые и арково-кварцевые) разности (см. рис. 3). Количество слюд колеблется от 5—8 до 15—25 %.

Алевролиты так же, как и песчаники, чрезвычайно разнообразны. Выделены следующие разновидности алевролитов: крупнозернистые белые с еле заметным сероватым оттенком, неслоистые; светло-серые глинистые крепкие с тонколинзовидной, горизонтальной, косой, перекрещивающейся и нередко многоступенчатой сложной слоистостью, выраженной светло-зеленым глинистым и слюдистым материалом; светло-голубовато-серые с горизонтальной, косой, перекрещивающейся или тонколинзовидной слоистостью, выраженной зеленой слюдой и мелким растительным детритом; пестроцветные, преимущественно темно-бурые, местами с малиново-фиолетовым оттенком. Темная окраска не позволяет выявить характера их текстуры. Нередко они имеют пятнистую окраску. Внутри пятен (разных размеров)

Рис. 8. Магнезпально-железистый хлорит (X), кристификационный цемент. Песчаник киялинской свиты (Cr_1^{h-b}), Пудинская опорная скважина. Увел. 224, без анализатора

иногда сохраняются охристо-бурые участки, периферическая часть голубовато-зеленая. В отдельных прослоях удается проследить, что внутри таких зеленых лент сохранились темно-бурые растительные остатки. Каждый такой остаток окружен зеленым ореолом шириной 2—3 мм. В разрезе Тымской опорной скважины (1778,6—1786,1 м) аналогичные растительные остатки местами замещены ярко-зеленым нонтронитом.

Слюистые алевролиты (микролиты) травяно-зеленые с желтоватым оттенком тонкогоризонтально-слоистые, а также неслоистые с неровным изломом. Изобилуют мелкочешуйчатой измененной и потерявшей блеск слюдой. Обычно непрочные. Иные более прочные со сложной многостажной косой перистой и разнонаправленной слоистостью, обусловленной чешуйками обильной светло-зеленой слюды и побуревшим мелким растительным детритом. Эти разности отмечены лишь в разрезе Касской опорной скважины (705—739 м). Обнаруживают целито-алевритовую, алевритовую, псаммо-алевритовую структуру и всегда слоистую, ленточно-слоистую (до 0,03—0,05 мм), реже гнездовидную текстуру. По составу выделяются олигомиктово-кварцевые, аркозово-кварцевые разности, аркозы, граувакковые аркозы и полевошпатовые граувакки (см. рис. 3). Как правило, алевролиты обогащены слюдой, содержание которой колеблется от 3—5 до 20 и реже 25—30%.

Характер цемента. Первичноглинистый цемент порового и базального типа составляет от 8—10 до 30—50% пород. Он редко встречается в песчаниках и чаще в алевролитах. Глинистое вещество хорошо раскристаллизовано и имеет полиминеральный состав; в верхней части разрезов отмечены монтмориллонит, каолинит, гидрослюда, хлорит, в нижней — два последних минерала. Железисто-глинистый цемент базального типа развит в красных алевролитах. Глинистое вещество плохо раскристаллизовано и пятнисто покрашено окислами железа в бурый цвет. В значительной части разрезов глинистый цемент имеет тонкочешуйчатое, чешуйчато-волокнистое и коллоидно-чешуйчатое строение. Состав цемента главным образом монтмориллонитовый; в очень незначительном количестве обнаружены хлорит и гидрослюда диоктаэдрическая.

Хлоритовый пленочный, пленочно-поровый и кристификационный цемент составляет 5—12%. Особенно развит в песчаниках и меньше в алевролитах (рис. 8). Каолинитовый цемент развивается преимущественно в песчаниках и очень редко в алевролитах; выполняет отдельные поры, придавая породе пятнистый вид. В ассоциации с каолинитом обычны титанистые новообразования. Нередко каолинит наблюдается в песчаниках с пленочным хлоритовым цементом. Количество цемента обычно 5—10 и редко 15—20%. Кальцитовый цемент выполняет отдельные поры (1—5%) или слагает значительную часть породы (от 20—25 до 40—45%), образуя базальный и пойкилитовый типы. Структура цемента яснозернистая, уча-



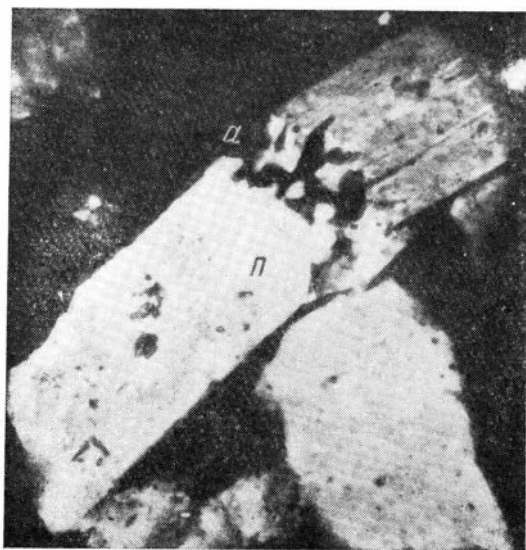


Рис. 9. Новообразованный боченковидный альбит (а) в разорванном обломке плагиоклаза (П). Песчаник киялинской свиты (Cg_1^{h-b}), Пудинская опорная скважина. Увел. 224, с анализатором

стками пелитоморфная. Альбито-кварцевый цемент типа регенерации и реже поровый развит в песчаниках и меньше в алевролитах. Обычна ассоциация такого цемента с пленочным хлоритовым.

Известняки серые и темно-серые, плотные, местами песчаные или песчано-алевритовые. Структура крипто-, микро-, мелкокристаллическая, местами ступчатая. Текстура массивная или пят-

нистая. Некоторые пласты рассечены трещинами, залеченными крустификационным и средне-грубокристаллическим кальцитом.

Изменение обломочных зерен. Разнообразные изменения терригенных минералов наблюдаются главным образом в зернистых породах — песчаниках и меньше в алевролитах; в глинах эти процессы развиты слабее.

Характер преобразования хорошо виден при изучении темноцветных слюд. В зернистых породах западных разрезов наблюдается разбухание биотита и поpaketное преобразование в хлорит и гидрослюды; между пакетами концентрируется лейкоксен, анатаз, окислы железа, редко карбонаты; изменение биотита в каолинит и гетит (Тымская опорная скважина). В восточных разрезах (Тымская и Касская опорные скважины) помимо хлоритизации и гидратации отмечается монтмориллонитизация биотита, причем характерно, что крупные (0,5—1 мм) чешуйки преобразуются обычно очень слабо (почти не разбухают) в гидрослуду или хлорит, мелкие же как бы растворяются среди монтмориллонитового цемента.

В алевролитах и глинах крупные чешуйки биотита либо слабо гидратированы, либо изгибаются и разбухают, превращаясь в хлорит, гидрослуду и местами монтмориллонит; иногда между слоями выделяются пелитоморфные сидерит, окислы железа или титана. В разрезе Касской опорной скважины (в верхней части) крупные пластинки преобразованы в хлорит и «связанный» сидерит.

Мелкие чешуйки биотита в красноцветах преобразуются в осветленную светло-серую (местами до бесцветной) гидрослуду с тонким налетом рассеянных мутно-бурых окислов железа (Касская, Тымская опорные скважины). Характерна также монтмориллонитизация биотита. В этом случае у некоторых чешуек контуры почти исчезают и сливаются с монтмориллонитовой основной массой глины (Касский профиль, Тымская опорная скважина).

В зернистых породах с пойкилитовым кальцитовым и поровым хлоритовым и монтмориллонитовым цементами наблюдаются коррозионные и фестончатые структуры. Черепитчатая поверхность на обломочных зернах граната, эпидота, сфена отмечается в разрезах Нарымской разведочной, Тымской и Пудинской опорных скважин. Слюды преобразуются в плейчато-волнистые индивиды с волнистым погасанием и темным крестом. В разрезах Ново-Васюганской (1774—1780; 1834—1838 м) и Пудинской (1703—1708; 1729—1734; 1775—1780; 2092—2099 м) опорных скважин

характерны изгибы полевых шпатов, особенно полисинтетически-сдвоенных плагиоклазов; нередко возникают трещины и сдвиги (рис. 9).

Регенерация кварца и резе плагиоклаза наблюдается в песчаниках с тангенциальными контактами и незначительным (менее 10%) количеством цемента. В алевролитах возникновение каеомк регенерации сопровождалось растворением обломочных кварца и плагиоклаза. Как правило, в алевролитах при регенерации и растворении кварца и полевых шпатов исчезают пленки хлоритового и хлорито-гидрослюдистого цемента, характер первичных зерен становится неуловимым, они «спаиваются» с образованием плотных пород с регенерационно- и конформно-мозаичной структурой. Растворение обломков кварца и полевых шпатов, а также вдавливание пелитовых пород и эффузиев в поры с образованием локально-конформно-мозаичных структур (Ново-Васюганская, Пудинская и Тымская опорные скважины) отмечается в песчаниках с небольшим количеством глинистого цемента (менее 10%) или без него в пластах с прямыми и смешанными тангенциально-прямыми контактами. Аналогичные вторичные изменения и значительное развитие регенерации кварца и полевых шпатов отмечают К. М. Абакумова и Н. К. Миргородская для Усть-Силигинской разведочной площади.

Аутигенные минералы. Отличием является почти полное отсутствие сидерита. Среди присущих комплексу минералов отмечены окислы железа, кальцит, монтмориллонит, железисто-магнезиальный хлорит, каолинит, анатаз, кварц, альбит.

Валанжин

Толща сложена плотными темно-зеленовато-серыми и темно-серыми аргиллитами с частыми неправильнолинзовидными прослоями светло-серых алевролитов и песчаников. В верхней части толщи в разрезах Мегионской, Ново-Васюганской, Пудинской и Тымской опорных скважин, Нарымской скв. 1-р и Парабельских разведочных скважин песчаные пласты резко преобладают, составляя 60—65% по отношению к другим породам. Породы неравномерно известковистые; отмечены тонкие пласты мергелей и известняков. Встречаются включения пирита, намывы растительного детрита, многочисленные остатки фауны и ходы червей. Выделяются прибрежно-морские и мелководно-морские фации. Различие между ними лишь в количественном преобладании песчаников в первых; поскольку в типах слагающих их пород никакой разницы нет, они рассматриваются совместно под названием терригенного морского комплекса.

Терригенный морской комплекс

Включает отложения тарской и куломзинской свит в Сургутской (2184—2698 м), Мегионской (2014—2406 м), Ново-Васюганской (2220,2—2628,2 м), Пудинской (2239—2468 м) опорных скважинах, Нарымских 1-р (2066—2246 м) и 2-р (2132—2326 м), Парабельских 1-р (2013—2208 м), 2-р (2076—2288 м) и 3-р (2074—2271 м) разведочных скважинах, Тымской (2136—2362 м) и Елогуйской (1060—1157 м) опорных скважинах. В Касской опорной скважине отложения валанжина описаны совместно с готерив-барремом. Мощность комплекса закономерно уменьшается с запада на восток с 514 (Сургутская опорная скважина) до 97 м (Елогуйская опорная скважина). На значительной площади отложения валанжина погружены на глубины ниже 2000 м и лишь в Елогуйской опорной скважине находятся на небольшой глубине.

Глинистые породы. На изученной территории развиты уплотненные глины, аргиллитоподобные глины и аргиллиты. Выделены следующие разновидности глинистых пород: глины темно-зеленые до почти черных, плот-

ные неслоистые (Елогуйская опорная скважина); глины аргиллитоподобные голубовато-серые и серые неравномерно алевроитистые, слабо размокающие, иногда с отпечатками растительных остатков, участками известковистые, очень крепкие с редкими гнездами пирита и редкими отпечатками пелеципод (Мегнионская и Пудинская скважины); аргиллиты темно-серые и почти черные с зеленоватым оттенком, в разной степени алевроитистые или однородные, иногда известковистые, нередко плитчатые с обломками пелеципод (куломзинская свита в разрезах Сургутской, Ново-Васюганской, Пудинской, Тымской опорных скважин); аргиллиты серые до черных с тонкой косой, горизонтальной, прерывистой и тончайшей слоистостью, линзочками и прослоями светло-серых известковистых алевролитов; части многочисленные обильные обрывки обуглившихся растительных остатков. Темные разности при нагревании издают запах жженой резины (Ново-Васюганская опорная скважина, глубина 2575—2578 м, данные Ф. Г. Гурари). Этот тип характерен для нижней части комплекса (куломзинская свита) и отмечен во всех разрезах Среднего Приобья.

Глины обнаруживают разнообразные структуры: лептопелитовую, меганепелитовую, пелитовую, алевропелитовую, псаммопелитовую и когломератовидную. Распределение алевроитового и песчаного материала обуславливает слоистые, пятнистые, гнездовидные, линзовидные и ленточно-слоистые и оползневые текстуры. Линзочки алевролитов достигают 0,3—11,5 мм, аргиллитов — 2—3 мм. Расположение глинистых частиц обуславливает беспорядочную, ориентированную, струйчатую, псевдобрекчиевую текстуру. Раскристаллизация глинистого вещества разнообразная: слабая (нередко в связи с примесью кальцита или органического вещества), средняя и хорошая. Состав глин на большей части изученной площади довольно однообразен: во всех разрезах распространены гидрослюдистые аргиллиты, разновидность хлорито-гидрослюдистая; иногда в них улавливается незначительная примесь каолинита (Сургутская опорная скважина) и редко монтмориллонита (Тымская опорная скважина); для разреза Елогуйской опорной скважины характерны глины монтмориллонитовые (разновидность гидрослюдисто-монтмориллонитовая, с примесью хлорита).

Песчаники комплекса светло-серые, средне-мелкозернистые, среднезернистые и до крупнозернистых, массивные, с намывами растительного детрита и слюды, обуславливающих косую прерывистую, местами линзовидную слоистость. Некоторые прослои известковистые, иные содержат отпечатки пелеципод. Иногда песчаники постепенно переходят в зеленовато-серые неслоистые алевролиты. Этот тип характерен для прибрежно-морских фаций и в основном слагает тарскую свиту. Песчаники светло-зеленовато-серые и светло-зеленые, обычно мелкозернистые и нередко алевроитовые или алевроитистые, массивные и редко тонко-горизонтально-слоистые. Слоистость выражена слюдой и обуглившимся растительным детритом. Этот тип характерен для мелководно-морских отложений и наблюдается преимущественно в отложениях куломзинской свиты. В разрезе Елогуйской опорной скважины часты остатки битой ракушки.

Песчаники темные, табачно-зеленые мелкозернистые алевроитовые, глинистые, неслоистые. Развита только в разрезе Елогуйской опорной скважины. По данным А. Н. Резапова, мощность их составляет 20 м. В песчаниках иногда встречается галька голубовато-серых аргиллитов (Пудинская опорная скважина — верхи комплекса). Мощность пластов от 1—1,5 до 15 м в верхней части комплекса и от 0,15—0,2 до 0,7—1,7 м в нижней). Песчаники имеют алевропсаммитовую и псаммитовую структуру. Текстура массивная и слоистая. По составу среди песчаников выделяются аркозы, граувакковые аркозы и полевошнатовые граувакки (см. рпс. 3). Для всех типов песчаников характерно повышенное количество полевых шпатов.

Алевролиты распространены незначительно. Они либо слагают отдельные пласты мощностью 0,2—0,5 до 3—4,5 м, либо в виде тонких пропластов встречаются среди аргиллитов. Различаются алевролиты зеленовато-серые с тонкой горизонтальной или линзовидной слоистостью, выраженной темно-зелеными аргиллитами, тонкоплитчатые, крепкие, неравномернозернистые с намывами мелкого обугленного растительного детрита; зеленые, неслоистые, массивные, очень крепкие, местами постепенно переходящие в глинистые зеленые известняки; темно-зеленые, неслоистые, массивные, очень крепкие; светло-серые и серые ленточнослоистые за счет темно-серых аргиллитов и неслоистые; темно-серые и зеленовато-серые с косой, горизонтальной и линзовидной слоистостью, выраженной темно-серыми аргиллитами; местами последние переходят в тонкое переслаивание с аргиллитами и песчаниками по 3—10 см.

Структура алевритовая, псаммо-алеовритовая и пелито-алеовритовая. Текстура слоистая, линзовидно- и ленточнослоистая, гнездовидная. Мощность слоев 0,15—3,00 мм. По составу выделяются аркозово-кварцевые, аркозы, граувакковые аркозы и полевошпатовые граувакки (см. рис. 3).

Характер цемента. Цемент плесочно-поровый или базальный глинисто-хлоритовый составляет от 10—15 до 35—50%. Раскristаллизация глинистого вещества чаще всего хорошая, особенно вокруг обломков. По данным рентгеноструктурного анализа определены хлорит железистый (только в песчаниках) или железисто-магнезиальный и гидрослюда диоктаэдрическая; роль последней увеличивается к востоку (Тымская опорная скважина). В разрезе Елогуйской опорной скважины преобладает монтмориллонит, кроме него отмечены хлорит и гидрослюда.

В песчаниках (тарской свиты) и крупнозернистых алевролитах передко развивается пленочный или крустификационный цемент, содержание которого около 10%. Чешуйки или иголки обрастают зерна; они имеют желто-зеленый цвет и грязно-зеленые цвета интерференции; местами они светло-зеленые, а в разрезе Елогуйской опорной скважины бурозеленые. По данным рентгенографического исследования, они имеют сложный состав и представлены хлоритом (железистым или железисто-магнезиальным) и гидрослюдой диоктаэдрической; лишь в Елогуйской опорной скважине иголки представлены железисто-магнезиальным монтмориллонитом трпектаэдрическим с примесью диоктаэдрического. В ассоциации с пленочным гидрослюдисто-хлоритовым цементом локально развивается поровый каолиновый цемент и альбито-кварцевый цемент типа регенерации; иногда кварцевый поровый (рис. 10, 11).

Значительную роль в разрезе главным образом нижней (морской) части комплекса имеет кальцитовый цемент базального и пойкилитового типа (до 35—50%); в разрезах Сургутской опорной и Нарымской разведочной 1-й скважин такой цемент встречается по всей толще; в верхней (прибрежно-морской) части комплекса кальцит выполняет лишь отдельные поры, составляя 2—3 и реже 5—10%. Структура базального кальцита очень мелкозернистая; пойкилитовый тип цемента имеет средне-крупнозернистую или грубозернистую (от 1 до 5—10 мм) структуры.

Известняки и мергели серые и темно-серые плотные массивные и слоистые от пелитоморфных до грубокристаллических, нередко песчанистые и алевритистые. Содержат гнезда шпата, створки раковин пелеципод. При исследовании в шлифах различаются микрозернистые, яснозернистые и лучисто-агрегатные структуры. Мощности пластов 0,2—0,5 м. Возможно, что частично имеют вторичное происхождение.

Изменение обломочных зерен. Наиболее часто биотит преобразуется в хлорит светло- или грязно-зеленый и гидрослуду бесцветную; по трещинам сланности между пакетами выделяются пелитоморфный сидерит, окислы железа (последние в алевролитах и глинах) или окислы титана. В порых песчаников биотит сильно разбухает, в несколько раз увеличивая свой



Рис. 10

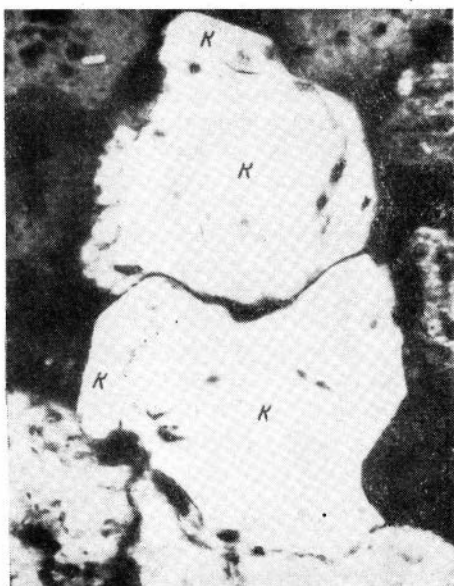


Рис. 11

Рис. 10. Причудливая форма кварца (*K*) как результат «спаивания» нескольких обломочных зерен и порового аутигенного кварца (*к*). Песчаник тарской свиты (Cr_1^v), Пудинская опорная скважина. Увел. 102, 8, с анализатором

Рис. 11. Регенерационно-мозаичная структура. Песчаник тарской свиты (Cr_1^v), Нарымская скв. 1-р. Увел. 102, 8, с анализатором (обозначения те же, что на рис. 10)

объем. Для разрезов Сургутской, Мегионской и Ново-Васюганской опорных скважин характерна каолинизация полевых шпатов. Коррозия обломочного материала (в основном полевых шпатов) яснозернистым кальцитом проявилась в основном в алевролитах, известняках и очень слабо в песчаниках. В отдельных прослоях алевролитов интенсивное растворение терригенной части приводит к образованию вторичных известняков. Наблюдается также замещение биотита пиритом (Мегионская и Елогуйская опорные скважины). В песчаниках и алевролитах наблюдается пластическая деформация пластинок слюд с образованием пloyчато-изогнутых форм, полисинтетически-сдвойникованных табличек плагиоклаза; деформация разлома в зернах пертитов и несдвойникованных плагиоклазах; кроме того, обнаруживается волнистое и агрегативное погасание в обломках.

В песчаниках и алевролитах с пленочным типом гидрослюдисто-хлоритового цемента наблюдаются регенерация и растворение обломочных зерен кварца и плагиоклазов (рис. 12, 13, 14), что приводит к образованию вторичных структур: регенерационно-мозаичной и реже конформно-мозаичной (см. рис. 11). В алевролитах отмечается «припай» аутигенного порового кварца к обломочному и срастание нескольких обломочных зерен: возникают ветвистые (рис. 15) образования. В микролинзочках алевролитов (среди аргиллитов) существенно кварцевого состава зерна спаяны и структура становится мозаичной. В песчаниках иногда отмечается инкорпорация зерен кварца и полевых шпатов в обломки эффузивов и глинистых сланцев, а также пластическая деформация последних и выдавливание в поры (рис. 16, 17).

Аутигенные минералы. Среди них отмечены: кальцит, магнезиально-железистый кальцит, железистый хлорит, магнезиально-железистый хлорит, пирит, магнезиально-железистый монтмориллонит, каолинит (рис. 18), анатаз, рутил, кварц, альбит.

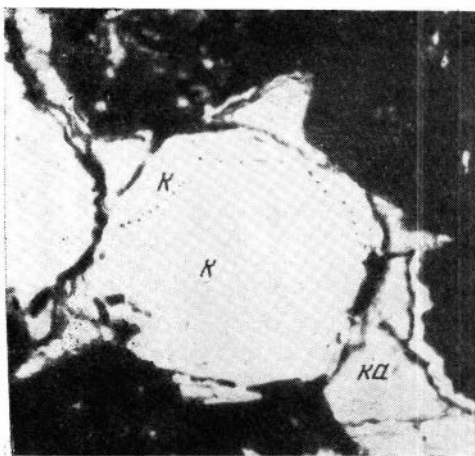


Рис. 12.

Рис. 12. Регенерация обломочного кварца (K) с появлением идиоморфных новообразованных каомаков (κ); между ними точечная граница. Песчаник с пойкилитовым кальцитовым ($\kappa\alpha$) цементом; тарская свита (Cg_1^v), Пудинская опорная скважина. Увел. 224, с анализатором

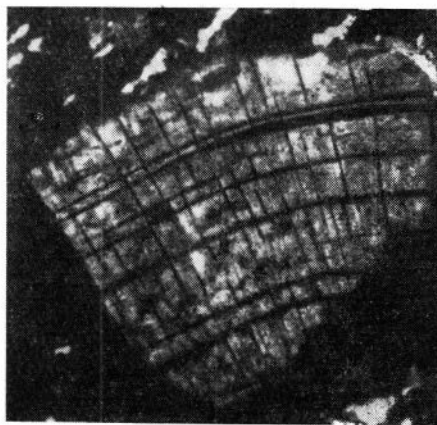


Рис. 13.

Рис. 13. Веерообразно изогнутый двойник плагиоклаза. Песчаник тюменской свиты (J_{1-2}), Пудинская опорная скважина. Увел. 224, с анализатором

Верхняя юра

Отложения верхней и частично средней юры представлены аргиллитами и глинами, алевролитами и песчаниками, а также мергелями и глинистыми известняками. На большей части территории это отложения марьяновской свиты, представленные преимущественно аргиллитами с маломощными прослоями мергелей, известняков и алевролитов; последние подстилаются песчаниками с глауконитом и глауконититами барабинской пачки и глинисто-алевролитовыми образованиями локозовской свиты. Нижняя граница этих отложений прослеживается по пласту с оолитами кальцито-хлоритового состава и конкрециями сидерита. По составу выделяются аргиллитовый морской и песчаный прибрежно-морской комплексы.



Аргиллитовый морской комплекс

Комплекс включает верхнемарьяновскую подсвиту, баженовскую пачку и нижнемарьяновскую подсвиту в разрезах Сургутской (2698—2813,2), Ново-Васюганской (2628—2700 м), Мегйонской (2407—2442 м), Пудинской (2468—2559 м), Парабельской (2208—2276 м), Нарымской (2246—2316 м) и Тымской (2362—2575,7 м) опорных и разведочных скважин. Комплекс складывается преимущественно аргиллитами от темно-серых до

Рис. 14. Избирательно регенерированный микропертит. Песчаник тарской свиты (Cg_1^v), Пудинская опорная скважина. Увел. 224, с анализатором

МП — микропертит аллотигенный; а — альбит-олигоклаз (?) аутигенный

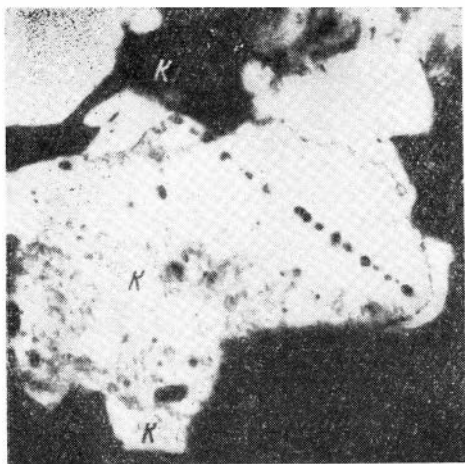


Рис. 15.

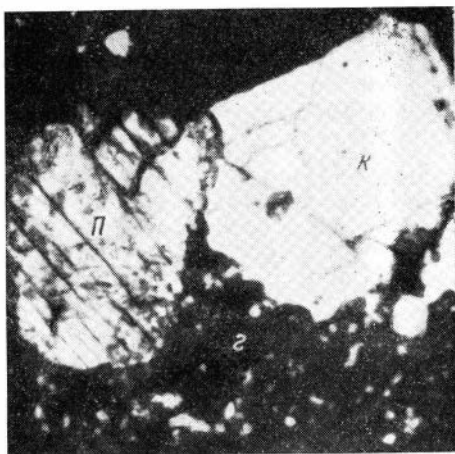


Рис. 16.

Рис. 15. «Припай» аутигенного порового кварца (к) к обломочному (К). Песчанник тюменской свиты (J_{1-2}), Пудинская опорная скважина. Увел. 224, с анализатором

Рис. 16. Пластическая деформация глинистого обломка (Г) с образованием вторичного глинистого цемента; видно также частичное растворение кварца (К) на контакте с полевым шпатом (П). Песчанник тарской свиты ($Сг_1^v$), Ново-Васюганская опорная скв. Увел. 224, с анализатором

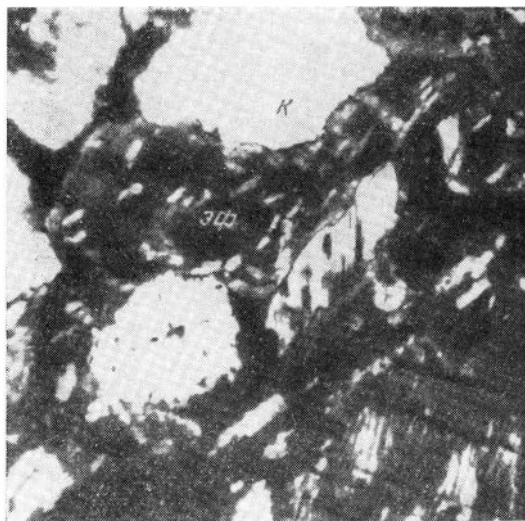


Рис. 17. Частичное растворение и пластическая деформация обломка эффузива (Эф); К — кварц. Песчанник тарской свиты ($Сг_1^v$), Ново-Васюганская опорная скв. Увел. 224, с анализатором

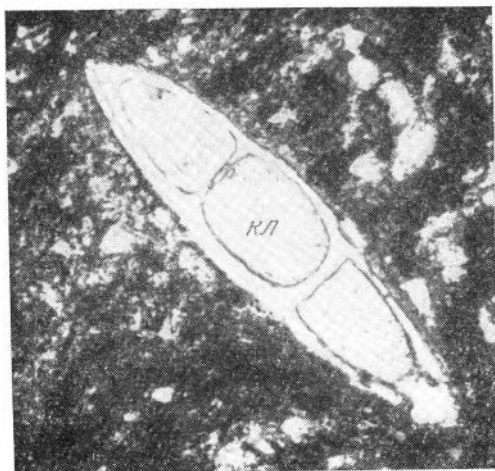


Рис. 18. Каолинит (кл) в полости форамениферы; последняя растворена. Аргиллит тарской свиты ($Сг_1^{v-h}$), Сургутская опорная скважина. Увел. 102,8, без анализатора

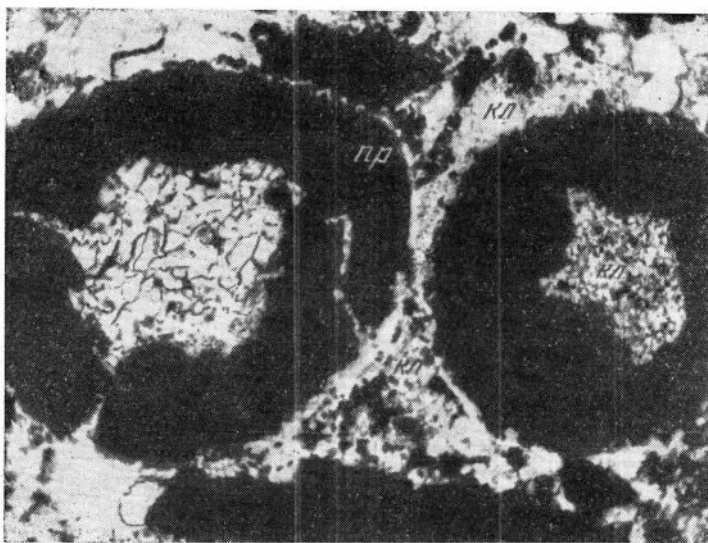


Рис. 19. Замещение органических остатков пиритом (пр) и каолинитом (кл); между псевдоморфозами отмечена каолинизация глинистого вещества. Аргиллит марьяновской свиты (J₃), Ново-Васюганская опорная скважина. Увел. 106, с анализатором

черных, нередко битуминозных с редкими малоомощными прослоями алевролитов, мергелей и известняков. Характерны псевдоморфозы каолинита, анатаза, калцита и пирита по растительным и органическим остаткам.

Выделяются следующие разновидности аргиллитов: темно-серые, однородные плитчатые с редкими остатками рыбной чешуи, ленточными слоями известковистых алевролитов и обильными растительными остатками. Иногда встречаются тонкие прослои светло-серых известняков. Мощность пластов 3—4 м. Отмечены в верхнемарьяновской подсвите в разрезах Пудинской и Ново-Васюганской опорных скважин. Аргиллиты черные или буровато-черные углистые, иногда тонкоплитчатые тонкогоризонтально-слоистые с отпечатками растительных остатков и растительным детритом слагают верх баженовской пачки и нижнемарьяновскую подсвиту в Мегонской и Ново-Васюганской опорных скважинах. Аргиллиты черные с буроватым оттенком и темно-бурые битуминозные, местами тонкоплитчатые (3—10 мм) с рыбными остатками, отпечатками растительных остатков, известковистыми раковинами, конкрециями пирита; при нагревании издают запах жженой резины. Характерны для баженовской пачки. Отмечены в разрезах Ново-Васюганской и Пудинской опорных скважин. Обнаруживают алевропелитовую, алевро-лептопелитовую, пелитовую, лептопелитовую и фитопелитовую структуры. Текстура пород ленточно-слоистая, линзовидная, пятнистая, гнездовидная, выраженная мелко- и грубо-алевритовым материалом. Распределение и раскристаллизация глинистого вещества обуславливает чешуйчато-волокнистую, беспорядочную и ориентированную текстуры.

Основная масса аргиллитов либо слабо раскристаллизована, либо имеет чешуйчато-волокнистый характер (длина волокон до 0,35 мм и более) и нередко ориентирована. В бурых разностях глинистое вещество сильно пропитано органикой. В черных — обилие мелких растительных остатков, нередко гелефицированных. Аргиллиты гидрослюдистые, разновидность хлорито-гидрослюдистая; в составе фракции < 0,001 мм М. Ф. Соколова рентгенографически определила гидрослуду диоктаэдрическую, хлорит железисто-магнезиальный и немного каолинита.

Известняки и мергели серые и темно-серые прочные массивные, иногда с рассеянными сульфидами. Структура яснозернистая, участками микрозернистая и радиально-лучистая, иногда органогенная. В шлифах обнаруживается, что породы состоят из лапчатых (от 0,014—0,02 до 0,03—0,1 мм) или радиально-лучистых кристалликов кальцита; в разрезе Мегионской опорной скважины в мергелях отмечены обильные кокколитофориды (размером до 0,035 мм).

Изменение обломочных зерен. Наблюдается преобразование пластинок и чешуек биотита в хлорит и пелитоморфный сидерит. При замещении каолинитом растительных остатков каолинизируются также обломки полевых шпатов (рис. 19), находящиеся вблизи (в пределах нескольких миллиметров). В тонких микрослойках алевролитов наблюдаются каемки регенерации и растворение обломочных кварца и полевых шпатов с образованием мозаичной структуры. В известняках отмечалась коррозия измененного биотита кальцитом.

Аутигенные минералы представлены следующей ассоциацией: кальцит биогенный и хемогенный, пирит, хлорит, сидерит, каолинит, анатаз, кварц.

Прибрежно-морской песчаный комплекс

Комплекс включает отложения барабинской пачки в разрезах Ново-Васюганской (2700—2709,15 м), Пудинской (2554—2559 м) и Тымской (2471,75—2575,7 м) опорных скважин, локозовской свиты — в разрезах Сургутской (2754—2813,2 м), Мегионской (2445—2511 м), Ново-Васюганской (2709,15—2838 м) скважин и верхнюю юру — Елогуйской опорной скважины (1157—1400 м). Комплекс залегает на глубинах от 1157 до 2838 м. Мощность его колеблется от 5 до 137,85 м. Значительную роль в строении комплекса играют песчаные породы, они составляют большую часть разреза в Елогуйской и Мегионской скважинах, барабинскую пачку — в Тымской, Пудинской и Ново-Васюганской скважинах; в строении локозовской свиты в Сургутской, Ново-Васюганской и отчасти Мегионской скважинах, а также в верхней части Елогуйской опорной скважины развиты алевролиты с прослоями черных аргиллитов. Комплекс обладает некоторыми характерными особенностями: верхи его в ряде разрезов в той или иной мере обогащены глауконитом (от 2—5 до 30—40%) и выделяются в барабинскую пачку. Песчаники (и реже алевролиты с глауконитом) прослеживаются в следующих разрезах: Мегионская скважина (2452,7—2462,1 м), Ново-Васюганская скважина (2700—2709,15 м), Пудинская скважина (2554—2559 м), Тымская скважина (2471,75—2477,75 м) и Елогуйская скважина (1207—1238 м). В западной части района в разрезах Черемшанской скв. 1-р и Моисеевской скв. 2-р А. Г. Пода описала глауконито-фосфатные и пирито-глинисто-карбонатно-фосфатные породы. Аргиллиты обогащены растительными остатками, а также раковинами пелеципод и аммонитов, отмечены конкреции и псевдоморфозы по растительным и органическим остаткам. В низах комплекса (Сургутская скважина, 2798—2803 м и Ново-Васюганская скважина, 2835—2838 м) отмечены конкреции сидерита с оолитами кальцит-хлорит-пиритового состава.

Песчаники комплекса разнообразны. В изученных разрезах выделяются следующие разновидности: темно-зеленовато-серые и темно-серые, мелкозернистые и средне-мелкозернистые, крепкие, неправильно косослоистые и косо-волнистослоистые за счет остатков обугленного растительного детрита. Зеленый цвет обусловлен глауконитом, содержание которого уменьшается вниз по разрезу. Содержат остатки белемнитов, раковины гастропод, аммонитов и пирит. Характерны для барабинской пачки и отмечены в разрезах Ново-Васюганской, Пудинской и Тымской опорных скважин. Песчаники светло-серые, средне- и мелкозернистые, непрочные, каолинизированные, иногда неяснослоистые. Развиты в разрезах Мегионской

(локосовская свита) и Елогуйской опорных скважин. Песчаники желтовато-серые, мелкозернистые, с тонкозернистым карбонатным цементом, с вкрапленностью желтого мелкоточечного сидерита, с обилием тонкого и крупного (3—5 мм) растительного детрита. Иногда содержат тонкозернистые конкреции зелено-желтого пирита. Описаны в разрезах Ново-Васюганской и Мегионской скважин (локосовская свита). Обнаруживают алевро-псаммитовую и псаммитовую структуру. Выделяются мелкозернистые алевроитовые и средне-мелкозернистые разности. По составу они относятся к аркозово-кварцевым разностям и граувакковым аркозам (см. рис. 3).

Алевролиты встречаются в виде пластов, прослоев и тонких микролинзочек среди аргиллитов. Первые темно-серые или серые, нередко в разной степени песчанистые, крепкие, слабослюдистые. В разрезе Мегионской скважины некоторые разности известковистые. Отмечены включения, отпечатки и обломки раковин пелеципод и аммонитов. Различаются крупнозернистые песчанистые, неравномернозернистые и мелкозернистые разности. Выделены следующие разности: олигомиктово-кварцевые, аркозово-кварцевые, аркозы, граувакковые аркозы, полевошпатовые граувакки.

Характер цемента разнообразен. В разрезах Мегионской, Пудинской, Тымской и Елогуйской опорных скважин наблюдался хлорито-глинистый цемент пленочно-порового (от 10 до 25%) и базального (до 50%) типа. Строение цемента чешуйчато-волокнутое беспорядочное или ориентированное; вокруг обломков видны хорошо раскристаллизованные пленки. По составу цемент хлорито-гидрослюдистый, лишь в Елогуйской опорной скважине помимо этих минералов отмечен обильный монтмориллонит. Глинистый цемент возникает также при изменении биотита; последний разбухает, преобразуясь в чешуйчато-волокнустый агрегат гидрослюды и хлорита в ассоциации с пелиморфными сидеритом и пиритом, а в разрезе Елогуйской скважины биотит преобразован в хлорит и монтмориллонит. В разрезах Мегионской, Сургутской, Пудинской, Тымской и Елогуйской опорных скважин в песчаниках и алевролитах встречается пленочный хлоритовый цемент, составляющий 8—10%. В таких песчаниках и алевролитах нередко развивается регенерационно-поровый цемент кварц-каолинитового состава, составляя от 5—10 до 25%; иногда кварц выполняет отдельные поры в песчаниках. Локально развит поровый цемент пиритового состава (Мегионская, Тымская и Елогуйские скважины). Значительное место в алевролитах (Мегионская, Ново-Васюганская и Елогуйская опорные скважины) занимает кальцитовый цемент порового (10—20%), базального (до 50%) и пойкилитового (35—50%) типов. Структура цемента яснозернистая.

Аргиллиты в разрезах Среднего Приобья и глины в разрезе Елогуйской опорной скважины аналогичны описанным в морском комплексе. Глины из Елогуйской скважины имеют алевро-пелитовую структуру и неясноленточно- или линзовиднослоистую текстуру. Структура глинистого вещества пелитовая, текстура чешуйчато-волокнуистая, ориентированная и беспорядочная. В их составе М. Ф. Соколова отмечает преобладающее количество монтмориллонита, а также гидрослюду, каолинит и хлорит. Тип глин — монтмориллонитовый, разновидность — гидрослюдисто-монтмориллонитовая. Аргиллиты прибрежно-морского комплекса близки к описанным в морском комплексе. Аргиллиты гидрослюдистые, разновидность — хлорито-гидрослюдистая. В их составе М. Ф. Соколова помимо диоктаэдрической гидрослюды и хлорита отмечает каолинит. В аргиллитах Сургутской и Ново-Васюганской скважин были обнаружены конкреции сидерита.

Изменение обломочных зерен. Биотит преобразуется в хлорит, нередко в ассоциации с гидрослюдой, сидеритом или пиритом, иногда между пакетами выделяется опал. Лишь в разрезе Елогуйской опорной скважины отмечено его преобразование в хлорит или монтмориллонит; иногда здесь

наблюдается зернистый сидерит. Каолинизация полевых шпатов наблюдалась в песчаниках и реже алевролитах в разрезах Мегионской и Елогуйской опорных скважин. В зернистых породах с кальцитовым цементом отмечена коррозия обломков плагиоклазов, пластинок биотита и реже кварца кальцитом; при интенсивном замещении обломков алевролиты превращаются в известняки. В песчаниках наблюдаются также коррозия и замещение ростов белемнитов хлоритом, биотита — пиритом. Регенерация в песчаных породах проявилась локально с образованием участков с конформной структурой (Мегионская, Тымская, Елогуйская опорные скважины). В алевролитах одновременно с регенерацией происходило растворение обломочных кварца и полевых шпатов с образованием мозаично-конформной структуры. Такие структуры характерны для алевролитов из Мегионской, Сургутской, Ново-Васюганской, Пудинской, Тымской и Елогуйской опорных скважин. В разрезе последней процессы растворения прошли менее интенсивно; также сохранились мелкие поры.

Аутигенные минералы разнообразны: кальцит оолитовый и биогенный, глауконит, железистый хлорит, пирит, монтмориллонит, каолинит, кальцит, кварц.

Нижняя и средняя юра

Отложения нерасчлененной нижней и средней юры представлены песчаниками и алевролитами, аргиллитами и глинами, незначительная роль принадлежит доломитам и углям. На большей части изученной площади это континентальные отложения тюменской свиты, а на востоке — итатской. В западной части района (Сургутская и Ново-Васюганская опорные скважины) континентальные условия в бате или байосе сменились прибрежно-морскими; поскольку эти последние продолжались в верхней юре, описание их приведено в разделе «Верхняя юра». Таким образом, в отложениях средней и нижней юры описывается только терригенный континентальный комплекс.

Терригенный континентальный комплекс

Комплекс включает отложения тюменской свиты в опорных скважинах: Сургутской (2813,2—3070 м), Ново-Васюганской (2738—3006,7 м), Пудинской (2559—2954 м), Тымской (2575,7—2934,7 м) и Елогуйской (1392—1467 м); в разведочных скважинах: Мегионской (2511—2636 м), Нарымских 2-р (2400—2720 м) и 1-р (2320—2401 м) и Парabelьской 3-р (2344—2504 м) и итатской свиты в Касской (1169—1653 м) опорной скважине. Породы комплекса залегают на глубинах от 1169—2813,2 м (кровля) до 1467—3070 м (подошва); его мощность от 81 до 484 м. В строении комплекса принимают участие песчаники, алевролиты, аргиллиты, реже гравелиты и маломощные пласты (конкреции) карбонатных пород: сидеритов, доломитов и известняков; западные разрезы наиболее глинистые, восточные более песчаные. Встречается обильный углистый растительный детрит, углистые аргиллиты и маломощные пропластки углей.

Песчаники преимущественно серые, светло-серые и темно-серые, иногда коричневые (битуминозные), неравномернозернистые, большей частью мелкозернистые, иногда среднелзернистые и средне-крупнозернистые, нередко алевритовые и алевритистые. Отмечается горизонтальная, линзовидная, волнисто-горизонтальная, реже косая слоистость, обусловленная наличием слоев через 1—2 мм, иногда до 5 см алеврита, аргиллита, чешуек слюд, углистого детрита и точечного сидерита. Слойки песчаников среди других пород и главным образом алевролитов имеют мощность от 1—2 мм до 1—10 см. Мощность прослоев песчаников колеблется от 0,1—0,2 до 0,6—1,5—3—5,6 м, реже 10 м и более. Мощные пласты обычно редки. Структура псаммитовая мелко-, средне- и крупнозернистая и алевро-

псаммитовая. Текстура песчаников однородная или слоистая; последняя выражена различием гранулометрического состава отдельных прослоев, сходным расположением удлиненных обломков, листочков слюды, обугленных растительных остатков и микроконкреций сидерита. По составу резко преобладают полимиктовые песчаники и очень редко (в основном в восточных разрезах) олигомиктовые кварцевые песчаники. Отмечается четкая зависимость состава от размерности зерен; так, увеличение содержания кварца наблюдается как при увеличении размера обломков до 0,5—0,7 мм, так и при уменьшении до 0,1 мм. Среди полимиктовых песчаников наиболее распространены граувакки (собственно граувакки) и менее аркозы (граувакковые аркозы) (см. рис. 3). Распределение этих пород по разрезам довольно закономерно: граувакки в основном занимают нижнюю половину толщи, граувакковые аркозы — верхнюю. Характер обломочного материала позволяет отнести описываемые граувакки к кремне-бикластитам (Калинко, 1958).

Алевролиты комплекса довольно однообразны. Преобладают серые и светло-серые крупно-, мелко- и неравномернозернистые разности. Обычно слоистые и реже неслоистые. Слоистость выражена скоплениями чешуек слюды, обугленного растительного детрита, изменением гранулометрического состава самих алевролитов, а также прослойками и микрослойками аргиллитов, а иногда — песчаников. Слоистость разнообразная: тонкая ленточная, горизонтальная, косая линзовидная, разнонаправленная сложная. Мощность слоев алевролитов порядка 0,08—2,5 мм, реже до 5 мм; мощности слоев аргиллитов от 2—5 мм до 1—2 см. Как правило, алевролиты сильно уплотнены; крупнозернистые песчаные разности уплотнены слабее. В разрезе Касской опорной скважины А. А. Булыникова (1962) описывает слабо сцементированные алевролиты. В разрезах Ново-Васюганской, Пудинской и Тымских опорных скважин местами отмечены тонкие обуглившиеся остатки корней. Реже встречаются коричневатые битуминозные алевролиты (Сургутская и Ново-Васюганская опорные скважины). Некоторые прослои содержат стяжения, цепочки и конкреции сидерита от нескольких миллиметров до 10 см. В разрезе Елогуйской опорной скважины Г. Б. Острый и А. Н. Резанов (1960) описали серые и темно-серые с зеленоватым оттенком алевролиты, нередко песчаные, плотно сцементированные. Мощность пластов алевролитов от 0,1—0,7 до 1,5—7,5 м. Прослои алевролитов среди других пород имеют мощность от 1—10 см до 0,2—0,5 м. Пачки переслаивающихся алевролитов с аргиллитами порядка 2—8 м и, возможно, более метров. Структура пород псаммо-алевритовая и алевритовая мелко-, крупно- и неравномернозернистая, местами нелито-алевритовая. Обычно алевролиты имеют слоистую текстуру, которая обусловлена односторонним расположением удлиненных обломков, скоплениями по слоистости чешуек слюды, растительного детрита и цепочечных стяжений сидерита. По составу алевролиты преимущественно олигомиктовые и реже полимиктовые (см. рис. 3). Четкая зависимость между гранулометрией и составом алевролитов прослежена в алевролитах из разреза Тымской опорной скважины. При уменьшении размерности до 0,03—0,02 мм не так резко увеличивается содержание кварца и в меньшей степени — полевых шпатов; обломки пород, за исключением кремне-кварцитов, почти исчезают. Крупнозернистые песчаные и песчаные алевролиты близки по составу к песчаным породам: в низах это полевошпатовые граувакки, в верхах — олигомиктовые алевролиты.

Характер цемента. Обычно граувакки содержат небольшое количество цемента — от 5 до 15%, граувакковые аркозы — от 15 до 40%. Состав и типы цемента многообразны и сложны. Как правило, в одной и той же породе можно наблюдать сочетание нескольких типов и составов цемента.

Значительно развит глинистый цемент пленочно-порового, порового и реже базального типа (последний только в алевролитах). Глинистое веще-

ство хорошо раскристаллизовано вокруг обломков, при этом образуются многослойные чешуйчатые оторочки (рис. 20). Состав цемента из песчаников и алевролитов, по данным рентгенографического анализа М. Ф. Соколовой, в разрезах Приобья (от Сургутской до Тымской опорной скважины) идентичен и представлен гидрослюдой диоктаэдрической, каолинитом и хлоритом. В разрезах Касской и Елогуйской опорных скважин помимо указанных минералов имеется обильный монтмориллонит.

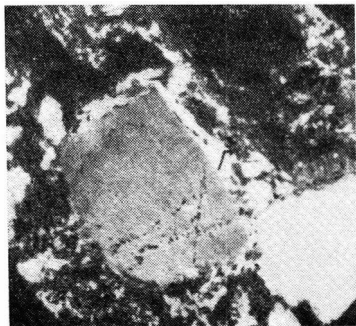


Рис. 20. Интенсивная гидрослюдизация (Г) цемента вокруг обломков. Песчаник тюменской свиты (J₁₋₂), Пудинская опорная скважина. Увел. 102, 3, с анализатором

В песчаниках с небольшим количеством глинистого цемента и без него развивается вторичный цемент (рис. 21). В разрезе Пудинской опорной скважины обнаруживается кварцевый крустификационный цемент (рис. 22). Отдельные поры нередко в песчаниках такого рода и нечасто в алевролитах выполнены аутигенными каолинитами (рис. 23) и иногда диактитом. Реже наблюдается поpaketное чередование каолинита с диоктаэдрической гидрослюдой. В ассоциации с каолинитом встречаются титанистые минералы, обычно это пелитоморфные выделения «лейкоксена», который заполняет отдельные поры. Локально в таких песчаниках и лишь иногда в алевролитах развивается альбито-кварцевый цемент типа регенерации и реже пор.

Значительное место в песчаниках и алевролитах занимают цементы карбонатного состава. Так, в алевролитах на контакте с глинами часто обилён порово-конкреционный сидерит, составляющий от нескольких до 15—25%; некоторые прослои переполнены цепочками сидерита, содержание которого доходит до 50—95%, и порода превращается в сидерит. В разрезах Приобья наиболее распространён в песчаниках железистый и кальцисто-железистый доломитовый цемент порового и пойкилитового типа; в алевролитах доломит занимает нередко лишь отдельные поры, составляя 1—2%, чаще 7—10% и лишь в отдельных прослоях от 30 до 50%; в песчаниках от 8—10 до 20—40%. Структура цемента неравномернoзернистая мелко-, средне-крупнозернистая, размерами от 0,03 до 0,1—0,65 мм. Доломит образует мелкие ромбоэдры размером 0,03—0,2 мм, которые обычно окружают стяжения сидерита, или рассеяны в породе; чаще это лапчатые, неправильные зерна. Ромбоэдры доломита обнаружены в разрезе Касской опорной скважины лишь в самых низах толщи. В восточных разрезах (Елогуйская и Касская опорные скважины) доломитовый цемент не встречается; здесь развит кальцитовый цемент. Из перечисленных цементов наиболее распространены глинистые и карбонатные; наблюдаются различные сочетания цементов. Так, с порово-пленочным глинистым цементом локально развит конкреционный сидерит, поровый каолинит, поровый кальцисто-железистый доломит, в то время как при глинистом базальном типе цемента помимо конкреционного сидерита других цементов не образуется. Поровый каолинит развит только в слоях с небольшим количеством пленочного или пленочно-порового цемента; то же касается регенерационного цемента. В некоторых прослоях цемента не видно. Обычно цемент полностью занимает поровое пространство; лишь в отдельных пла-

Рис. 21. Растворение первично-глинистого цемента между обломками кварца (*К*) с образованием чистых контактов, в то время как более поздняя гидрослюда (*г*) корродирует кварц (зачатки шиповидной структуры). Песчаник тюменской свиты (J_{1-2}), Ново-Васюганская опорная скважина. Увел. 224, с анализатором

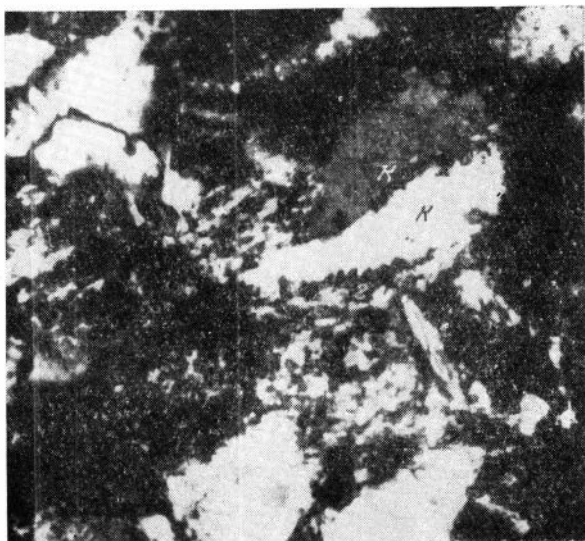


Рис. 22. Каемки аутигенного кварца (*к*), с реликтовой волокнистой структурой халцедона. Песчаник тюменской свиты (J_{1-2}), Пудинская опорная скважина. Увел. 224, без анализатора

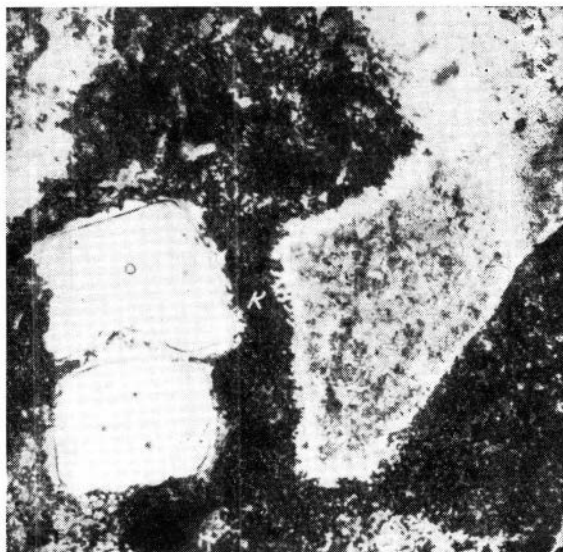
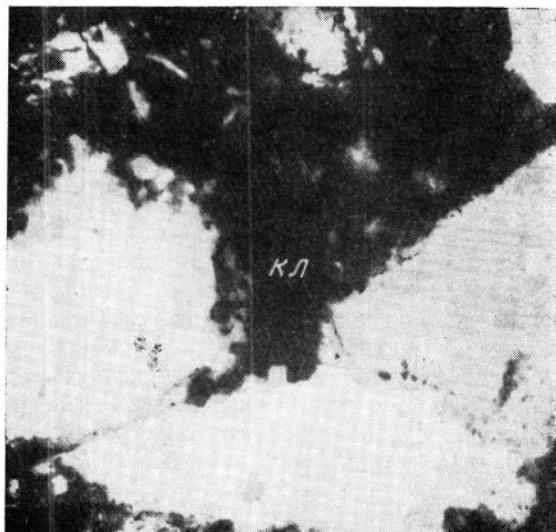


Рис. 23. Совершенный каолинит (*кл*) (поровый цемент); контакт вторичного кварца с каолинитом зубчатый. Песчаник тюменской свиты (J_{1-2}), Пудинская опорная скважина. Увел. 224, с анализатором



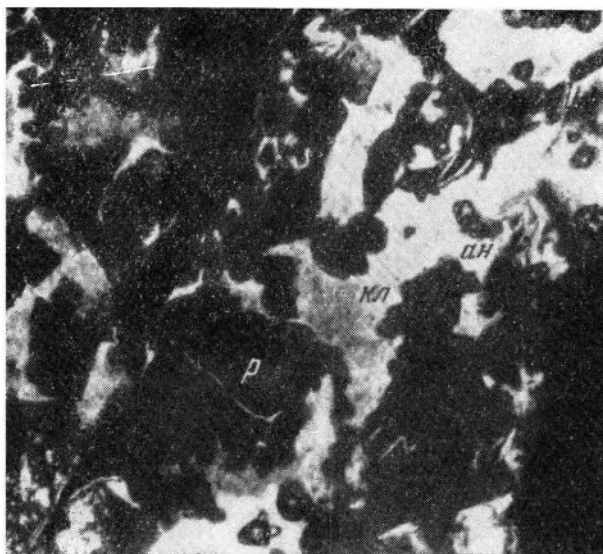


Рис. 24. Замещение растительных остатков (р) каолинитом (кл) и анатазом (ан). Аргиллит локозовской свиты (J_{2-3}^{bj-kj}). Мегнопская св. 1-р. Увел. 102, без анализатора

стах среднезернистых песчаников и реже крупнозернистых песчаных алевролитов наблюдаются уменьшенные остаточные поры.

Глины и аргиллиты представлены следующими разновидностями: серыми и голубовато-серыми до буровато- и темно-серых тонких и в разной степени алевроитистых или алевроитовых. Встречаются неслоистые и чаще тонкослоистые. В последних наблюдаются тонколинзовидная, горизонтальная или косая слоистость, выраженная чаще всего слойками алевролитов мощностью от долей миллиметра до 2—3 мм и 0,5—5 см. Характерны также песчаные аргиллиты, в которых встречаются прослои алевролитов и песчаников от 0,03—0,05 до 0,2—0,3 и реже 0,5 м. Уплотненные глины этого типа отмечены в разрезах Касской и Елогуйской опорных скважин, аргиллиты — в разрезах Приобья. Указанные разности в той или иной мере обогащены обуглившимся растительным детритом, остатками стеблей, листьев, корней растений, которые замещаются каолинитом и анатазом (рис. 24). Многие из прослоев содержат включения и конкреции бурого сидерита размером 5 мм.

Глины и аргиллиты темно-серые до черных, углистые с прослоями углей (до 3—5 см), однородные и тонкослоистые, массивные и тонкоплитчатые с обилием мелкого обугленного растительного детрита или хорошо сохранившихся папоротников. Глины этого типа отмечены в разрезах Касской и Елогуйской опорных скважин; аргиллиты — в разрезах Приобья.

Аргиллиты черно-бурые, коричнево-бурые, тонкоплитчатые до листоватых, битуминозные; при нагревании издают запах жженой резины (данные Ф. Г. Гурари). Образуют пласты мощностью 0,95—1,05 м или отдельные маломощные прослои от 0,05 (до 0,5 м) среди других пород. Отмечены в разрезе Ново-Васюганской (глубина 2750; 2938; 2980; 2990 м) и Сургутской (3030—3050 м) опорных скважин. Мощность пластов — 1,25—5,3 м, переслаивающихся пачек — 2—14 м.

Глины и аргиллиты обнаруживают лентопелитовую, фитоелитовую и алевропелитовую структуры. Текстура ленточнослоистая, линзовидно-слоистая и гнездовидная. Глинистое вещество при плохой раскристаллизации имеет вид слабо поляризующей бесструктурной массы; местами тонко раскристаллизованное глинистое вещество сливается в отдельные волнистые струйки; часто основная масса имеет чешуйчатое строение с беспорядочным или ориентированным расположением частиц; в последнем случае порода имеет вид монокристалла. Как правило, чем меньше примесей, тем

лучше степень раскристаллизации глинистого вещества. Местами при повороте столика микроскопа наблюдаются струйки ориентированных агрегатов, секущие породу под различными углами, которые создают впечатление псевдобрекчии с косоромбовидными примерно одинаковыми участками. Аргиллиты гидрослюдистые, разновидности каолинит-гидрослюдистые и хлорито-гидрослюдистые; в составе тех и других отмечены гидрослюда диоктаэдрическая, каолинит и хлорит. Глины в разрезах Касской и Елогуйской опорных скважин каолиновые и полиминеральные. Четкое влияние условий среды прослеживается в глинах, еще не претерпевших значительных преобразований. Так, в разрезе Касской опорной скважины все глины, залегающие под и между пластами угля, и углистые глины обычно каолиновые. В их составе обнаружены: каолинит несовершенный, гидрослюда и иногда хлорит. Пласты, не связанные с углями, полиминеральны, в их составе отмечены монтмориллонит, каолинит, гидрослюда и хлорит.

Известняки и мергели серые и зеленовато-серые, нередко в той или иной мере песчанистые. Структура микрозернистая. Количество обломков достигает 10—40%. Встречаются в разрезе Касской опорной скважины.

Доломиты серые и буровато-серые, местами алевритистые и песчанистые. Структура микро- и яснозернистая или лучисто-агрегатная. В шлифах отмечается, что породы состоят из зубчатых, изометричных (от 0,003 до 0,01 мм) или ромбовидных (0,03—0,07 мм) кристалликов или радиально-лучистых (до 0,32 мм) индивидов доломита, стяжений сидерита (5—8%) и обломков кварца и полевых шпатов (от 20 до 40%) размером 0,05—0,1 мм. Такие пропластки (или пластовые конкреции) встречены в разрезах Нарымских 1-р и 2-р, Парабельских 1-р и 2-р разведочных и Ново-Васюганской опорной скважин.

Изменение обломочных зерен. Наблюдается преобразование биотита в чешуйчато-волокнистый агрегат гидрослюды, хлорита или каолинита. В

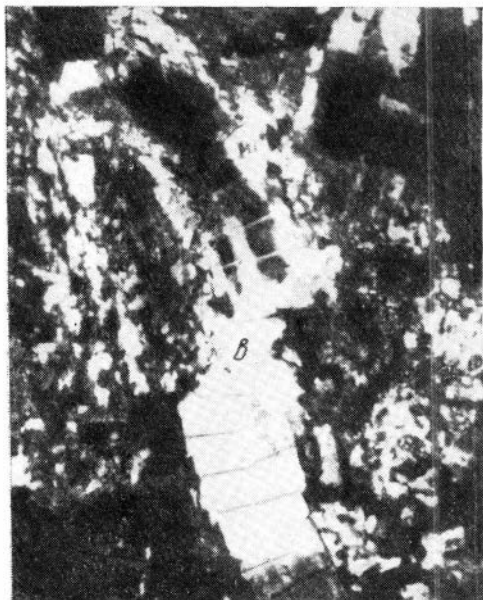


Рис. 25.

Рис. 25. Пакеты вермикулита (v) по биотиту. Песчаник тюменской свиты (J_{1-2}), Пудинская опорная скважина. Увел. 224, с анализатором



Рис. 26.

Рис. 26. Преобразование биотита в гидрослюда (s), хлорит (x) и мелкозернистый сидерит (c); пластинка деформирована и разбухает в порах. Песчаник тюменской свиты (J_{1-2}), Пудинская опорная скважина. Увел. 102, с анализатором

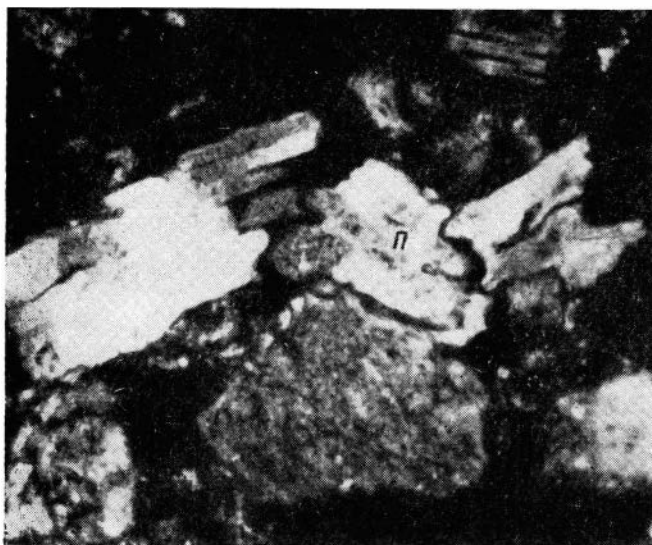


Рис. 27. Плоскостно-изогнутый плагиоклаз (П). Песчаник тюменской свиты (J₁₋₂), Ново-Васюганская опорная скважина. Увел. 224 с анализатором

порах песчаников пластинки биотита разбухают и помимо глинистых минералов, здесь нередко выделяются пелитоморфные сидерит (рис. 25, 26) или титанистые; иногда биотит по пакетно аморфизуется. Изменение биотита наиболее интенсивно в песчаниках, хотя и здесь имеются исключения; так, в разрезе Мегинской скв. 1-р биотит изменен слабо. В низах комплекса в песчаных породах биотит преобразован в агрегат каолинита и бесцветной слюды с выделившимися в торцах пластинок скоплениями пелитоморфных титанистых минералов. В алевролитах наблюдаются разные стадии изменения биотита от слабо гидратированных до гидратированных, хлоритизированных и сидеритизированных. Во многих прослоях биотит почти не изменен. В аргиллитах и глинах характерно преобразование биотита в пелитоморфный сидерит. Отмечена каолинизация полевых шпатов и слюд: при разрушении последних каолинит образуется как в пределах зерна, так и в порах. В зернистых породах с пойкилитовым доломитовым цементом наблюдается коррозия полевых шпатов и биотита по спайности и нередко — замещение этих минералов (рис. 27, 28). В ряде случаев отмечены гранаты с черепитчатой поверхностью. В песчаниках и реже алевролитах плагиоклазы и пластинки слюд обнаруживают изгибы, разломы, смещения (рис. 29, 30, 31). Зерна кварца имеют волнистое или агрегатное погасание. Иногда на контакте обломков кварца и плагиоклаза возникают зонки милонитизации (рис. 32).

В среднезернистых и средне-мелкозернистых песчаниках с тангенциальными контактами отмечена регенерация кварца и реже полевых шпатов; в мелкозернистых песчаниках и алевролитах наряду с регенерацией наблюдается растворение этих минералов, что приводит к образованию конформных и конформно-мозаичных структур (рис. 33).

В полевошпатовых граувакках и граувакках наблюдается инкорпорация обломков полевых шпатов в кварц; обломки пластичных глинистых и эффузивных пород выжаты в поры и нередко приобретают отрицательные очертания. В ряде прослоев, где цементом служат пленочная гидрослюда или окислы железа, наблюдается выщелачивание кварца и полевых шпатов с образованием микростилолитов (рис. 34).

Вторичные изменения в основном развиты в разрезах Приобья, где комплекс погружен на большие глубины (до и более 3000 м); аналогичные изменения описаны З. Я. Сердюк в разрезах Усть-Сильгинской разв-

Рис. 28. Катаклазированный плагиоклаз (П) с трещинками, залеченными кальцисто-железистым доломитом (Д). Песчаник тюменской свиты (J₁₋₂), Ново-Васюганская опорная скважина. Увел. 224, с анализатором

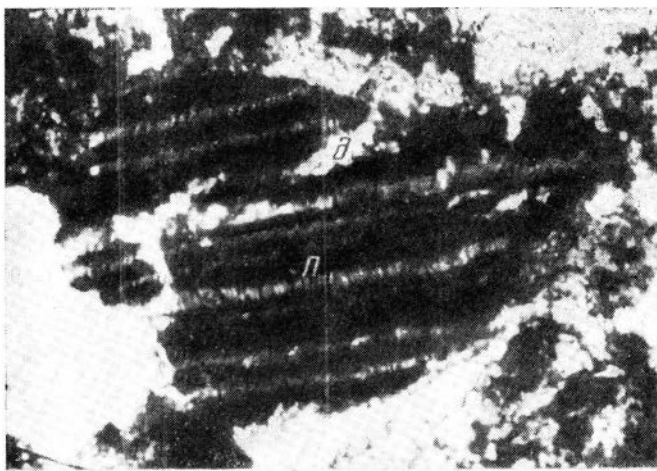
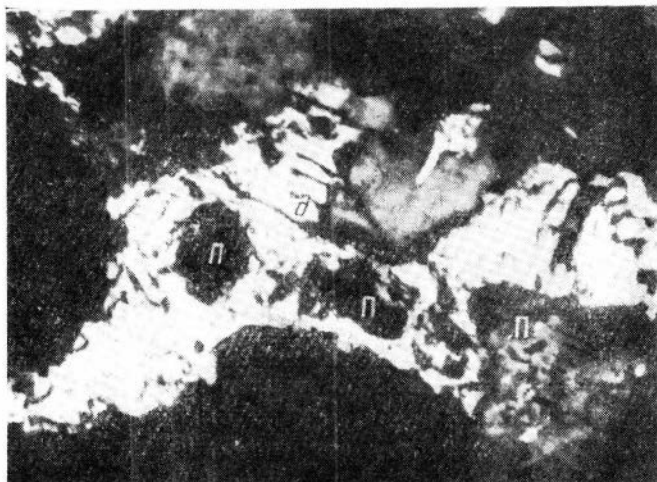


Рис. 29. Кальцисто-железистый доломит (Д) корродирует полевой шпат (П), от которого остались небольшие реликты. Песчаник тюменской свиты (J₁₋₂), Нудинская опорная скважина. Увел. 224, с анализатором



дочной площади и Александрово-Соснинского района, а также за пределами изученного района в Омско-Тарском Прииртышье; на востоке изученной территории отмечено лишь преобразование биотита (Касская и Елогуйская опорные скважины) и реже слабая регенерация кварца (Елогуйская опорная скважина).

Аутигенные минералы комплекса разнообразны. Это кальцит, каолинит, монтмориллонит, сидерит, кальцио-сидероплезит, пистомезит, пирит, анатаз, железистый и кальцисто-железистый доломит, кварц, альбит, диоктаэдрическая гидрослюда, диккит.

ЗОНАЛЬНОСТЬ РАЗРЕЗА

Приведенные данные свидетельствуют о том, что терригенные породы мела и юры вниз по разрезам постепенно и все более интенсивно изменяются. Несмотря на сохранившиеся черты ранних стадий изменения, в разрезе довольно четко устанавливается направленная эпигенетическая зональность. Если в верхней части разрезов преобразуются в основном нестойкие компоненты пород, то в нижней изменениям подвергаются стойкие компоненты. Чтобы проследить специфику этих изменений, отдельно рассматриваются глинистые и зернистые породы (рис. 35).

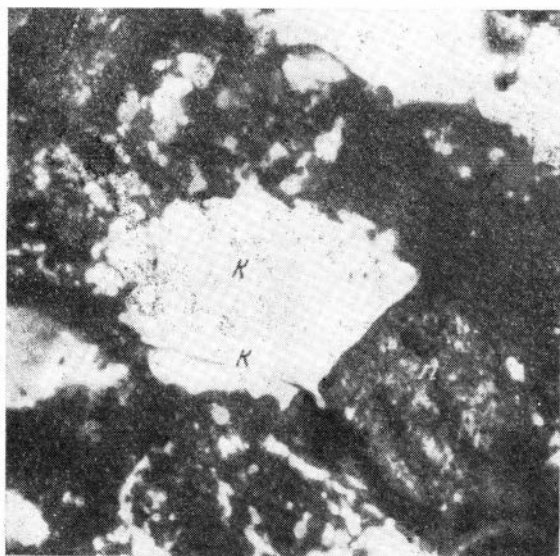


Рис. 30. Трещинка, пересекающая кварц (К) и полевошпат (п), залечена аутигенным кварцем (к). Песчаник тюменской свиты (J_{1-2}), Ново-Васюганская опорная скважина. Увел. 224, с анализатором

Глинистые породы

Среди глинистых пород на изученной территории установлено две зоны: первая включает толщу глин, вторая — аргиллиты.

Зона неустойчивого комплекса глинистых минералов

Зона неустойчивого комплекса глинистых минералов прослеживается по разрезам до глубины 1800—2200 м, стратиграфически отвечает нижне- и верхнемеловым отложениям в районе Среднего Приобья и включает весь разрез мезозоя в районах Касской и Елогуйской опорных скважин. Характеризуется пестрой ассоциацией терригенно-аутигенных глинистых минералов, среди которых отмечены монтмориллонит, каолинит, гидрослюда. Количество гидрослюда увеличивается с востока на запад. Спорадически по разрезу и постоянно внизу отмечается хлорит. Глины размокающие и лишь в низах зоны слабо размокающие. Отмечается резкое уменьшение коэффициента открытой пористости от 39,98 до 7,16%, увеличение плотности от 1,39 до 2,50 г/см³; удельный вес колеблется от 2,67 до 2,76 г/см³.

Раскристаллизация глинистого вещества самая разнообразная и зависит от ряда факторов. Наиболее важные из них, имеющие отрицательное влияние на степень раскристаллизации, — примеси органического вещества (преимущественно растительного детрита), а также онала и мелкообло-

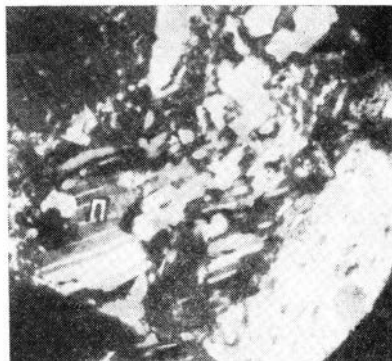


Рис. 31. Интенсивно катаклазированный плагиоклаз, более крупный обломок которого (п) виден на снимке; справа мелкие обломки. Песчаник тюменской свиты (J_{1-2}), Пудинская опорная скважина. Увел. 102, 8, с анализатором

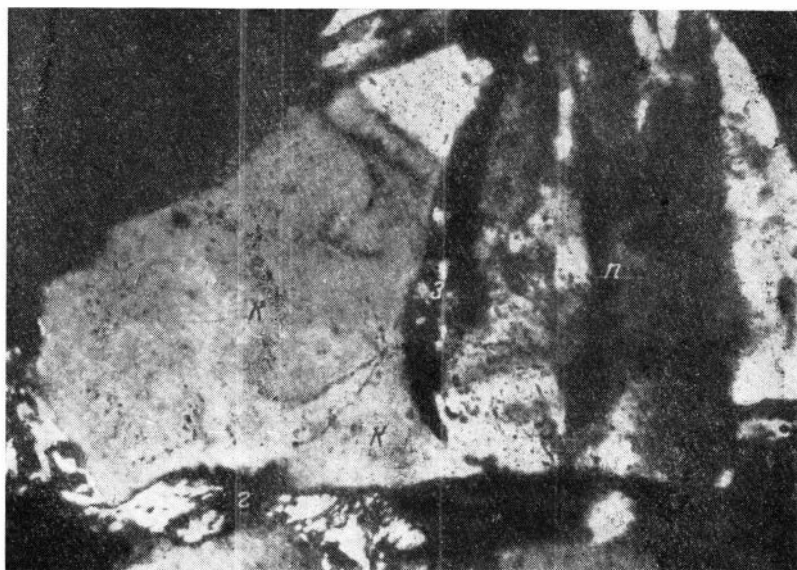


Рис. 32. Зона дробления (з) на контакте полевых шпата (п) с кварцем обломочным (к) и новообразованным (к). В нижней части видно растворение вторичного кварца (к) под действием новообразованной гидрослюды диоктаэдрической (з). Песчаник тюменской свиты (J_{1-2}), Пудинская опорная скважина. Увел. 224, с анализатором

мочного материала. Как правило, раскристаллизация начинается вокруг всякого рода включений и обычно глина раскристаллизована тем лучше, чем дисперснее и однороднее ее состав. Такие глины имеют чешуйчато-волокнистую, нередко ориентированную структуру.

В табл. 2 приводятся результаты рентгенографического изучения разнообразных по составу глин этой зоны. Данные рентгенометрических исследований хорошо согласуются с результатами химических анализов (табл. 3). Различные по составу глины отличаются и по соотношению окислов: так, в глинах с повышенным содержанием монтмориллонита SiO_2 доходит до 50,34—52,9%, а в обр. 15 (из опоковидной глины) до 73,82%, за счет обилия дисперсного кварца; в полиминеральных глинах SiO_2 колеблется от 42 до 47,78%; в каолиновых — от 44,34 до 46,72%; послед-

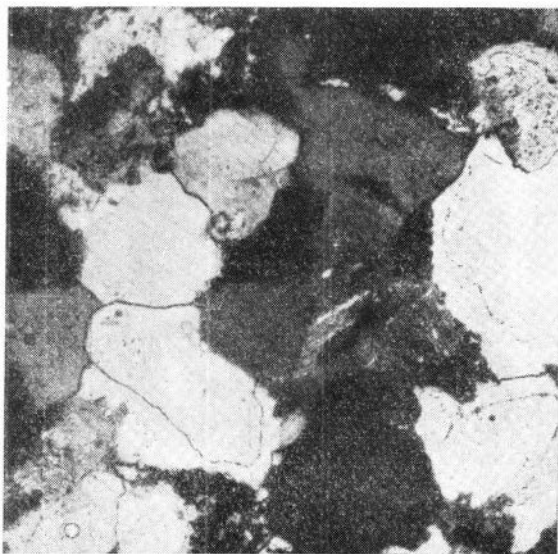


Рис. 33. Локальная регенерационно-мозаичная структура. Песчаник тюменской свиты (J_{1-2}). Нарымская скв. 1-р. Увел. 100, с анализатором

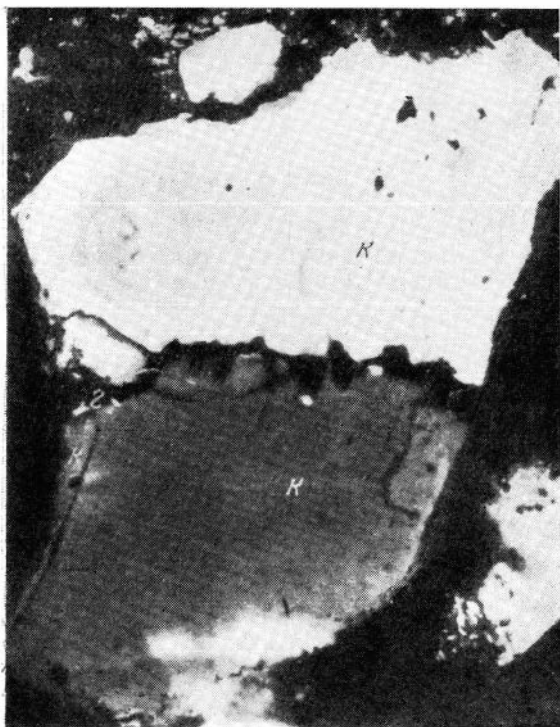


Рис. 34. Микростилолиты между зернами кварца (K), на контакте пленочка гидрослюда диоктаэдрической (z); κ — аутигенный кварц. Песчаник тюменской свиты (J₁₋₂), Пудинская опорная скважина. Увел. 224, с анализатором

ние характеризуются также повышенным содержанием Al_2O_3 — от 30,54 до 34,46%. По количеству K_2O можно судить о наличии гидрослюда. Как правило, последняя играет незначительную роль в составе глин. В разрезе зоны встречаются почти мономинеральные каолиновые и монтмориллоновые глины, образовавшиеся как при переотложении коры выветривания (первые), так и путем синтеза коллоидов в стадию диагенеза. Эти глины никакой существенной переработки в зоне не претерпели.

Появившиеся в глинистых породах при уплотнении трещины выполнены кальцитом, железисто-магнезиальным кальцитом, железистым монтмориллоном в ассоциации с каолинитом и кальцио-сидероплезитом.

Зона устойчивого комплекса глинистых минералов

Зона устойчивого комплекса глинистых минералов охватывает отложения, лежащие ниже 2000 м, главным образом юрские и в меньшей степени нижнемеловые. В этой зоне исчезает монтмориллонит и появляется устойчивая ассоциация: магнезиальный хлорит и диоктаэдрическая гидрослюда. Появление ассоциации такого же характера отмечено Р. Е. Гримом (Grim, 1952), П. Флауном (Flawn, 1953), Ч. Упвером (Weaver, 1958), А. Г. Косовской и В. Д. Шутовым (1955), И. Ф. Берстом (Burst, 1959), З. Л. Свиловским (Sujkowski, 1958) и др.

Глинистые породы этой зоны не размокают в воде. Отмечается их дальнейшее уплотнение: открытая пористость падает от 7,45—18,3 до 2,23%, плотность увеличивается от 2,747—2,18 до 2,58 г/см³. Все это дает основание относить описываемые породы к аргиллитам. Раскристаллизация глинистого вещества разнообразна. Лучшая раскристаллизация отмечается в низах зоны (аргиллиты тюменской свиты). На рентгенограммах фракции < 0,001 мм констатируются рефлексы диоктаэдрической гидрослюда, железисто-магнезиального хлорита и каолинита (табл. 4). Состав аргиллитов полностью согласуется с данными рентгеновских определений (табл. 5). Содержание SiO_2 колеблется от 45,48 до 50,91%, преобладают

Рентгенометрическая характеристика глин <0,001 мм (по М. Ф. Соколовой)

1		2		3		4		5		6		7	
I	$\frac{d}{n}\alpha$	I	$\frac{d}{n}\alpha$	I	$\frac{d}{n}\alpha$	I	$\frac{d}{n}\alpha$	I	$\frac{d}{n}\alpha$	I	$\frac{d}{n}\alpha$	I	$\frac{d}{n}\alpha$
10	13,6	7	14,2	6	13,8	10	15,0	8	13,7	8	12,9	2	14,3
3	10,1	—	—	3	10,1	2	10,1	3	10,1	2	10,1	1	10,1
4	7,2	—	—	6	7,2	—	—	6	7,2	7	7,2	10	7,2
2	5,0	—	—	2	5,0	4	5,0	2	5,0	1	5,0	1	5,0
1	4,67	—	—	1	4,67	—	—	2	4,67	1	4,67	—	—
10	4,45	6	4,45	10	4,45	10	4,45	10	4,45	10	4,45	10	4,45
1	4,24	6	4,24	1	4,24	—	—	1	4,24	1	4,24	3	4,20
						2	3,72						
4	3,57	—	—	6	3,57	—	—	6	3,57	6	3,57	10	3,57
7	3,33	10	3,33	8	3,33	6	3,32	8	3,33	8	3,33	3	3,33
						3	3,00						
9	2,56	5	2,56	9	2,56	8	2,56	9	2,56	9	2,56	7	2,56
		5	2,45							1	2,45	7	2,51
4	2,39	—	—	5	2,37	4	2,40	5	2,37	6	2,37	8	2,37
		5	2,28							1	2,28		
		3	2,23		—			—	—	—	—		
2	2,14	5	2,12	2	2,14	2	2,14	2	2,14	2	2,12	1	2,19
3	1,970	4	1,972	3	1,970	3	1,970	4	1,970	4	1,970	5	1,980
1	1,875	—	—	1	1,875	—	—	1	1,875	1	1,875	3	1,875
3	1,813	8	1,813	3	1,813	—	—	3	1,813	3	1,813	—	—
4	{1,690 1,645}	5	1,637	4	{1,690 1,645}	4	{1,700 1,655}	4	{1,690 1,645}	4	{1,690 1,645}	6	{1,690 1,655}
												2	1,617
2	1,536	8	1,536	3	1,536	1	1,536	3	1,536	3	1,536	3	1,536
9	1,490	6	1,490	9	1,490	9	1,501	9	1,490	9	1,490	9	1,487

Условия съемки: Со — антикатод; Fe — фильтр; $2R = 57,3$ и 86 мм; $d = 0,5$ мм.

Примечание. 1, 3, 5, 6 — полиминеральные глины, состоящие из монтмориллонита, каолинита, гидрослюда и хлорита; 2, 4 — монтмориллонитовая глина; 7 — каолиновая глина. 1 — глина Cr_2^{m-d} (Ново-Васюганская скважина, обр. 9); 2 — опоковидная глина Cr_2^{cu-sp} (Ново-Васюганская скважина, обр. 15); 3 — глина Cr_2^t (Усть-Сильгинская скважина 2-гк, обр. 9); 4 — глина Cr_1^{y-b} (Кас-ская скважина 7-к, обр. 128); 5 — глина Cr_{1-2}^{ap-sm} (Ново-Васюганская скважина, обр. 54); 6 — глина Cr_{1-2}^{ap-sm} (Тымская скважина, обр. 90), 7 — глина Cr_2^{cu-m} (Кас-ская скважина, 1-р, обр. 806).

значения 47—48%, в существенно гидрослюдистых аргиллитах количество Al_2O_3 колеблется от 20,78 до 22,63%; там же, где обнаруживается та или иная примесь каолинита, количество Al_2O_3 повышается до 27,62—33,74%. Обычно содержание MgO невелико — от 1,57 до 2,91 и реже 3,69%. Некоторое повышение MgO объясняется присутствием железисто-магнезиального хлорита. Увеличивается содержание K_2O (по сравнению с аналогичным в предыдущей зоне), которое колеблется от 2,89 до 5,80; значительно понижение гидрослюдистой H_2O до 1,34—0,52% в наиболее погруженных участках, что типично для гидрослюдистых минералов.

Секущие жилки в аргиллитах выполнены кальцитом, железистым и кальцистым доломитом, кальцитом в ассоциации с каолинитом.

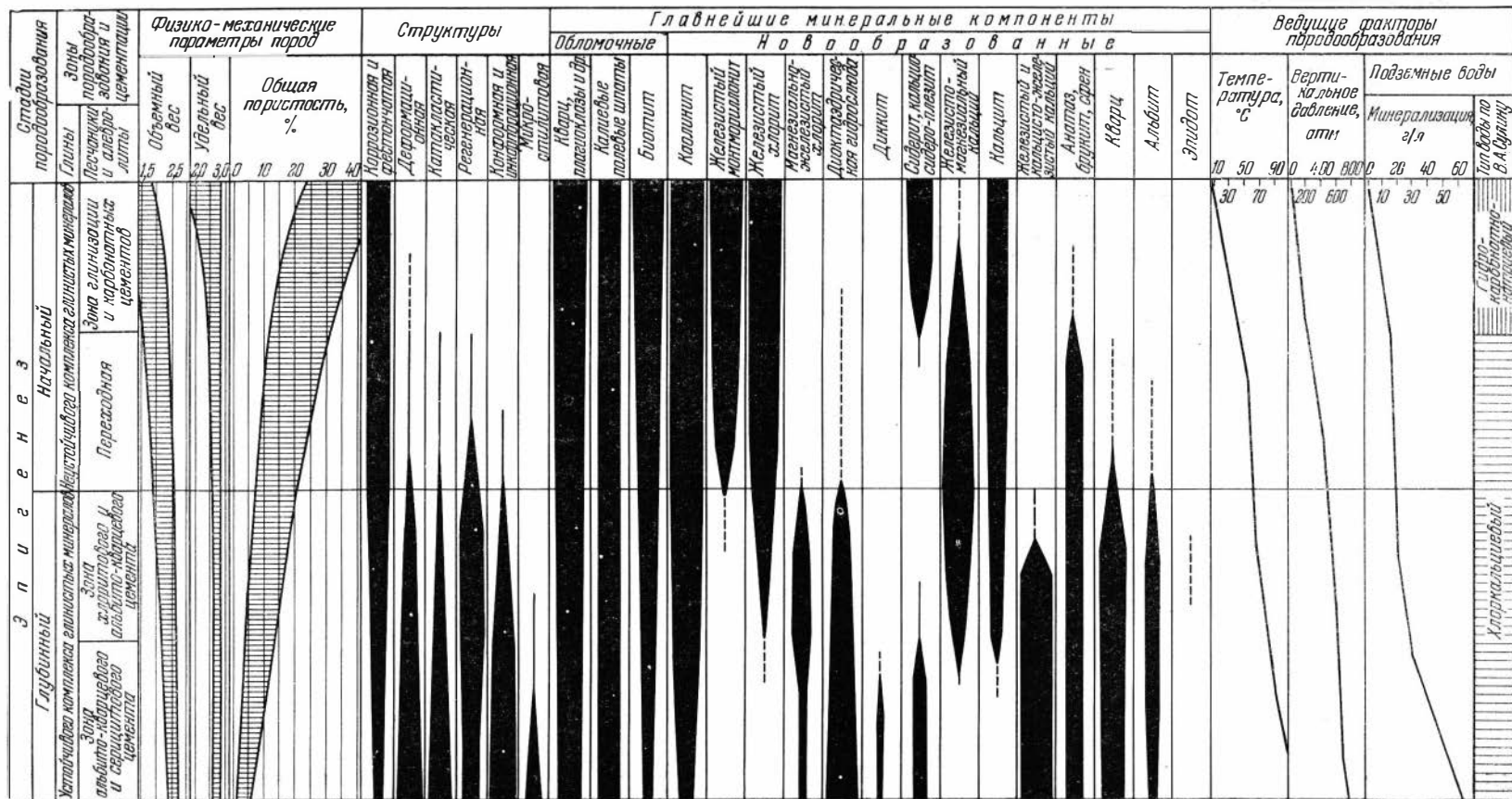


Рис. 35. Характеристика зон регионального эпигенеза для Западно-Сибирской низменности (районы Среднего Приобья)

Таблица 3

Химические анализы тонких фракций глин зоны «неустойчивого комплекса глинистых минералов»

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	47,78	73,82	41,24	45,64	45,53	45,47	45,60	46,30	46,44	50,34	52,90	44,55	42,90	44,40	46,72	44,34	46,12
TiO ₂	0,90	0,24	0,90	1,45	0,90	1,02	1,06	0,78	0,46	Не опр.	0,96	0,43	1,15	0,80	0,61	1,55	1,45
Al ₂ O ₃	23,77	10,06	20,72	29,16	22,47	27,24	21,73	20,81	19,82	16,04	19,26	15,09	21,82	24,52	30,54	34,45	33,56
Fe ₂ O ₃	6,98	1,72	5,35	5,62	7,21	4,70	6,52	5,52	8,64	7,63	4,04	9,67	6,38	6,16	0,50	1,23	2,71
FeO	1,26	0,25	1,20	1,58	1,58	1,08	2,22	1,86	1,20	0,54	1,93	4,20	1,44	0,93	0,64	0,86	0,43
CaO	0,35	0,42	0,70	0,42	1,40	0,28	0,50	0,98	0,94	1,34	0,45	1,95	0,28	0,40	0,50	0,42	0,42
MgO	1,86	1,75	2,35	2,50	2,48	1,23	2,22	3,20	3,38	1,78	3,89	Не опр.	3,07	2,12	1,86	2,02	0,27
MnO	0,01	Следы	0,01	0,05	0,01	0,04	0,02	Следы	0,02	—	0,02	0,09	Следы	0,04	0,04	Следы	Следы
S	—	—	—	—	—	—	Не опр.	—	—	—	—	—	—	—	0,02	—	—
K ₂ O	2,28	0,78	2,50	1,86	1,86	1,08	2,04	2,31	2,14	2,22	2,17	0,74	1,86	—	1,13	0,22	0,19
Na ₂ O	0,36	0,67	0,60	0,53	0,60	0,26	0,56	0,83	1,10	0,28	1,51	0,57	0,45	0,54	0,70	0,13	0,10
П. п. п.	10,10	6,73	9,32	11,22	11,34	11,79	10,20	10,94	9,78	8,06	8,08	Не опр.	13,76	12,00	12,42	14,67	12,78
H ₂ O	4,40	3,80	5,72	6,05	5,24	5,12	6,76	5,92	6,00	8,00	4,90	Не опр.	7,30	10,14	4,40	2,76	2,44
Сумма	100,05	100,24	99,39	100,08	100,62	99,4	99,52	99,45	100,01	96,32	100,11	—	100,41	99,14	100,26	100,65	100,47
Глинистые минералы по данным рентген-анализа	Монтмориллонит, каолинит, гидрослюда, хлорит	Монтмориллонит с примесью дисперсного кварца	Монтмориллонит, гидрослюда, хлорит	Монтмориллонит, каолинит, гидрослюда, хлорит	Каолинит, монтмориллонит, гидрослюда, хлорит	Монтмориллонит, гидрослюда, хлорит	Монтмориллонит, гидрослюда, хлорит	Монтмориллонит с незначительной примесью гидрослюда и хлорита	Монтмориллонит, гидрослюда, хлорит	Монтмориллонит, каолинит, гидрослюда, хлорит	Монтмориллонит, каолинит, гидрослюда, хлорит	Каолинит (преобладает), монтмориллонит, гидрослюда и следы хлорита	Каолинит с незначительной примесью гидрослюда и монтмориллонита				
Фации	Морская			Мелководноморская и прибрежно-континентальная			Лагунная (опресненная)					Континентальная					

Примечание. 1 — серая глина маастрихт — дания (Ново-Васюганская опорная скважина, обр. 9); 2 — светло-серая опоквидная глина коньяк-сантон-кампа (Ново-Васюганская опорная скважина, обр. 15); 3—4 — темно-серые глины тулона (Усть-Сильгинская скв. 2-гк, обр. 9. Пудинская опорная скважина, обр. 399); 5,6 — темно-серые глины коньяк-сантон-кампа (Усть-Сильгинская скважина 2-гк, обр. 6; Пудинская опорная скважина; 7 — зеленые; 8 — зеленовато-серые; 9 — буровато-зеленые глины готерив-баррема (Тымская опорная скважина, обр. 102м, 119р, 122м); 10 — розовые глины готерив-баррема (Касская скважина 7-к, обр. 128); 11 — голубые глины готерив-баррема (Пудинская опорная скважина, обр. 724); 12 — серые глины валанжина (Елогуйская опорная скважина, обр. 938); 13 — темно-серые; 14, 15 — серые глины апт — альб — сеномана (Ново-Васюганская опорная скважина, обр. 54; Тымская опорная скважина, обр. 73р и 72б); 16, 17 — серые глины сенона (Касская опорная скважина, обр. 805 и 806); обр. 12 — данные спектрального анализа (аналитики А. С. Черевко, Н. М. Бабиня); обр. 1—11 и 13—17 — данные химического анализа (аналитики Ю. С. Трофимова, М. И. Сотникова, Р. М. Моисова, Л. Т. Кудрина, Л. А. Щеглова).

Рентгенометрическая характеристика фракций $<0,001$ мм хлорит-гидрослюдистых, гидрослюдистых и хлорит-каолинит-гидрослюдистых аргиллитов
(по М. Ф. Соколовой)

1		2		3		4	
<i>J</i>	$\frac{d}{n}$	<i>J</i>	$\frac{d}{n}$	<i>J</i>	$\frac{d}{n}$	<i>J</i>	$\frac{d}{n}$
4	14,0	3	14,0	—	—	1	14,0
10	10,2	9	10,2	10	10,2	10	10,2
6	7,2	4	7,1	—	—	4	7,2
2	4,97	4	4,97	4	4,97	4	4,97
10	4,48	9	4,48	10	4,48	10	4,48
2	4,17	—	—	—	—	—	—
—	—	4	3,65	3	3,65	4	3,65
4	3,53	2	3,51	—	—	2	3,51
10	3,34	10	3,33	8	3,33	8	3,33
2	3,18	3	3,19	—	—	2	3,19
2	3,03	2	2,95	—	—	—	—
2	2,84	4	2,85	4	2,84	4	2,84
9	2,57	10	2,57	10	2,57	10	2,57
4	$\left\{ \begin{array}{l} 2,45 \\ 2,37 \end{array} \right.$	4	$\left\{ \begin{array}{l} 2,45 \\ 2,37 \end{array} \right.$	4	$\left\{ \begin{array}{l} 2,45 \\ 2,37 \end{array} \right.$	4	$\left\{ \begin{array}{l} 2,45 \\ 2,37 \end{array} \right.$
2	2,25	3	2,25	3	2,25	3	2,25
5	2,13	3	2,13	3	2,13	3	2,13
5	1,987	5	1,987	4	1,987	5	1,987
2	1,886	2	1,886	2	1,886	2	1,886
4	1,815	4	1,820	2	1,820	3	1,820
3	1,702	2	1,702	3	1,702	2	1,702
6	1,660	5	1,660	—	—	6	1,660
2	1,640	3	1,640	5	1,650	4	1,640
6	1,540	4	1,542	—	—	1	1,540
9	1,503	10	1,504	10	1,501	10	1,499
1	1,452	2	1,452	—	—	—	—
—	—	—	—	2	1,428	2	1,428
1	1,416	2	1,416	—	—	—	—
4	1,374	4	1,374	2	1,374	3	1,374
2	1,336	2	1,336	2	1,333	3	1,333
7	1,296	7	1,296	7	1,296	7	1,296
4	1,249	4	1,249	4	1,249	4	1,249

Условия съемок. Со и Си — антикатоде без фильтра, $V = 40$ кв, $J = 10$ ма; $2R = 57,3$ или 86 мм; $\alpha = 0,5$ мм.

Примечание. 1 — хлорит-гидрослюдистый аргиллит готериз — баррэма (Сургутская опорная скважина, обр. 22); 2 — каолинит-хлорит-гидрослюдистый аргиллит верхней юры (Пудинская опорная скважина, обр. 4); 3 — гидрослюдистый аргиллит верхней юры (Пудинская опорная скважина, обр. 436); 4) каолинит-гидрослюдистый аргиллит нижней — средней юры (Пудинская опорная скважина, обр. 490)

Химические анализы тонких фракций, выделенных из аргиллитов устойчивого комплекса глинистых минералов

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	46,16	43,83	45,23	46,74	45,80	45,80	47,28	50,91	49,17	47,23	48,52	47,03	46,84	42,83	45,48
TiO ₂	1,29	1,46	0,88	0,76	0,65	0,89	1,00	1,04	1,14	0,81	1,20	1,30	1,50	1,40	1,37
Al ₂ ● ₃	19,57	17,92	16,96	23,88	21,08	17,03	21,62	20,78	22,63	25,14	29,66	27,62	29,36	28,05	33,74
Fe ₂ ● ₃	6,65	6,28	8,09	10,78	8,98	9,63	8,88	5,38	6,28	Нет	1,13	5,58	4,59	2,69	0,48
FeO			Не определялось				3,59	2,59	2,31	1,90	1,86	1,80	2,15	1,36	1,72
CaO	0,29	0,33	0,51	0,20	0,21	0,17	1,05	0,42	0,24	0,42	0,1	0,24	0,14	0,07	0,17
MgO	2,88	2,85	3,89	4,71	5,17	4,24	3,69	2,62	2,91	2,74	2,17	2,04	2,10	3,63	1,57
MnO	0,04	0,04	0,13	0,10	0,07	0,05	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,04	0,02
S			Не определялось				—	0,18	—	—	—	0,01	0,01	—	0,02
Na ₂ O	0,58	0,77	2,60	1,46	1,18	1,07	0,91	1,18	0,8	0,83	0,73	0,53	0,67	0,40	0,16
K ₂ O	3,83	3,73	3,00	4,20	3,42	3,50	3,95	3,84	4,28	5,88	5,20	3,99	4,24	4,03	2,89
П.п.п.			Не определялось				8,42	10,82	10,38	8,93	8,80	9,12	9,72	14,48	12,14
H ₂ O ⁺							3,64	3,50	2,60	5,86	1,34	3,06	1,36	0,87	0,52
Σ С _д мм а							100,46	100,51	100,64	99,77	100,73	100,55	100,56	99,85	100,28
Глинистые минералы по данным рентгенографических анализов	Гидрослюда и хлорит									Гидрослюда и очень мало хлорита	Гидрослюда, каолинит, мало хлорита		Гидрослюда и каолинит		Каолинит с примесью гидрослюда и хлорита
Фации	Морская									Континентальная					

Примечание. 1, 2 — темно-серые аргиллиты галаажина (Сургутская опорная скважина, обр. 8 и 13а); 3, 4 — темно-серые аргиллиты галаажина (Ново-Васюганская опорная скважина, обр. 125 и 141); 5, 6 — черные аргиллиты верхней юры (Ново-Васюганская опорная скважина, обр. 150 и 171); 7 — темно-серые и 8, 9 — черные аргиллиты верхней юры (Тымская опорная скважина, обр. 190р, 28с и 32а); 10 — темно-серые аргиллиты верхней юры (Пудинская опорная скважина, обр. 436); 11 — темно-серые аргиллиты нижней — средней юры (Пудинская опорная скважина, обр. 490); 12—15 — углистые и темно-серые аргиллиты нижней — средней юры (Тымская опорная скважина, обр. 206р, 229р, 222р, 243р); 1—6 по данным количественных спектральных анализов (Е. П. Берман, Н. М. Бабица, А. С. Черевко); 7—15 — химические анализы (Л. Т. Кудрина, Р. М. Моносова, Л. И. Щеглова).

Среди терригенных зернистых пород изучены песчаники и алевролиты. В разрезах по появлению вторичных цементов и изменению обломочного косяка пород довольно четко выявляются четыре зоны (рис. 35 и 36).

Зона глинистых и карбонатных цементов включает отложения мощностью 750—1664 м до глубины приблизительно 1300—1664 м. В среднем Приобье это нижне-верхнемеловые отложения, в восточной части района — меловые и юрские.

Преобладают рыхлые и слабосцементированные породы, физические параметры которых изменяются следующим образом: коэффициент открытой пористости падает от 40,6 до 32,9—22,46% (редко до 10,6—3,2%) для песчаников и от 30—31,6 до 21,8—14,09% для алевролитов; плотность резко увеличивается от 1,54 до 2,42 г/см³ для песчаников и менее резко — от 1,81 до 2,14—2,30 г/см³ для алевролитов; удельный вес колеблется от 2,64 до 2,80 г/см³ и в среднем равен 2,64—2,69 г/см³. Каких-либо существенных изменений структурно-текстурных особенностей пород не наблюдается. Состав цемента сложный: первично- и вторично-глинистый, хлоритовый и карбонатный. Тип цементации: базальный, поровый, пленочно-поровый, пойкилитовый и разведения. Нередко цемент отсутствует. Первично-глинистый цемент базального и порового типа в разрезе зоны крайне разнообразны. Наблюдаются неоднородный глинистый цемент с большим количеством мелкого (порядка 0,01—0,001 мм) терригенного материала — кварца, полевых шпатов, хлоритов, гидрослюд; глинистая фракция представлена монтмориллонитом, каолинитом и диоктаэдрической гидрослюдой; иногда отмечается железистый хлорит. Степень раскристаллизации глинистого вещества слабая. Так же, как и в глинах, в песчаниках с первично-глинистым цементом раскристаллизация глинистого вещества начинается вокруг обломков.

Вторично-глинистый цемент каолинитового и железисто-монтмориллонитового состава. Мономинеральный каолинитовый цемент выполняет отдельные поры в песчаниках и меньше алевролитах. Породы с каолинитом прослеживаются начиная от коньяк — сантон — компана и кончая средней юрой. Fe-монтмориллонитовый цемент базального и пленочно-порового типа приурочен к отсортированным песчаникам и алевролитам. В тех же случаях, когда цементом является терригенный алевропелитовый материал, Fe-монтмориллонит приобретает локальное распространение и приурочивается к трещинам и отдельным порам. Морфология агрегатов монтмориллонита всецело определяется типом вмещающей породы. Под микроскопом минерал однороден, имеет бурую окраску и нередко плеохроитует. Показатели преломления $N_g = 1,585$; $N_m = 1,570—1,573$, $N_p = 1,560$. Повышенные значения показателей можно объяснить изоморфным замещением Al^{+3} на Fe^{+3} , что хорошо подтверждается данными химического анализа. Содержание Fe_2O_3 колеблется от 2,39 до 6,38%. Обычно монтмориллонит имеет волокнистое или колломорфное строение. Размеры волокон колеблются от 0,2—0,5 до 1—2 мм. Колломорфные образования достигают 2,5 мм. Отмечается парагенез со сферосидеритом. Рентгенографическое исследование значительного количества образцов показало, что описываемый минерал не однороден и состоит из смеси двух минералов — монтмориллонита и каолинита в разных соотношениях. Колломорфный характер свидетельствует, что описываемый минерал прошел стадию коллоида. По-видимому, его образование следует связать с преобразованием коллоидов, отложенных грунтовыми водами, циркулирующими в пористых породах (Казанский и др., 1960). В пределах зоны появляется пойкилитовый магnezально-железистый кальцит. Размеры зерен последнего не увеличиваются с глубиной, а всецело связаны с размерами порового пространства и, вероятно, зависят от концентрации раствора и термодинамических условий. Описывае-

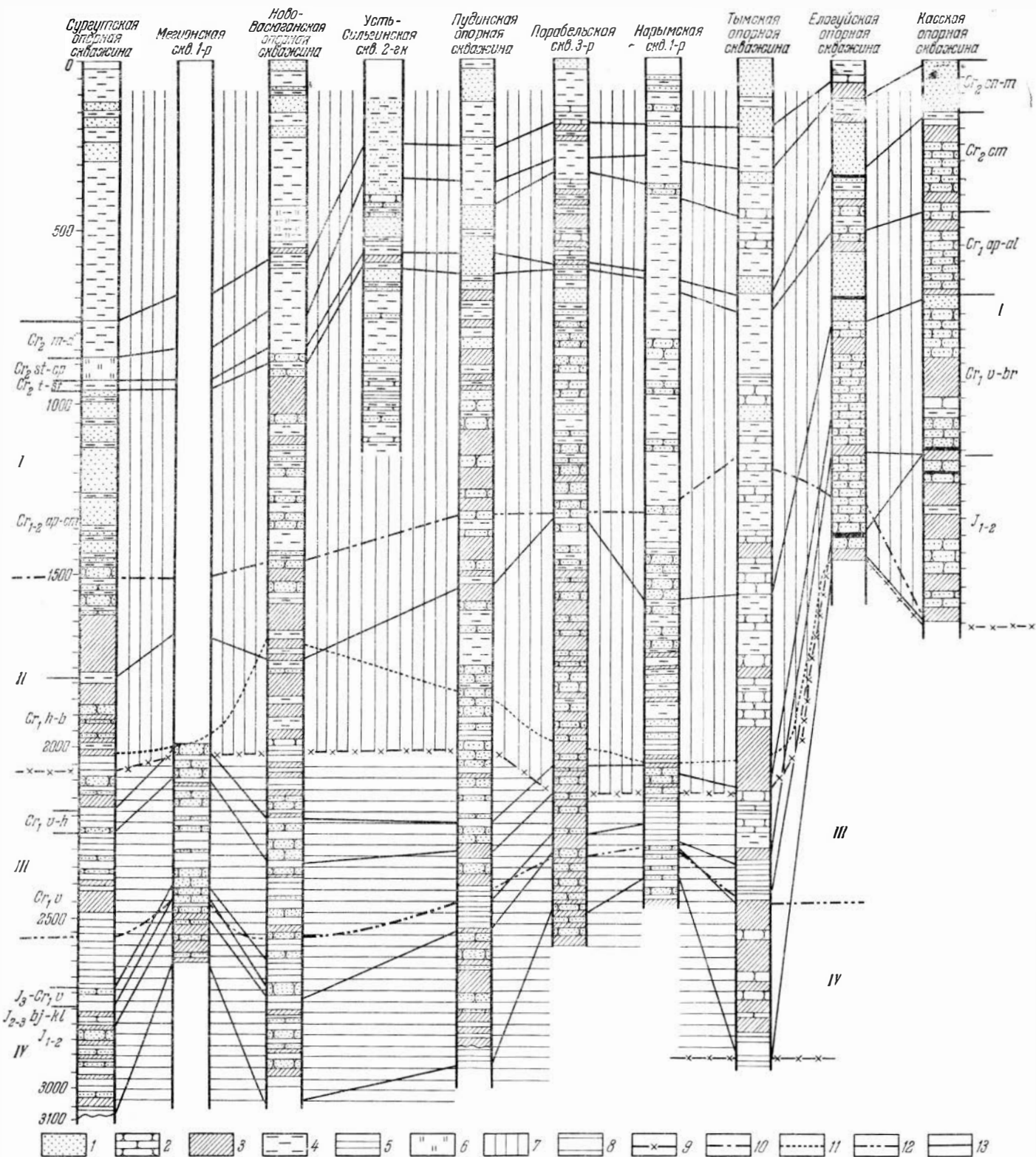


Рис. 36. Зоны эпигенеза в разрезах Западно-Сибирской низменности

1 — пески, 2 — песчаники, 3 — алевролиты; 4 — глины, 5 — аргиллиты, 6 — опоки. Зоны эпигенеза: для глинистых пород: 7 — зона неустойчивого комплекса глинистых минералов, 8 — зона устойчивого комплекса глинистых минералов, 9 — граница между зонами; для песчаников и алевролитов: I — зона глинизации и карбонатных цемента, II — переходная, III — зона хлоритового и альбит-кварцевого цемента, IV — зона альбит-кварцевого и серицитового цемента; 10 — верхняя граница II зоны; 11 — верхняя граница III зоны, 12 — верхняя граница IV зоны, 13 — граница между свитами

мый комплекс минералов прослеживается в разрезе и ниже пределов I зоны, примерно до глубины 1800—2000 м и реже до 2300 м, причем отмечается увеличение глубины с запада на восток. Изменения обломочных зерен проявляются неравномерно. В песчаниках с глинистым цементом отмечается незначительное растворение обломков кварца и полевых шпатов. В породах с монтмориллонитовым цементом интенсивно замещаются железисто-магнезиальные минералы: биотит, хлорит, глаукогнит, роговая обманка; их края постепенно растворяются и незаметно переходит в монтмориллонит. Появляются фестоначатые структуры.

Значительные изменения наблюдаются в терригенных породах с кальцитовым цементом. Последний интенсивно внедряется по трещинам спайности, замещая биотит, мусковит, полевые шпаты, и нередко здесь возникают коррозионные структуры, а в ряде случаев и алевролиты преобразуются во вторичные известняки.

В значительной степени изменен биотит; отмечается разбухание, сплошная деформация, поpaketное преобразование в хлорит, гидрослюда и монтмориллонит с выделением между пакетами пелитоморфного и зернистого сидерита; в некоторых песчаниках наблюдается почти полное замещение биотита сидеритом; местами он преобразуется в агрегат пелитоморфных окислов железа и титана; реже наблюдаются идиоморфные кристаллики анатаза и брукита.

Из минеральных новообразований распространены сульфиды (главным образом пирит). Из эпигенетического относится пирит с хорошей огранкой. Его образование связано с перекристаллизацией пелитоморфного пирита.

Переходная зона прослеживается от глубины 1300—1500 до 1700—2100 м, включая преимущественно верхне-, нижнемеловые и верхи нижнемеловых отложений; в разрезе Елогуйской опорной скважины, где мезозой граничит с палеозоем на глубине всего 1467 м, имеют место юрские отложения. Мощность зоны от 177 до 500—650 м. Породы более уплотнены. Физико-механические параметры закономерно изменяются: открытая пористость уменьшается от 31,5 до 24,78—11,89% в песчаниках и от 18,64 до 9,26% в алевролитах; плотность увеличивается от 1,71 до 2,31 г/см³ в песчаниках и от 2,13 до 2,40 г/см³ в алевролитах; удельный вес колеблется в пределах 2,60—2,72 г/см³.

Наряду со всеми признаками, характерными для вышележащей зоны, в переходной зоне наблюдаются новые признаки: интенсивно развивается магнезиально-железистый кальцит, появляются хлорит, идиоморфные новообразования кварца и альбита, регенерационные каемки кварца, конформные структуры и катаклаз. Цементом в песчано-алевровитовых породах переходной зоны являются: первично-глинистое вещество, новообразованные каолинит, хлорит, железистый монтмориллонит, магнезиально-железистый кальцит. Типы цемента: базальный, пойкилитовый, редко кристификационный, пленочный.

В песчаниках и алевролитах с первично-глинистым цементом базального и порового типа каких-либо существенных различий по сравнению с аналогичными в вышележащей зоне не наблюдается. Фракция <0,001 мм сложена каолинитом, монтмориллонитом и хлоритом. Значительно распространены песчаники с каолинитовым цементом порового типа. Такой цемент отмечен в верхней части зоны (покурская свита) и спорадически в нижней ее части (киялинская свита). В некоторых песчаниках наблюдается локальное распространение хлоритового цемента либо самостоятельно, либо наравне с другими типами цемента. Более распространен хлорит в мелко-среднезернистых песчаниках с хорошо выраженными крупными порами, где он формируется в виде тонкой пленочки шириной 0,002—0,01 мм или иголочек, образуя пленочный и кристификационный типы цемента. М. Ф. Соколова выделяет в переходной зоне два типа хлоритов: до глубины 1500—1600 м хлорит железистый, ниже магнезиально-

железистый. Песчаники с железисто-монтмориллонитовым цементом постепенно исчезают. Значительно развит магнезиально-железистый кальцит, характеризующийся изменчивым составом, о чем свидетельствуют как показатели преломления (N_o от 1,662 до 1,670), так и рентгеновская характеристика (рефлекс от плоскости 10 $\bar{1}$ 4 до 3,02 до 2,99 кХ), кристаллы с редкими трещинами спайности, отсутствуют полисинтетические двойники. Магнезиально-железистый кальцит прослеживается в разрезах Среднего Приобья примерно до верхней юры; для разреза Касской опорной скважины этот минерал не характерен. По-видимому, это обусловлено двумя факторами: 1) наложением процесса гипергенеза, под влиянием которого значительная часть темноцветных компонентов была разложена, 2) промытостью отложений и циркуляцией в последних маломинерализованных подземных вод.

Изменение обломочных зерен. В песчаниках с небольшим количеством цемента и без него редко наблюдается локально-конформная структура; отмечаются изогнутые полисинтетически-сдвойникованные плагиоклазы, плейхато-деформированные пластинки слюды, раздробленные зерна полевых шпатов и кварца. Наблюдаются зерна эпидота, сфена, граната с характерной ступенчатой («черепитчатой») поверхностью. Спорадически в некоторых песчаниках отмечается регенерация кварца и полевых шпатов: каемки регенерации развиты на зернах крайне неравномерно и имеют ширину 0,002—0,025 мм в пределах одного зерна; можно наблюдать также срастание нескольких зерен или «припаивание» мелких зернышек к центральному более крупному зерну.

Новообразования. Значительно распространены анатаз и брукит, которые встречаются в ассоциации с каолинитом. Новообразования альбита констатируются как в виде каемок регенерации, так и в виде идиоморфных образований. В песчаниках с хлоритовым цементом видно, что образование аутигенных кварца и альбита происходило позже хлорита: хлоритовая каемочка обычно прорвана растущими новообразованиями кварца и альбита. Как правило, эти последние не встречаются в песчаниках с первично-глинистым цементом.

Зона хлоритового и альбит-кварцевого цемента охватывает толщу нижнемеловых отложений мощностью 550—1000 (?) м и прослеживается от глубины 1700—2100 м до 2500—2700 (?). Породы становятся еще более плотными: открытая пористость изменяется от 32,5—15,53 до 2,19%, плотность увеличивается от 1,80—2,10 до 2,68 г/см³, удельный вес порядка 2,62—2,78 г/см³.

Описываемая зона характеризуется очень пестрым составом цемента, который складывается: кальцитом, магнезиально-железистым кальцитом, хлорито-глинистыми минералами, хлоритом, кварцем, альбитом. Наблюдаются разные комбинации в составе цемента, и, как правило, он имеет сложный состав. Типы цемента: базальный, порово-пленочный, пойкилитовый, разъедания, пленочный, крустификационный и регенерационный. В песчаниках с хлорит-глинистым цементом отмечается раскристаллизация хлорита вокруг обломков, реже в порах. Обычный тип цементации — базальный и поровый. При рентгенографировании тонкой фракции обнаруживается хлорит железистый, магнезиально-железистый, смешанно-слоистые монтмориллонит и гидрослюда диоктаэдрическая; в пестроцветных породах кроме этих минералов идентифицируются рефлексы гематита. Магнезиально-железистый хлорит в разрезе зоны развит значительно. Он образует крустификационный, пленочный и реже поровый цемент. Как правило, в ассоциации с хлоритовым цементом локально встречается регенерационный кварцево-альбитовый цемент, который для этой зоны наиболее характерен. Ширина каемок 0,016—0,064 мм, неравномерно развита вокруг зерен; в отдельных пластах образуются грани. В среднезернистых песчаниках с крупными порами возникают идиоморфные кварц и альбит, в

мелкозернистых песчаниках и алевролитах местами отмечаются значительная регенерация и растворение. Локальное развитие регенерационного кварцево-альбитового цемента объясняется исходным составом песчаников — почти все песчаники имеют полимиктовый состав: чем больше в них кварца и полевых шпатов, тем больше и новообразований кварца и альбита; пестрый состав исходного материала обуславливает пестрый состав новообразований. Карбонатные цементы характеризуются пойкилитовым и редко поровым типом. Размеры зерен кальцита не отличаются от описанных в вышележащих зонах и варьируют от 0,8 до 10 мм и более.

Изменения обломочных зерен. В этой зоне изменениям подвергаются наиболее устойчивые зерна кварца и полевых шпатов. Появляются конформные, инкорпорационные и реже мозаичные структуры, а также микролитизация между зернами: в полимиктовых песчаниках отмечается деформационная структура за счет глинистых и эффузивных пород, выжатых в поры; более резко проявляется катаклаз, разного рода изгибы и разломы зерен; трещинки в полевых шпатах обычно выполняются альбитом, реже кварцем. Отмечены обломки эпидота, сфена, граната с характерной ступенчатой поверхностью.

Аутигенные минералы. Помимо отмеченных новообразований, образующих цемент, встречаются также редкие эпидот и цонзит. Эти минералы приурочены к песчаникам со значительным содержанием обломочных минералов группы эпидота. Эти минералы образуют идиоморфные кристаллики, скопления и каемки регенерации.

Зона альбит-кварцевого и гидрослюдистого цемента прослеживается от 2500—2700 до 2850—3070 м, включая юрские отложения. Мощность зоны 189—570 м. Породы еще более уплотнены. Открытая пористость от 12 до 3%, в некоторых среднезернистых песчаниках 17,4—9,31%; плотность 2,17—2,52 г/см³, удельный вес в пределах 2,57—2,78.

В качестве цемента в разрезе зоны отмечены: карбонаты (кальцит, сидероплезит, кальцисто-железистый доломит), каолинит, диоктаэдрическая гидрослюда, кварц, альбит, лейкоксен. Типы цемента: поровый, базальный, пойкилитовый, регенерации и разъедания.

Карбонатный цемент прослеживается по всему разрезу. Преобладает кальцисто-железистый доломитовый цемент порового, базального и пойкилитового типа, ассоциируя с типом цемента разъедания. Размеры зерен не отличаются от аналогичных в вышеописанных зонах. Кальцит иногда сопутствует Са-Fe-доломиту. Сидерит образует отдельные нелигитоморфные скопления нередко вытянутой формы (возможно, по биотиту); размеры от 0,07—0,1 до 0,5—0,7 и 1 мм. Иногда тонкодисперсный мутно-серый сидерит перекристаллизован в яснокристаллический Са-сидероплезит и Са-пистомезит. Каолинитовый цемент порового типа по разрезу распространен значительно и, как правило, ассоциирует с другими типами и составами цемента в пределах одного пласта. Он образует чешуйки, листочки, вермикулитоподобные индивиды. Размер их от 0,014×0,02 до 0,07×0,14 мм. Отмечается увеличение количества каолинита по разрезу, причем вниз же уменьшается количество полевых шпатов; и здесь наблюдаются частично или полностью замещенные каолинитом обломки полевых шпатов. Однако каолинит в условиях зоны на глубине 2500—2800 м неустойчив и преобразуется в диксит.

Гидрослюдистый цемент характерен для этой зоны. Вначале наблюдается появление тонкой пленочки вокруг обломков, затем постепенно гидрослюдизация охватывает все глинистое вещество цемента. Гидрослюда хорошо окристаллизована, ее листочки достигают 0,02—0,04 мм, нередко сливаются в ориентированные чешуйчато-волокнистые агрегаты.

Альбит-кварцевый цемент типа регенерации распространен в пределах зоны крайне неравномерно. В песчаниках и алевролитах с большим содержанием первично-глинистого цемента (20—40%) и обломков глинистых

пород и сланцев цемент регенерации развит локально; А. Г. Коссовская объясняет это тем, что пленки глинистого вещества препятствуют свободному перемещению интерстиционных растворов и ограничивают радиус их эффективной диффузии. В аналогичных породах с небольшим количеством глинистого цемента и обломков глинистых пород регенерационный цемент приобретает первостепенное значение, и структура таких пород становится мозаичной.

Лейкоксеновый цемент порового типа распространен спорадически и развит в ассоциации с другими по составу и типу цементами. Его образование следует связывать с преобразованием ильменита, биотита и титаносодержащих растительных остатков в период раннего эпигенеза.

Изменение обломочных зерен. Отмечена каолинизация полевых шпатов и более поздняя гидрослюдазация зерен, не затронутых первым процессом. Изменениям подвергнут и биотит; собственно, его уже нет в песчаниках; вместо него наблюдаются сноповидные образования бесцветной гидрослюды и хлорита, между пакетами которых обычен сидерит. В некоторых разностях алевролитов и песчаников с малым количеством цемента отмечаются милонитизация зерен и зонки дробления на контакте между зернами кварца и полевых шпатов (см. рис. 31, 32), наблюдаются инкорпорационные и мозаичные структуры; чрезвычайно характерна микростилолитизация между зернами.

Аутигенные минералы помимо отмеченных в цементе представлены анатазом и брукитом в ассоциации с каолинитом; встречаются также иголки турмалина, обрастающие обломочный турмалин типа дравита.

Уголь и нефть

Метаморфизация органического вещества (уголь, нефть) происходит раньше, чем преобразуется минеральная часть осадочных пород (Аммосов, Тан Сю-и, 1961).

По изменению органического вещества И. И. Аммосов и Тан Сю-и предлагают различать ранние, средние и поздние процессы изменения осадочных пород. Ранние процессы изменения осадочных пород охватывают превращение органического материала в нефть, бурый уголь и уголь, переходный от бурого к каменному. Средние включают превращения неокисленных нефтей в легкие нефти и метановые газы, также изменение каменных углей от длиннопламенных до тощих включительно; превращение угольных битумов и частичную миграцию из углей в породы. К поздним процессам относятся превращение каменных углей в полуантрациты и антрациты.

Стадии изменения терригенных осадочных пород были изучены раньше (Пероэно, 1960), чем появилось достаточное количество данных по изменению органического вещества.

Поэтому проведение сравнительного анализа материалов, полученных совершенно разными исследователями, позволило оценить достоверность полученных выводов тех и других.

По данным А. Э. Конторовича и других (1964), на территории Западно-Сибирской низменности угли мелового и юрского возраста разнообразны. Характерны следующие типы: Б (бурые), Д (длиннопламенные), Г (газовые), П — Ж (паровично-жирные), К (коковые), а также переходные (коковые, переходные к паровично-спекающимся).

Бурые угли (Cr_2-I_{1-2}) располагаются на глубинах от 41 до 1925 м; содержание C^r в них изменяется от 67,61 до 75,41%; H^r — от 2,28 до 19,89%; A^c — от 1,24 до 23,63%. Содержание C^r несколько увеличивается с глубиной, а W^r — уменьшается в том же направлении.

Переходные разности от бурых к длиннопламенным ($Cr_{1-2} - I_{1-2}$) развиты на глубинах 42—1562 м; в них C^r колеблется от 73,47 до 77,71%;

Характер изменения терригенных зернистых пород и органического вещества (углей и нефтей)
(составила Г. Н. Перозио)

Стадия породообразования		Зона породообразования и цементации		Тип углей (по данным А. Э. Конторовича и А. С. Фомичева, 1963 г.)	Марка углей	Тип нефтей (по данным А. Э. Конторовича и О. Ф. Стасовой, 1962 г.)	Процессы	Группа стадий	Название углей		Нефтепродуктивность	
		глины	песчаники, алевролиты						(по И. И. Аммосову, 1961)			
Эпигенез	Начальный	Неустойчивого комплекса глинистых минералов	I зона глинизации и карбонатных цементов	Бурые	Б		Ранние	Б	Землистые, плотные, матовые, плотные, блестящие	Бурые	Главная	
			1100—1500 м	Переходные типы от бурых к длиннопламенным	Б-Д				Длиннопламенные			
			II переходная зона	Длиннопламенные	Д							
			2075—2200 м	Переходные типы от длиннопламенных к газовым	Д-Г				Газовые			
			III зона альбитокварцевого цемента	Газовые	Г							
	Глубинный	Устойчивого комплекса глинистых минералов	2550 м	Паровично-жирные	ПЖ		Средние	Д, Г	Газовые	Каменные		Второстепенная, по нефть высокого качества
			IV зона альбитокварцевого и серпичитового цемента	Переходные типы от паровично-жирных к коксовым Переходные типы от коксовых к паровично-спекающимся 3070	ПЖ-К К-ПС						Жирные	
			3070 и более								Коксовые отощенные	

Нг — от 4,35 до 5,1%; Vг — от 44,25 до 54,90%; W^л — от 0,77 до 13,5%; А^с — от 3,16 до 28,51%.

Длиннопламенные угли (Сг₁ — I₁₋₂) располагаются на глубинах 1086—1594 м; содержание Сг в них от 74,6 до 77,07%; Нг — от 3,21 до 5,6%; Vг — от 38,73 до 57,48%; W^л — от 5,43 до 9,98%; А^с — от 0,64 до 5,42%.

Переходные разности от длиннопламенных к газовым (Сг₁ — I₁₋₂) характерны для глубин 1323,9—2425,9; Сг в них от 77,4 до 82,4%; Нг — от 4,82 до 7,89%; Vг — от 23,08 до 80,09%; W^л — от 0,73 до 8,58%; А^с — от 2,55 до 7,72%.

Газовые угли (Сг₁ — I₁₋₂) встречаются на глубинах от 1895,5 до 2610 м; содержание Сг в них от 81,19 до 84,04%; Нг — от 5,40 до 7,33%; Vг — от 40,44 до 57,5%; W^л — от 0,40 до 2,53%; А^с — от 1,21 до 12,28%.

Паровично-жирные угли (I₁₋₃) встречаются на глубинах 2077,5—2614, 25 м; Сг в них колеблется от 83,3 до 85,05%; Нг — от 5,5 до 6,73%; Vг от 38,66 до 46,40%; W^л — от 0,28 до 3,06%; А^с — от 2,03 до 4,76%.

Коксовые угли (I₁₋₂) обнаружены на глубинах 2586,4—2594,2 м; содержание Сг в них 86,05%; Нг — 8,48%; W^л — 0,28%; А^с — 3,01%.

Переходные от коксовых к паровично-сжигающимся угли (I₁₋₂) встречаются на глубинах 3057,2—3064,2 м. Сг в них составляет 88,2%; Нг — 5,28%; Vг — 25,19%; W^л — 0,96%; А^с — 3,27%.

Приведенные данные показывают, что появление более измененных типов углей приурочено к более погруженным участкам. С увеличением глубины увеличивается количество органического углерода (Сг) в углях, что обуславливает более высокую степень углефикации. Таким образом, по изменению органического вещества углей намечается определенная зональность: бурые угли постепенно сменяются длиннопламенными, затем газовыми, паровично-жирными и на больших глубинах — коксовыми и переходными к паровично-сжигающимся (рис. 37).

Сопоставление характера изменения терригенных осадочных пород и углей проведено по изученным районам Среднего Приобья и восточной части низменности. По имеющимся для этих районов данным в I зоне зернистых осадочных пород развиты бурые угли, во II — длиннопламенные, переходные к газовым, в III — газовые и в IV паровично-жирные; на границах между зонами развиты переходные разности указанных типов углей.

При сопоставлении всех имеющихся данных по углям и зональности терригенных пород наблюдается некоторое перекрытие зон, объясняемое различием в их мощности и положении в разрезах для различных районов. Так, в I зоне зернистых пород помимо бурых отмечены и длиннопламенные угли, во II зоне — длиннопламенные, переходные к газовым и частично газовые; в III — газовые и частично паровично-жирные; в IV — газовые, паровично-жирные, коксовые и переходные к паровично-сжигающимся. Последний тип приурочен к глубинам свыше 3000 м; в породах, залегающих на таких глубинах, уже появляются признаки начального метатенеза (Пероззо, 1960).

Как было отмечено выше, I и II зоны терригенных зернистых пород относятся к стадии начального эпигенеза; по И. И. Аммосову (1961), бурые угли и угли, переходные к каменным, охватывают ранние процессы изменения органического вещества; III—IV зоны терригенных зернистых пород соответствуют стадии глубинного эпигенеза; зоны развития каменных углей от длиннопламенных до паровично-сжигающихся, по И. И. Аммосову, охватывают средние процессы изменения органического вещества. Таким образом, стадиям начального эпигенеза терригенных зернистых по-

¹ Сг — органический углерод; Нг — водород; Vг — количество летучих; W^л — влажность, А^с — зольность.

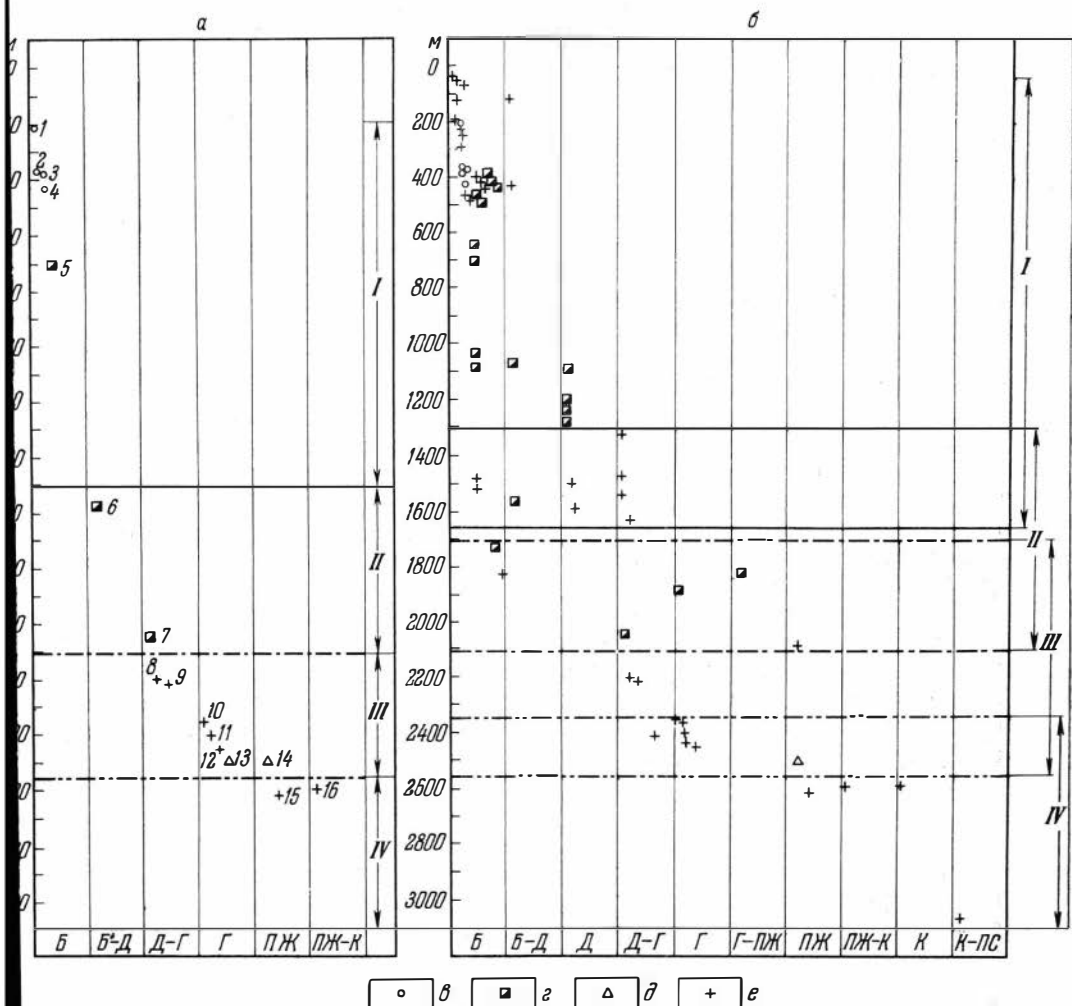


Рис. 37. Характер изменения типов углей

а — для района широтного течения р. Оби, б — для разных районов Западно-Сибирской низменности

1 — Елогуйская скв. 22; 2, 3 — Елогуйская скв. 38; 6, 7 — Покурская опорная скважина; 8, 9 — Назинская скв. 4-р; 10 — Усть-Сильгинская скв. 4-р; 11, 12 — Усть-Сильгинская скв. 3-р; 13, 14, 15 — Александровская скв. 3-р; 16 — Назинская скв. 1-р. Зоны эпигенеза для зернистых пород: I — зона глинизации и карбонатных цементов, II — переходная; III — зона альбит-кварцевого цемента, IV — зона альбит-кварцевого и гидрослюдистого цемента. Типы углей: Б — бурые, Д — длиннопламенные, Г — газовые, ПЖ — паровично-жирные, К — коксовые, ПС — паровично-спекающиеся; Б-Д, Д-Г, Г-ПЖ, ПЖ-К, К-ПС — переходные разности. Возраст углей: в — верхнемеловые, г — нижнемеловые, д — верхнеюрские, е — нижне-среднеюрские

род на изученной территории соответствуют ранние процессы изменения органического вещества; стадиям глубинного эпигенеза зернистых пород — средние процессы изменения органического вещества.

По данным А. Э. Конторовича и О. Ф. Стасовой (1964), в составе нефтей из отложений чехла Западно-Сибирской низменности отчетливо видна определенная закономерность: сверху вниз уменьшаются удельный вес нефтей, содержание в них асфальто-смолистых веществ и серы. Изменяется также их углеводородный состав: увеличивается количество метановых и уменьшается количество ароматических углеводородов. Авторы различают три группы нефтей.

I группа приурочена к отложениям куломзинской, тарской и вартовской свит (Cr_1^{v-h}). Это наиболее тяжелые ($d_{4}^{20}=0,85-0,94$), сернистые

(до 2—3%) и смолистые (8—24%) нефти. По углеводородному составу они относятся к метаново-нафтенно-ароматическому типу. Дистиллят содержит 38—45% метановых, 23—32% нафтенных и 22—38% ароматических углеводородов.

II группа приурочена к верхним горизонтам тюменской свиты (I_{1-2}), локозовской (I_{2-3}) свите, барабинской (I_3) и ачимовской ($Сг^{v_1}$) пачкам. Удельный вес нефтей — 0,84—0,87, содержание асфальто-смолистых веществ — 6—10%, серы — 0,3—1,5%. В их составе увеличивается роль метановых и уменьшается роль нафтенных и ароматических углеводородов. Метановые углеводороды составляют 34—46% на дистиллят, нафтенные 20—33%, ароматические 25—35%. По углеводородному составу дистиллята нефти относятся к метаново-нафтенно-ароматическому типу.

III группа нефтей приурочена к низам тюменской свиты (I_{1-2}) и вогулкинской толще (I_3), залегающих на фундаменте. Это наиболее легкие нефти с удельным весом 0,76—0,83, малосернистые (0,2%). Во всех фракциях дистиллята преобладают метановые углеводороды, количество нафтенных и ароматических углеводородов пониженное. Красноленинская нефть характеризуется полным исчезновением нафтенных углеводородов в высших фракциях. Характерно высокое содержание в них парафинов (от 5—8 до 30—90%).

Выявленные типы нефтей приурочены к различным зонам терригенных зернистых пород. Так, нефти I группы характерны для II зоны терригенных пород; нефти II группы — для III зоны терригенных пород и, наконец, III группа нефтей располагается в самых низах IV зоны (табл. 6). Границы между зонами зернистых пород взяты по данным для разреза Сургутской опорной скважины (см. рис. 36).

ВЫВОДЫ

1. Эпигенетические изменения в породах региональны. Установленные в изученных районах зоны хорошо сопоставляются с зонами А. Г. Коссовской и В. Д. Шутова (1955) и А. Г. Коссовской (1962) для Вилюйской впадины и Западного Верхоянья.

2. Подтверждается правильность выводов Ф. Петтиджона (Pettijohn, 1949) и Л. Б. Рухина (1953а, б) о региональном развитии карбонатных цементов в более молодых породах и на меньших глубинах и преобладании кварцевых цементов в более древних породах и на больших глубинах.

3. Общим для всего разреза является более интенсивное преобразование пород морского генезиса, начинающееся на меньших глубинах по сравнению с изменением пород континентальных и красноцветных лагунных. Эта черта осадочных пород была подмечена ранее З. Л. Свиковским (Sujkowski, 1958).

Характерна избирательность процессов эпигенеза в зернистых породах, что обусловлено первичным составом пород, количеством и составом цемента, мощностью слоя и т. д. Песчаные и алевроитовые породы с обильным первично-глинистым цементом в зоне эпигенеза ведут себя так же, как глины. Наиболее сложный характер процессы эпигенеза приобретают в зернистых породах с первоначально свободными порами.

5. Ассоциации образующихся аутигенных минералов находятся в определенной связи с солевым составом, минерализацией и температурой подземных вод (см. рис. 35).

6. Важное значение для территории Западно-Сибирской низменности имеет прогнозирование нефтеносности. И. И. Аммосов и другие (1961) полагают, что о нефтеносности и стадиях изменения осадочных пород можно судить по стадиям изменения угля. По его мнению, промышленные месторождения нефти связаны с довольно узким диапазоном стадий

изменения осадочных пород, нефтеносность убывает в породах, претерпевших глубокие метаморфические изменения. Изучение изменения терригенных пород и сопоставление этих данных с характером преобразования органического вещества (углей и нефтей) позволяет прийти к выводу о перспективности I, II и III зон зернистых терригенных пород на поиски главных месторождений нефти, второстепенные месторождения нефти высокого качества могут быть обнаружены в пределах IV зоны.

ЛИТЕРАТУРА

- Аммосов И. И. и Тан Сю-и. Стадия изменений углей и парагенетические отношения горючих ископаемых. Изд-во АН СССР, 1961.
- Булынная А. А. К вопросу о выделении пировской свиты в Чулымо-Енисейском районе Западно-Сибирской низменности.—Труды СНИИГГИМС, вып. 9, 1960.
- Булынная А. А., Сурков В. С. Геологическое строение и перспективы нефтегазонасыщенности юго-восточной части Западно-Сибирской низменности.—Труды НТГУ, № 2. Гостоптехиздат, 1962.
- Гурари Ф. Г. Геология и перспективы нефтегазонасыщенности Обь-Иртышского междуречья.—Труды СНИИГГИМС, вып. 3, 1959.
- Гурари Ф. Г. О выделении новой локозовской свиты в юрских отложениях Среднего Приобья.—Докл. АН СССР, 1962, 143, № 1.
- Казанский Ю. П., Перозин Г. Н., Соколова М. Ф. Об эпигенетическом монтмориллоните из мезозойских отложений Западно-Сибирской низменности.—Докл. АН СССР, 1960, 135, № 4.
- Калинко М. К. Песчаные породы. Справочное руководство по петрографии осадочных пород, т. II. Гостеолтехиздат, 1958.
- Контарович А. Э., Стасова О. Ф., Фомичев А. С. Нефти базальных горизонтов осадочного чехла Западно-Сибирской плиты. Геология нефтегазонасыщенных районов Сибири.—Труды СНИИГГИМС, вып. 32, 1964.
- Косовская А. Г. Минералогия терригенного комплекса Вилюйской впадины и Западного Верхоянья.—Изд-во АН СССР, 1962.
- Косовская А. Г., Шуров В. Д. Зоны эпигенеза в терригенном комплексе мезозойских и верхнепалеозойских отложений Западного Верхоянья.—Докл. АН СССР, 1955, 103, № 6.
- Острый Г. Б., Резапов А. Н. Стратиграфия палеозойских и мезозойских отложений северо-восточной части Западно-Сибирской низменности.—Труды СНИИГГИМС, вып. 1, 1959.
- Острый Г. Б., Резапов А. Н. Некоторые вопросы геологии северо-восточной части Западно-Сибирской низменности. Материалы по геологии Красноярского края. Гостеолтехиздат, 1960.
- Перозин Г. Н. Эпигенетическая зональность в терригенных породах мезозоя центральной части Западно-Сибирской низменности.—Докл. АН СССР, 1960, 135, № 5.
- Ростовцев Н. Н. Западно-Сибирская плита. Тектоника нефтеносных областей, т. II. М., Гостоптехиздат, 1958.
- Рудкевич М. Я., Гурари Ф. Г., Комаровская Н. В., Тележенко А. И. Соотношение структурных планов по различным поверхностям платформенного чехла Западно-Сибирской плиты.—Труды ЗапСибНИГНИ, вып. 1. М., изд-во «Недра», 1965.
- Рухин Л. Б. Основы литологии. Гостоптехиздат, 1953а.
- Рухин Л. Б. Окаменение осадочных отложений.—Вестн. Ленингр. гос. ун-та, 1953б, № 7.
- Burst J. E. Postdiagenetic clay mineral environment relationships in the gulf coast Eocene.—Proceedings of the 6th National Conference on Clay and Clay Minerals. London, 1959.
- Flawn P. Petrographic classification of argillaceous sedimentary and Low-grade metamorphic rocks in subsurface. Bull. Amer. Ass. Petr. Geol., Vol 37, № 3, 1953.
- Grim R. E. Concept of diagenesis in argillaceous sediments. Bull. Amer. Ass. Petr. Geol., Vol. 42, № 2, 1952.
- Pettijohn F. J. Lification and diagenesis. Sedimentary rocks. USA, 1949.
- Sujkowski Zb. L. Diagenesis. Bull. Amer. Ass. Petr. Geol., Vol. 42, № 11, 1958.
- Weaver Ch. E. Geological interpretation of argillaceous sediments. Part 2. Bull. Amer. Ass. Petr. Geol., Vol 42, № 2, 1958.

КАТАГЕНЕЗ И ГЛУБИННЫЙ ЭПИГЕНЕЗ В ГРАНУЛЯРНЫХ КОЛЛЕКТОРАХ НЕФТИ УСТЬ-БАЛЫКСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Вторичные изменения в терригенных породах, заполненных нефтью, изучались многими исследователями (Gilbert, 1949; Heald, 1950, 1956; Lowry, 1956; Siever, 1959; Чепиков и др., 1959; Füchtbauer, 1961), которые приходят к выводу, что ухудшение коллекторских свойств и полная потеря пористости нередко обусловлены развитием аутигенеза и структур гравитационного уплотнения. Поскольку нефть прекращает процессы формирования аутигенных минералов (Lowry, 1956), последние можно использовать как фиксаторы прихода нефти в коллектор (Чепиков др., 1959).

Д. М. Тейлор (Taylor, 1950) впервые предложила изучать причину потери пористости по изменению типов контактов между зернами и числа контактов на зерно. А. А. Гейтер (Gaither, 1953) изучил пористость и зерновые соотношения в экспериментальных песках. Н. Фюхтбауэр (Füchtbauer, 1961) предложил использовать процент вторично растущего кварца для реконструкции истории нефтяных месторождений.

В настоящей работе применена методика стадийного анализа нефтеносных пластов. Методика предусматривает предварительный стадийный анализ терригенных пород всего региона с целью установления зональности разреза и характерных парагенетических минеральных ассоциаций и структурно-текстурных признаков для каждой стадии породообразования. В комплекс исследований отдельных пластов включены: детальные микроскопические исследования гранулометрического и минералогического состава обломков, количества и состава первичного и вторичного цемента, процент вторично растущего кварца, процент растворенного кварца, числа и типов зерновых контактов, рентгеноструктурный анализ глинистых и карбонатных минералов, количественный спектральный анализ с определением Mn, Sr, Ti, Ni, Co, V, Cr, Pb, Ba.

Все подсчеты проводятся в шлифах общепринятыми методами. Подсчет процентного содержания вторично растущего и растворенного под давлением кварца проводится визуально в шлифах, при этом количество обломочного кварца принимается за 100%. Оценивается также процент частично и полностью регенерированных зерен. Количество вторичного кварца вычисляется по формуле, предложенной А. В. Копелиовичем (1965):

$$\left(\frac{V_{\Delta}}{V_n} = \frac{d_k}{d_n} \right)^3 - 1,$$

где V_{Δ} — изменение объема зерна после регенерации; V_n — начальный объем зерна; d_n — размер зерна начальный; d_k — размер зерна конечный.

При подсчете различных типов зерновых контактов различаются первичные и вторичные контакты. К первичным отнесены: касательные, или

точечные, когда зерна соприкасаются в одной точке, прямые-первичные, когда контакт имеет какую-то линейную протяженность. Среди вторичных различаются: прямые-вторичные, когда зерна соприкасаются вновь выросшими гранями, выпукло-вогнутые, когда зерна имеют волнистый контакт, и сутурные, когда соприкасающиеся зерна соединяются шипами (сутурами).

Для суждения о составе карбонатов используется межплоскостное расстояние d/n от плоскости (1014). Интенсивность эпигенеза подсчитывается по формуле

$$Y = \frac{W}{P} + A,$$

где Y — интенсивность эпигенеза; W — содержание вторичных контактов (в %); P — содержание первичных контактов (в %); A — число контактов на зерно.

Детальными исследованиями охвачены пласты Б_I, Б_{II}, Б_{III}, Б_{IV} и Б_V. Проанализированы образцы, отобранные из скв. 82-р, 87-р, 66-р, 72-р, 80-р, 88-р, 74-р и 64-р. Всего было изучено около 200 образцов. Большинство из них характеризует нефтеносные пласты, меньшая часть — водоносные.

Комплекс пластов Б_I — Б_V приурочен к тарской свите (рис. 1). По данным Ю. В. Бадучана, И. И. Нестерова и др. (1964) эти пласты относятся к усть-балыкской подсвите. Возраст ее как готеривский определен по фораминиферам зоны с *Trochammina giroidiniformis*, которые встречаются от кровли до подошвы подсвиты. Общая характеристика пластов дается по материалам Ю. В. Бадучана и других (1964) с дополнениями автора; детальный анализ — по данным автора, М. Ф. Соколовой и Н. Т. Мандриковой.

Пласт Б_I залегает на глубинах 2042—2125 м и представлен преимущественно песчаниками светло-серыми, неравномернозернистыми (от мелко-крупно-среднезернистых до мелкозернистых алевроитовых), полимиктовыми, слабо сцементированными, с редким углистым детритом и линзочками витрена. Углистый детрит и слюды обуславливают прерывистую горизонтальную и четкую полого-косую слоистость. Меньшую роль играют алевролиты крупнозернистые песчаные и крупно-мелкозернистые также полимиктовые. Изредка встречаются пропластки аргиллитов до 0,5 м и песчаники с пойкилитовым кальцитовым цементом. В подошве пласта иногда встречается галька аргиллитов диаметром до 1 см (скв. 72-р, 76-р, 215-р). В кровле пласта обычно прослеживается прослой алевролита зеленоватого с угловатыми обломками кварца мощностью до 20—25 см. Общая мощность пласта 8—13 м, эффективная 4—11 м.

Нефтенасыщенные породы пласта Б_I изучены автором в разрезах скв. 80-р, 72-р, 74-р, 87-р, 82-р, и 66-р; контакт нефть — вода прослеживается в разрезе скв. 88-р; водонасыщенные породы — в разрезе скв. 64-р.

Пласт Б_{II} вскрыт на глубинах 2057—2144 м и представлен песчаниками мелко- и среднезернистыми и реже алевролитами крупно- и мелко-крупнозернистыми, преимущественно полимиктовыми с глинистым цементом. Иногда среди них встречаются прослой с пойкилитовым кальцитовым цементом. Местами в кровле пласта встречаются плоские окатанные гальки аргиллитов (скв. 72-р и 76-р). В северном направлении по оси структуры в середине пласта появляются аргиллиты мощностью 9—15 м.

Нефтенасыщенные породы пласта Б_{II} изучены в разрезах скв. 72-р и 80-р; контакт нефть — вода прослеживается по разрезу скв. 74-р; водонасыщенные породы изучались в разрезах скв. 66-р, 82-р и 87-р.

Тип	Порода	Размер обломков, мм	Размер			
			Песчаная фракция			
			крупная	%	средняя	%
I	Песчаник мелко-крупно-среднезернистый	От 0,1 до 0,8—1,0	От 0,5 до 0,8—1,0	15—20	От 0,25 до 0,35—0,5	50—70
II	Песчаник крупно-мелко-среднезернистый	0,1—0,64	От 0,5 до 0,6—0,64	5—10	0,25—0,3	65—70
III	Песчаник мелко-среднезернистый	От 0,1—0,16 до 0,4—0,6	0,5—0,6	5—7	От 0,25 до 0,4—0,5	50—70
IV	Песчаник крупно, средне-мелкозернистый	От 0,1 до 0,75	0,5—0,75	10—15	0,25—0,5	30—35
V	Песчаник средне-мелкозернистый	От 0,08—0,12 до 0,3—0,5	0,5	2—3	От 0,25 до 0,3—0,5	5—40
VI	Песчаники средне-мелкозернистые алевритовые и алевритистые	От 0,016—0,08 до 0,3—0,5, редко 0,6	0,5—0,6	3—5	От 0,25 до 0,3—0,5	От 5—10 до 30
VII	Песчаники мелкозернистые алевритовые и алевритистые	От 0,03—0,08 до 0,16—0,35	—	—	0,25—0,35	От 5—6 до 10

Пласт Б_{III} прослеживается по всему месторождению в разделяющих пласты Б_{II} и Б_{IV} аргиллитах и имеет мощность от 2 до 5 м (рис. 2). Он сложен песчаниками мелкозернистыми, алевритовыми и меньше алевритами мелко-крупнозернистыми, полимиктовыми с глинистым цементом. Нефтенасыщенные породы пласта Б_{III} изучены в разрезе скв. 80-р.

Пласт Б_{IV} вскрывается на глубинах 2082—2168 м и имеет мощность 2—10 м. Пласт хорошо прослеживается по всему месторождению и имеет четкие кровлю и подошву. Он сложен песчаниками светло-серыми мелко- и среднезернистыми; в кровле с глинисто-кальцитовым, в подошве с глинистым цементом. Налеты углистого детрита обуславливают тонкую горизонтальную слоистость; иногда встречаются линзочки витрена. От пласта Б_V отделяется алеврит-аргиллитовой пачкой мощностью 12—18 м. Нефтенасыщенные породы изучены в разрезе скв. 80-р.

Пласт Б_V вскрыт на глубинах 2102—2188 м; он представлен песчаниками серыми, мелкозернистыми и алевритами мелко-крупнозернистыми полимиктовыми с глинистым цементом. Встречаются редкие пласты с карбонатным цементом. Мощность пласта 6—13 м. В разрезе скв. 80-р изучены породы на контакте нефть — вода.

песчаников

зерен, мм				Распространение	
		Алевролитовая фракция		Скважина	Пласт
мелкая	%	крупно-мел- козернистая	%		
От 0,1 до 0,16—0,25	10—30	—	—	64-р и 66-р (Усть-Балыкские)	Б _I
0,1—0,16	25—30	—	—	66-р	Б _I
От 0,1—0,16 до 0,25	30—50	—	—	80-р	Б _{II}
				64-р, 66-р, 80-р	Б _I
0,1—0,12	50—60	—	—	80-р	Б _I
0,1—0,16 или 0,16—0,25	57—90	—	—	80-р, 72-р, 74-р, 87-р, 82-р, 66-р, 88-р	Б _I
				80-р	Б _{II} , Б _{IV}
0,1—0,16 или 0,16—0,25	50—75	0,05—0,008	5—25	80-р, 72-р, 88-р, 80-р, 66-р	Б _I Б _{II}
0,1—0,12 0,1—0,16 0,16—0,25	50—90	От 0,03— —0,05 до 0,08	От 5—6 до 30—45	80-р, 72-р, 74-р, 88-р, 82-р	Б _I
				80-р, 82-р, 66-р 80-р	Б _{II} Б _{III} , Б _{IV} , Б _V

Детальное изучение показало, что породы пластов Б_I—Б_V имеют близкий состав и однотипные вторичные изменения, поэтому в дальнейшем они описываются совместно. Характеризуя специфику вторичных изменений, рассмотрим: типы и состав пород, цемент, изменение обломочных зерен, эффект фильтрации, типы зерновых контактов, время формирования карбонатов, интенсивность элигенеза.

ТИПЫ И СОСТАВ ПОРОД

Пласты Б_I—Б_V слагаются разнообразными песчаниками, алевролитами и аргиллитами (см. рис. 1, 2).

Песчаники

Все изученные песчаники имеют светло-серую или зеленовато-серую окраску, а пропитанные нефтью — буроватую. Макроскопически по типу цемента их можно разделить на глинистые, слабо-глинистые и карбонатные. Степень цементации различна: первые и вторые бывают слабо и довольно прочно сцементированы, третьи — наиболее крепкие.

Размеры обломочного материала испытывают значительные колебания. Разнообразные комбинации крупных, средних и мелких песчаных зерен и алевритовой примеси позволяют выделить семь разновидностей песчаников. Характерные размеры зерен и их процентное соотношение, а также распределение по разрезам приведено в табл. 1.

Наиболее распространены песчаники средне-мелкозернистые, нередко алевритовые и алевритистые (V и VI типы). Обломки изометричные и реже удлиненные угловатые, таблитчатые, обычно не окатанные и полуокатанные и редко хорошо окатанные.

Алевролиты

Алевролиты очень близки к песчаникам. Они серые и зеленовато-серые, нефтеносные — бурые. Отличаются от песчаников большей глинистостью и уплотненностью; некоторые прослои имеют кальцитовый цемент. По размеру обломочного материала выделяется пять разновидностей алевролитов. Данные о размерах обломков и их процентном соотношении приведены в табл. 2. Наиболее распространены алевролиты I—IV типов, редко встречается тип V. Форма обломочного материала изометричная и удлиненная или таблитчатая. В шлифах алевролиты нередко обнаруживают слоистость, обусловленную расположением обломков по удлинению, а также длинными пластинками темных слюд и нередко обугленного растительного детрита.

По составу песчаники и алевролиты близки между собой. В соответствии с классификацией А. Г. Коссовской (1962) среди них выделяются три семейства: кварцевых песчаников, аркозов и граувакк.

Семейство кварцевых песчаников. В изученных разрезах встречаются две разновидности:

а) олигомиктово-кварцевые песчаники, в которых кварц составляет 53,0%, полевые шпаты 22,0% и обломки пород — 25% (скв. 64-р, пласт Б_I);

б) аркозово-кварцевые песчаники, которые содержат кварц от 50,8 до 52,6%, полевые шпаты 26,3—34,1% и обломки пород от 14,6 до 22,9% (скв. 66-р, 82-р, пласт Б_I, скв. 80-р, пласты Б_{II}, Б_V). Обе разновидности встречаются сравнительно редко. Повышенные количества кварца обычно обусловлены увеличением или уменьшением размеров зерен: так, описанные разновидности являются мелко-, крупно-среднезернистыми (тип I), крупно-средне-мелкозернистыми (тип IV) и средне-мелкозернистыми (тип V) песчаниками или мелко-крупнозернистыми алевролитами (тип III).

Семейство аркозов. В изученных разрезах встречаются граувакковые аркозы, в которых содержание кварца колеблется от 24,2 до 50,0%, полевых шпатов от 27,3 до 58,0% и обломков пород от 10,0 до 25,0%. Граувакковые аркозы — наиболее распространенные из изученных пород. Они встречаются во всех скважинах в пластах Б_I, Б_{II}, Б_{IV} и Б_V.

Семейство граувакк. Представитель этого семейства — полевошпатовые граувакки, содержащие кварц от 17,6 до 48,1%, полевые шпаты от 23,0 до 37,0% и обломки пород от 25,5 до 44,9%. Полевошпатовые граувакки встречаются в пластах Б_I, Б_{II}, Б_{III} и Б_V.

Взаимоотношение состава и размеров обломочного материала четко прослеживается в разрезах. Обломочный материал по составу во всех семействах довольно близок и различается лишь по количеству. Среди обломков встречаются кварц, полевые шпаты, слюды, хлорит, обломки различных пород и акцессорные минералы.

Кварц наблюдается в виде прозрачных угловатых или полуокатанных, нередко регенерированных зерен с разнообразными включениями и без них, с облачным погасанием.

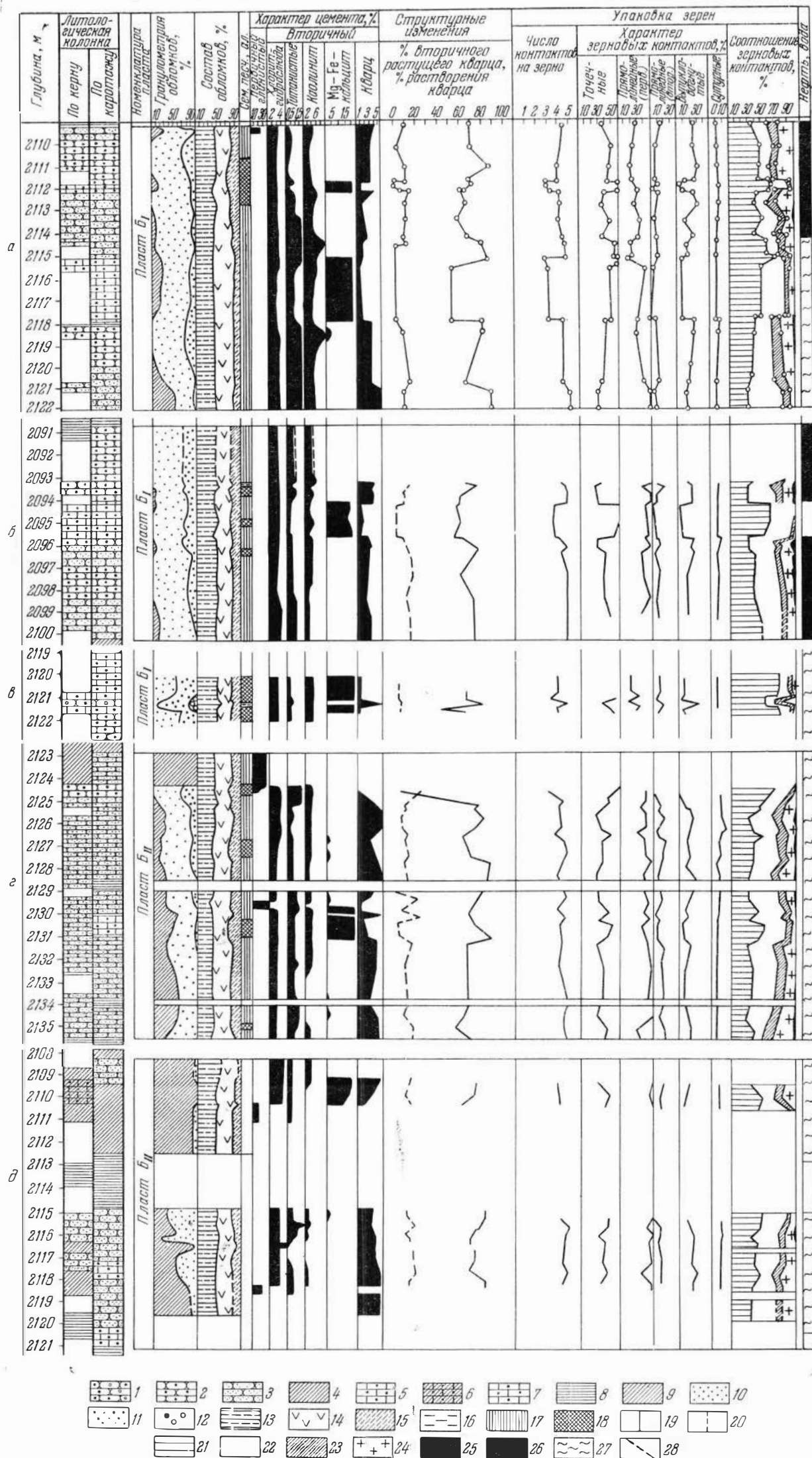


Рис. 1. Вторичные изменения в песчаниках и алевролитах пластов B₁ и B_{II}, вскрытых Усть-Балыкскими скважинами

a — скв. 88-р, б, д — скв. 82-р, в — скв. 64-р, г — скв. 66-р

1 — крупно-средне-мелкозернистые песчаники, 2 — средне-мелкозернистые песчаники, 3 — мелкозернистые, а также алевроитовые и алевроитистые песчаники, 4 — алевролиты, 5 — песчаники с пойкилитовым кальцитовым цементом, 6 — алевролиты с пойкилитовым кальцитовым цементом, 7 — известняки, 8 — аргиллиты. Гранулометрия. Размеры обломков: 9 — 0,03—0,1 мм, 10 — 0,1—0,25 мм, 11 — 0,25—0,5 мм; 12 — 0,5 мм. Состав песчаников, алевролитов: 13 — кварц, 14 — полевые шпаты, 15 — обломки пород. Семейство песчаников (алевролитов): 16 — аркозово-кварцевые, 17 — граувакковые аркозы, 18 — полевошпатовые граувакки. Регенерация и растворение кварца: 19 — регенерация, 20 — растворение. Типы контактов между зернами: 21 — точечные, 22 — прямые (первичные), 23 — прямые (вторичные), 24 — выпукло-вогнутые, 25 — сутурные, фестончатые. 26 — нефть, 27 — вода, 28 — предполагаемые линии (границы)

Разновидности алевролитов

Тип	Порода	Размер обломков, мм	Размер обломков, мм						Распространение	
			Песчаные зерна	%	Алевритовые зерна				Скважина	Пласт
					крупнозер- нистые	%	мелкозер- нистые	%		
I	Алевролиты крупнозер- нистые, песчанистые и песчаные	От 0,03—0,08 до 0,16—0,25	0,1—0,25	10—40	От 0,05— 0,08 до 0,1	60—90	0,03—0,04	5—8	72-р, 74-р, 64-р 87-р 82-р 80-р	Б _I Б _{II} Б _{IV}
II	Алевролиты неравно- мернозернистые песча- нистые	От 0,016—0,03	0,1—0,16	10—20	От 0,05 до 0,07—0,1	40—70	От 0,016 до 0,5	20—50	82-р, 80-р, 72-р	Б _I
III	Алевролиты мелко-круп- нозернистые	От 0,016—0,03 до 0,08—0,25	0,1—0,25	От 0 до 5—6	От 0,05 до 0,08— 0,1	50—80	0,016—0,05	10—40	72-р, 87-р, 82-р 72-р 80-р	Б _I Б _{II} Б _{III} , Б _V
IV	Алевролиты крупно-мел- козерпистые	От 0,01—0,03 до 0,07—0,16	0,1—0,16	0—10	От 0,05 до 0,07—0,1	10—30	0,01—0,05	60—90	82-р, 80-р, 66-р	Б _{II}
V	Алевролиты мелкозер- нистые	0,014—0,07	—	—	0,07	5	0,014—0,03	95	66-р	Б _{II}

Среди полевых шпатов встречаются: плагиоклазы преимущественно кислые, полисинтетически сдвойникованные и реже средние, зональные свежие или в той или иной мере выветрелые; калиевые полевые шпаты без двойников, решетчатый микроклин и микропертиты.

Обломки пород разнообразны: наиболее распространены кремни, кварциты, аргиллиты, сланцы (глинистые, серицитовые, хлоритовые, кварцево-хлоритовые и реже мусковитовые), меньше — кислые и средние эффузивы (нередко последние хлоритизированы), гранитоиды (гранит-порфиры, микропегматиты, гранофиры, аплиты и др.), слабо метаморфизованные алевролиты, спорадически — эпидозиты, роговики, карбонатные породы.

Из аксессуарных минералов отмечены эпидот, гранат, ильменит, апатит, сфен, циркон, доломит и др.

Аргиллиты

Аргиллиты преимущественно серые и темно-серые, плотные, алевритистые и алевритовые, нередко с микролинзочками или пятнами алевритового материала. Структура псаммо-алевро-пелитовая, алевро-пелитовая, фито-алевро-пелитовая. Слоистая, ленточно- и линзовиднослоистая, реже гнездовидная текстура обусловлена соответственно распределением чешуек слюды, растительного детрита, обломков алевритового материала. Под микроскопом основная масса имеет светло-зеленую или бурую (при обилии углистого детрита) окраску, чешуйчато-волокнистое или микроагрегатное (первичная паста) строение и, как правило, низкое двупреломление. Алевритовый материал размером от 0,005 до 0,05—0,1 мм рассеян равномерно, концентрируется в линзы (до 0,6—1 мм), прослой и пятна и составляет от 20 до 45—50%. Среди обломков преобладают кварц (до 65—70%), полевые шпаты (20—30%), иголки гидрослюда и хлорита. Растительный детрит гелефицирован или углефицирован. Из аутигенных минералов отмечены: пирит (нередко, обильный) и пелитоморфные титанисты.

Пропластки аргиллитов мощностью от 0,1 до 2,4 м отмечены в пластах Б_I (скв. 88-р), Б_{II} (скв. 66-р, 80-р, 82-р и 87-р) и Б_V (скв. 80-р); межпластовые аргиллиты имеют мощность от 2 до 12—18 м.

Цемент

Изученные цементы зернистых пород по генезису можно подразделить на первичные и вторичные (см. рис. 1, 2).

К первичному относится глинистый цемент пленочно-порового, порового и базального типов. Этот цемент возник одновременно с накоплением обломочного материала в стадию седиментогенеза. Его содержание в породах колеблется от 10—12 до 25—35%. В шлифе глинистый цемент имеет светло-зеленую (скв. 66-р, 80-р, 87-р, пласт Б_{II}, скв. 80-р, 88-р, пласт Б_I) и реже бурую (скв. 82-р, пласт Б_{II}, скв. 80-р, пласт Б_I) окраску; частицы глинистых минералов образуют чешуйчато-волокнистые агрегаты (с низким и реже высоким двупреломлением) или наблюдаются в виде мелкоагрегатной, почти не двупреломляющей массы — первичной пасты. При рентгенографировании М. Ф. Соколова в составе такого цемента установила хлорит магнезиально-железистый, гидрослюда диоктаэдрическую и местами каолинит. Как правило, вокруг обломков наблюдается тонкая светлая каемочка раскристаллизованной глины, отличающаяся от остальной массы повышенными показателями преломления и двупреломления. В породах с первичным цементом нередко встречаются глауконит (скв. 80-р, 88-р, пласт Б_I до 5—10%: скв. 87-р, пласт Б_{II} — единичные зерна), обильный пирит (скв. 80-р, 88-р, пласт Б_I, скв. 66-р, 80-р, пласт Б_{II}) и немного лейкоксенизированного ильменита. Часто

глина содержит иголки гидрослюда, хлорита, а также мелкие зерна кварца и полевых шпатов. Судя по составу глинистых минералов, первично-глинистый цемент является эпигенетически преобразованным. Порода с первичным цементом встречается редко в виде очень тонких пропластков.

Ко вторичным отнесены цементы, формирование которых охватывает стадии диагенеза, начального и глубинного эпигенеза. Такие цементы возникают в породах со свободным или частично заполненным поровым пространством. Они образуются: путем раскристаллизации коллоидов, выпадения из растворов, внутрислойного растворения неустойчивых обломочных минералов, перекристаллизации метастабильных образований, растворения обломков под давлением.

В изученных разрезах преобладают цементы сложного состава, которые можно подразделить на два типа: хлорито-гидрослюдисто-каолинито-кварцевый и существенно Mg-Fe-кальцитовый.

Хлорито-гидрослюдисто-каолинито-кварцевый цемент (см. рис. 1, 2) наиболее распространен. Тип цемента сложный: пленочно- или крустификационно-порово-регенерационный. Количество цемента колеблется в широких пределах от 5—6 до 10—12 и реже 15—17%, при этом поровое пространство заполняется в разной степени и всегда остаются остаточные довольно крупные (0,07—0,13 мм) или очень мелкие (до $0,002 \times 0,002$ мм) поры. Обломочные зерна обволакиваются чаще всего тонкой (0,002—0,003 мм) и иногда более широкой (0,007—0,014 мм) пленочкой или щеточками желто-зеленого, желто-бурого или светло-зеленого цвета с зеленоватой или сероватой интерференционной окраской; бывает, что бурозеленые вермикулиты или розетки выполняют отдельные поры. При рентгенографировании в составе каемки М. Ф. Соколова установила более железистый хлорит, чем в первично-глинистом цементе, и диоктаэдрическую гидрослюда. В отдельных пластах в порах встречаются глауконит (от единичных зерен до 8—10%, скв. 80-р, пласт Б₁) и шарики или кубики шпейсово-желтого пирита. Повсюду вокруг обломочных зерен и в порах наблюдаются титанистые минералы: они образуют сплошные или прерывистые каемки (толщиной до 0,005—0,014 мм), цепочки кристалликов и агрегаты. Содержание титанистых минералов колеблется от 0,2—0,3 до 1,5—2,0%. В шлифе титанистые минералы обычно буроватые и чаще всего непрозрачные; в отраженном свете они имеют белый, кремовый или розоватый оттенок и напоминают ватовидные образования. Устанавливаются три модификации: пелитоморфные бесформенные образования, ясно-кристаллические неправильной формы скопления и правильные кристаллики (в виде октаэдров и табличек) размером до 0,01 мм. По соотношению с различными минералами видно, что титанистые минералы образуются после хлорита и пирита (окружают их) и до Mg-Fe-кальцита и регенерационного кварца, так как включены в последние. Иногда пелитоморфные титанистые минералы образуют послойные скопления, подчеркивающие слоистость породы. Отдельные (местами многие) поры выполнены каолинитом, содержание которого колеблется от 0,5—1,0 до 5—6 и реже 9—10%. Каолинит образует бесцветные, светло-желтые или буроватые (пропитанные нефтью) листочки, вермикулиты или микроагрегатную массу. Он формируется после титанистых минералов, инкрустирующих стенки пор, и включен в пойкилитовый кальцит. Соотношение со вторичным кварцем неясно: каолинит нередко корродирует обломочный и местами вторичный кварц. Последний образует цемент регенерационного и очень редко порового типа. Содержание кварца колеблется от 0,5 до 3—5 и реже 9%. Наблюдаются три модификации кварца: 1) пирамидальные кристаллики размером от 0,007 до 0,028 и реже 0,035 мм, нарастающие на какой-то части обломка кварца и образующие щеточку в поровом пространстве; 2) грани, возникающие при восстановлении обломками кварца

своих кристаллографических очертаний; отмечаются разные стадии роста граней от еле заметных шириной 0,002—0,003 мм до хорошо развитых — от 0,007—0,028 до 0,035 мм; регенерация бывает чаще всего неполной, когда возникают одна-две и более граней, и полной, когда развиваются все шесть граней; 3) поровые выполнения. Наиболее распространена вторая модификация, особенно редка — третья. Вторичный кварц всегда прозрачен и сохраняет одинаковую оптическую ориентировку с обломочным. Грани вторичного кварца отделены от обломочного сохранившейся или частично растворенной каемкой хлорита и местами каемкой или кристалликами титанистых минералов. Нередко, однако, глинистая каемка полностью растворяется, никаких включений на границе нет и обломочный кварц от каемки ничем не отделяется. В то же время наблюдается, что на обломках кварца, окаймленных широкими каемками хлорита (до 0,005—0,014 мм) или титанистых минералов (до 0,01—0,014 мм) вторичный кварц не образуется. Значительно меньше в породах развит вторичный альбит (доли процента). Он образует две модификации: идиоморфные несдвойникованные кристаллики, нарастающие на обломки плагиоклазов в виде густой щеточки (размер кристалликов от $0,003 \times 0,007$ до $0,003 \times 0,014$ мм); каемки регенерации полисинтетически-сдвойникованные шириной от 0,003—0,007 до 0,014—0,02 мм. Спорадически отдельные поры или группы пор выполняются Mg-Fe-кальцитом (от 0,5 до 1—5%). Этот последний заполняет оставшиеся после регенерационного кварца поры, включая все ранее образовавшиеся минералы вторичного цемента.

Существенно Mg-Fe-кальцитовый цемент встречается спорадически в верхней, средней и нижней части пластов. Мощность пластов, сцементированных Mg-Fe-кальцитом, колеблется от 0,1—0,2 до 1—3 м. Он образует цемент пойкилитового и реже порового типов. Содержание цемента колеблется от 15 до 20%, размер зерен от 2—3 до 10 мм и более. Кальцит водян прозрачен и имеет трещины спайности. Проведенный Н. Т. Мандриковой рентгеноструктурный анализ свидетельствует о неоднородности его состава (d/n (1014) колеблется от 3,023 до 3,007 и реже 3,03 Å). Обычно в пойкилитовой Mg-Fe-кальцит включены все ранее образовавшиеся минералы: глауконит, хлорит, пирит, титанистые, каолинит и нередко кварц; в отличие от цемента первого типа, содержание всех этих минералов обычно значительно ниже.

Анализ взаимоотношений между вторичными минералами позволяет установить следующий стадийный генетический ряд: глауконит, Fe-хлорит, пирит, титанистые минералы, каолинит, Mg-Fe-кальцит, кварц. Mg-Fe-кальцит, кварц, каолинит, кварц.

ИЗМЕНЕНИЕ ОБЛОМОЧНЫХ ЗЕРЕН

Преобразование обломков связано с неустойчивостью различных минералов во все более изменяющихся термодинамических условиях пласта. Разнообразные изменения обусловлены внутрислойным растворением, замещением, пластической деформацией, катаклазом, регенерацией, спайванием и растворением под давлением (Pettijohn, 1949; Taylor, 1950; Heald, 1955, 1956; Коссовская, Шутов, 1955а,б, 1956; Логвиненко, 1956; Копелиович, 1958а и др.).

К неустойчивым минералам, испытывающим внутрислойное изменение, относятся слюды, полевые шпаты и темноцветные минералы. Наиболее подвержены всякого рода изменениям темные слюды. На стадии диагенеза по биотиту формируются глауконит или гидрослюда, хлорит, окисл Fe и нередко сидерит и пирит. На более поздних этапах биотит разбухает, расщепляется на волокна и по пакетно преобразуется в разнообразные комбинации глинистых минералов; нередко между пакетами или

волокнами концентрируются скопления лейкоксена, окислов Fe, карбонатов и реже опала. Мусковит гидратируется, в торцах пластинок расщепляется и местами переходит в каолинит. Особенно интенсивно слюды изменены в песчаниках и меньше — в алевролитах.

Полевые шпаты преобразуются преимущественно в каолинит. Начальные этапы изменения полевых шпатов хорошо видны в песчаниках с лойкилитовым карбонатным цементом. Вначале обломки разбиваются на прямоугольные блоки, при этом показатель преломления повышается до 1,54, а двупреломление падает до изотропного. На второй стадии появляются овальные пятна, сложенные каолинитом; иногда каолинизирована лишь одна система полисинтетического двойника. Позже целостность обломка полевого шпата нарушается и каолинит появляется в порах. Развитие процесса все более усиливается, обломки исчезают и каолинит начинает занимать значительную часть пор.

По обломкам эффузивов развиваются хлорит и лейкоксен; ильменит преобразован в лейкоксен.

В породах с кальцитовым цементом наблюдается расчленение биотита на волокна и замещение кальцитом по спайности. Никакой коррозии кальцитом полевых шпатов и кварца не наблюдается. В породах с первично-глинистым цементом местами отмечается выщелачивание кварца; иногда контактирующие зерна кварца спаяны. В породах со вторичным цементом отмечается незначительное замещение полевого шпата и мусковита хлоритом; а кварца и хлорита — каолинитом.

Пластичные (или компетентные) обломки аргиллитов, глинистых, серицитовых, хлоритовых и других сланцев, эффузивов, пластинок слюд, полисинтетически сдвойникованных плагиоклазов испытывают пластическую деформацию и нередко выдавливаются в поры, принимая отрицательные (ксеноморфные) очертания. Наличие полисинтетических двойников плагиоклазов обуславливает их скольжение и приводит к изгибам обломков; иногда наблюдается смещение и развальцевание двойников. Нередко полевые шпаты катаклазированы, при этом часть их каолинизируется, а местами по трещинам возникает вторичный альбит.

В той или иной мере развиты регенерация и меньше растворение кварца и полевых шпатов. Процессом регенерации охвачено от 10 до 87% обломочных зерен кварца. При этом разрастающиеся зерна кварца на контактах друг с другом спаиваются вновь образованными гранями, образуя участки с регенерационно-мозаичной структурой. Растворение кварца и полевых шпатов на контактах приводит к взаимному приспособлению этих минералов друг к другу, что обуславливает появление конформной структуры; местами кварц растворяется быстрее, а полевой шпат внедряется в него, оставаясь неизменным: образуется инкорпорационная структура (Копелиович, 1958б). Формирование регенерационных каемонок происходит в местах наименьших напряжений, в то время как в местах наибольших напряжений на контактах между зернами происходит растворение (Heald, 1955).

Растворение кварца и полевых шпатов усиливается, если на контактах между ними оказываются биотит или гидрослюды. Выщелачивание кварца и полевых шпатов наблюдается также в контакте с обломками глинистых и серицитовых сланцев. Коррозия, по мнению А. В. Копелиовича и А. Г. Коссовской, обусловлена увеличением щелочности интерстиционных растворов в связи с выносом калия. Образующаяся при этом сильная K_2CO_3 быстро растворяет кремнезем на участках с высоким pH, откуда он мигрирует в участки с низким pH, где и откладывается (Thomson, 1959). Такое растворение под давлением с участием гидрослюд обуславливает возникновение микростилолитов между зернами.

Отмеченные выше изменения приводят к заполнению поровых пространств вторичными минералами или сближению зерен. Однако в большин-

стве изученных образцов сохраняются свободные поровые пространства, что свидетельствует о незавершенности процесса (Lowry, 1956). Распад обломочных минералов приводит к формированию целого ряда новообразований. Так, за счет полевых шпатов и слюд формируются каолинит, гидрослюда, хлорит, монтмориллонит. При этом выносятся избыточные Na, K, Ca, Fe, Ti, Si. Растворение под давлением также приводит к выносу Si и Na, так как выщелачивается только альбитовая составляющая (Хитаров, 1957). Таким образом, обломочные полевые шпаты, кварц, слюды — это сырье, за счет которого формируются новообразованные альбит, кварц и титанистые минералы.

ЭФФЕКТ ФИЛЬТРАЦИИ

Анализ приведенного материала показывает, что количество аутигенных титанистых минералов, каолинита, кварца и местами карбонатов изменяется в толще пласта не случайно, а зависит от положения в пласте наличия пропластков аргиллитов или песчаников и алевролитов с первично-глинистым цементом, размеров обломочных зерен и состава последних.

Впервые подметил, что формирование карбонатных цементов в кровле и подошве пластов, сложенных песками, явление закономерное, и назвал его эффектом фильтрации С. А. Фозергилл (1956). Аналогичное увеличение регенерации кварца в кровле песчаных пластов также объяснял эффектом фильтрации Г. Фюхтбауэр (Füchtbauer, 1961). Автором описано появление карбонатов пойкилитового типа и регенерационных кварца и альбита на ранних этапах эпигенеза также в кровле и подошве песчаных пластов (Пероziо, 1964). Многие исследователи связывают цементацию песков с выжиманием растворов из глин (Pettijohn, 1949; Страхов, 1957 и др.). По мнению С. А. Фозергилла (1956), глины — это полупроницаемые мембраны, задерживающие на контакте с песками наиболее крупные сольватированные ионы Mg и Ca. Н. М. Страхов (1963) пришел к выводу, что возникновение в кровле песчаных пластов пирита и различных карбонатов связано с иммиграцией вещества вниз из глинистых пластов в песчаные. Во всех этих высказываниях остается неясным, почему одни и те же ионы из глин выжимаются и глинами же не пропускаются; почему карбонатная цементация появляется не только в кровле и в подошве, а и в средней части пластов? В то же время имеются данные, что глинистые илы приобретают твердообразные свойства всего лишь на глубине 0,5—1,0 м (Горькова, Душкина, Рябичева, 1959), свободную воду они теряют на глубине 70—90 м, превращаясь вначале в мягкопластичные и затем в пластичные глины, и на глубинах 550—600 м теряется рыхлосвязанная вода и глины приобретают тугопластичную консистенцию (Тимофеева, 1964). Между тем возникновение многих вторичных минералов происходит на значительных глубинах, т. е. тогда, когда уже вся вода практически выжата. Таким образом, факты противоречат теоретическим выводам.

Рассмотрим полученные данные.

Повышенные содержания некоторых (чаще всего кварца) или целого ряда минералов (анатаза, каолинита, Mg-Fe-кальцита, кварца) наблюдаются у кровли (например, пласт Б_I в скв. 80-р и 88-р; пласт Б_{II} в скв. 66-р и 80-р) или в подошве (Б_I — в скв. 66-р, 80-р и 88-р; Б_{II} в скв. 80-р) пластов (см. рис. 1, 2). Аналогичные увеличения ряда минералов отмечаются также на контактах: с внутрипластовыми пропластками аргиллитов (обр. 168, 169 и 190 в скв. 80-р), с зернистыми породами с первично-глинистым порово-базальным (например, обр. 147, 155, 156, скв. 80-р) или пойкилитовым Mg-Fe-кальцитовым (обр. 90, скв. 64-р; обр. 26, 29, 32, 33, 38, скв. 88-р; обр. 66—69, 73—75, скв. 82-р и т. д.) цементом.

Более четко фильтрационный эффект для кварца наблюдается не по его количеству в породе, а по проценту растущего (регенерационного)

кварца. Отмечается также довольно отчетливая зависимость увеличения количества вторичного кварца с увеличением содержания кварца в породе. В то же время с увеличением количества каолинита в породе увеличивается растворимость обломочного кварца (обр. 150—156, скв. 80-р; обр. 17—19, скв. 74-р и др.).

Титанистые минералы обнаруживают закономерную связь с наличием в породе алевритового материала (обр. 143—145; 165—166; 190—193; 195, 197, 198, скв. 80-р и др.). В то же время количество титанистых минералов резко снижается с увеличением в породе крупно- и среднеспесчаного материала: например, в пласте Б₁ в образцах 141 и 142, скв. 80-р и др.

Каолинит в противоположность титанистым минералам почти не образуется в алевритах (например, обр. 195, 196, скв. 80-р; обр. 90, скв. 82-р) и песчаниках с повышенным количеством алевритового материала (обр. 85, скв. 66-р) или встречается в пониженных значениях. В то же время каолинит, так же как и титанистые минералы, одинаково ведет себя при повышении количества крупно-среднезернистого песчаного материала: в таких породах обнаруживаются его пониженные количества (в обр. 141, 142, 168, скв. 80-р; в обр. 24, 25, скв. 88-р и др.).

Кварц также обнаруживает определенную связь с размерностью обломочного материала. Оптимальные размеры зерен обломочного кварца, на которых наблюдались самые широкие грани (0,014—0,028 мм), колеблются в пределах 0,21—0,28 мм; ширина каемки падает как с уменьшением размера обломков до 0,13—0,20 мм (до 0,007 мм), так и при увеличении — до 0,35—0,40 мм (0,003—0,007 мм).

На основании изложенного выше механизм процесса формирования аутигенных минералов в песчаных пластах рисуется в следующем виде. Форма минералов свидетельствует о том, что они кристаллизуются из растворов (титанистые минералы, кварц, карбонаты) или путем синтеза окислов из коллоидов (хлорит, каолинит). Хотя сырье для образования находится здесь же в пласте, мы не видим, например, резкого падения количества полевых шпатов в образцах с повышенным количеством каолинита, то же относится и к титанистым минералам. Все это, так же как и закономерные количественные изменения, свидетельствует о миграции растворов в пределах пласта.

Фильтрация растворов идет горизонтально или наклонно (в зависимости от положения пласта) вдоль пласта, и выпадение аутигенных минералов происходит у водоупоров вначале в кровле и подошве пласта; если в мощном пласте имеются какие-либо пропластки (аргиллиты, пласты с первично-глинистым цементом), то первый разбивается на ряд более мелких пластов, в которых выпадение минералов происходит аналогичным путем у кровли и подошвы. Образовавшиеся таким путем пропластки с карбонатным цементом в свою очередь становятся водоупорами, у контактов с которыми продолжают формироваться титанистые минералы, каолинит, альбит, кварц. При этом в породах с более крупными поровыми пространствами фильтрация проходит более быстро и аутигенные минералы медленнее выпадают из раствора или вообще не образуются, в то время как в более мелкозернистых песчаниках и алевритах в связи с увеличением трения фильтрация замедляется и создаются благоприятные условия для аутигенеза. Нужно отметить также, что увеличению трения способствуют глинистые минералы — первая каемка Fe-хлорита или хлорит-гидрослюды на обломочных зернах; в связи с увеличением удельной поверхности зерен в мелкозернистых песчаниках и алевритах, содержание этих глинистых минералов обычно повышается в алевритах и с увеличением размера зерна резко падает в песчаниках. Таким образом, песчаный пласт можно уподобить трещине, по которой циркулируют гидротермы. Как известно, в трещине рост кристаллов начинается вначале по ее стенкам и затем заполняется ее внутренняя часть. Точно так же в пес-

чаном пласте на начальных этапах эпигенеза аутигенные минералы появляются в кровле и подошве пласта (и мелких пластиков) и затем уже заполняют среднюю часть пласта. Естественно, механизм формирования минералов значительно сложнее, чем здесь нарисованный.

ТИПЫ ЗЕРНОВЫХ КОНТАКТОВ

Типы зерновых контактов весьма разнообразны (рис. 3). Для подсчетов в основном выделено пять типов: точечные, прямолинейные, первичные, прямолинейные вторичные, выпукло-вогнутые и сутурные. Рассмотрим несколько случаев возникновения этих типов контактов.

Точечные контакты наблюдаются не только в точке соприкосновения двух обломочных зерен (рис. 3, а), а также при восстановлении кварцем своих кристаллографических очертаний (рис. 3, б) или нарастании идиоморфных кристалликов (рис. 3, в). Прямолинейные первичные контакты обусловлены формой обломков (рис. 3, г), катаклизмом и соответственно поворотом обломков (рис. 3, д). Различное положение обломков и разноразмерность нередко приводят к формированию неполных прямых контактов (рис. 3, е). Прямолинейные вторичные контакты возникают при регенерации двух (или нескольких) обломков кварца, восстанавливающего свои кристаллографические очертания (рис. 3, ж). Выпукло-вогнутые контакты формируются при инкорпорации одного зерна (полевого шпата или кварца) в другое (рис. 3, з), при регенерации кварца (рис. 3, и), при пластической деформации аргиллитов, глинистых, серицитовых, хлоритовых сланцев, эффузивов, полевых шпатов (рис. 3, к, л, м, н), при одновременном растворении двух зерен (рис. 3, о) и т. д. Сутуро-стилолитовые контакты возникают на стыке двух пар обломков: кварц — кварц, кварц — полевой шпат, кварц — глинистый сланец, кварц — серицитовый сланец, кварц — биотит и т. д. (рис. 3, п, р, с.). Как правило, на контакте между первыми парами обычно наблюдается пленочка бесцветной гидрослюда, близкой по своим оптическим данным серициту.

Распределение различных типов зерновых контактов, их соотношение и число контактов на зерно приведены на рис. 1—2. В изученных пластах Б₁—Б_v наблюдается преобладание первичных типов зерновых контактов над вторичными. Резкое увеличение количества первичных и особенно точечных контактов приурочено к пластам с карбонатным цементом, а также наблюдается в пластиках с небольшим количеством первично-глинистого цемента и при значительном развитии пленочного хлорита и порового каолинита. Количество вторичных контактов колеблется, нередко увеличиваясь к кровле и подошве пласта и с глубиной.

Типы зерновых контактов обнаруживают связь с процентом растущего вторичного кварца, процентом растворения кварца, составом обломочного материала, размерами и формой обломков, наличием первично-глинистого и развитием вторичного глинистого цемента, развитием пластов с карбонатным цементом. Чаще всего увеличение процента вторично растущего кварца ведет к увеличению прямолинейных вторичных и росту общего числа вторичных контактов. Однако местами увеличение процента растущего кварца не ведет к увеличению числа вторичных контактов; при этом кривая выпукло-вогнутых контактов в общем обратна кривой растворения кварца, следовательно, вторичные контакты в этом случае не связаны ни с регенерацией, ни с растворением обломочного кварца. Иногда наблюдается, что рост процента точечных контактов повторяет кривую роста вторичного кварца; в этом случае совершенно ясно, что точечные контакты имеют вторичный характер, что связано с развитием граней на кварце (см. рис. 3, б) или идиоморфных кристалликов (см. рис. 3, в). Количество вторичных контактов и особенно выпукло-вогнутых увеличивается с увеличением процента растворения кварца.

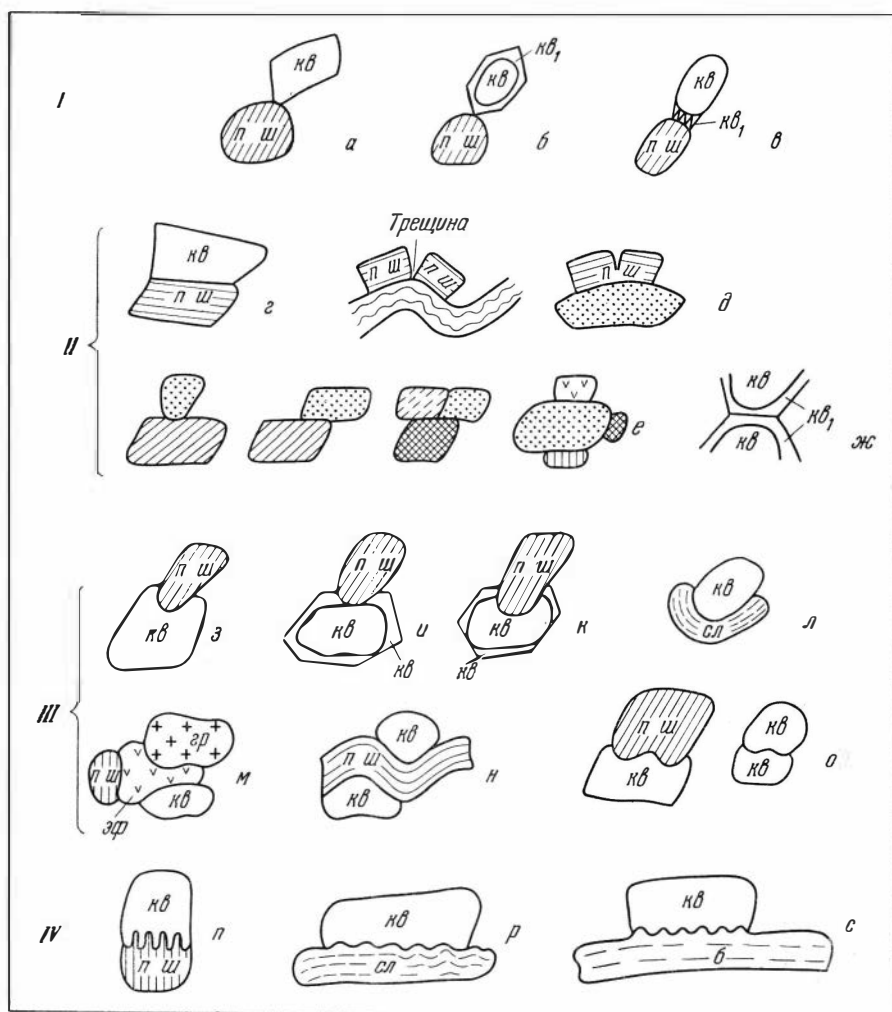


Рис. 3. Типы зерновых контактов

I — точечные контакты, возникшие: а — между неизмененным обломками, б — при восстановлении кварцем (кв) своих кристаллографических очертаний (кв₁), в — при нарастании на кварце (кв) идиоморфных кристалликов (кв₁); II — прямолинейные контакты: г — первичный, д — возникший при катаклазе полевого шпата (пш), е — неполный контакт, обусловленный разными размерами обломков, ж — вторичный, возникший при регенерации кварца (кв), кв — каемка регенерации; III — выпукло-вогнутые контакты, образовавшиеся: з — при инкорпорации полевого шпата (пш) в кварц (кв), и — при регенерации кварца (кв), к — при регенерации и растворении кварца, л — при пластической деформации глинистых или серицитовых сланцев на контакте с кварцем (кв), м — при пластической деформации эффузива (эф), н — при пластической деформации полевого шпата (пш), о — при одновременном растворении обломков кварца (кв) и полевого шпата; IV — сутурные контакты, возникающие между: п — кварцем (кв) и полевым шпатом (пш), р — кварцем (кв) и серицитовым сланцем (сл), с — кварцем (кв) и биотитом (б)

Наблюдается также связь вторичных контактов с составом обломочного материала. При увеличении обломочного кварца в породе повышается общее количество вторичных контактов, при уменьшении обломочного кварца в породе уменьшается и число вторичных контактов. Значительное количество обломков глин, аргиллитов, разнообразных сланцев, эффузивов обуславливает появление выпукло-вогнутых или сутурных контактов на контакте с кварцем или полевыми шпатами.

Разнообразна зависимость развития вторичных контактов от размера и формы обломочного материала. Обычно увеличение количества вторичных контактов обусловливается увеличением мелкопесчаного материала в породе, увеличение в породе крупно- и среднеспесчаных зерен резко снижает количество прямолинейных вторичных и выпукло-вогнутых контактов. Значительное количество алевритового материала, как правило, обусловли-

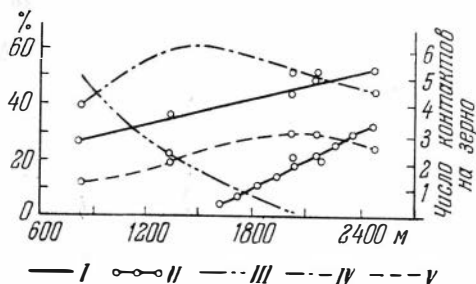


Рис. 4. Изменение числа различного типа контактов песчаных зерен в песчаниках в зависимости от глубины их залегания (по Taylor, 1950)

I — число контактов на зерно; контакты; II — сутурные, III — точечные, IV — прямолинейные протяженные, V — выпукло-вогнутые

вает высокий процент прямолинейных первичных контактов и не ведет к росту вторичных контактов. С уменьшением количества алевритового материала наблюдается рост вторичного кварца, процент растущего кварца, процент растворения кварца, которые обуславливают увеличение количества вторичных контактов. Реже увеличение алевритового материала способствует увеличению вторичных контактов.

Обычно в пластах с первично-глинистым цементом зерновые контакты не подсчитываются, так как, как правило, обломки не контактируют или контактируют редко. В единичных случаях, где количество цемента невелико (10—12%), такие подсчеты были сделаны. Они показали резкое преобладание первичных контактов. Аналогичная картина наблюдается при значительном развитии вторичных глинистых цемента, особенно каемки Fe-хлорита.

Как правило, в пластах с карбонатным цементом резко увеличивается количество точечных контактов, при этом резко снижается количество вторичных контактов вплоть до полного исчезновения и число контактов на зерно. Тем не менее во всех пластах с карбонатами отмечены небольшие содержания вторичных контактов, обычно меняющиеся в пределах одного пласта. Реже количество вторичных контактов в пласте с карбонатами почти не отличается от аналогичного в бескарбонатной породе.

По данным Тейлора (Taylor, 1950), число контактов на зерно для глубин 2000—2200 м колеблется в пределах 4,5—4,8 (рис. 4). В изученных пластах Б_I—Б_V (см. рис. 1, 2) в общем преобладают значения более 4,0. Самое низкое число контактов зафиксировано в породах с первично-глинистым цементом (до 10—12%) или обильным пленочным Fe-хлоритом — в пределах 2,63—3,38. Обычно низкие значения числа контактов наблюдаются в породах с карбонатным цементом от 2,6 до 4,3 для пласта Б_I; в пределах от 3,58 до 4,24 в пласте Б_{II}, несколько выше от 3,7 до 4,33 в пластах Б_{IV} и Б_V и до 3,9—4,69 в пласте Б_I. Во всех остальных породах число контактов на зерно колеблется в пределах 3,8—5,38; однако значения выше 5,0 встречаются редко (см. рис. 1, 2).

Не сходятся полученные данные по процентному содержанию различных типов контактов (рис. 4). По данным Тейлора, точечные контакты на глубинах 2000—2200 м уже не встречаются, прямолинейные составляют 48—52%, выпукло-вогнутые — 29—30% и сутурные — 17—23%. В пластах Б_I—Б_V содержание точечных контактов колеблется в пределах 22,4—53,6, редко до 60,8—65,6%, а в пластах с карбонатным цементом — до 76,2%; прямолинейные первичные — от 11,7 до 54,7% и вторичные — от 0,9 до 30,5% выпукло-вогнутые — от 5,7 до 30,3% и сутурные — от 0 до 6,3%.

Таким образом, если, по данным Тейлор, вторичные контакты для указанных глубин превышают 50%, то в пластах Б_I—Б_V они достигают 40—50% лишь в редких случаях. Близкие данные числа контактов на зерно и резкое различие в процентном содержании первичных и вторичных типов контактов объясняются различием в отсортированности песчаных и алевроитовых пород. Так, если в более отсортированных породах значительное место (до 70—80%) занимают зерна с четырьмя и пятью контактами, то в разноразмерных появляются (до 20—40%) зерна с числом контактов более пяти и до восьми. Эти последние резко повышают число контактов на зерно, хотя значительного уплотнения и не происходит. Следовательно, высокое число контактов на зерно в разноразмерной породе еще не является показателем ее значительного уплотнения.

ВРЕМЯ ФОРМИРОВАНИЯ КАРБОНАТОВ

Среди теорий миграции и аккумуляции нефти Ф. М. Ван-Тайл, В. Г. Паркер и У. У. Скитерс (1948) рассматривают также теорию цементации. По данным последователей этой теории, роль цементации может быть отрицательной и положительной. Отрицательное влияние обусловлено тем, что цементация ограничивает проницаемые зоны, благоприятные для миграции нефти. В то же время при цементации происходит повышение давления в недрах, что способствует вытеснению флюидов и их миграции. Поэтому знать время формирования карбонатов немаловажно.

Рассмотрим полученные материалы (см. рис. 1—2, 5). Прослой с пойкилитовым карбонатным цементом формируются преимущественно в средних частях пластов (Б_I—Б_V); в единичных случаях они встречаются в кровле и подошве пластов — а также на контакте с породами, содержащими обильный первично-глинистый цемент. Как было отмечено выше, в пластах с карбонатным цементом зафиксированы начальные этапы формирования каолинита, а также пониженные количества титанистых минералов и кварца.

Остановимся более подробно на взаимоотношении различных данных. Наиболее выразительны проценты вторично растущего кварца, содержание вторичного кварца в цементе, соотношение вторичных и первичных контактов, состав карбонатов, а также данные геохимии (рис. 5, 6). В пласте Б_I прослой с карбонатным цементом отмечены в разрезах ряда скважин.

Процент вторично растущего кварца довольно высок — от 36 до 84. Грани на кварце еле заметные (зачаточные) шириной 0,001—0,003 мм и редко хорошо видимые до 0,007 мм; регенерация неполная (одна-две, реже три-четыре грани), поэтому количество вторичного кварца незначительно — от 0,3 до 0,8 и иногда 1%. Содержание вторичных контактов колеблется от 0—2,8 до 22,2%. В пределах каждого пласта с карбонатным цементом также наблюдаются колебания: так, в скв. 80-р от 15 (обр. 157) до 9% (обр. 158); в скв. 72-р от 22,2 (обр. 4) до 7,4% (обр. 6) и т. д. Соответственно изменяется и число контактов на зерно в пределах 2,6—4,32. Рефлекс d/n (1014) колеблется в пределах 3,007—3,03 $\times X$, меняясь в пределах каждого пластика (см. рис. 5). В разрезах скв. 82-р, 88-р и 64-р изучены также микроэлементы (см. рис. 6). Наиболее значительные увеличения для Sr и Mn отмечены в обр. 70—72 (скв. 82-р), 26—28 (скв. 88-р), 88—92 (скв. 64-р); в обр. 35 (скв. 88-р), резко повышен только Sr и слабо Mn. В некоторых пластах наблюдается незначительное увеличение Ba, V, Cr, и Ni.

В пласте Б_{II} прослой с карбонатным цементом изучены в скв. 72-р, 82-р и 66-р. Содержание вторично растущего кварца колеблется от 60,3 до 87%. Наблюдаются колебания в пределах каждого пласта с карбонатным цементом (см. рис. 5). Ширина граней на кварце от 0,002—0,007 до 0,007—0,014 мм. Регенерация неполная и частично полная. Количество

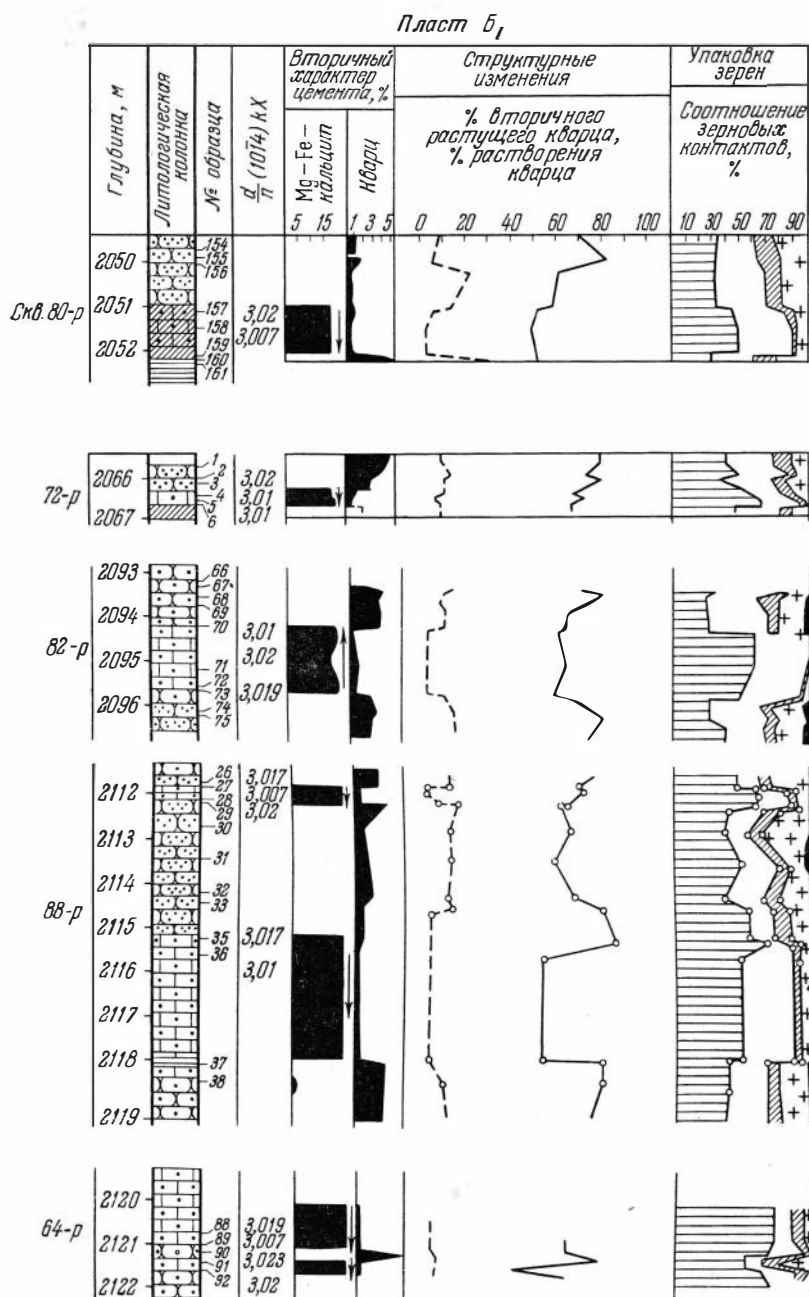
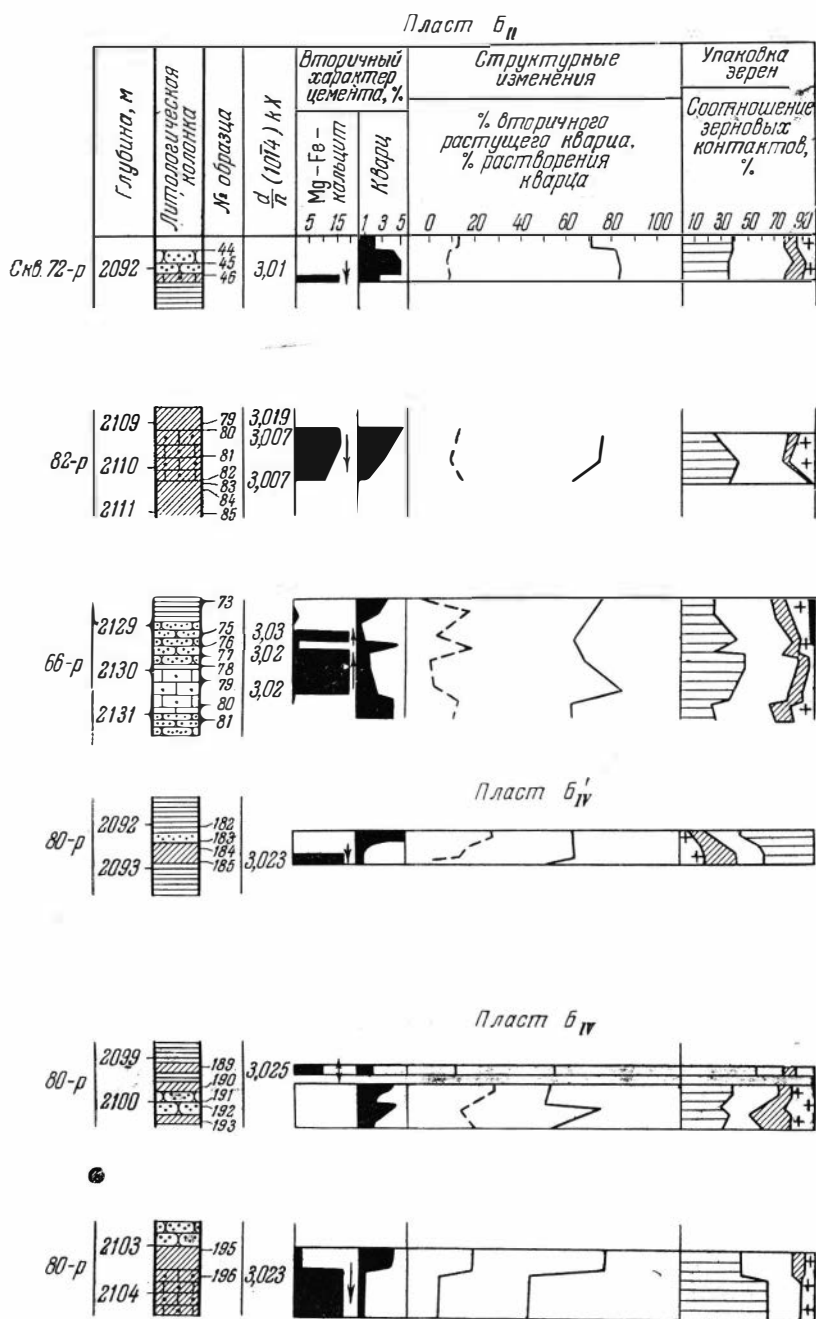


Рис. 5. Характер вторичных изменений в пластах с пойкилитовым

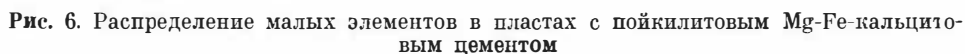
вторичного кварца от 0,5 до 5% колеблется в пределах каждого пластика. Количество вторичных контактов меняется от 7,25 до 23,5%. Число контактов на зерно изменяется от 3,58 до 4,69. Рефлекс d/n (1014) от 3,007 до 3,03 к.х. Резко повышенные значения для Sr и Mn и незначительно увеличенные для Ba отмечены в обр. 80, скв. 66-р и обр. 80—82, скв. 82-р; местами также слабо повышены количества V, Cr, и Ni.

В пласте B_{IV} изучен один прослой с карбонатным цементом. Количество вторично растущего кварца составляет 50%; ширина граней на квар-



Mg-Fe-кальцитовым цементом (условные обозначения см. на рис. 1)

це преимущественно 0,001—0,002 мм и редко до 0,005 мм; вторичный кварц составляет 0,5%. Содержание вторичных контактов 22,2%; число контактов на зерно — 4,18. Рефлекс d/n (1014) — 3,025 кХ. В пласте Б_V также изучены два прослоя. Количество вторично растущего кварца от 40 до 52%; ширина граней на кварце 0,003—0,007 мм, регенерация неполная; содержание вторичного кварца от 0,5 до 1,5%. Вторичные контакты также составляют от 11,7 до 25%. Число контактов на зерно от 3,7 до 4,33. Рефлекс d/n (1014) — 3,023 кХ.



28

Пути движения растворов при формировании карбоната

Пласт	Скважина	№ образца	% вторично растворенного кварца	Количество вторичного кварца, %	Количество вторичных контактов, %	Количество первичных контактов, %	Число кон- тактов на зерно	Микроэлементы (повышенные коли- чества в карбонатах)	d/n (10 ¹⁵) г/г	Пути движе- ния раство- ров
Б _I	80-р	157	50	0,7	15	85	4,3	Нет данных	3,02	↓
		158	47	0,3	9	91	4,1		3,007	
	72-р	4	64	1,0	22,2	77,8	4,08	То же	3,02	↓
		5	69	0,4	11,9	88,1	4,32		3,01	
		6	64	0,4	7,4	92,6	3,9		3,01	
	82-р	70	58	0,4	—	100	3,2	Mn, Sr, Ba, Ni	3,01	↑
		71	61	1,0	2,8	97,2	3,0	Mn, Sr, Ba	3,02	
		72	56,5	0,8	7,9	92,1	3,26	Mn, Sr, Ba, V, Ni	3,019	
	88-р	26	69,6	0,6	17,4	82,6	2,87	Sr, Mn, Cr, V, Ba, Ni	3,017	↓
		27	71,5	0,6	13,7	86,3	2,92	Sr, Mn, Cr, V, Ba	3,007	
		28	62,7	0,6	12,3	87,7	3,3	Sr, Mn, Cr, V, Ba	3,02	
	88-р	35	84,2	1,0	16	84	2,84	Sr, Mn, Ba	3,017	↓
		36	51,3	0,5	12,2	87,8	3,13		3,01	
	64-р	88	60	0,3	16,3	83,7	3,27	Sr, Mn, V	3,019	↓
		89	60	0,3	5,5	94,5	2,6	Sr, Mn, V, Ba	3,007	
	64-р	91	36	0,3	14	86	3,33	Sr, Mn, V	3,023	↑
		92	60	0,3	13,7	86,3	3,40		3,02	
Б _{II}	72-р	46	81	2,4	22,9	77,1	4,69	Нет данных	3,01	↓
	82-р	80	73,3	5,0	23,5	76,5	3,71	Mn, Sr, Ba, V Mn, Sr, Ba, V, Cr, Ni Mn, Sr, Ba, V, Cr	3,019	↓
		81	72,5	3,0	12,8	87,2	3,9		3,007	
		82	60,3	1,0	8,0	92,0	4,03		3,007	
	66-р	77	64	0,5	14,4	85,6	3,58	Нет данных	3,03	↑
	66-р	79	70	0,9	7,25	92,75	3,65	Sr, Mn, V, Ba, Cr	3,02	↑
		80	87	1,8	16,6	83,4	4,24		3,02	
Б _{IV}	80-р	185	50	0,5	22,2	77,8	4,18	Нет данных	3,023	↓
Б _V	80-р	189	52	1,5	25,0	75	4,33	То же	3,025	↑
	80-р	196	40	0,5	11,7	88,3	3,7	» »	3,023	↓

поздним стадиям, можно наметить пути движения растворов (см. рис. 5, табл. 3). Как видно по стрелкам, это движение направлено и вверх и вниз. Отложение карбонатов происходит на контактах с аргиллитами или пластиками с первично-глинистым цементом. В кровле пласта Б_I и Б_V под перекрывающими аргиллитами зафиксированы пластики с карбонатным цементом, в подошве пластов Б_{II} и Б_{IV} — над аргиллитами. Над прослоем аргиллита мощностью 10 см местами образовался мощный пласт с карбо-

натным цементом. Очевидно, и в других разрезах карбонаты откладывались на контактах с аналогичными маломощными пластиками глин или пород с первично-глинистым цементом, которые не встречены из-за плохого выхода керна.

Там, где в пластах и пластиках с карбонатным цементом проанализировано по два-три образца, видно, что наиболее ранним был карбонат с параметрами d/n (1014) от 3,007 до 3,01 κX ; в следующей порции состав менялся и d/n (1014) достигал вначале 3,017—3,019 и затем 3,02—3,023 κX . В некоторых слоях (скв. 66-р, обр. 79 и 80; скв. 72-р, обр. 5 и 6) d/n (1014) имели равные значения.

На основании изложенного можно сделать следующие выводы.

1. Большинство карбонатов образуется на ранних этапах преобразования пород: в пластах B_I — B_V — начальном эпигенезе, когда вторичный кварц только начал появляться. Их формирование шло непрерывно-прерывисто, так как они зафиксировали различные стадии формирования вторичного кварца и вторичных контактов. Позже остальных образовались слои с карбонатами (пласты B_I , B_{IV} и B_V). Однако везде вторичные изменения в контактирующих породах с хлорит-каолинит-кварцевым цементом продолжались и после образования пластов с карбонатами; как видно из рис. 1, 2, 5, в первых выше процент вторично растущего кварца, выше содержание вторичного кварца, а также титанистых минералов и каолинита, выше содержание вторичных контактов.

2. Формирование карбонатов как в нефтеносных, так и в водоносных пластах началось и закончилось до прихода нефти. Наличие в карбонатах V, Cr, Ni, характерных для вод нефтяных месторождений, показывает, что такие воды вошли в будущие нефтеносные пласты до того, как их заполнила нефть.

3. Анализ приведенных данных с учетом материалов по геохимии не оставляет сомнений в том, что карбонаты откладываются подземными водами. Механизм процесса формирования карбонатов не отличается от описанного в разделе «Эффект фильтрации».

ИНТЕНСИВНОСТЬ ЭПИГЕНЕЗА

На рис. 7,8 пласты B_I и B_{II} расположены по линиям разрезов $I—I$ и $II—II$, чтобы проследить, как изменяется интенсивность в пределах каждого пласта. Однако какой-либо существенной разницы не обнаруживается. В пластах B_{II} — B_V интенсивность эпигенеза несколько выше.

Какие особенности в распределении интенсивности эпигенеза отмечены по разрезам? Самая низкая интенсивность наблюдается в пластах с карбонатным цементом. В пласте B_I по линии $I—I$ наиболее низкая интенсивность (J) отмечена в песчаниках в разрезе скв. 64-р — от 2,69 до 3,56 (обр. 88, 89, 91, 92) и более высокая в алевролитах в разрезе скв. 80-р от 4,20 до 4,47 (обр. 157, 158). В пласте B_I по линии $II—II$ в песчаниках (скв. 88-р, 82-р и 87-р) интенсивность эпигенеза в пределах 3,03—3,59, в то время как в алевролитах (скв. 80-р и 72-р) она увеличивается до 4,01—4,47. В пласте B_{II} по линии $II—II$ в алевроитовых песчаниках (скв. 66-р) интенсивность колеблется от 3,69 до 4,44 и в алевролитах (скв. 82-р) от 4,017 до 4,116. В пласте B'_{IV} в алевролитах (скв. 80-р, обр. 185) интенсивность эпигенеза 4,465. В пласте B_V в алевролитах (скв. 80-р, обр. 189 и 196) интенсивность — от 3,83 до 4,66. Повсюду в пластах с карбонатным цементом интенсивность эпигенеза больше в алевролитах и меньше в песчаниках. Низкая интенсивность эпигенеза — 3,39 наблюдается в песчаниках с обильным пленочно-поровым хлоритом.

Интенсивность эпигенеза обычно повышается в кровле и подошве пластов. Так, в пласте B_I по линии $II—II$ в кровле интенсивность в

Рис. 7. Структурная карта пласта Б_I Усть-Балыкского месторождения (по данным Ф. К. Салманова и И. И. Нестерова, 1964)

1 — изогипсы кровли пласта Б_I; 2 — то же, предполагаемые; 3 — внешний водо-нефтяной контакт; 4 — скважины, их номер (числитель) и отметка кровли пласта (знаменатель)

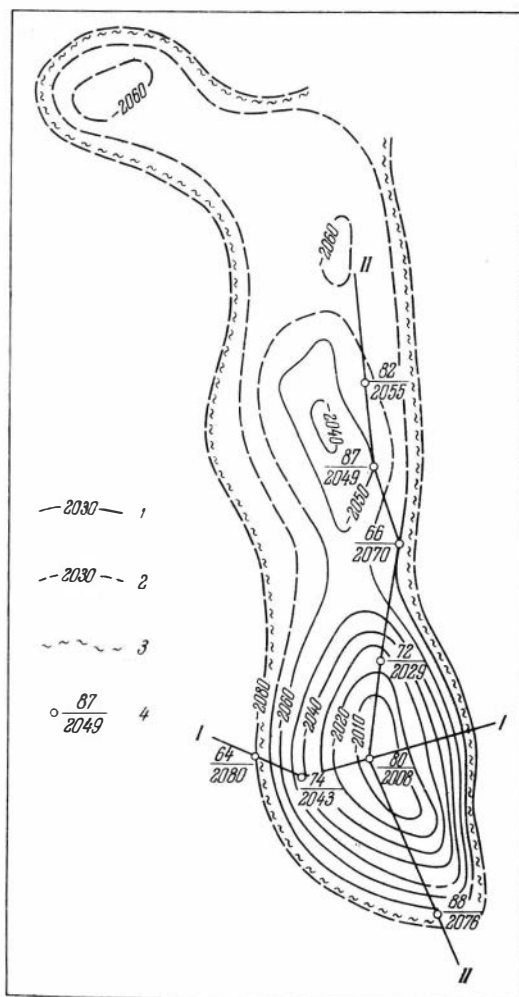
5,125—5,216 отмечена в разрезах скв. 88-р и 72-р; в подошве — до 5,27—5,28 (скв. 88-р и 80-р). В пласте Б_{II} по линии I—I в кровле интенсивность равна 5,15—5,76 и в подошве 4,98—5,304 (скв. 80-р). В пласте Б_{II} по линии II—II повышенная интенсивность до 5,159—4,995 отмечена в подошве пласта в разрезе скв. 66-р. Довольно высокая интенсивность эпигенеза наблюдается в пластах Б_{III}—4,857, Б_{IV}—5,34, Б_V—5,062—5,115 и Б_V—5,16—5,926.

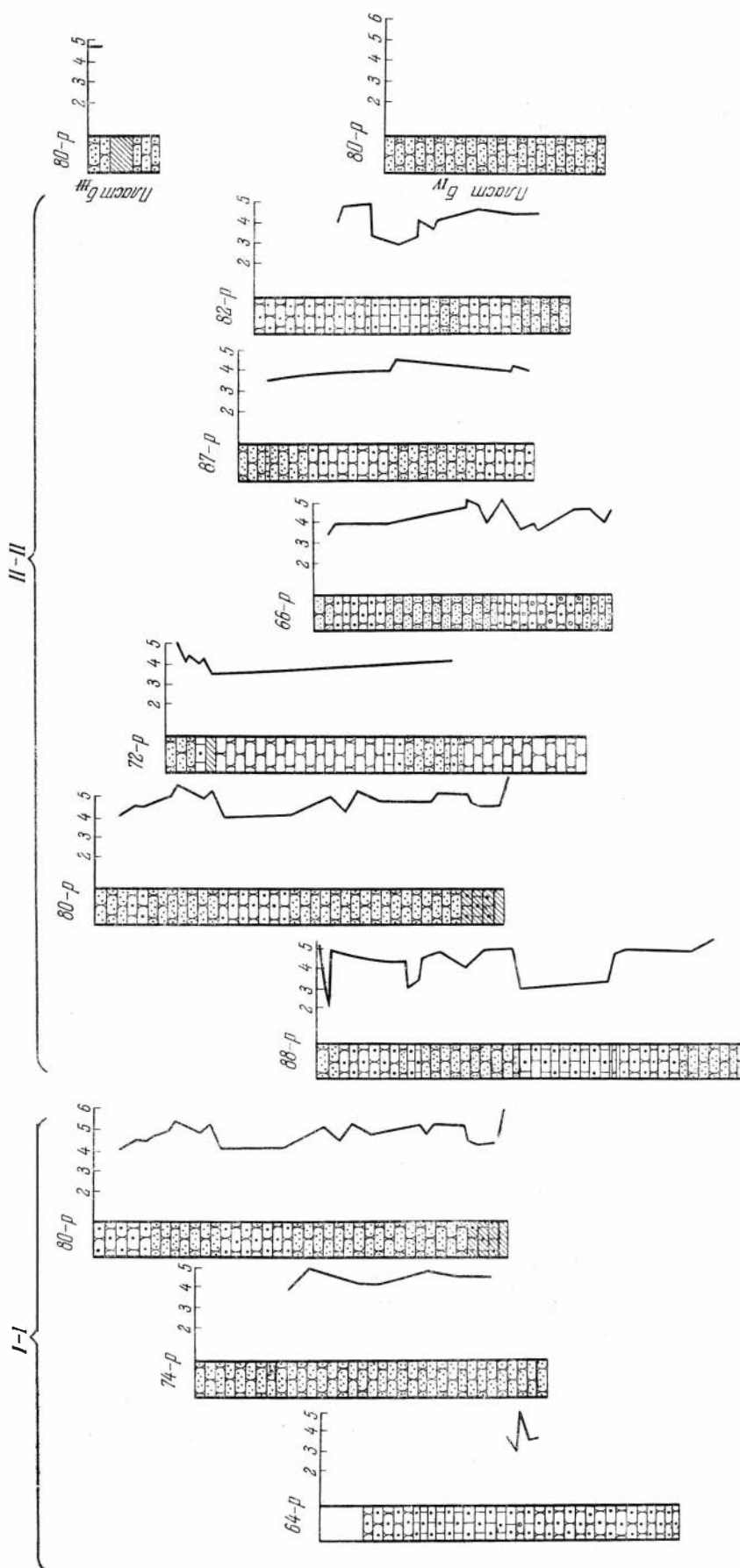
Отмечается зависимость интенсивности эпигенеза от размера обломочного материала. Так, если в мелкозернистых песчаниках интенсивность обычно выше 4,2—4,5, то в мелко-среднезернистых и крупно-, мелко-среднезернистых песчаниках она снижается до 3,768—3,555 (линия II—II, пласт Б_I, скв. 66-р, обр. 54, 55). В алевролитах и с повышением алевроитово-

го материала в мелкозернистых песчаниках интенсивность повышается до 5,136—5,926 (пласт Б_I, скв. 80-р, обр. 191, 193, 195, 197). Таким образом, в контактирующих на одной и той же глубине крупно-среднезернистых мелкозернистых песчаниках и алевролитах интенсивность эпигенеза различна. Разница между первыми и вторыми песчаниками достигает 1,55 интенсивности, между мелкозернистыми песчаниками и алевролитами от 0,25 до 1,295 интенсивности. Поэтому в разрезах алевролиты всегда оказываются более преобразованными, а крупно-среднезернистые песчаники долго остаются слабо измененными. И хотя породы с карбонатным цементом полностью теряют пористость, интенсивность эпигенеза у них всегда ниже, чем в контактирующих с ними аналогичных породах без карбонатов.

Далее рассмотрим, какие различия наблюдаются в эпигенетическом преобразовании нефтеносных и водоносных пластов и на контакте нефть — вода.

Вторичные преобразования обусловлены многообразным сочетанием различных составляющих. Поэтому сравнительный анализ нефте- и водоносных пластов можно проводить только для аналогичных разновидностей пород, имеющих одинаковое положение в разрезе пласта (кровля, средняя часть, подошва).





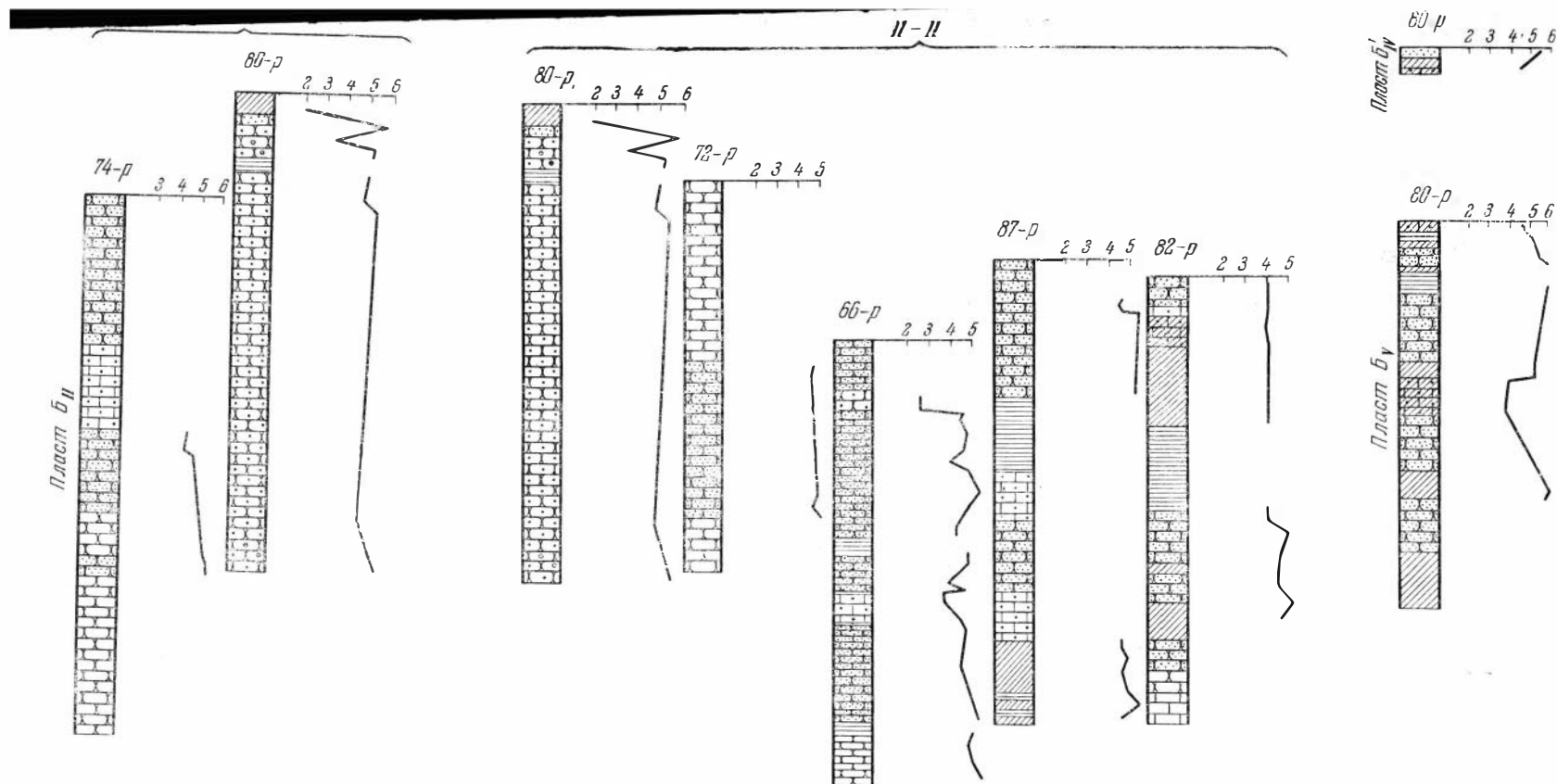


Рис. 8. Интенсивность эпигенеза (J) в пластах Б_I — Б_v Усть-Балыкского месторождения нефти (условные обозначения см. на рис. 1).

Сравнительный анализ состава песчаников Б_I

Скважина	Пласт	Порода	№ образца	Интенсивность эпигенеза (J)	Количество вторичного кварца, %
80-р	Нефтеносный	Крупно-, мелко-, среднезернистый песчаник	141	4,562	3,4
			142	4,603	1,0
66-р	То же	То же	54	3,768	2,0
			55	3,555	0,9
			56	4,695	1,8
			57	4,633	1,1
64-р	Водоносный	Мелко-, крупно-, среднезернистый песчаник	90	5,157	9,0

Нефтеносный пласт Б_I прослеживается в разрезах скв. 80-р, 72-р, 66-р, 87-р, 82-р и 74-р; водоносный — в скв. 64-р. Сравнительный анализ проведен для близких по гранулометрическому составу песчаников (табл. 4). Обр. 90 (скв. 64-р) отличается повышенным содержанием первичного кварца (олигомиктово-кварцевый песчаник) по сравнению с остальными (полевошпатовые граувакки, граувакковые аркозы).

Как видно из приведенных данных, и интенсивность эпигенеза (J), и количество вторичного кварца в водоносном горизонте выше, чем в нефтеносном. Очень резкое увеличение кварца в обр. 90 объясняется повышенным количеством первичного кварца в породе.

Нефтеносный пласт Б_{II} изучен в разрезах скв. 80-р и 72-р, водоносный — в скв. 66-р и 82-р. Сравнительный анализ (табл. 5) проведен для песчаников мелкозернистых алевроитистых (1), алевро-песчаников (2), алевро-песчаников в подошве пласта (3) песчаников средне-мелкозернистых алевроитистых (4).

Для песчаников мелкозернистых алевроитистых (1) интенсивность эпигенеза в водоносном пласте повышена незначительно на 0,024, но резко увеличено количество вторичного кварца (на 2%). В водоносных алевро-песчаниках (2) интенсивность (J) выше на 0,131—0,780, вторичного кварца больше на 0,5—1,5%; в аналогичных водоносных породах, залегающих в подошве пласта (3), интенсивность (J) повышена на 0,029—0,59; количество вторичного кварца либо имеет близкие значения, либо ниже на 1%. В водоносных песчаниках средне-мелкозернистых алевроитистых (4) интенсивность эпигенеза имеет близкие значения; вторичный кварц увеличивается на 0,8—1,9%.

Контакт нефть — вода прослеживается в разрезах скважин 88-р (пласт Б_I), 74-р (пласт Б_{II}) и 80-р (пласт Б_V).

Характерные данные для контактирующих нефте- и водоносных пород приведены в табл. 6. В скв. 88-р (пласт Б_I водонефтяной контакт (ВНН)) прослеживается в песчаниках мелкозернистых. Здесь наблюдается обильный анатаз (хотя его обильное появление отмечается несколько выше по разрезу в обр. 31), интенсивная серицитизация и коалинизация полевых шпатов, резкое увеличение каолинита в порах и уменьшение вторичного кварца от 2 до 1%, хотя процент вторично растущего кварца и увеличивается от 66 до 78. Незначительно увеличивается процент растворения кварца. Происходит изменение в соотношении первичных и вторичных контактов; процент точечных контактов возрастает, в то время как процент выпукло-вогнутых — уменьшается.

Сравнительный анализ пород пласта Б_{II}

№ п/п	Скважина	Пласт	Порода	№ образца	Интенсивность эпигенеза (J)	Количество вторичного кварца, %
1	72-р	Нефть	Песчаник мелкозернистый алевритистый	42	4,59	1,5
	82-р	Вода	То же	89	4,614	3,5
2	72-р	Нефть	Алевро-песчаник	43	4,379	2
	66-р	Вода	То же	84	5,159	2,5
	82-р	»	» »	91	4,51	3,5
3	72-р	Нефть	» »	44	4,73	4
	72-р	»	» »	45	4,58	5
	66-р	Вода	» »	85	4,759	4,1
	66-р	»	» »	86	4,995	4,2
	82-р	»	» »	92	5,17	4
4	80-р	Нефть	Средне-мелкозернистый песчаник	169	4,717	2,5
	80-р	»		170	5,357	1,6
	66-р	Вода	То же	69	4,777	2,4
	66-р	»	» »	70	5,336	3,0

В скв. 74-р (пласт Б_{II}) водонефтяной контакт проходит между песчаниками и алевролитами; что не совсем удачно для сравнения. Здесь мы наблюдаем примерно аналогичную картину. Отличием является уменьшение процента растущего кварца, небольшое усиление каолинизации полевых шпатов. Последнее объясняется тем, что каолинит вообще почти не развивается в алевролитах. Повышение интенсивности в обр. 62 так же объясняется тем, что J всегда выше у алевролитов. В скв. 80-р (пласт Б_V) водонефтяной контакт проходит в мелкозернистых, сильно алевритовых песчаниках. Обильное содержание алевритового материала (25—50%), очевидно, также не способствует развитию каолинита. В этом пласте картина аналогична описанной для пласта Б_I (1); отличие — в увеличении содержания растущего кварца от 48 до 72% и вторичного кварца от 1,5 до 4%.

На рис. 1—2 видно, что в водоносной части пластов Б_I, Б_{II}, Б_V ниже водонефтяного контакта очень обильны титанистые минералы и вторичный кварц (до 3—5,5%). Каким образом можно оценить приведенные данные? Парагенез аутигенных минералов (титанистые + каолинит) характерен для начального эпигенеза (этап глинизации); развитие вторичного кварца — для глубинного эпигенеза. Поэтому интенсивное развитие на водонефтяном контакте титанистых и каолинита, приводящее к исчезновению некоторого количества обломков полевых шпатов, естественно влечет за собой уменьшение процента вторичных контактов и увеличение первичных. Таким образом, изменения на контакте могут расцениваться как регрессивный эпигенез, очевидно, связанный с изменением состава вод. В водоносных пластах, где наблюдается рост вторичного кварца и увеличение интенсивности, изменения могут рассматриваться как прогрессивный эпигенез.

Т а б л и ц а 6

Характеристика контактирующих нефте- и водоносных пород (в %)

№ п/п	Пласт	Сква- жина	ВНК	Порода	№ образ- ца	Содержание вторичных минералов			Вторично- растущий кварц	Растворе- ние кварца	Точечные контакты	Выпукло- вогнутые контакты	Интенсив- ность эпигенеза (I)
						титани- стых	каоли- нита	кварца					
1	Б _I	88-р	Нефть	Песчаник мелкозернистый слабо- алевритистый	32	1,7	5	2	66	8	37	25	5,02
		88-р	Вода		33	2,5	10	1	78	10	53,6	15	5,017
2	Б _{II}	74-р	Нефть	Песчаник средне-мелкозернистый	61	0,5	2	1,2	80	4	32	20	4,322
		74-р	Вода	Алевролит песчанистый	62	1,5	2	0,7	57	17	36	18	4,838
3	Б _V	80-р	Нефть	Песчаник мелкозернистый алеври- товый	191	1,7	2,5	1,5	48	13	28	25	5,31
		80-р	Вода	То же	192	1,7	2,5	4,0	42	10	35	17	5,40

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В формировании вторичного облика пород на ранних этапах эпигенеза принимают активное участие подземные воды, не всегда наблюдается соответствие между количеством вновь образованных минералов и распавшихся обломочных, т. е. этот процесс может быть охарактеризован не как автоэпигенез, а как эпигенез с приносом. Поэтому начальный эпигенез, в котором главную роль играет фильтрация подземных вод и их воздействие на породы, целесообразно называть «катагенезом» (по А. Е. Ферсману).

Анализ нефтеносных и водоносных пластов позволил установить, что в последних процессы прогрессивного эпигенеза продолжались. Формировались вторичный кварц, вторичные контакты и структуры гравитационного уплотнения, характеризующие глубинный эпигенез. Поскольку последние проявились еще слабо и интенсивность эпигенеза незначительно увеличилась, можно полагать, что нефть заполнила пласты Б₁ — Б_х Усть-Балыкского месторождения в конце катагенеза и в самые начальные этапы глубокого эпигенеза.

ЛИТЕРАТУРА

- Брадучан Ю. В., Нестеров Н. Н., Ставицкий Б. П., Салмапов Ф. К. Геология Усть-Балыкского нефтяного месторождения. — Труды СПИНГИМС, вып. 32, 1964.
- Ван-Тайл Ф. М., Паркер В. Г., Скитерс Х. М. Миграция и аккумуляция нефти и природного газа. ИЛ, 1948.
- Горькова Н. Н., Душкина П. А., Рябичева К. И. Изменение структурно-механических свойств четвертичных илов Черного моря в процессе диагенеза. — В кн. «К познанию диагенеза осадков». Изд-во АН СССР, 1959.
- Копелиович А. В. О микростиполитах и родственных им структурных формах в песчанниках могилевской свиты юго-запада Русской платформы. — Докл. АН СССР, 1958а, 119, № 2.
- Копелиович А. В. Особенности эпигенеза песчанников могилевской свиты юго-запада Русской равнины и некоторые вопросы с ними связанные. — Изв. АН СССР, серия геол., 1958б, № 11.
- Копелиович А. В. О количестве перемещающегося вещества при изменении размеров зерен в связи с вторичными преобразованиями некоторых осадочных пород. Литол. и пол. иск. Изд-во «Наука», № 3, 1965.
- Коссовская А. Г. Минералогия и петрография формаций мезозойского комплекса Виллойской впадины и Западного Верхоянья. Автореф. дисс. на соиск. уч. ст. д-ра геол.-минерал. наук. М., 1959.
- Коссовская А. Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Виллойской впадины и Западного Верхоянья. — Труды ГИН, вып. 63. Изд-во АН СССР, М., 1962.
- Коссовская А. Г. и ШUTOV В. Д. Характер изменения терригенных пород при эпигенезе (позднем диагенезе) и начальном метаморфизме в условиях геосинклинальной зоны. — Вопросы по минералог. осадочных образ., т. II. Львов, 1955а.
- Коссовская А. Г., ШUTOV В. Д. Зоны эпигенеза в терригенном комплексе мезозойских и верхнепалеозойских отложений Западного Верхоянья. — Докл. АН СССР, 1955б, 103, № 6.
- Коссовская А. Г., ШUTOV В. Д. Характер и распределение минеральных новообразований в разрезе мезозойских отложений Западного Верхоянья. — Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 5, М., 1956.
- Погвиненко Н. В. О позднем диагенезе (эпигенезе) донецких карбоновых пород. — Докл. АН СССР, 1956, 106, № 6.
- Перезио Г. И. Эпигенез терригенных осадочных пород юры и мела центральной и юго-восточной частей Западно-Сибирской низменности. Автореф. дисс. на соиск. уч. ст. канд. геол.-минерал. наук. М., 1964.
- Страхов Н. М. Стадии образования осадочных пород и задачи их изучения. — В кн. «Методы изучения осадочных пород», т. 1. Изд-во АН СССР, 1957.
- Страхов Н. М. О некоторых новых чертах диагенеза черноморских отложений. — Литол. и полезн. ископ., № 1. Изд-во АН СССР, 1963.
- Тимофеева З. В. Диагенетическое минералообразование в плиоценовых и четвертичных отложениях Южного Каспия. — Литол. и полезн. ископ., № 2, 1964.

- Фозергилл С. А. Цементация нефтеносных песков и ее происхождение, сб. IV.— Труды международного нефтяного конгресса, т. 1. Геология. Гостоптехиздат. 1956.
- Хитаров Н. И. Химическая природа растворов, возникающих в результате взаимодействия воды с горными породами при повышенных температурах и давлениях.— *Геохимия*, № 6, 1957.
- Чепиков К. Р., Ермолова Е. П., Орлова Н. А. Эпигенные минералы как показатели времени прихода нефти в песчаные промышленные коллекторы.— *Докл. АН СССР*, 1959, **125**, № 5.
- Füchtbauer H. Zur Quarznenbildung in Erdöllagerstätten, Sonderdruck aus «Erdöl und Kohle» Ergas.— *Petrochemie*, 14. Jahrgang, S. 169—173, 1961.
- Gaither A. A. Study of porosity and grain relationships in experimental Sands. *J. Sediment. Petrol.*, 1953, v. 23, p. 180—195.
- Gilbert Ch. M. Cementation of some California tertiary reservoir sands.— *J. Geol.*, v. 57, N 1, p. 1—17, 1949.
- Heald M. T. Authigenesis in West Virginia Sediments.— *J. Geol.*, 58, No 6, 1950.
- Heald M. T. Cementation of Simpson and St. Peter sandstones in parts of Oklahoma, Arkansas and Missouri.— *J. Geol.*, 64, No 1, 1955.
- Heald M. T. Cementation of Triassic arcoses in Connecticut and Missouri.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 67, No 9, 1956.
- Lowry W. D. Factors in loss of porosity by quartzose Sandstones of Virginia.— *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, 40, No 3, 1956.
- Pettijohn F. I. Lithification and diagenesis.— *Sedimentary rocks*. N. Y., 1949.
- Siever R. Petrology and geochemistry of silica cementation in some Pennsylvanian sandstones.— *Silica in Sediments*. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Tulsa, 1959.
- Taylor J. M. Pore — Space reduction in sandstones.— *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, 34, 1950.
- Thomson A. Pressure solution and porosity.— *Silica in sediments Spec. Publ. No 7. USA*, 1959.

ЭПИГЕНЕЗ И МЕТАГЕНЕЗ УГЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КУЗНЕЦКОГО БАССЕЙНА

Угленосные отложения Кузнецкого бассейна представлены мощной толщей каменноугольных и пермских осадочных образований. По литологическим особенностям, а также по характерным комплексам флоры и фауны они подразделяются на шесть подсерий: острогскую (мощностью 200—650 м), нижнебалахонскую (270—1000 м), верхнебалахонскую (415—1640 м), кузнецкую (430—930 м), ильинскую (770—1600 м) и ерунаковскую (2000 м).

Угленосные отложения характеризуются четко выраженным циклическим строением, проявляющимся в ритмичном чередовании горизонтов пород с определенными петрографическими и фациальными особенностями. Изучению цикличности описываемых отложений посвящено большое количество работ (Яворский и др., 1951; Ботвинкина, 1954 и др.). По специфическому набору литогенетических типов пород выделено несколько порядков циклов: микроциклы, или элементарные циклы, мощностью в несколько десятков метров, мезоциклы мощностью в сотни метров, равные по объемам свитам, и макроциклы, соответствующие обычно подсериям. Эти отложения претерпели воздействие нескольких фаз тектогенеза, вследствие чего они сильно дислоцированы. Характер и степень дислоцированности угленосной толщи в различных районах бассейна выражены по-разному. В районах, прилегающих к Салаиру и Томь-колыванской дуге, развита складчатость геосинклинального типа, в центральных районах — переходного и в районах, прилегающих к Кузнецкому

Таблица 1

Схема стратиграфического расчленения угленосных отложений
Кузнецкого бассейна 1964 г.

Система	Отдел	Серия	Подсерия
Пермская	Верхний	Кольчугинская	Ерунаковская Ильинская Кузнецкая (свита)
	Нижний	Балахонская	Верхнебалахонская
Каменно-угольная	Верхний		Нижнебалахонская Острогская (свита)
	Средний Нижний		

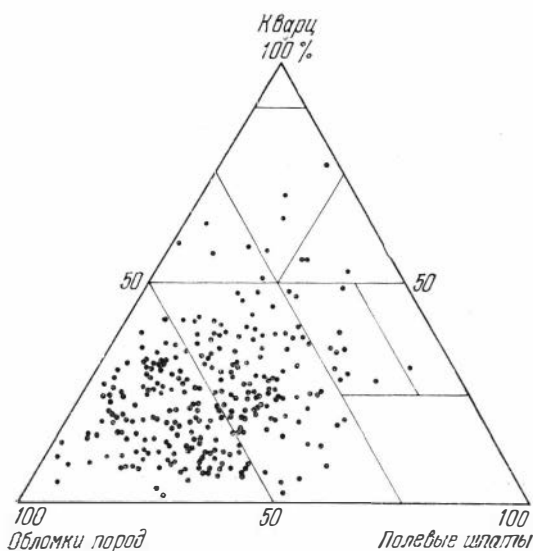


Рис. 1. Классификационная диаграмма песчаных угленосных отложений Кузнецкого бассейна по минералогическому составу терригенной части

Алатау, — платформенного типа. Многообразие тектонических условий, характеризующих различные районы исследуемого региона, привело к тому, что степень преобразования пород одних и тех же стратиграфических горизонтов в разных районах выражена различно.

Угленосные отложения сложены терригенными породами, отличающимися высокой полимиктовос-

стью, — это разного рода граувакки и переходные разновидности от граувакк к аркозам и весьма редко олигомиктовым кварцевым песчаникам (рис. 1), переслаивающимися с аргиллитами и углями. Хемогенные образования встречаются главным образом в виде линзовидных прослоев и конкреций и имеют подчиненное значение.

В строение угленосных отложений наряду с нормально осадочными компонентами участвует значительное количество пирокластического материала, образующего вместе с терригенными обломками целую гамму переходных пород от пирокласто-осадочных до собственно пирокластических.

Распределение пирокластического материала по разрезу осадочных циклов подчиняется определенной закономерности, выразившейся в последовательной смене одного петрографического типа пород другими (рис. 2). Присутствие пеплового материала в рассматриваемых отложениях оказало существенное влияние на характер энгенетических изменений слагающих их пород. Ниже приводится минералогическое-петрографическое описание различных типов пород и особенности их преобразования на различных этапах энгенеза и метангенеза.

ЕРУНАКОВСКАЯ ПОДСЕРИЯ

Отложения ерунаковской подсерии развиты в центральной части Кузнецкого бассейна и представлены озерно-аллювиальными осадками. Они сложены переслаивающимися песчаниками, алевролитами, аргиллитами и редко водорослевыми (?) известняками. Подсерия характеризуется промышленной угленосностью.

Рис. 2. Схема распределения различных типов пород в разрезе микроциклов для горизонтов, обогащенных пепловым материалом

1 — песчаники, 2 — туфопесчаники, 3 — туфоалевролиты, 4 — туффиты, 5 — туфы, 6 — угли

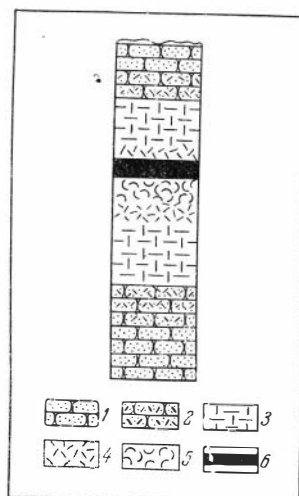
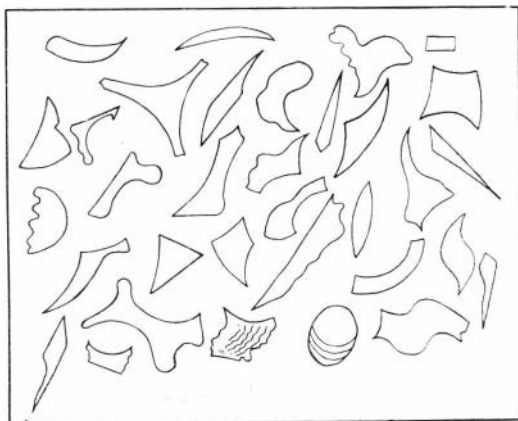


Рис. 3. Характерные фигурные осколки кварца в проокластических породах угленосных отложений Кузнецкого бассейна



Песчаники светло-коричневые, коричневато-серые и темно-серые. Они представлены плохо отсортированными, разномзернистыми, главным образом среднезернистыми разностями, нередко содержащими прослой и линзы гравелита с редкими включениями галек подстилающих пород. Слоистость большей частью косая (крупная и мелкая), косо-волнистая, часто прерывистая.

По составу обломочных компонентов песчаники относятся к семейству граувакк, среди которых выделены собственно граувакки и полевошпатовые граувакки. Основной состав обломочного материала варьирует в широких пределах и представлен кварцем (8—53%), полевыми шпатами (5—39%), обломками глинистых (4—43%), эффузивных (0—42%), кремнистых (2—32%) и карбонатных (0—17%) пород. Присутствуют в незначительном количестве глауконит, биотит, мусковит, циркон, сфеп, анатаз, рутил, брукит, лейкоксен, турмалин и гранат. Форма обломков угловатая, полуокатанная, и в большинстве случаев она сильно изменена вторичными процессами: растворением, регенерацией и сдавливанием. Цемент песчаников полиминеральный и сложен каолинитом, гидрослюдой, монтмориллонитом и в меньшей степени дикситом, сидеритом, кальцитом и доломитом. Тип цементации пород поровый, пленочно-крустификационный и базальный. Среди песчаников распространена коррозионная структура.

Алевриты разномзернистые, иногда содержащие значительное количество карбонатно-глинистого материала. Слоистость алевритов обычно пологоволнистая, косоволнистая, волнистая и горизонтальная. Она обусловлена как наличием тонких прослоев углистого детрита, так и чередованием слоев различного гранулометрического состава. Характерная особенность алевритов — присутствие в них значительного количества близко переотложенного проокластического материала, представленного резко остроугольными и клиновидными осколками кварца и полевых шпатов (рис. 3 и 4). Цемент в алевритах обычно глинистый, иногда с незначительной примесью карбонатов.

Аргиллиты темно-серые, темно-коричневые и черные. Строение их преимущественно однородное, микрочешуйчатое и переходное глинисто-кла-

стическое, нередко комковатое. Глинистая масса полиминеральная и в зависимости от фациальной природы аргиллитов сложена гидрослюдой с монтмориллонитом (озерная фация) и гидрослюдой с каолинитом (фация болот и застойных водоемов).

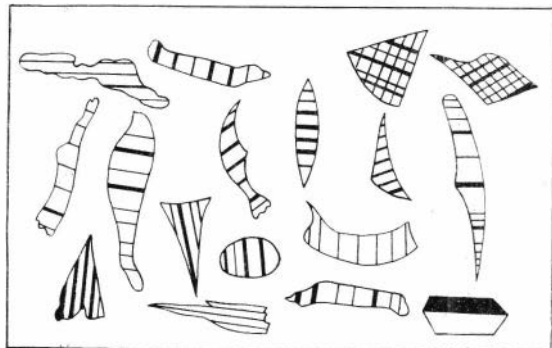


Рис. 4. Осколки полевых шпатов в тех же породах

Иногда в аргиллитах имеется примесь значительного количества алевроитового и карбонатного материала, а также углистого растительного детрита. Аргиллиты часто сидеритизированы. Характерно, что алевроитовый материал в аргиллитах содержит большое количество фигурных обломков кварца и полевых шпатов, а глинистое вещество нередко обнаруживает слабо выраженную реликтовую пепловую структуру.

Известняки темно-серые, среднезернистые, имеют клеточное строение и включения гнезд крупных идиоморфных зерен пирита, линзовидных прожилок кварца и отдельных кристалликов альбита. Зерна кальцита изометричные, в прожилках шестоватые.

Породы подсерии, развитые в центральных районах и районах, прилегающих к Крапивинскому куполу, характеризуются сравнительно слабым преобразованием. В аллювиальных отложениях, залегающих под угольными пластами в элементарных осадочных циклах, отмечается интенсивное замещение обломков основных плагиоклазов кальцитом. С глубиной процесс замещения увеличивается, где основные плагиоклазы исчезают почти полностью. На месте обломков плагиоклазов, замещенных кальцитом, в виде реликтов остаются мелкие неправильные зерна анальцима или альбита. Отмечается широкое развитие процессов замещения различных обломков каолинитом. На обломках кварца встречаются слабо развитые регенерационные каемки, приуроченные к участкам, соприкасающимся с поровым кальцитом. Пластинки биотита гидратируются с последующим замещением их каолинитом и образованием вокруг реликтов зерен мелкозернистых скоплений сидерита или гидроокислов железа. Каолинизация подвергается также унаследованный от предыдущих стадий железистый хлорит. Редкие зерна переотложения глауконита постепенно обесцвечиваются и изменяются в каолинит. Вокруг зерен образуется буроватый ореол из гидроокислов железа. В поровых пространствах песчаников и алевролитов наблюдается широкое развитие агрегатов каолинита. Обломки плагиоклаза и кварца замещаются им с образованием глубоких заливчиков. В озерных отложениях, развитых преимущественно над угольными пластами в микроциклах, отмечается деанортитизация плагиоклаза, которая начинается с периферийных частей обломков и выражается в постепенном понижении показателя преломления и в очищении деанортитизированных частей обломков от продуктов разложения. Кальцитизация плагиоклазов выражена значительно слабее и реже, чем в аллювиальных отложениях. Встречающиеся округлые зерна аутигенного глауконита с агрегатной поляризацией отличаются хорошей сохранностью, имеют ярко-зеленый или желтовато-зеленый цвет и скорлуповатое строение. В более глубоких горизонтах среди мелкозернистой массы глауконита появляются зазубренные листочки и волокна бесцветной слюды. Биотит гидратируется и распадается на отдельные волокна обесцвеченного гидробиотита и микрочешуйчатые агрегаты монтмориллонита с гидроокислами железа. Каолинит в переходных зонах между осадочными циклами отличается тонкочешуйчатым строением. В этих же горизонтах встречаются сферолитовые образования кремнезема.

В наиболее эпигенетически измененных породах, развитых в южных районах поля распространения отложений описываемой подсерии, отмечаются более глубокие изменения структурно-текстурных особенностей и минерального состава пород. Распространено явление регенерации кварца, плагиоклаза и кварцита. Регенерационные оболочки обычно сплошные. При этом содержание вторичных кварца и плагиоклаза в породах находится в прямо пропорциональной зависимости от количества обломочных кварца и плагиоклаза. Как правило, горизонты с наибольшим проявлением регенерации приурочены к границам циклов. Кальцитизация основных плагиоклазов в аллювиальных отложениях этих районов в основном закончена, и по кальциту, заместившему их, развиваются идиомор-

фные кристаллики альбита, достигающие размера $0,06 \times 0,35$ мм. Однако процесс замещения плагиоклазов продолжается, распространяясь на более кислые разновидности. В терригенных породах южных районов деанортитизация плагиоклазов отмечается также и в аллювиальных отложениях, что, по-видимому, связано с увеличением щелочности поровых растворов, исчезает каолинит, замещаясь гидрослюдой, образующей веерообразные и сноповидные агрегаты. Одновременно появляется дикиит. Широко распространяется крустификационный гидрослюдистый цемент. Продукты разложения биотита и глауконита сливаются с цементом. С дальнейшим преобразованием по отдельным «пакетам» гидрослюд отмечается развитие хлорита. Хорошо раскристаллизованный дикиит встречается в виде монокристаллов или сростков нескольких кристаллов червеобразной формы. Изменению подвержены и другие минералы. Зерна граната замещаются кальцитом, а по лейкоксенизированным титанистым минералам образуются наросты правильных кристалликов анатаза.

В озерных отложениях деанортитизация плагиоклаза происходит еще более интенсивно. Встречаются зерна или полностью замещенные, или с маленькими в виде пятен разобщенными участками, сохранившими первоначальный состав, причем никаких признаков деформации зерен плагиоклаза не отмечается. Зерна глауконита постепенно переходят в бесцветную слюду (мусковитоподобную), образуя крупные пластинки, сохраняющие первоначальную округлую форму.

ИЛЬИНСКАЯ ПОДСЕРИЯ

В отложениях ильинской подсерии отмечается широкое развитие озерно-аллювиальных отложений на юге и дельтовых отложений на севере бассейна.

Литологический состав ильинской подсерии на большей части территории бассейна представлен ритмически переслаивающимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами, за исключением северных районов, где распространены главным образом песчаники, составляющие 97 % разреза.

Песчаники серого и темно-серого цвета, плохо отсортированные, средне- и мелкозернистые, с массивной, круто-косослоистой, косо-волнистой текстурой.

По составу терригенных компонентов они представлены граувакками и полевошпатовыми граувакками. В районах, прилегающих к Крапивиному куполу, присутствуют среди песчаников граувакковые аркозы. Обломочный материал этих пород состоит из кварца (7—40 %), полевых шпатов (3—34 %), обломков кремнистых (4—34 %), глинистых (7—59 %), эффузивных (1—46 %), карбонатных (0—9 %) и различных слюдистых сланцев (до 13 %). Из аксессуарных минералов преобладает биотит (до 5 %) и хлорит (3 %). Присутствуют рутил, апатит, турмалин, эпидот, циркон, гранат, анатаз, брукит, лейкоксен, глауконит и мусковит. Тип цементации поровый, базальный, равномерный, в более измененных породах встречаются пленочно-крустификационный и регенерационный.

Алевролиты темно-серые до черного, разнозернистые. Слоистость косо-волнистая, волнистая и горизонтальная. По составу терригенных компонентов алевролиты резко отличаются от песчаников повышенным содержанием пирокластического материала. В цементе алевролитов основную часть составляют глинистые минералы — гидрослюда и монтмориллонит. В разрезах центральных районов встречается каолинит.

Аргиллиты темно-серые и черные, сложены тонкодисперсным и тонкоочешуйчатым глинистым веществом. Породообразующими минералами в них являются гидрослюда, каолинит и монтмориллонит. Примесь состоит из хлорита и алевроитовых частичек кварца и полевых шпатов. Аргиллиты, сложенные монтмориллонитом, представлены главным образом

озерными отложениями и имеют характерное комковатое или ооидное строение. Ооиды сложены тонкодисперсным монтмориллонитом, а промежутки между комочками выполнены струйчато-волокнистыми агрегатами монтмориллонита. Наиболее распространенное строение аргиллитов ильинской подсерии переходное глинисто-кластическое. Содержание тонкозернистого обломочного материала достигает 25 %. Нередко аргиллиты содержат значительное количество углефицированных обрывков растительных тканей. Глинистый компонент представлен преимущественно гидрослюдой с примесью каолинита или монтмориллонита и иногда хлорита. Аргиллиты, прилегающие к угольным прослойкам, часто сидеритизированы, а залегающие в кровлях микроциклов в большинстве случаев связаны переходами с мергелями, состоящими почти наполовину из карбонатного вещества.

По характеру развития энгенетических процессов в отложениях ильинской подсерии южных районов наблюдается аналогия с процессами, протекающими в отложениях ерунаковской подсерии этих же районов. Породы, развитые на севере бассейна и представленные главным образом дельтовыми песчаниками, претерпели уже значительные изменения. В песчаниках отмечается широкое распространение конформно-регенерационных структур. Сочленение между обломочными зернами и их регенерационными каемками волнистое, фестончатое. Глинистый материал полностью перекристаллизован и замещен диоктоаэдрической гидрослюдой. Вместе с гидрослюдой встречаются новообразования кварца, альбита, апатита, анатаза и весьма редко турмалина. В наиболее погруженных горизонтах зерна вторичного кварца и альбита принимают округлую форму, образуя в цементе структуру, напоминающую микроочковую структуру метаморфических пород. Породы ильинской подсерии часто пронизаны прожилками кварца и кальцита.

КУЗНЕЦКАЯ ПОДСЕРИЯ (свита)

Фациальные особенности отложений кузнецкой свиты характеризуются развитием солоновато-водных бассейновых условий. Особенность свиты — ее высокая пеплонасыщенность. Наряду с нормально-осадочными образованиями в кузнецкой свите присутствует значительное количество пирокластических и пирокласто-осадочных пород, представленных туфами, туффитами, туфопесчаниками и туфоалевролитами.

Темно-серые, серые, светло-серые и зеленовато-серые песчаники содержат разнообразный полуокатанный и окатанный кластический материал, по составу которого они относятся к грауваккам и полевошпатовым грауваккам, а также к граувакково-кварцевым и граувакково-аркозовым разностям. Слоистость в песчаниках перекрестно-косая, косая, горизонтально-волнистая и волнистая. Основной состав песчаных терригенных компонентов в породах кузнецкой свиты представлен кварцем (10—35 %), полевыми шпатами (4—37 %), обломками кремнистых (1—16 %), эффузивных (1—43 %), глинистых (0—32 %), карбонатных (0—15 %) пород и обломками различных сланцев (0—5 %), рудных (до 1 %) и углестым детритом. Из акцессорных минералов выделяются гранат, циркон, рутил, турмалин, апатит, сфен, энидот, магнетит и др. Цемент песчаников сложный, состоит из кальцита, сидерита, сидеронезита, анкерита, гидрослюды и монтмориллонита. Количество его колеблется в пределах 12—40 %. В виде примесей присутствуют каолинит и серицит. Тип цементации главным образом поровый, порово-базальный, равномерный.

Песчаники связаны переходом с туфопесчаниками. Последние состоят из нормально-осадочных обломочных компонентов с примесью фигурных осколков кварца, полевых шпатов и значительного количества эффузивных обломков, сцементированных разложившимся пепловым материалом.

Туфоалевролиты зеленовато-серые, серые и темно-серые. Слоистость обычно горизонтальная и волнистая. Обломочная часть породы сложена большей частью из смеси терригенных частиц с близко переотложенным и автохтонным пирокластическим материалом, имеющим характерную остроугольную и рогульчатую форму (см. рис. 3 и 4).

Туфы и туффиты вигрокластические и кристалло-вигрокластические, претерпевшие значительные постседиментационные изменения, вследствие чего в большинстве случаев утратили первичные признаки, свойственные этим образованиям. Они представлены в настоящее время туфогенными аргиллитами и породами, сложенными скрытокристаллической массой с так называемой микрофельзитовой структурой.

Центральное поле Кузнецкого бассейна состоит из пород, имеющих весьма слабо выраженную конформную структуру, проявляющуюся участками. Широко развита регенерация обломков кварца и полевых шпатов. Цементирующим материалом является гидрослюда часто с примесью хлорита и сидерита. В отдельных горизонтах встречается хорошо раскристаллизованный базальный и поровый кальцитовый цемент. В некоторых порах песчаников и алевролитов наблюдаются идиоморфные зерна апатита и жеодки, инкрустированные кристалликами анатаза. Породы, развитые в районах, ограниченных Крапивинским и Барзасским поднятиями, испытали наименьшее преобразование. Они характеризуются весьма слабыми структурно-текстурными изменениями. Однако обломочные зерна кварца часто регенерированы, причем в отдельных случаях объем регенерационных оболочек превышает объем регенерируемого обломочного ядра. В туфонесчаниках, отличающихся повышенным содержанием обломков эффузивов и их туфов, наблюдается образование правильных кристалликов анальцима. Анальцим встречается в порах, которые выполнены кальцитом. Глинистый материал цемента представлен монтмориллонитом, а в отдельных горизонтах в виде незначительной примеси раскристаллизованным каолинитом. Из карбонатов встречаются кальцит и сидерит. Пластиночки обломочных темноцветных слюд разлагаются с замещением монтмориллонитом, иногда с кварцем, хлоритом или сидеритом. В глинистом цементе многих туфонесчаников отмечается реликтовая неплювая структура. Туфогенные аргиллиты слабо раскристаллизованы и часто имеют ооидное строение. Ооиды сложены тонкодисперсным глинистым веществом, а промежутки между ними выполнены чешуйчатым монтмориллонитом. Другие разности глинистых пород сложены беспорядочно ориентированными буроватыми чешуйками гидрослюды.

Наиболее глубоким изменениям подвержены породы, развитые на крайнем юге, юго-востоке и северо-западе бассейна, охватывая Бунгуро-Чумышский, Томь-Успенский, Верхне-Терсинский и Плотниковский районы. Здесь в песчаниках широко развита конформная структура. Сочленение между обломками фестончатое, реже зубчатое. Отмечаются отдельные случаи грануляции кластических зерен. Плагноклазы вследствие деаортитизации и разложения основных разностей представлены только альбитом и олигоклазом. Обломочные темноцветные слюды отсутствуют. Зерна глауконита замещены мусковитом. В порах преобладает серпичит, образующий пленку вокруг обломков и иногда сравнительно крупных розеток с высоким двупреломлением. В туфонесчаниках и туфоалевролитах появляется пренит.

Алевролиты в результате растворения более мелких обломков отличаются разномасштабностью и часто имеют сливную мозаичную структуру.

Аргиллиты слегка расщеплены и сложены субпараллельными агрегатами с единой оптической ориентировкой составляющих их глинистых частиц, представленных диоктаэдрической гидрослюдой. Нередко аргиллиты окварцованы и разбиты прожилками кальцита с друзами кварца и альбита.

Отложения верхнебалахонской подсерии представлены озерно-аллювиальными отложениями, сменяющимися на севере Кузнецкого бассейна солоновато-водными лагунными осадками. Подсерия сложена песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Отдельные горизонты обогащены значительной примесью пирокластического материала, а в низах подсерии на северо-востоке бассейна присутствуют прослои туфов с хорошо сохранившейся пепловой структурой. Подсерия отличается высокой угленасыщенностью.

Песчаники серого и светло-серого цвета. По величине обломочных зерен выделяются крупнозернистые, среднезернистые и мелкозернистые разности с преимущественным развитием среднезернистых. Слоистость песчаников косая и косоволнистая.

Состав обломочных зерен в песчаниках весьма разнообразный и представлен кварцем (6—58%), полевыми шпатами (10—53%), обломками кремнистых (3—42%), эффузивных (4—55%), глинистых (4—36%), карбонатных (до 7%) пород и различных сланцев (до 3%), а также слюд (до 2%). Второстепенными минеральными примесями являются гранат, анатаз, брукит, рутил и апатит. По количественным соотношениям терригенных компонентов песчаники большей частью относятся к грауваккам и полевошпатовым грауваккам, а также к граувакковым аркозам, имеющим меньшее распространение. Многообразный и сложный цемент песчаников представлен в зависимости от фациального облика одним или несколькими из перечисленных ниже минералов: монтмориллонитом, каолинитом, гидрослюдой, серицитом, хлоритом, сидеритом, сидероплезитом, кальцитом. Тип цементации — поровый, пленочный, крустификационный, редко базальный, обычно равномерный. В количественном отношении составляет от 10 до 38%.

В туфопесчаниках в отличие от песчаников отмечается несколько повышенное содержание обломков эффузивов и их туфов. Основной цементирующий материал — монтмориллонит, смешанно-слоистая монтмориллонит-гидрослюда, гидрослюда с примесью хлорита. Нередко в цементе встречаются мелкозернистый кварц, анальцит, кальцит и сидерит. Отмечается постепенный переход туфопесчаников в туфоалевролиты, в которых заметно повышенное содержание кристаллокластического материала, состоящего из характерных осколков кварца и полевых шпатов.

Туфы и туффиты витрокластические и кристаллокластические. По показателям преломления, а также по минеральному парагенезу обломочных компонентов они относятся к производным кислой магмы риолито-дацитового и андезито-дацитового состава.

Аргиллиты коричневатые-серые, темно-серые, почти черные. Часто пере-слаиваются с углистыми аргиллитами. Слоистость горизонтальная и волнистая. Текстура беспорядочная, субпараллельная, спутано-волокнистая и ооидная. Иногда наблюдается слабое окремнение. Глинистая масса аргиллитов в основном смешанного состава, представленного гидрослюдой, каолинитом и монтмориллонитом, иногда с примесью кальцита или сидерита. Из кластического материала присутствуют кварц, полевые шпаты, анатаз, апатит, рутил, хлорит и слюды. Последние нередко образуют тонкие прерывистые прослойки.

Породы верхнебалахонской свиты претерпели сложные изменения. По восточным районам Кузнецкого бассейна в аллювиальных отложениях наблюдается каолинизация обломочного материала. Обломочные зерна кварца и плагиоклаза изъедены каолинитом с образованием неровных корродированных поверхностей. Каолинизации подвергаются и слюды и обломки различных эффузивов. В районах, где отложения верхнебалахонской свиты испытали более глубокие погружения, отмечаются видоизме-

нения каолинита в гидрослюду и серицит. Появляются широко распространенная конформно-регенерационная структура.

В районах распространения лагуинных отложений в песчаниках развит преимущественно монтмориллонитовый цемент с незначительной примесью рассеянных зерен сидерита. В отдельных горизонтах, где среди цемента преобладает кальцит, встречаются кристаллики анальцима. Обломочные зерна кварца заметных изменений не испытывают. Зерна плагиоклазов деаортитизируются, а иногда кальцитизируются. Витрокластические туфы здесь полностью замещены монтмориллопитом. С увеличением степени изменения в этих породах отмечается появление смешанно-слоистого минерала монтмориллонит-гидрослюдистого типа, а затем гидрослюды с незначительной примесью хлорита. Процесс видоизменения монтмориллонита в гидрослюду и отчасти хлорит сопровождается выделением различных модификаций кремнезема. На начальном этапе преобразования появляется кристобалит, а на конечном — кварц. Кремнезем, освобожденный перестройкой структуры монтмориллонита вместе с поровыми растворами мигрирует в подстилающие песчаники или туфопесчаники и осаждается в виде мелкозернистого кварца. Новообразования анальцима постепенно исчезают, вместо них появляются кристаллики альбита. Развивается фестоначатая и конформно-регенерационная структура. В наиболее сильно измененных породах количество хлорита также уменьшается за счет видоизменения их в высокодвуупреждающую мусковитоподобную слюду. В породах появляются обильные выделения вторичных образований кварца и альбита. Иногда в породах отмечаются скопления ксеноморфных зерен сфена и пренита. В результате интенсивной деаортитизации заметно общее понижение основности обломочных зерен плагиоклазов.

Породы часто пронизаны тонкими прожилками кварца и альбита.

НИЖНЕБАЛАХОНСКАЯ ПОДСЕРИЯ

Отложения нижнебалахонской подсерии представлены солоноватоводными осадками опресненного морского залива. Наиболее распространены среди них песчаники, алевролиты, аргиллиты и весьма редко — известняки. Подсерия промышленно угленосна. В нижнебалахонской подсерии также есть пирокластический материал. Песчаники преимущественно серого, темно-серого цвета сложены плотно сцементированным угловатым и полуокатанным мелкозернистым кластическим материалом. Крупно- и среднезернистые разности играют подчиненную роль. Этим песчаникам присуща мелкая горизонтальная пологоволнистая и перекрестно-косая слоистость. Терригенный материал самых различных размерностей с постепенным переходом от песчаных к алевроитовым. Характерна мелкая перекрестная и горизонтальная слоистость. Состав кластического материала песчаников полиминеральный и представлен кварцем (6—53%), полевыми шпатами (6—54%), обломками различных кремнистых пород и силицилитов (3—15%), эффузивных (2—55%), глинистых (4—23%) и разнообразных сланцев (2—10%). В незначительном количестве встречаются слюды (до 3%), глауконит, гранат, турмалин, циркон, эпидот, цоизит, анатаз, сфен, хлорит. По процентным соотношениям терригенных компонентов эти песчаники относятся к грауваккам и полевошпатовым грауваккам, а также к граувачковым аркозам, аркозам и весьма редко — к олигомиктовым кварцевым разностям. Породы сцементированы гидрослюдой, монтмориллонитом, хлоритом, серицитом, кальцитом, сидеритом и кварцем. Количество цемента варьирует от 7 до 39%. Цемент смешанный и состоит из двух или нескольких минеральных компонентов. Тип цементации поровый, пленочно-поровый, большей частью равномерный, иногда сгустковый.

Аргиллиты темно-серого, темно-коричневого и черного цвета в основном горизонтально- и волнистослоистые, иногда песлоистые. Преобладающие минералы в аргиллитах — гидрослюда, каолинит и монтмориллонит. В отдельных разностях значительную роль играют примеси кластического материала и карбоната. Первые представлены преимущественно обломочными зернами кварца, полевых шпатов и различных слюд, а вторые — кальцитом и сидеритом. Микроскопически большая часть основной массы состоит из беспорядочно расположенного глинистого материала. Редко встречаются аргиллиты, состоящие из однородной массы оптически ориентированных глинистых агрегатов. Карбонатное вещество или равномерно рассеяно по всей породе или образует сгустки, иногда имеющие слабо выраженное сферолитовое строение. Во многих аргиллитах присутствует значительное количество углефицированных обрывков растительных тканей. В некоторых горизонтах нижнебалахонской подсерии встречаются породы, которые прежде принимались за аргиллиты. Тщательными микроскопическими исследованиями установлено, что эти «аргиллиты» сложены тонкозернистой микрофельзитовой массой. Тесная ассоциация их с туфоалевролитами и с породами, несущими явные признаки вулканогенного происхождения, в частности фигурные обломки стекла и кусочки пемзы, говорят за то, что они — продукты изменения витрокластических туфов.

В северо-восточных районах бассейна породы нижнебалахонской подсерии испытали весьма слабое вторичное преобразование. Терригенные компоненты пород не имеют признаков особых изменений. Только в отдельных обломочных зернах видны слабо развитые регенерационные каемки. Сочленение между обломками линейное. Однако пластической деформации подвержены обломки наиболее поддающихся смятию аргиллитов и глинистых сланцев. Преобладающий минерал в цементе — смешанослойная монтмориллонит-гидрослюда, ассоциирующая с мелкозернистым сидеритом. В отдельных горизонтах встречаются слабо раскристаллизованный каолинит и кварц. Пластинки биотита замещаются монтмориллонитом, а иногда и сидеритом. Участками монтмориллонит образует коломорфные сгустки.

Наиболее глубокие вторичные изменения претерпели породы, распространенные на юге бассейна. В аркозах и граувакковых аркозах широко развита микростилолитовая структура. Микростилолитизация сопровождается образованием на местах соприкосновения обломочных зерен тонкой пленки, состоящей из мелких чешуек гидрослюда, врастающих в эти зерна. Кластические зерна кварца и кислых плагиоклазов нередко окружены гранулированной каемкой из более мелких зерен. Иногда вследствие бластеза обломки распадаются на более мелкие части. В граувакках и полевошпатовых граувакках распространена деформационная структура, а в аркозово-кварцевых и олигомиктово-кварцевых песчаниках развита конформная структура. Эти структуры образуются двумя путями: за счет пластической деформации обломков глинистых пород, слюдяных сланцев и продуктов разложения эффузивных обломков и за счет растворения под давлением более стойких обломков кварца, кислых и щелочных полевых шпатов и эффузивов. Изменение кластического материала выражено главным образом в их растворении и замещении. Основные полевые шпаты в этих породах, как правило, отсутствуют, что обусловлено интенсивным проявлением деанортитизации. Кислые полевые шпаты подвергаются замещению гидрослюдой. Вынесенные в результате разложения полевых шпатов микроэлементы выпадают в жорах в виде идиоморфных новообразований анатаза, сфена и турмалина.

Обломки кислых и средних эффузивов замещаются хлоритом, гематитом, альбитом, кварцем, цонзитом и эпидотом. В породах, богатых карбонатным материалом, эффузивы замещаются иногда доломитом с кварцем

и альбитом. Обломочные пластинки биотита видоизменяются в мусковит, а пластинки мусковита распадаются на более мелкие чешуйки.

Зерна глауконита обесцвечены и замещены крупными монокристалльными пластинками мусковитоподобного минерала. Основной цементирующий материал в терригенных породах — диоктаэдрическая гидрослюда, образующая сравнительно крупные розетковидные и веерообразные агрегаты, отдельные пластинки которых имеют очень высокое мусковитовое двуупределение. В некоторых случаях встречается хлорит, как правило, занимающий центральные участки пор, постепенно переходящие к краям в гидрослуду, включающую мелкие гексагональные пластиночки гематита. Во многих породах в ассоциации с гидрослудой находятся округлые зерна кварца и альбита. В породах, имевших первичный кальцитовый цемент, большинство обломков окружено регенерационной каемкой, состоящей из альбитово-кварцевый регенерационный цемент. Регенерационные каемки, приспособляясь между собой в процессе роста, также образуют конформную структуру. В некоторых породах появляются микродрозы апатаза, или турмалина, или апатита.

В аргиллитах отмечается слабая рассланцовка, видимая при микроскопическом исследовании как агрегаты с единой оптической ориентировкой, перемежающиеся с линзовидными прослойками шестоватого кальцита и редко кварца. Иногда в аргиллитах отмечается слабо сохранившаяся реликтовая неплывовая структура. Туфогенные микрофельзиты перекристаллизовываются в более ясно различимые зернистые агрегаты. Перекристаллизация приводит к образованию сравнительно крупных секреций, сложенных альбитом. Этот процесс с усилением преобразования пород все более расширяется, приводя к формированию пород, состоящих из альбита.

Известняки сильно перекристаллизованы и представлены обычно крупно- и среднезернистыми разностями. Обильные новообразования альбита в известняках привело к тому, что в некоторых случаях при макроскопическом изучении эти породы напоминают песчаники. Нередко в них находятся стяжения кварца. Как правило, альбит в известняках идиоморфный.

ОСТРОГСКАЯ ПОДСЕРИЯ (свита)

Отложения острогской свиты сформированы в условиях мелководного морского бассейна и солоноватоводных лагун.

Обломочные и глинистые породы, составляющие основную часть острогской свиты, подразделяются на конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты и аргиллиты. Хемогенные породы, представленные главным образом конкреционными образованиями, присутствуют в незначительном количестве. Вулканогенные образования наиболее распространены на северной и западной окраинах бассейна. В других районах встречаются преимущественно продукты их переотложения.

Конгломераты и гравелиты распространены в основном в низах острогской свиты и залегают в виде линз и прослоев среди крупнозернистых песчаников в основании циклов разного порядка. Конгломераты мелкогалечниковые, гальки в поперечнике — от 1 до 2,5 см. Отдельные включения более крупных галек достигают 5—8 см. В плохо отсортированных конгломератах заполняющим веществом служит песчано-гравийный материал, сцементированный глинистым веществом. В хорошо отсортированных разностях и преимущественно в гравелитах заполняющее вещество часто отсутствует и обломки сцементированы кальцитом или халцедоном. Форма обломков в конгломератах и гравелитах полуокатанная и окатанная. По петрографическому составу кластический материал в этих породах представлен обломками изверженных пород, кремней, различных силицили-

тов и кварцем. В заполняющем песчано-гравийном материале преобладает кварц, скрепленный карбонатно-глинистым цементом.

Песчаники серые, светло-серые, иногда со слабым зеленоватым оттенком. Преобладающая их часть отличается сравнительно хорошей отсортированностью обломочного материала. По величине кластических зерен они подразделяются на крупнозернистые, среднезернистые и мелкозернистые. Слоистость песчаников перекрестно-косая, волнистая. Нередко в песчаниках отмечаются знаки ряби и ходы илоедов.

Состав кластического материала песчаников сложен кварцем (6—41%), полевыми шпатами (19—46%), обломками разнообразных кремнистых пород и силицилитов (1—26%), эффузивных (2—43%), глинистых (4—43%) и слюдистых сланцев (до 6%). Акцессорные минералы представлены различными слюдами, цирконом, гранатом, турмалином, рутилом, анатазом, сфеном, эпидотом, цоизитом и пиритом. По составу терригенного материала песчаники относятся к грауваккам и полевошпатовым грауваккам, а также к граувакковым аркозам и аркозово-кварцевым разностям. Форма обломков в песчаниках и алевролитах окатанная, полуокатанная и угловатая. Часто обломочные зерна подвержены вторичной коррозии и регенерации. Глинистые обломки и нередко обломки эффузивов деформированы. Цемент в песчаниках составляет от 6 до 38% породы. Преобладающий тип цемента — смешанный и поровый, реже встречается базальный и крустификационный цементы. По минеральному составу они подразделяются на глинистые, глинисто-карбонатные, карбонатные, слюдистые и кремнистые. Глинистая составляющая цемента представлена исключительно гидрослюдой, а карбонаты состоят в основном из кальцита и в меньшей степени из сидерита. Кремнистый цемент сложен радиально-лучистым халцедоном, образующим характерные розетки в порах и крустификационную корку вокруг обломков.

Алевролиты серые, зеленовато-серые, плохо отсортированные. Слоистость горизонтальная, волнистая, перисто-волнистая и перекрестно-косая. Иногда в алевролитах встречаются следы оползания и взмучивания осадков. Алевролиты связаны тесным переходом с туфоалевролитами. Помимо переотложенного пирокластического материала, который отмечается также в алевролитах, в туфоалевролитах содержится некоторое количество автохтонного вулканического материала, представленного продуктами разложения стекла.

Аргиллиты темно-серые, горизонтально-слоистые и неслоистые. Основное глинистое вещество породы состоит из гидрослюды большей частью спутанно-волокнистого строения. Примесь кластического материала варьирует в широких пределах и сложена преимущественно кварцем, полевым шпатом. Из обломков пород преобладают кремни. Акцессорные минералы представлены весьма бедно и состоят из анатаза, циркона, пирита и гематита.

Наименьшие изменения претерпели породы, развитые в районах Воскресенской и Грязнинской площадей (северо-восток бассейна). В песчаниках и алевролитах процессы конформации распространены весьма редко. Основной цементирующий материал — гидрослюда иногда с тонко рассеянными зернами сидерита и в отдельных горизонтах каолинит, как правило, приуроченный к более олигомиктовым разностям пород. Гидрослюда тонкочешуйчатая, нередко образует колломорфные сгустки с волнистым угасанием. Сильнее раскристаллизованные индивиды образуют крустификационную пленку вокруг обломков. Отмечается замещение гидрослюдой обломков эффузивов, пластинок биотита и весьма редко — зерен глауконита. В некоторых случаях обломки эффузивов замещаются сидеритом. Каолинит встречается в виде мелких червеобразных агрегатов, локализирующихся в порах. Замещения прилегающих классических зерен не наблюдалось. В аргиллитах заметных структурных изменений не отмеча-

ется. Глинистая масса тонкодисперсная. Наиболее перекристаллизованный глинистый материал приурочен в основном вокруг обломочных зерен и в некоторых порах. Самым большим преобразованием подверглись породы, описанные в разрезах Томь-Усинского, Абашевского и Прокопьевского районов. Граувакки, граувакковые аркозы и аркозово-кварцевые несчапки испытали глубокие структурно-минералогические преобразования, приведшие к широкому развитию конформной и микростилолитовой структур. Обломки кварца, кремней, кислых и щелочных полевых шпатов и обломки изверженных пород под длительным воздействием давления подвергнуты растворению и приспособлены друг к другу. Причем растворение происходит избирательно: участки сопряжения обломков, их острые углы и более мелкие обломки. Освобожденный растворением материал встречается в порах в ассоциации с серицитом в виде округлых зерен кварца и альбита. Некоторые обломки катаклазированы и трещинки, секущие их, выполнены вторичной модификацией этих минералов. Отмечаются также случаи бластеза периферической части обломков. Обломки средних эффузивов деформированы и замещены хлоритом в ассоциации с соссюритом, гематитом и иногда доломитом. Плагноклазы за счет деанортитизации представлены только кислыми разностями. Терригенные компоненты пород окружены пленкой из чешуек серицита нередко с очень мелкими зернами гематита.

В граувакках, содержащих большое количество обломков глинистых пород, легко поддающихся смятию, в результате пластической деформации и перекристаллизации этих обломков происходит слияние их с серицитовым цементом. Породы пронизаны тонкими прожилками кварца и кальцита. В отдельных порах встречаются аутигенные выделения анатаза, турмалина, цоизита и редко эпидота. Основной цементирующий материал в песчаниках и алевролитах — серицит, иногда хлорит, кварц и альбит. В аргиллитах в результате значительного уплотнения глинистого материала появляются агрегаты, сложенные пластиночками гидрослюда с единой оптической ориентировкой. Часто среди этих агрегатов отмечаются линзочки кварца и хлорита. Менее преобразованы породы, слагающие отложения острогской свиты в Кондомском, Беловском и Кемеровском районах и в районах, прилегающих к западному склону Крапивинского купола. Конформная структура в терригенных породах этих районов выражена значительно слабее и проявляется в них отдельными участками. Микростилолитизация обнаруживается в редких случаях и в зачаточной форме — в виде слабоволнистых сочленений между обломками (фестончатая структура). В этих породах широко распространены процессы регенерации, вследствие чего в олигомиктовых кварцевых и аркозово-кварцевых песчаниках, а также в некоторых граувакках встречается регенерационный цемент. Чаще всего регенерационный цемент образуется в песчаниках, имевших первичный кальцитовый цемент. В граувакковых аркозах и граувакках регенерации проявляются в виде изолированных каемонок вокруг обломков. Основную массу цемента в них составляет тонкочешуйчатый хлорит, крустифицирующий обломочные зерна или образующий розетковидные и веерообразные агрегаты. По отдельным агрегатам хлорита развивается гидрослюда, ассоциирующая с гидроокислами железа. В некоторых порах встречаются мелкозернистый кварц, апатаз, турмалин и пирит. В отличие от других типов пород в граувакках за счет деформации глинистых обломков широко развита деформационная структура. В аргиллитах основная глинистая масса перекристаллизована в спутано-волокнистые сноповидные агрегаты гидрослюда, среди которых встречаются выделения вторичного анатаза, кварца и кальцита.

Туфогенные микрофельзиты альбитизируются, а в районах, примыкающих к восточному борту бассейна, отмечается их адуляризация.

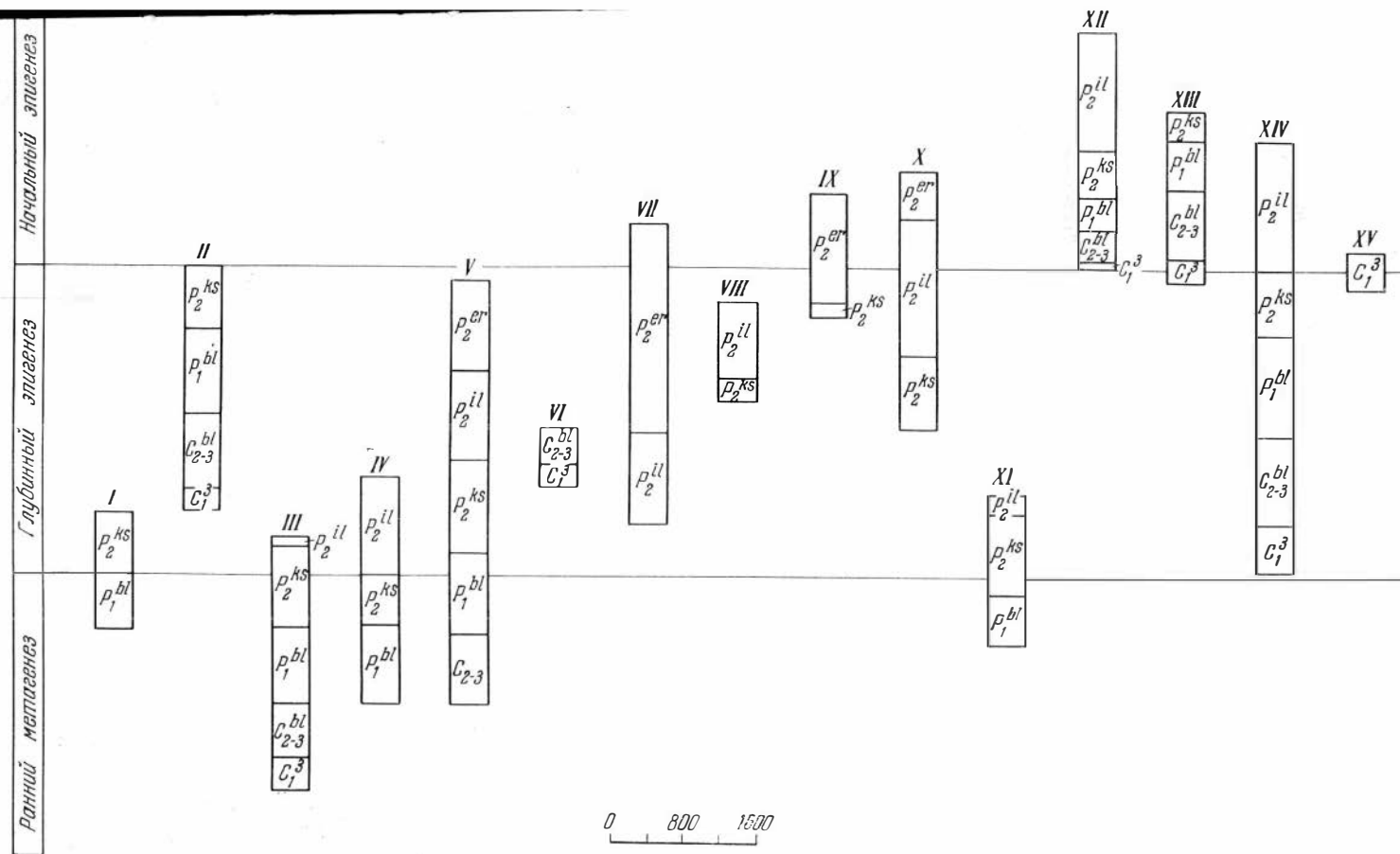


Рис. 6. Схема сопоставления разрезов угленосных отложений Кузнецкого бассейна по зонам эпигенеза и метагенеза

Районы: I — Бунгуро-Чумышский, II — Кондомский, III — Томь-Усинский, IV — Терсинский, V — Абашевский, VI — Прокопьевский, VII — Ерунаковский, VIII — Беловский, IX — Ленинский, X — Борисовский, XI — Плотниковский, XII — Крапивинский, XIII — Москресненский, XIV — Кемеровский, XV — Ермаковский, C_1^3 — острогская свита, C_{2-3}^{bl} — нижнебалахонская подсерия, P_1^{bl} — верхнебалахонская подсерия, P_2^{ks} — кузнецкая подсвита, P_2^{il} — ильинская подсерия, P_2^{er} — ерунаковская подсерия

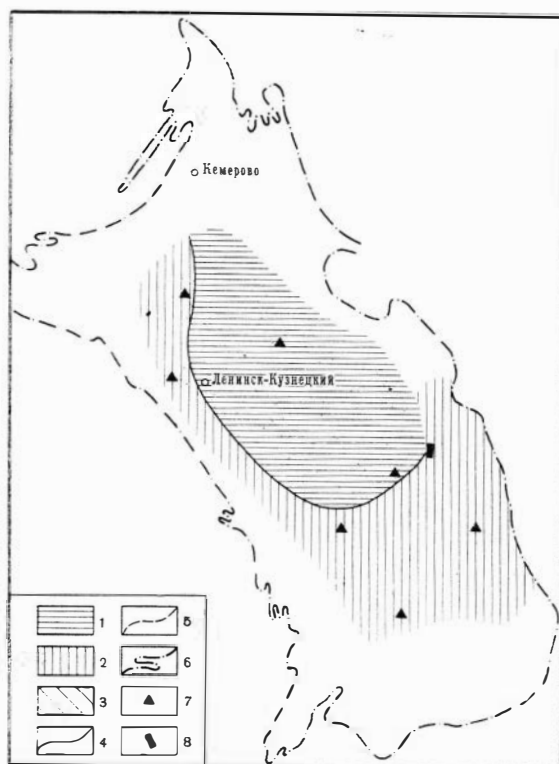


Рис. 7. Схематическая карта распространения зон стадийного изменения пород ерунаковской подсерии

- 1 — зона начального эпигенеза, 2 — зона глубинного эпигенеза, 3 — зона раннего метагенеза, 4 — граница зон установленная, 5 — граница зон условная, 6 — граница Кузнецкого бассейна по подошве острогой свиты, 7 — скважины, 8 — обнажения

ЗОНАЛЬНОСТЬ РАЗРЕЗА

В Кузнецком бассейне в толще угленосных отложений выделяются три зоны стадийного изменения пород, характеризующиеся определенными комплексами минеральных новообразований, вторичными структурно-текстурными признаками и физико-механическими свойствами (рис. 5).

На рис. 6 приведена схема сопоставления разрезов угленосной толщи Кузнецкого бассейна по зонам, а из рис. 7—9 видно распространение этих зон по территории для отдельных стратиграфических горизонтов.

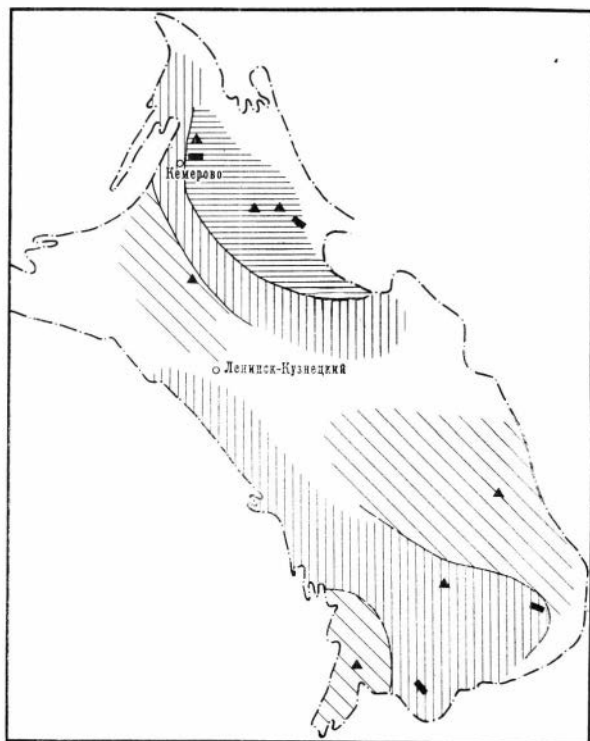
Наиболее слабо преобразованные породы, выделенные в зону унаследованных структур и формирования каолинитового и монтмориллонитового цемента, соответствующую зоне начального эпигенеза, по схеме А. Г. Коссовской и других (1957, 1963), распространены в северо-восточной окраине Кузнецкого бассейна и ограничены с юга и с севера соответственно Крапивинским и Барзасским поднятиями (см. рис. 8—9).

Эта зона охватывает всю толщу угленосных отложений. В центральных районах она занимает более высокое стратиграфическое положение (см. рис. 6).

В районе г. Кемерово на той же стадии находятся породы ильинской, кузнецкой, верхнебалахонской и верхи нижнебалахонской подсерий. В сторону центральной оси Кузнецкого бассейна степень изменения пород этих подсерий усиливается.

Породы, стоящие по степени изменения на стадии глубинного эпигенеза, выделенной в зону развития структур растворения и хлоритово-гидрослюдистого и кварцево-альбитового цемента, развиты исключительно широко. В Кондомском районе к ней могут быть отнесены породы всей угленосной толщи. В Томь-Усинском районе на этой стадии находятся породы верхней части кузнецкой свиты, у г. Кемерово — нижней

Рис. 8. Схематическая карта распространения зон стадийного изменения пород верхнебалахонской подсерии (условные обозначения см. на рис. 7)



части нижнебалахонской подсерии и острогской свиты и у г. Белово — от ильинской подсерии до острогской свиты.

Еще более измененные породы, отнесенные к стадии раннего метатенеза (зона кварцитовидных структур и хлоритово-серицитового цемента), распространены на юго-восточной, юго-западной и северо-западной окраинах Кузнецкого бассейна (см. рис. 6—9). Это породы кузнецкой, верхнебалахонской, нижнебалахонской и острогской подсерий (свит).

По специфике изменения вулканогенных пород в угленосных отложениях выделены четыре зоны. Первые две зоны соответствуют начально-эпигенетической стадии изменения и названы зоной аргиллизаци и фельзитизации, а также зоной анальцимизации.

Глубинно-эпигенетически измененные пирокластические породы отнесены к зоне фельдшпатизации, и подобные породы, находящиеся по степени изменения на стадии раннего метатенеза, выделены в зону пропилитизации. Следует заметить, что выделенная по вулканогенным породам зональность совпадает с вертикальной зональностью отложений современных вулканических областей (Набоко, 1964).

Характер и степень изменения различных компонентов пород на разных стадиях проявляется по-разному. В начальном эпигенезе преобразуются только неустойчивые обломочные зерна. Обломки основных плагиоклазов замещаются кальцитом, анальцимом и альбитом, а обломки эффузивов и биотита — кальцитом, гидрослюдай, сидеритом, каолинитом, монтмориллонитом, анальцимом и гидроокислами железа. Пепловый материал в зависимости от состава стекла и химизма среды, в которой он находится, замещается или микрофельзитом, или монтмориллонитом. Разложение более основных по составу вулканокластических зерен приводит к образованию анальцима.

В глубинном эпигенезе процессы замещения обломочных компонентов пород усиливаются и охватывают все более устойчивые обломки.

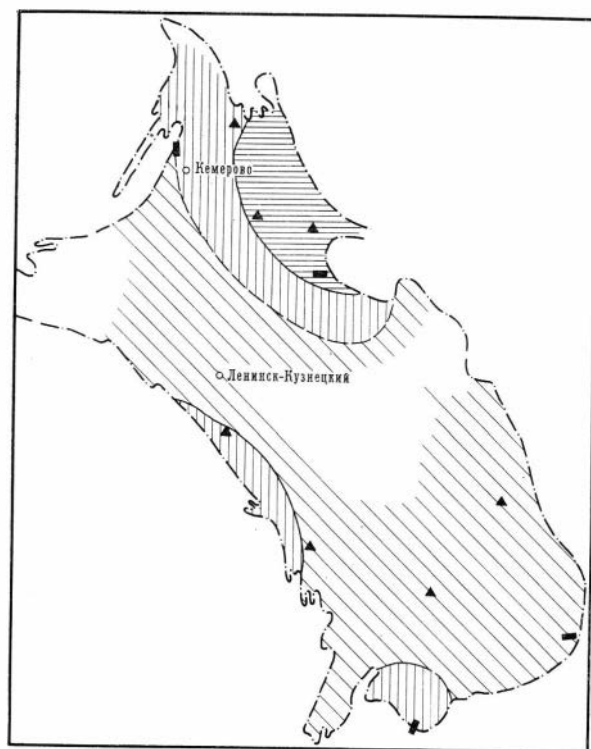


Рис. 9. Схематическая карта распространения зон стадийного изменения пород острогской свиты (условные обозначения см. на рис. 7)

Основными вторичными минералами становятся кварц, альбит, хлорит, диоктаэдрическая гидрослюда. В глинистых породах формируется устойчивая ассоциация гидрослюда и железисто-магнезиального хлорита. Происходит интенсивное растворение обломочных зерен полевых шпатов, эффузивных пород с выносом и переотложением растворенного материала в виде кварца, альбита, титанистых и других новообразованных минералов. В пирокластических породах отмечается альбитизация и в отдельных случаях адуляризация пеплового материала. Туфы, замещенные монтмориллонитом, постепенно уплотняясь, переходят в туфогенные хлоритово-гидрослюдистые аргиллиты.

В раннем метазенезе по зернам основных и средних плагиоклазов, эффузивных пород и темноцветных минералов формируется новый комплекс вторичных минералов: кварц, альбит, хлорит, серицит, цонзит, эпидот и гематит. Наряду с названными минералами в пирокластических породах появляется и пренит. Характерно, что определенная закономерность наблюдается и в распределении вторичных минералов, образующих прожилки в породах (см. рис. 5). В начальном эпигенезе развиты кальцитовые прожилки. В глубинном эпигенезе преобладают кварц и альбит и в раннем метазенезе появляется магнезиальный хлорит.

Для более полной характеристики вторичного минералообразования в табл. 2 и 3 приведены филопарагенетические и парагенетические ассоциации минералов по зонам. Каждая зона имеет определенные филопарагенетические и парагенетические ассоциации минералов. Комплекс минеральных новообразований в пределах одной зоны определяется двумя основными факторами: вещественным составом пород и химизмом среды существования пород. Последний фактор на стадии начального эпигенеза в значительной степени определяется фациальной природой отложений и наиболее четко проявляется в разрезах с переслаивающимися континентальными и бассейновыми отложениями. Обилие захороненного органического вещества в континентальных отложениях обогащало поровые

**Характерные филопарагенезы в породах углеродистых слюдяных
Кузнецкого бассейна**

Начальный эпигенез	Глубинный эпигенез	Ранний метакгенез
Основные разновидности плагиоклаза кальцит, апальцит кальцит каолинит	Каолинит—гидрослюда дикиит Монтмориллонит — гидро- слюда хлорит	Плагиоклаз — альбит альбит, цоизит редко энидот серпичит
Биотит—каолинит, гидроокислы Fe и Ti монтмориллонит гидрослюда сидерит	Плагиоклаз (обл.) — плагиок- лаз (рег.) Биотит — бесцветная гидро- слюда хлорит	Плагиоклаз (обл.) — пла- гиоклаз (рег.) Биотит — бесцветная сло- да (близкая к мусковиту) энидот бесцветная слюда, сфен
Эффузивные породы — кальцит доломит монтмориллонит сидерит каолинит анальцит	хлорит, гематит, рутил хлорит, апатаз хлорит, кварц, рутил хлорит, сидерит Эффузивные обломки—хлорит гидрослюда хлорит, гематит, апатаз кальцит, доломит гидрослюда, кварц, аль- бит	Эффузивные обломки — серпичит хлорит, гематит, магни- тит пренит, хлорит энидот, цоизит сидерит, доломит кварц, альбит
Вулканическое стекло— монтмориллонит каолинит сидерит, гидроокис- лы Fe микрофелзит	Кварц (обл.) — кварц (рег.) Халцедон (в порах) — кварц Микрофелзит—альбит адуляр Плагиоклаз — альбит альбит, кальцит гидрослюда хлорит	Кварц (обл.) — кварц (рег.)

Таблица 3

**Характерные парагенетические ассоциации вторичных минералов по зонам
в Кузнецком бассейне**

Начальный эпигенез	Глубинный эпигенез	Ранний метакгенез
Кальцит, апальцит Кальцит, альбит Каолинит, гидроокислы Fe и Ti Каолинит, кальцит Кальцит, сидерит Монтмориллонит, сидерит, пирит Халцедон, кальцит Гиббсит, кварц Кварц, монтмориллонит, сидерит Сидерит, пирит Сидерит, гидроокислы Fe	Кальцит, альбит Гидрослюда, хлорит Хлорит, гематит, кварц, аль- бит Хлорит, рутил, кварц Хлорит, апатаз, рутил Кальцит, доломит Халцедон, кварц Кварц, дикиит, окислы Fe и Ti Адуляр, кальцит Сидерит, гематит	Альбит, цоизит Альбит, цоизит, энидот Серпичит, хлорит Энидот, бесцветная сло- да Кварц, альбит, сфен Цоизит, энидот Хлорит, гематит Кварц, альбит, серпичит Серпичит, кварц Пренит, хлорит Сфен, хлорит, серпичит Сидерит, гематит

растворы органическими кислотами и растворенным CO_2 и создавало кислую среду, способствующую каолинитизации обломочного материала, более усиленной кальцитизации плагиоклаза и коррозии зерен. Щелочная среда, существовавшая в бассейновых отложениях, благоприятствовала монтмориллонитизации слюд и вулканического стекла, сохранению глауконита и деанортитизации плагиоклаза. Особенно ярко влияние фациальных особенностей пород проявляется в слабо измененных породах, а в более преобразованных породах различия в характере изменения пород разных фаций начинают затухиваться.

Тесная зависимость вторичного минералообразования от первичного состава пород приводит к тому, что породы различного состава при одних и тех же условиях оказываются преобразованными по-разному и каждый из них характеризуется своим комплексом аутигенных минералов. Наиболее глубоким изменениям подвергаются вулканогенные образования. Витрокластический материал уже в стадию начального эпигенеза почти полностью разложен и замещен монтмориллонитом или скрытокристаллической микрофельзитовой массой. В туфопесчаниках за счет разложения обломков эффузивных пород образуются правильные кристаллики анальцима, в то время как в нормально-осадочных породах эти изменения затронули только цемент. Заметное преобразование основного обломочного костяка последних отмечается лишь в стадию глубинного эпигенеза, когда под воздействием уплотнения начинается деформация и растворение обломочных компонентов пород. В граувакковых песчаниках появляется весьма разнообразный набор вторичных минералов, а в олигомиктовых кварцевых песчаниках при меньшем количестве минеральных новообразований наблюдается более широкое развитие процессов регенерации. Циклическое строение толщи угленосных отложений обусловило периодическое повторение в разрезе горизонтов с различным характером преобразования в одной и той же зоне.

ЛИТЕРАТУРА

- Ботвинкина Л. Н. Условия накопления угленосной толщи в Ленинском районе Кузнецкого бассейна.— Труды Ин-та геол. наук, вып. 139, № 4, 1954.
- Коссовская А. Г., Логвиненко Н. В., Шутков В. Д. О стадиях формирования и изменения терригенных пород.— Докл. АН СССР, 1957, 116, № 3.
- Коссовская А. Г., Шутков В. Д. Фации регионального эпигенеза и метатенеза.— Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 7.
- Набоко С. И. Современные гидротермальные процессы и метаморфизм вулканических пород.— Труды лабор. вулканологии, вып. 19, 1961.
- Яворский В. П., Ли П. Ф., Андреева Е. М. Литолого-стратиграфический очерк Кузнецкого бассейна.— Труды ВСЕГЕИ, 1951.

ЭПИГЕНЕЗ И МЕТАГЕНЕЗ ДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНО-МИНУСИНСКОЙ КОТЛОВИНЫ

Девонские отложения Южно-Минусинской котловины представляют толщу нормально-осадочных и частично вулканогенных образований. Характерная черта их — ярко выраженная цикличность, которая проявляется в чередовании мощных континентальных красноцветных толщ с менее мощными пачками лагунно-морских сероцветных пород. Цикличность отложений послужила основой для их стратиграфического расчленения. По схеме Н. А. Белякова, В. С. Мелещенко (Мелещенко, 1953) в разрезе девона в юго-западных районах котловины выделяется шесть циклов, соответствующих по своему объему ярусу или подъярису (табл. 1).

Таблица 1
Циклы осадконакопления Южно-Минусинской котловины

Отдел	Ярус	Цикл осадконакопления	Свита
Верхний	Фамснский	Быстринский	Тубинская
	Франский	Кохайский	Кохайская Ойдановская
Средний	Киветский	Бейский	Бейская Илеморовская
		Аскизский	Аскизская Абаканская
	Эйфельский	Таштыпский	Таштыпская Толочковская
Нижний	Кобленцкий	Имекский	Имекская Чиланская

В каждом цикле по две свиты. В нижней части циклов находятся свиты, сложенные континентальными красноцветными породами; в верхней части — морскими, лагунно-морскими или лагунными сероцветными.

Исключением является бейский цикл, который начинается сероцветными лагунными породами илеморовской свиты.

Отложения кровли верхнего (быстрянского) цикла относятся к турнейскому ярусу нижнего карбона.

Отложения нижних — чиланской, имекской, толочковской свит известны лишь на крайнем юго-западе котловины. К северу и северо-востоку под абаканской свитой залегают породы эффузивно-осадочной толщи, возраст которой определяется как Д₁ — Д₂.

Герцинская структура прогиба характеризуется широким проявлением глыбовой тектоники, вызванной дроблением его салаирского фундамента. В результате блоковых подвижек в средне- и верхнепалеозойских отложениях формировались в основном штамповые складки (Красильников, Моссаковский, 1958; Кац, 1959). На юго-западе котловины возникли крупные складки, ориентированные параллельно бортам прогиба. Степень дислоцированности пород невелика. Углы падения на крыльях складок не превышают 30—40°. В центральном районе котловины благодаря блоковым подвижкам возникла пологая прерывистая складчатость, близкая к платформенному типу. Углы падения на структурах обычно не превышают 10°. Вследствие этого породы верхнего структурного этажа не испытывали, по-видимому, значительных пластических деформаций и не несут следов динамометаморфизма, характерного для геосинклинальных областей. С другой стороны, общая мощность средне- и верхнепалеозойских пород в котловине достигает 10 км, чем разрез резко отличается от разрезов платформенного типа. Причем мощность их быстро убывает от центральных, наиболее погруженных ее частей, к периферии. Глубина погружения одних и тех же горизонтов под вышележащими отложениями значительно меняется на небольших расстояниях.

В девоне отмечалось несколько этапов эффузивной деятельности (Федоров, 1961). Излияние лав и образование туфов связано с периодами интенсификации тектонических движений, которые приурочены к началу или к концу накопления красноцветных толщ. В изученных нами разрезах магматические образования наблюдаются в составе чиланской свиты (р. Таштып) и эффузивно-осадочной толщи (р. Аскиз, Быстянская площадь).

ЛИТОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗА

Породы девона Южно-Минусинской котловины подверглись значительному вторичному преобразованию. Это выражается в общем уплотнении, частичном изменении минерального состава, появлении вторичных структурных и текстурных особенностей пород. Ниже приводится описание состава и характера преобразования основных литологических разностей по свитам.

Тубинская свита

Тубинская свита представляет однородную толщу алевролитов, аргиллитов и песчаников. Мергели и известняки встречаются редко. Литологический состав свиты по площади меняется. В центре котловины преобладают алевролиты и аргиллиты. К окраинам растет роль песчаников. Накопление осадков свиты проходило в континентальных условиях в мелководных водоемах с окислительной обстановкой (Теодорович, Полонская, 1958).

Алевролиты и песчаники красные, лиловые, коричневые с различными оттенками, редко коричневато-серые. Слоистость горизонтальная от нормальной до микрослоистой и косая диагональная. По соотношению основных компонентов — это граувакки и полевошпатовые граувакки. Содержание в них кварца 34—42%; полевых шпатов 4—43% и обломков пород 12—56% (кремни, микрокварциты, слюдисто-кварцевые и хлорито-кварцевые сланцы, эффузивы). Плагноклаз по составу относится к альбито-олигоклазу. Встречаются биотит и мусковит. Редко встречаются граувакко-кварцевые песчаники (до 52% кварца) и аркозы (до 55% полевых шпатов). Цемент глинисто-карбонатный, карбонатный и железисто-глинисто-карбонатный, реже встречается ангидритовый. Тип цементации поровый и базальный.

Карбонатный цемент частично перекристаллизован. В карбонатно-глинистом и железисто-карбонатно-глинистом цементах перекристаллизация отмечается лишь около обломков и пор: появляются более зернистый доломит, кальцит и тонкие гидрослюдистые каемки. В составе цемента находят крупные зерна доломита, новообразования мелкозернистого кварца, кристалликов альбита, тонкочешуйчатого гематита, в отдельных порах встречаются халцедон, анатаз, апатит, турмалин и хлорит с большим количеством чешуйчатого гематита, являющегося, очевидно, продуктом эпигенетической перекристаллизации железистого хлорита. Распространены вторичные среднезернистый кальцитовый и крупнозернистый ангидритовый и гипсовый цементы.

Обломочный материал корродирован, особенно в разновидностях с карбонатным цементом, где кварц и плагиоклаз позднее были регенерированы. Породы уплотнены, контакты между зернами прямые, волнистые неправильные. Возникают реликтовая коррозионная и конформационно-регенерационная структуры.

Имеющиеся обломки эффузивных пород ожелезнены (гидроокислы и окислы железа). Обломочный биотит гидратирован или хлоритизирован. В первом случае образуются бесцветная или слабо плеохроирующая в светло-бурых тонах гидрослюда и гидроокислы железа, гематит; во втором — хлорит, анатаз, гематит. Вокруг зерен лейкоксена образуется тонкоиглочатый рутил.

Аргиллиты буровато-серые, красно-бурые, иногда с фиолетовым оттенком, известковистые, плотные, реже тонкослоистые, трещиноватые. Излом раковистый или оскольчатый. Породы сложены тонкочешуйчатой гидрослюдой с примесью тонкозернистого кальцита, гидроокислов и окислов железа. Структура алевро-пелитовая, текстура беспорядочная, иногда намечается субпараллельная ориентировка чешуек.

Перекристаллизация глинистого материала выражается в образовании около обломков тонких гидрослюдистых каемок, сложенных чешуйками с одинаковой оптической ориентировкой, карбонат здесь более крупнозернистый. В сильно ожелезненных аргиллитах видимые признаки перекристаллизации отсутствуют. Окислы железа представлены чешуйчатым гематитом. Пустоты заполнены крупнозернистым кальцитом, в котором встречаются кристаллики кварца и альбита, анатаза, иногда наблюдаются хлорит, ангидрид. Имеющиеся обломки кварца, плагиоклаза, кремнистых и эффузивных пород корродированы незначительно. В алевроитовых разновидностях имеет место регенерация обломков кварца, редко плагиоклаза. При этом регенерационные каемки их вторично корродированы кальцитом. Вблизи обломков ожелезненных эффузивных пород отмечаются одиночные мелкие зерна новообразованного эпидота. Обломки биотита частично хлоритизированы.

Мергели бурой, реже серой окраски, массивные и тонкослоистые, доломитизированные. Излом раковистый. Слагаются тонкочешуйчатой гидрослюдой, бурой от гидроокислов железа, и тонкозернистым кальцитом с незначительной примесью доломита. Карбонатность мергелей колеблется в широких пределах. Структура алевро-пелитовая, текстура беспорядочная, реже отмечается субпараллельная ориентировка чешуек. Наряду с пелитоморфным и чешуйчатым гематитом отмечается заметное количество шпата. В составе алевроитовых обломков отмечаются кварц, полевые шпаты, эффузивные и кремнистые обломки пород, биотит.

Вторичное изменение мергелей аналогично изменению аргиллитов. Следует отметить более значительную коррозию кальцитом регенерационных образований кварца и плагиоклаза. В составе аутигенных минералов дополнительно отмечается турмалин.

Известняки в составе пород тубинской свиты представлены обломочными и тонкозернистыми глинистыми и алевроитовыми разновидностями.

Окраска их бурая и светло-бурая. В обломочных известняках обломки состоят из тонкозернистого кальцита и глинистого доломита. Сцементированы они кальцитом или дисперсным известково-глинистым материалом. Имеется примесь обломков кварца, альбита и альбит-олигоклаза. Кальцит цемента перекристаллизован до средне- и участками крупнозернистого. Иногда наблюдаются кальцитовые крустификационные каемки. В пустотах вместе с кальцитом встречаются мелкозернистый кварц, барит, отдельные кристаллики альбита и анальцима (рис. 1). В тонкозернистых железисто-глинистых известняках заметной перекристаллизации не наблюдается.

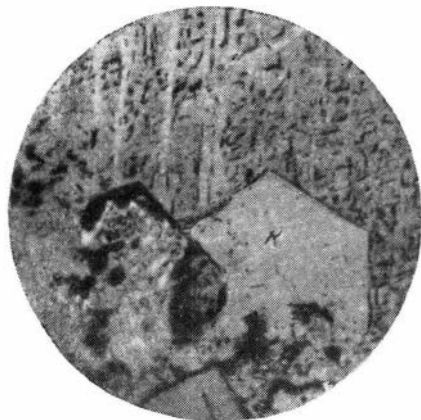


Рис. 1. Кристаллы анальцима (анц). Один замещен кальцитом (к). Известняк. Увел. 200, с анализатором

Кохайская свита

В юго-западных районах котловины свита складывается серыми лагунно-морскими песчаниками, алевролитами, реже известняками и мергелями. К северу и северо-востоку морские сероцветные отложения постепенно замещаются континентальными красноцветными, которые не отличаются от красноцветов тубинской и нижележащей ойдановской свит и описываются под общим названием «туранская серия». Мощность свиты 300—530 м.

Песчаники и алевролиты серые, различных оттенков и коричневые. Подсчет минерального состава проводился исключительно по песчаникам. Содержание обломков кварца в них находится в пределах 27—61%, полевых шпатов — 20—56% и обломков пород — 13—51%. Среди обломков пород много кремнистых и иногда эффузивных пород. Кроме того, встречаются слюда, хлорит и обугленные растительные остатки. По своему составу выделяются две группы пород: граувакковые аркозы и аркозово-кварцевые песчаники.

Цемент кальцитовый, доломитисто-кальцитовый, глинисто-карбонатный и хлоритовый базального и порового типа и плагиоклазово-кварцевый регенерационный. В карбонатном цементе кальцит перекристаллизован, до мелко- и среднезернистого; в карбонатно-глинистом и в железисто-карбонатно-глинистом цементе перекристаллизация кальцита имеет место лишь в узких зонах вдоль ограниченных обломков и пор. В порах встречаются пирит, мелкозернистый кварц, мелкие одиночные кристаллики кварца и альбита и их сростки, анатаз, ангидрит, апатит, барит, халцедон, в трещинах — кальцит, марганцовистый кальцит, ангидрит, иногда барит, целестин, кварц.

Обломки в разновидностях с базальным карбонатным цементом нередко корродированы. При поровом карбонатно-глинистом цементе развито растворение на контактах обломочных зерен, в меньшей степени регенерация обломков кварца и плагиоклаза. В карбонатном поровом цементе преобладает регенерация кварца и плагиоклаза. Биотит хлоритизирован частично или полностью с образованием хлорита, гематита, магнетита, анатаза, рутила. Из вторичных структур распространены конформационно-регенерационная, регенерационная, коррозионная и реликтовая коррозионная.

Аргиллиты серые, зеленовато-серые, фиолетово-серые и красновато-коричневые, обычно тонкослоистые, трещиноватые, гидрослюдистые, алевролитистые. Наблюдается незначительная перекристаллизация глинистого

материала в узких зонах около обломков, закрытых трещин и микропор. Имеющийся кальцит участками перекристаллизован до мелкозернистого. В гидрослюдистой массе встречаются мелкие аллотриоморфные зернышки кварца размером в несколько тысячных миллиметра, чешуйки гематита и в серых разностях — пирита. Микропоры выполнены кальцитом и ангидритом с мелкозернистым кварцем, альбитом и иногда с анальцимом; в трещинах наблюдается шестоватый кальцит. В алевритовой примеси находятся кварц, альбит и альбит-олигоклаз, слюды, обломки слюдисто-кварцевых сланцев. Отмечается коррозия и редкая регенерация кварцевых и плагноклазовых зерен и хлоритизация биотита с образованием хлорита и гематита. Вторичная структура — коррозионная.

Мергели серые, буровато-серые и зеленовато-серые, слоистые и тонкослоистые, алевритовые, трещиноватые. Слагаются чешуйчатой гидрослюдой и тонкозернистым кальцитом с незначительной примесью доломита и пирита. Изредка наблюдается субпараллельная ориентировка чешуек. Примесь обломочного материала аналогична по составу обломочной примеси в аргиллитах. При перекристаллизации глинистого дисперсного материала возникают чешуйчатые агрегаты, ориентированные обычно параллельно контурам обломков, трещин и пор. Кальцит и доломит образуют мелкие, равномерно рассеянные зерна. Вместе с пелитоморфными окислами железа отмечается чешуйчатый гематит. Микропустоты выполнены кальцитом, ангидритом, мелкозернистым кварцем, изредка вместе с ангидритом и марганцовистым кальцитом, трещины — кальцитом и ангидритом.

Известняки светло-серые, тонкозернистые, редко оолитовые, слоистые и тонкослоистые, глинистые и алевритистые, иногда трещиноватые. В тонкозернистых разностях перекристаллизация кальцита незначительна, в основном около обломочных зерен, пор и вдоль трещинок. В оолитовых известняках оолиты от 0,25 до 0,60 мм и более круглые, эллипсовидные или сплюснутые, так что оболочки противоположных сторон оолита прилегают друг к другу. Цемент в них мелкозернистый, участками перекристаллизованный до крупнозернистого. Перекристаллизован также кальцит, слагающий оолиты, и следы оболочек сохранились лишь благодаря присутствию на поверхности концентров тонких частиц, бурых в проходящем свете. Крупнозернистый кальцит выполняет поры и трещины. В микропорах совместно с кальцитом встречается ангидрит, изредка правильные кристаллики альбита, хлорит. Примесь алевритовых обломков слагается в различной степени корродированными обломками кварца, альбита и альбит-олигоклаза. Коррозия повышается с увеличением степени перекристаллизации кальцита.

Ойдановская свита

Свита сложена континентальными красноцветными песчаниками, алевролитами, красно-бурными, серыми и темно-серыми мергелями и аргиллитами. Алевролиты и мергели приурочены преимущественно к нижней половине свиты. Выше по разрезу несколько увеличивается количество песчаников. Мощность свиты — 220—460 м.

Состав ее в различных разрезах различен. В юго-западных и западных районах преобладают средне- и мелкозернистые песчаники, к востоку увеличивается роль алевролитов и мергелей.

Накопление осадков свиты проходило в мелководных бассейнах, частью солоновато-водных, на что указывает присутствие барита и ангидрита (Теодорович, Полонская, 1958).

Песчаники и *алевролиты* коричневые, светло- и красновато-коричневые, серые, лилово-серые и розовато-серые. По текстуре — массивные, слоистые, тонкослоистые, плитчатые, часто косослоистые. Подсчет минерального состава проводился почти исключительно по песчаникам. Это

аркозы и граувакковые аркозы. Содержание в них основных обломочных компонентов следующее: кварца 12—33%, полевых шпатов 43—63%, обломков пород 7—28% (кремнистых и эффузивных); встречаются хлорит, слюда, обугленный растительный детрит. Плагноклазы представлены альбитом и альбит-олигоклазом. Цемент железисто-карбонатный, карбонатный, ангидритовый, гидрослюдисто-карбонатный порового и базального типов и кварцево-плагноклазовый регенерационный.

Карбонатный цемент, характерный для песчаников, перекристаллизован до среднезернистого, особенно в центральных районах котловины. В глинисто-карбонатном цементе кальцит тонкозернистый и перекристаллизован лишь участками, где меньше примесь окислов железа и глинистого материала. Гидрослюда образует тонкие оболочки вокруг обломочных зерен. При перекристаллизации происходит разделение карбонатного и глинистого материала. Окислы железа представлены мелкочешуйчатым гематитом. В средней части разреза распространены вторичные кальцитовый, реже кальцитово-ангидритовый цементы. Поры выполняются крупнозернистым кальцитом, ангидритом, гипсом, реже кварцем и альбитом, иногда халцедоном; встречаются анатаз, хлорит, брукит, рутил, турмалин, часто включенные во вторичный мелкозернистый кварц. В глинистом материале много мелких аллотриоморфных зерен кварца. Вторичный кварц замещает кальцит, доломит, ангидрит, причем нередко сохраняется реликтовая спайность ангидрита.

Обломочные зерна корродированы кальцитом, особенно в песчаниках, в меньшей степени ангидритом и глинистым цементом. Величина коррозии максимальна при вторичном кальцитовом цементе. Возникает коррозионная структура. В разновидностях с поровым глинистым цементом распространена конформная структура (рис. 2). Форма контактов между зернами линейная, вогнуто-выпуклая. При карбонатном цементе развита регенерация, появляется регенерационный плагноклазово-кварцевый цемент и вторичные структуры конформно-регенерационная и реликтово-коррозионная. Отмечается вторичная коррозионная структура — результат коррозии кальцитом и ангидритом регенерационных каемок кварца и плагноклаза. Имеющиеся обломки эффузивных пород частично эпигенетически ожелезнены, иногда хлоритизированы. При перекристаллизации железистого хлорита образуются менее железистый хлорит и чешуйчатый гематит. Биотит гидратирован или хлоритизирован. В первом случае возникает слабонлеоохрупляющая гидрослюда и пелитоморфные окислы железа, во втором — хлорит, анатаз, гематит.

Аргиллиты бурые, красно-бурые, алевролитистые, щебенчатые, тонкослюистые. В центральных районах котловины распространены серые аргиллиты, известковистые и иногда кремнистые, сложены они дисперсным и тонкочешуйчатым гидрослюдистым материалом с примесью пелитоморфных гидроокислов и окислов железа в бурых разностях. Нередко отмечается коллоидная структура. Примесь обломочного материала представлена кварцем, калиевым полевым шпатом, слюдой, кислым плагноклазом, обломками пород. Перекристаллизация глинистого материала отмечается лишь вдоль границ обломков, по краям трещин и микропустот. Наряду с пелитоморфными окислами железа распространен чешуйчатый гематит. Имеющийся кальцит образует мелкозернистые скопления, свободные от окислов железа, изредка кальцит образует каемки вокруг обломочных зерен. В бурых разновидностях с примесью дисперсных окислов железа перекристаллизация обычно не наблюдается. Микропустоты выполнены кальцитом, реже ангидритом, мелкозернистым кварцем, халцедоном. Распространены новообразованные кристаллики кварца, альбита, редко анатаза. Коррозия обломочных зерен и регенерация кварца и плагноклаза наблюдаются сравнительно редко. Темноцветная слюда частично изменена с образованием хлорита, гематита, анатаза и эпидота.

Мергели коричневые с различными оттенками, серые и темно-серые, алевроитистые, редко песчанистые с раковинистым изломом. Слагаются они тонкочешуйчатой гидрослюдой, токозернистым кальцитом, иногда с доломитом с примесью пелитоморфных окислов железа. Состав обломков: калиевый полевой шпат, кварц, кислый плагиоклаз, альбит, чешуйки слюды, хлорита, обломки кремнистых пород. Обломки нередко корродированы. Перекристаллизация глинистого материала почти нет, кальцит перекристаллизован участками, где он свободен от глинистого материала и окислов железа.

Микропустоты и трещины выполнены крупнозернистыми кальцитом и ангидритом, в порах отмечаются новообразованные кристаллики кварца и альбита. Иногда встречается анатаз, включенный во вторичный кварц, а также брукит и рутил. Регенерация обломков кварца и плагиоклаза редка. Обломки темноцветных слюд хлоритизированы, при этом по трещинам спайности выделяются чешуйчатый гематит и редко эпидот.

Известняки серые, темно-серые, иногда буроватые, трещиноватые. Сложены они тонкозернистым кальцитом с незначительной примесью доломита. На р. Тее в основании свиты распространено окремнение известняков. Примесь обломочного материала невелика и представлена калиевым полевым шпатом, кварцем, слюдой, кислым плагиоклазом. Имеющийся глинистый материал гидрослюдистого состава. Встречается токозернистый пирит.

Известняки участками перекристаллизованы до мелкозернистых, иногда среднезернистых. Отмечается сильная перекристаллизация кальцита створок раковин. В глинистых разновидностях перекристаллизация отмечается по краям пор и трещин и вдоль ограничения обломков. В глинистом материале наблюдается чешуйчатый гематит. Поры и трещины выполнены кальцитом, редко кварцем или халцедоном. В окремненных известняках кальцит замещается мелкозернистым кварцем, а иногда кварцем и халцедоном. Последний образует мелкие стяжения, рассеянные по породе. В участках перекристаллизованного известняка встречаются скопления кристалликов альбита.

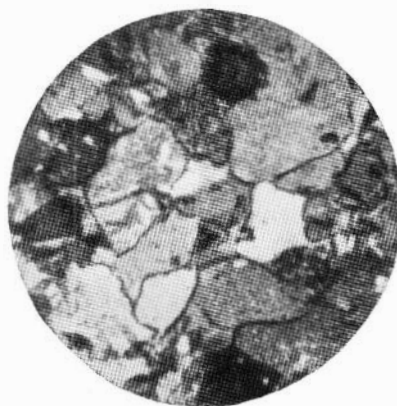


Рис. 2. Конформная структура. Песчаник. Увел. 80, с анализатором

Бейская свита

По изменению литологического состава свиты отмечают три типа разреза:

Западный тип. Свита слагается морскими темно-серыми и серыми известняками. Внизу находятся водорослевые известняки с прослоями аргиллитов и алевролитов, вверх — органогенные брахиоподово-мшанковые известняки с редкими прослоями мергелей, аргиллитов и алевролитов. Мощность 240—350 м.

Центральный тип. В составе свиты увеличивается роль мергелей и алевролитов, в известняках повышается содержание глинистой и алевроитовой примеси.

Восточный тип. Морские отложения переходят в лагунные образования, преобладают обломочные породы — песчаники и алевролиты. Им подчинены мергели и известняки. Мощность свиты около 150 м.

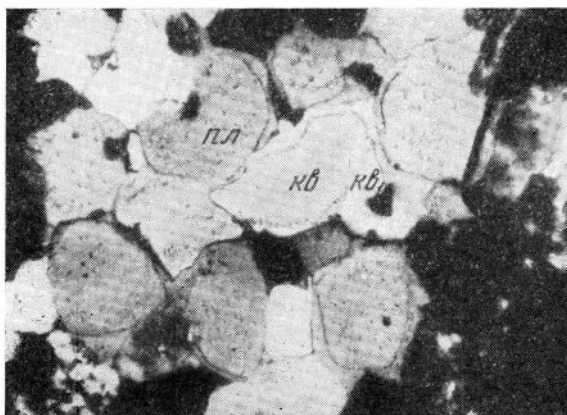


Рис. 3. Конформно-регенерационная структура. Песчаник. Увел. 90, с анализатором

пл — плагиоклаз, кв — кварц,
кв — регенерационная кварцевая
каемка

Песчаники и *алевролиты* относятся к аркозово-кварцевым разностям. Содержание обломков кварца в них 52—56%, полевых шпатов 33—43%, микрокварцитов и кремней 4—11%. Мелкие зерна плагиоклаза представлены альбитом. Цемент кальцитовый, глинисто-карбонатный базального и порового типов и плагиоклазово-кварцевый регенерационный. Обычная примесь в цементе — доломит, пирит. Кальцитовый цемент, как правило, перекристаллизован. Величина его зерен в базальном цементе уменьшается от крупнозернистого у обломков до мелкозернистого в средней части пор. В алевролитах перекристаллизация кальцита меньше, возможно, из-за большей примеси глинистого материала. В порах, кроме кальцита, отмечаются халцедон, мелкозернистый кварц, альбит, хлорит, анатаз. Промежутки между кристалликами альбита выполняются более поздним кварцем. В алевролитах встречаются апатит, барит, турмалин, рутил, халцедон и более распространен пирит. Пирит располагается вдоль трещин, выполненных битумом, и в порах. В центре пор пирит мелкозернистый, по краям — в крупных хорошо образованных кристаллах.

Обломочный материал корродирован. Коррозионная структура сохраняется в разновидностях с базальным типом цемента. Широко развит регенерационный плагиоклазово-кварцевый цемент и конформно-регенерационная структура (рис. 3). Контакты зерен прямые, выпукло-вогнутые и неправильные зубчатые. Характерны реликтовая коррозионная и вторично-коррозионная структуры, вторичная структура пород — конформная. Имеющиеся обломки биотита деформированы и замещены хлоритом с гематитом или рутилом.

Аргиллиты серые алевроитовые известковистые с гнездами и прожилками ангидрита. Сложены они тонкодисперсной или мелкочешуйчатой гидрослюдой с примесью хлорита. В обломках преобладает кварц, в меньшей мере распространен альбит. Гидрослюда образует вокруг обломков оболочки с ориентировкой чешуек параллельно ограничению зерен. В окремненных разновидностях распространены мелкозернистые агрегаты кварца, нередко развитого по кальциту и ангидриту. Вместе с кварцем встречаются анатаз, брукит, пирит. Обломки кварца и полевого шпата слабо корродированы.

Мергели серые, темно-серые, иногда черные, тонкодисперсные, чешуйчатые, алевроитистые и алевроитовые, трещиноватые. Сложены они гидрослюдой и тонкозернистым кальцитом с примесью доломита и ангидрита. Обломки представлены главным образом кварцем и альбитом. Отмечается примесь тонкорассеянного пирита и нередко значительное окремнение. В мергелях кальцит перекристаллизован участками до мелкозернистого. При этом глинистый материал отделяется от карбоната, образуя тонкочешуйчатые бескарбонатные скопления. Около обломков иногда возникают гидрослюдистые оболочки с ориентировкой чешуек параллельно ограни-

чению зерен. Поры выполнены ангидритом, мелкозернистым кварцем и альбитом, халцедоном, встречаются анатаз, барит. Вдоль трещин, выполненных битумом, появляется пирит. Обломочный материал в участках перекристаллизованного карбоната корродирован. Возникает коррозионная структура, редко отмечается регенерация обломочных зерен кварца и плагиоклаза. В регенерационных каемках находятся включения мелких зерен доломита.

Известняки светло-серые, темно-серые, тонко- и мелкозернистые или органогенные детритусовые, доломитистые, нередко глинистые и алевроитистые, слоистые, реже массивные, иногда плитчатые, нередко трещиноватые. Содержание примеси обломочного материала изменчиво. В составе обломков много кварца, альбита, реже олигоклаз-альбита, преобладают кварцевые зерна. Известняки в той или иной мере перекристаллизованы. Отмечается также частичная перекристаллизация кальцита органогенных остатков, особенно водорослей, в меньшей степени раковин и скелета мшанок. По ним образуется мелко-, иногда среднезернистый кальцит. В глинистых известняках перекристаллизация отмечается около пор, трещин и обломочных зерен. Среди аутигенных минералов широко распространены мелкозернистый кварц, образующий участками сплошное окремнение известняков, а также халцедон, ангидрит и новообразования альбита, в виде выполнения пор или отдельных кристалликов и их сростков. Пирит образует скопления зерен вдоль трещин, выполненных битумом. В порах вместе с кварцем встречается анатаз, брукит, рутил; иногда поры выполнены баритом.

Имеющийся обломочный материал в перекристаллизованных разностях интенсивно корродирован и нередко замещен кальцитом, структура пород коррозионная. В алевроитовых и песчаных разностях часть обломков кварца и плагиоклаза с регенерационными каемками, которые также имеют признаки более поздней коррозии кальцитом.

Илеморовская свита

Свита складывается главным образом песчаниками, алевролитами и аргиллитами. В меньших количествах встречаются мергели, известняки и доломиты. Роль их в разрезах различных районов меняется. По окраинам котловины в составе свиты преобладают песчаники, в центральных частях большое значение приобретают аргиллиты и мергели. Мощность колеблется от 90 до 550 м.

Накопление осадков илеморовской свиты проходило в условиях мелких водоемов озерного типа и солоновато-водных лагун, образовавшихся, по-видимому, в результате проникновения морских вод в котловину (Теодорович, Полонская, 1958). В конце илеморовского времени местами существовали осолоненные лагуны и озера, о чем можно судить по наличию ангидрита, барита, целестина. Обильные выделения пирита свидетельствуют о ясно восстановительных условиях диагенеза осадков.

Песчаники и алевролиты серые различных оттенков и зеленые. Обычно слоистые, нередко тонкослоистые и косослоистые. По минералогическому составу это аркозы и реже граувакковые аркозы. Состав основных обломочных компонентов: кварц 5—25 %, полевой шпат (альбит, альбит-олигоклаз, реже микроклин) 47—86 %, обломки эффузивных и кремнистых пород 6—42 %. Цемент карбонатный, ангидритово-карбонатный, хлоритово-гидрослюдистый, карбонатно-гидрослюдистый порового и базального типов; поровый серицитовый и хлоритовый и кварцево-полевошпатовый регенерационный. Карбонатный цемент сложен кальцитом и доломитом. Отмечаются мелкозернистые скопления сидерита и рассеянный мелкозернистый пирит.

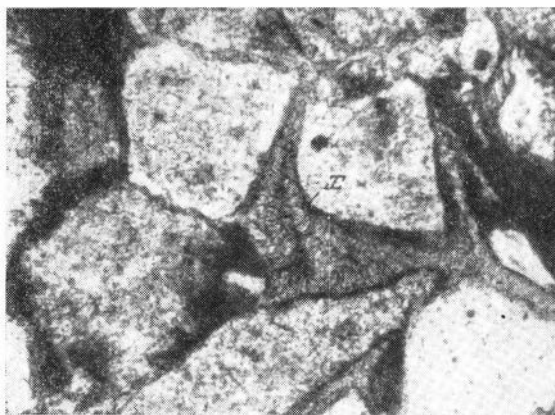


Рис. 4. Хлоритовый поровой цемент (х). Песчаник. Увел. 60, без анализатора

В кровле свиты находятся олигомиктовые кварцевые песчаники. Содержание кварца в них достигает 83%, полевого шпата 17%, обломков пород нет. Цемент кварцевый, регенерационный.

В центральных районах котловины карбонатный цемент полностью перекристаллизован до средне- и крупнозернистого в песчаниках и мелко-, среднезернистого в алевролитах. Встречаются вторичные кальцитовый, реже ангидритовый крупнозернистые цементы типа выполнения пор. Глинистый и карбонатно-глинистый цементы частично перекристаллизованы. Для племоровской свиты характерны вторичные хлоритовый (рис. 4) и гидрослюдистый (рис. 5) цементы типа пор. Хлорит и серицит дают часто радиально-лучистые агрегаты и сростки. Иногда центры пор выполнены мелкозернистым кварцем (рис. 7); для хлорита характерна крустификационная структура, нередко он развивается по крупным зернам кальцита и ангидрита. В базальном цементе лучистой и крустификационной структур нет и полностью исчезают серицит, заменяясь гидрослюдой. В алевролитах встречаются мелкозернистый кварцевый цемент. Изредка наблюдаются единичные крупные кварцевые зерна, полностью выполняющие поры и мелкие кристаллики кварца и альбита. Альбит иногда нацело выполняет поры в виде неправильных изометричных или удлинённых зерен. Изредка отмечаются хальцедон, анатаз, брукит, барит, сфен, целестин, сидерит, турмалин, каолинит и рутил.



Рис. 5. Гидрослюдистый цемент. Зерна кварца корродированы (кв). Алевролит. Увел. 120, без анализатора

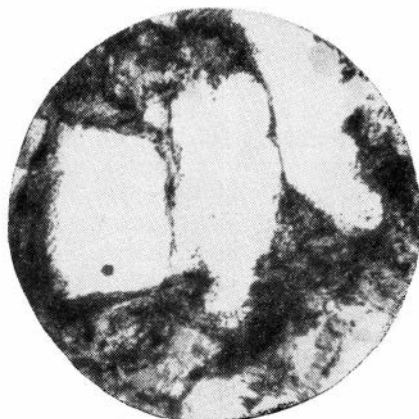
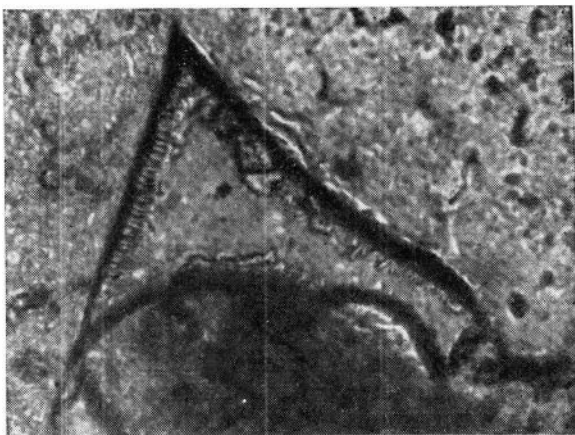


Рис. 6. Коррозионная структура. Обломки кварца корродированы хлоритовым цементом. Песчаник. Увел. 60, с анализатором

Рис. 7. Пора, выполненная по краям гидрослюдой (темное), затем игольчатым хлоритом и в центральной части кварцем. Песчаник. Увел. 200, без анализатора



Обломочный материал корродирован, особенно при вторичных карбонатном и хлорито-серицитовом цементах; возникают коррозионная структура (рис. 6) и реликтовая коррозионная. Впоследствии значительная часть обломков плагиоклаза и кварца была регенерирована (рис. 8). Регенерация их развита преимущественно при карбонатном, реже при глинисто-карбонатных цементах. Образуется регенерационный цемент и соответственно конформационно-регенерационная структура породы. Регенерационные каемки участками вторично корродированы кальцитом и ангидритом (вторично-коррозионная структура). При малом количестве глинистого цемента преобладает конформная структура. Границы между обломочными зернами линейные, выпукло-вогнутые, неправильные зубчатые. Значительно изменен и состав обломков. Темноцветные слюды в той или иной степени хлоритизированы, обломки эффузивных пород замещены пелитоморфными окислами железа, чешуйчатым гематитом, хлоритом, глинистыми минералами, кварцем, альбитом и сидеритом. Хлоритизация слюд сопровождается образованием чешуйчатого гематита, магнетита, анатаза, пирита, эпидота. В отдельных разрезах наблюдается каолинизация бесцветных слюд с образованиями каолинита и пирита.

Аргиллиты серые, темно-серые, иногда зеленые, алевроитистые, слоистые и тонкослоистые, щебенчатые, изредка скорлуповатые. Сложены дисперсной и тонкочешуйчатой гидрослюдой с незначительной примесью карбоната.



Рис. 8. Регенерация плагиоклаза. Песчаник. Увел. 120, с анализатором

Мергели серые, темно-серые, слоистые, передко трещиноватые. Слагаются дисперсным и тонкочешуйчатым глинистым материалом гидрослюдистого состава и тонкозернистым кальцитом или кальцитом и доломитом. Количество алевроитовой примеси в аргиллитах и мергелях колеблется в широких пределах. Обломки представлены полевыми шпатами, обломками различных пород, кварцем. Отмечается примесь пирита, иногда обугленные растительные остатки.

Перекристаллизация дисперсного материала в аргиллитах и мергелях проявляется в образовании гидрослюдистых оболочек вокруг обломков. Дисперсные разности без примеси обломочного материала заметной перекристаллиза-

ции не обнаруживают. В разновидностях с примесью обломочной чешуйчатой гидрослюда можно отметить появление ориентированных тонкочешуйчатых или неясной структуры агрегатов. Максимальная перекристаллизация отмечается около пор и трещин, где образуются ясночешуйчатые агрегаты. Кальцит обычно тонкозернистый и лишь участками перекристаллизован до мелкозернистого. В микропустотах встречаются кальцит, кварц, альбит, ангидрит, хлорит, изредка — анатаз, апатит, рутил; в мергелях — анатаз, брукит. Кристаллы альбита и ангидрита нередко включены в мелкозернистый кварц, по крупным зернам ангидрита развиты кальцит и хлорит. Вдоль трещин и в порах, выполненных битумом, находятся скопления кристаллов пирита.

Обломочный материал в перекристаллизованных участках корродирован и структура обломков коррозионная. Участками наблюдается регенерация обломков кварца и плагиоклаза и более поздняя коррозия их кальцитом и ангидритом.

Крупнообломочный биотит хлоритизирован. Хлорит сопровождается анатазом, гематитом.

Известняки серые, зеленовато-серые, тонко- и мелкозернистые, доломитистые, слоистые и тонкослоистые. Содержание глинистого и обломочного материала, как правило, значительно и тонкая слоистость известняков выражается в неравномерном распределении примесей, главным образом глинистого вещества. Обломочный материал слагается полевыми шпатами, кварцем, обычно присутствуют бесцветная и окрашенная слюда, реже встречаются обломки пород, эпидот, магнетит. Плагиоклаз представлен альбитом и альбит-олигоклазом.

На р. Тее известен оолитовый известняк. Оолиты состоят из центрального обломочного зерна, вокруг которого образовалась одна или несколько оболочек кальцита. Центральными обломочными зернами могут быть кальцит, плагиоклаз, обломки пород, реже эпидот, магнетит. Здесь же встречаются органогенные, а по окраинам котловины — кремневые известняки.

Доломиты в составе свиты встречаются в разрезах центральных районов и восточной окраины котловины. Слагаются они изометричными, округлыми, реже хорошо образованными ромбовидными зернами доломита, сцементированными мелкозернистым кальцитом. Размер отдельных ромбовидных зерен колеблется от $0,004 \times 0,006$ до $0,028 \times 0,032$ мм. Для карбонатных пород характерно наличие мелкозернистого пирита.

В известняках кальцит в значительной мере перекристаллизован. Перекристаллизация неравномерная в виде отдельных пятен, где образуется крупнозернистый кальцит. Доломит образует редкие крупные ромбоэдри. В глинистых известняках перекристаллизация не наблюдается. В известняках распространены аутигенные образования халцедона и мелкозернистого кварца, которые замещают кальцит и зерна ангидрита. Кварц местами вновь корродирован кальцитом. Альбит встречается в виде отдельных кристалликов или выполняет поры часто совместно с кальцитом и ангидритом. Сравнительно редки анатаз, турмалин, пирит.

Обломочный материал в перекристаллизованных известняках интенсивно корродирован. Структура обломков коррозионная. Регенерация обломочных кварца и плагиоклаза редка. Редкие обломки темноцветной слюды хлоритизированы.

Аскизская свита

Состав свиты и ее мощность по территории котловины меняются. На юго-западе (Аскиз) свита слагается в основном мергелями и алевролитами. В центральной части котловины увеличивается роль мергелей и карбонатов, которые тонко переслаиваются с известковыми и глинисто-известковыми алевролитами. Далее к востоку вновь повышается роль терригенных

компонентов, и свита по своему составу становится песчано-алевролитовой. Характерно постоянное присутствие доломита и ангидрита, отмечается засоленность пород. Мощность отложений изменяется от 5 до 390 м. Накопление осадков проходило в условиях засоленных лагун.

Песчаники и алевролиты серые, темно-серые, желтовато-серые, известковистые и обычно глинистые; алевролиты тонко- и микрослоистые, плитчатые, иногда трещиноватые; аркозы, редко граувакковые аркозы. Содержание породообразующих компонентов: кварца — 13—42%, полевых шпатов 49—75%, обломков пород — 5—21%. Плагиоклаз представлен альбитом и реже альбит-олигоклазом. Встречаются апатит, биотит, магнетит, мусковит, рутил, турмалин, хлорит, эпидот. Цемент карбонатно-глинистый, карбонатно-хлоритово-глинистый базального типа и кварцево-плагиоклазовый регенерационный. Кальцит средне- и мелкозернистый, доломит более крупнозернистый. Глинистый материал дисперсный, участками чешуйчатый, образует вермикулитовые агрегаты. В центре много ангидрита, распространены мелкозернистый кварц, альбит, анатаз и тонкочешуйчатый хлорит. В порах и трещинах наблюдаются анальцит, анатаз, апатит, брукит, стронцианит, турмалин, марганцовистый кальцит, барит, родуссит, сфен, хлорит, халцедон, целестин и барито-целестин. По трещинам, выполненным битумом, наблюдается эпигенетический пирит. Обломочный материал корродирован и затем регенерирован. Развито растворение обломочных зерен на их границах. Формы сочленения обломков линейные, вогнуто-выпуклые и зубчатые, подобные микростилолитам. Из вторичных структур распространены конформная, регенерационная, коррозионная и реликтовая коррозионная. Отмечается также коррозия кальцитом вторичных кварца и плагиоклаза. В микрослоях алевролита среди мергелей и известняков наблюдается регенерация альбитом обломочных зерен как плагиоклаза, так и калиевого полевого шпата, а также новообразование калиевого полевого шпата в виде каемок регенерации на альбите и калиевом полевом шпате. Интенсивное преобразование состава и структурных особенностей обломочного материала в этих микропрослойках приводит к возникновению равномернозернистой кварцево-полевошпатовой породы.

Аргиллиты в аскизской свите встречаются в виде топких прослоев и микропрослоев среди других типов пород. Сложены они тонкочешуйчатой, почти аморфной глинистой массой гидрослюдистого состава. Встречаются микропустоты и трещины, выполненные плагиоклазом, кальцитом и битумом.

Мергели серые, желтовато-серые слагаются дисперсным, реже тонкочешуйчатым глинистым материалом гидрослюдистого состава, пропитанным, как правило, бурым органическим веществом, трещиноватые. Карбонат представлен кальцитом и доломитом. Содержание алевритовых обломков колеблется в широких пределах. Преобладают полевые шпаты, главным образом альбит и кварц. Содержание обломков пород невелико.

Перекристаллизация глинистого материала в аргиллитах и мергелях отмечается в зонах около обломков, микропустот и трещин. Образуются чешуйчатые агрегаты с субпараллельной ориентировкой чешуек. Кальцит и доломит в этих участках перекристаллизованы до мелко- и среднезернистых. В микропустотах распространены мелкозернистый кварц, халцедон, альбит (рис. 9), ангидрит, целестин, встречаются марганцовистый кальцит, халцедон, стронцианит, анатаз, анальцит, барит, турмалин. Широко распространен пирит в виде правильных кристаллов. Вокруг обломков наблюдаются тонкие каемки хлорита. Трещины выполнены ангидритом, гипсом. Здесь же встречаются кварц (рис. 10), барит, целестин, стронцианит, анальцит, марганцовистый кальцит, родуссит. Вдоль трещинок, выполненных битумом, образуется пирит (рис. 11). Присутствующие в мергелях обломки в различной степени корродированы. Распространена регенерация

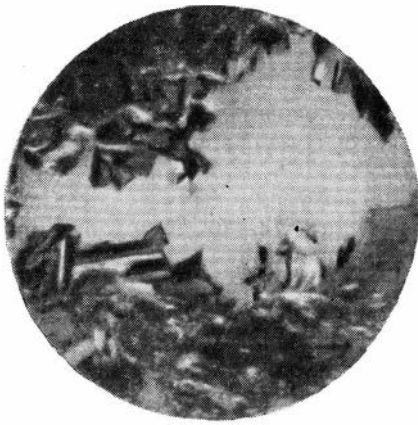


Рис. 9. Пора, выполненная по периферии альбитом, в средней части кальцитом. Мергель. Увел. 200, с анализатором



Рис. 10. Кристалл кварца (кв) с включением ангидрита (а). Мергель. Увел. 300, с анализатором

обломочных кварца, плагиоклаза и калиевого полевого шпата. Биотит хлоритизирован и гидратирован. При этом образуются хлорит, бесцветная гидрослюда, гематит.

Известняки тонкозернистые, редко оолитовые, часто кавернозные и трещиноватые. Среди обломочного материала наблюдаются кварц, полевой шпат и обломки эффузивных пород. Всегда присутствует доломит. Наблюдается переход доломитовых известняков в известковые доломиты. Характерно огипсование как известняков, так и доломитов. Гипс и ангидрит выполняют каверны и трещины или образуют линзовидные прослойки мощностью до нескольких сантиметров.

Характерна перекристаллизация кальцитного цемента в оолитовых известняках и известковистых доломитах и значительная перекристаллизация оолитов. В перекристаллизованных оолитах исчезнувшие оболочки угадываются по оставшимся пелитовым частицам на границах оболочек. В тонкозернистых известняках кальцит перекристаллизован отдельными пятнами около обломков, по краям пор и трещин. Отдельные поры и трещины выполнены мелкозернистым кварцем, крупнозернистыми ангидритом и кальцитом, иногда с альбитом; реже встречаются хальцедон, анатаз, иририт, турмалин. Обломочный материал корродирован и позднее зачастую регенерирован. Распространены как коррозионная, так и реликтовая коррозионная и регенерационная структуры. Кроме того, развита коррозия кварцевых и плагиоклазовых регенерационных каемок. Мелкообломочный плагиоклаз представлен альбитом.

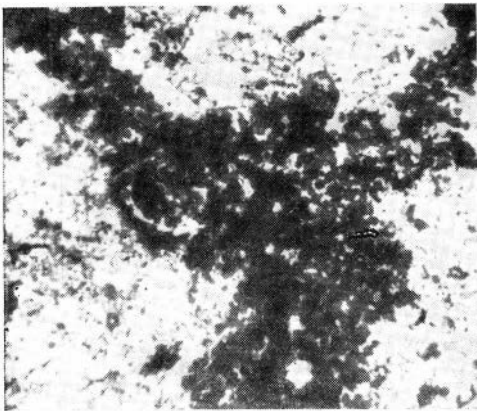


Рис. 11. Микротрещина, выполненная пиритом. Мергель. Увел. 80, без анализатора

Абаканская свита

В центральном районе котловины свита складывается в верхней части загипсованными красноцветными алевролитами, мергелями и аргиллитами, в нижней — песчаниками и алевролитами с прослоя-

ми конгломератов. В краевых частях котловины в составе свиты резко преобладают песчаники, в нижней части разреза появляются конгломераты. Мощность ее меняется от 350—400 до 1100 м.

По условиям накопления абаканская свита делится на две части. Верхняя, сложенная главным образом алевролитами, обогащена ангидритом, по данным Г. И. Теодоровича и Б. Я. Полонской (1958) встречается барит, что свидетельствует об осолонении бассейнов осадконакопления. Нижняя часть свиты, сложенная песчаниками, формировалась в пресноводных и солоноватоводных бассейнах. Окислительная обстановка обусловила формирование красноцветных толщ (Теодорович и Полонская, 1958; Чочиа и др., 1958).

Туфы и туффиты розовато- и буровато-серые, мелкозернистые, литокластические и кристаллолитокластические. Основная масса обломков представлена плагиоклазом (до 55% обломочного материала), присутствует значительное количество сильно ожелезненных обломков порфиритов. Встречаются единичные зерна хлорита, кварца, рудных минералов. Плагиоклазы относятся к олигоклазу, олигоклаз-андезину и андезину. Цемент кальцитовый и ангидритовый типа пор и плагиоклазовый регенерационный. Кальцит и ангидрит крупнозернистые, корродируют обломки. Обломочные плагиоклазы обычно регенерированы, центральная часть их нередко замещена кальцитом, реже эпидотом, вдоль трещин спайности встречается сидерит. Регенерационные каемки хорошо сохраняются, коррозия их кальцитом незначительна. Распространены конформационно-регенерационная и коррозионная структуры. Обломки пород замещены гидроокислами железа, чешуйчатым гематитом, хлоритом, эпидотом, кварцем, альбитом и иногда сидеритом. Эпидот в значительных количествах встречается лишь в нижней половине разреза свиты, вскрытого Быстрианской опорной скважиной; в других разрезах эпидот редок. Отмечается нарастание кристалликов сфена на обломочных зернах ильменита.

Конгломераты и гравелиты имеют бурую и серовато-бурю окраску. Конгломераты — мелко-, средне- и крупногалечные, редко встречаются валунно-галечные конгломераты. Состав их полимиктовый; среди галек распространены эффузивные породы, граниты, сиениты, кварциты, кремнистые породы, красно-бурые песчаники и алевролиты, известняки и аргиллиты. Разности с большим содержанием галек осадочных пород слагают маломощные внутриформационные мелкогалечные конгломераты и гравелиты, характерные для центральных районов котловины. Заполняющим материалом являются песчаники и алевролиты. Цемент кальцитовый и глинистый. Галечный материал каким-либо заметным эпигенетическим изменениям не подвергся. Характер изменения цементирующих песчаников и алевролитов проводится при описании соответствующих разностей пород.

Песчаники и алевролиты коричневые, красно-коричневые, серые. Встречаются как массивные, так и слоистые и тонкослоистые разности. Состав их полимиктовой: это аркозы и аркозовые граувакки. Содержание основных обломочных компонентов следующее: кварца 27—49%, полевых шпатов (калиевых полевых шпатов и плагиоклазов, состав от альбита до олигоклаз — андезита) 26—63% и обломков пород (преимущественно обломки эффузивных пород, изредка граниты, серицито-хлоритовые сланцы, известняки) 4—28%. В верхней части свиты и отдельными прослоями в средней части песчаники и алевролиты существенно кварцевые. Содержание обломочного кварца в них 72%; полевых шпатов 10% и обломков пород 17%. Иногда в песчаниках встречаются микропрослои, обогащенные магнетитом и гематитом. Цемент железисто-глинистый (гидрослюдистый), карбонатно-эпидото-гидрослюдистый, карбонатно-хлорито-гидрослюдистый, в верхней части разреза свиты — вторичные кальцитовый, нередко ангидритовый цементы. Распространен кварцево-плагиоклазовый регенерационный цемент.

Карбонатный цемент перекристаллизован до мелко- и крупнозернистого. В порах кальцит образует полисинтетически сдвойникованные монокристаллы. В сложных карбонатно-глинистых цементах перекристаллизация кальцита и глинистой составляющей отчетливо выражена лишь на отдельных участках, обычно около трещин и пор и вокруг обломочных зерен. При уменьшении количества цемента перекристаллизация его увеличивается. При этом происходит разделение кальцита и железисто-глинистого материала, который образует бескарбонатные агрегаты. Окислы железа пелитоморфные или в виде чешуйчатого гематита. Сравнительно с вышележащими илемовровской и аскизской свитами степень перекристаллизации глинистого материала резко понижается. Хлорит в составе цемента встречается редко в алевролитах и отмечается лишь в нижней части разреза. Поры и трещины выполнены крупнозернистым шестоватым кальцитом и ангидритом. В порах находится большое количество призматических, часто сдвойникованных кристалликов альбита, анатаз, халцедон, апатит, барит, сфен. Трещины выполнены кальцитом и ангидритом, иногда с баритом. Обломочный материал корродирован интенсивно при карбонатном и ангидритовом цементах и весьма слабо при сложных железисто-глинистых и карбонатно-железисто-глинистых цементах. Часто признаки коррозии отсутствуют совершенно. При поровом цементе контакты обломков прямые, вогнуто-выпуклые, значительно реже зубчатые. Последние плохо выражены. Структура породы участками конформационная, а при карбонатном и ангидритовом цементах коррозионная, конформационно регенерационная. Встречается деформация обломков серицито-хлоритовых сланцев. Обломки эффузивных пород ожелезнены, в нижней части свиты по ним развивается хлорит, эпидот, иногда иголки рутила. Обломки темноцветной слюды, как правило, хлоритизированы. Вместе с хлоритом образуются гематит и редко магнетит.

Аргиллиты бурые, буровато-желто-серые, алевролитистые, известковистые, доломитизированные, сильно ожелезненные. Структура тонкочешуйчатая, пелитоморфная, текстура беспорядочная, реже тонкослоистая. Основная глинистая масса гидрослюдистая, иногда присутствует значительная примесь хлоритового материала и немного пирита. Признаков перекристаллизации глинистого материала нет. Кальцит частично перекристаллизован в зерна размером до 0,2 мм неправильной лапчатой формы. Наряду с пелитоморфными окислами железа в глинистом материале рассеяны чешуйки гематита. В виде мелкозернистых скоплений и крупных кристаллов встречается эпидот. Микропустоты выполнены кальцитом, ангидритом, присутствуют кварц, халцедон, альбит, эпидот. Кварц образует псевдоморфозы по доломиту, замещающая доломитовые ромбоэдри величиной до 0,01 мм, и в свою очередь замещается кальцитом и ангидритом. В трещинах находятся кальцит, ангидрит, встречаются кристаллики альбита. Обломочный биотит хлоритизирован, вместе с хлоритом встречаются анатаз и пелитоморфные окислы железа.

Мергели коричневые и серые с различными оттенками, доломитистые, ожелезненные, алевролитистые, иногда тонко- и косослоистые. Сложены они тонкочешуйчатой гидрослюдой со значительной примесью хлорита. Карбонат представлен тонкозернистым кальцитом с незначительной примесью доломита. В составе обломков находятся кварц, полевые шпаты, главным образом альбит-олигоклаз и альбит, обломки эффузивных пород.

Перекристаллизация глинистого материала отмечается лишь около обломков, где возникают более крупные чешуйки гидрослюды, налегающие на обломки. Кальцит участками перекристаллизован до мелкозернистого. В тонкозернистом кальцитовом и глинистом материале наблюдается чешуйчатый гематит. Микропустоты выполнены крупнозернистым кальцитом и ангидритом, здесь же встречаются кварц, альбит, халцедон, иногда эпидот, анатаз, хлорит. Обломочный материал корродирован кальцитом,

ангидритом, гидрослюдой; в участках или прослойках, обогащенных обломками кварца и плагиоклаза, последние регенерированы. Образуются коррозионная и регенерационная структуры. Регенерационные образования несут признаки коррозии кальцитом и ангидритом. Обломки эффузивных пород ожелезнены, изредка отмечаются образования тонкочешуйчатого рутила.

Известняки, встречающиеся в тонких прослоях, ожелезнены и содержат большую примесь алевроитового материала. Известняки среднекристаллические, слабо доломитистые. Чистые зерна кальцита, величиной до 0,25 мм, располагаются отдельными группами либо прослойками, между которыми находятся изогнутые линзочки окислов железа. Распространен чешуйчатый гематит. Многочисленные трещины в известняках заполнены столбчатым и крупнозернистым изометричным кальцитом, иногда ангидритом. В микропорах отмечаются новообразованные кристаллики кварца и альбита, как бы плавающие в крупнозернистом кальците и ангидрите. Участками обломочный кварц регенерирован.

Таштыпская свита

Таштыпская свита сложена известняками с тонкими прослоями доломитов. В переходных пачках в кровле и основании свиты находятся прослойки аргиллитов и алевролитов. Накопление осадков свиты проходило в нормально морских условиях. Мощность 180—320 м.

Известняки серые, темно-серые от мелко- до крупнокристаллических, в некоторых случаях доломитизированные, кремнистые, сильно трещиноватые, прослоями с обильной фауной. Примесь алевроитового материала незначительна и представлена главным образом кварцем. Как правило, известняки массивные, иногда в них обнаруживается неясная микрослоистость, отмечающаяся неравномерным распределением примеси обломочного материала или различной зернистостью известняка.

Известняки эпигенетически перекристаллизованы до средне- и крупнозернистых. Новообразования кальцита и доломита частично замещают обломочные зерна кварца и полевого шпата. Кальцит скелетных остатков перекристаллизован до мелко- и среднезернистого, однако внешняя форма остатков хорошо сохраняется. Многочисленные трещины выполнены кальцитом или кварцем, изредка ангидритом и баритом. Мелкозернистый кварц редко вместе с халцедоном участками образует окремнение известняков. Встречаются новообразованные правильные кристаллики альбита, местами корродированные кальцитом, единичные кристаллы анатаза и брукита. Обломочный кварц корродирован.

Доломиты серые мелкозернистые или неравномернозернистые, неслоистые, иногда трещиноватые. Сложены они доломитом с примесью кальцита, последний выполняет роль цемента. Зерна доломита изометричные, размер их колеблется от $0,004 \times 0,006$ до $0,028 \times 0,036$ мм. В порах вместе с кальцитом встречаются мелкозернистый кварц и кристаллики альбита.

Аргиллиты темно- и зеленовато-серые, известковистые, алевроитистые, трещиноватые. Сложены они тонкочешуйчатой гидрослюдой. Вокруг обломков, иногда в узких зонах около пор и трещин, гидрослюда более крупночешуйчатая; ориентированы ее чешуйки вдоль ограничений обломков или стенок микропустот и трещин. Кальцит образует мелко- и среднезернистые скопления, чистые от примеси глинистого материала. Микропустоты и трещины выполнены кальцитом, реже кварцем, халцедоном. Иногда в порах отмечается альбит.

Алевролиты коричневатого-серые, тонкослоистые, полевошпатово-кварцевые, глинистые. В составе обломочного материала преобладает кварц, в меньшем количестве находятся полевые шпаты. Цемент гидрослюдисто-кальцитовый базального и порового типа. Кальцит цемента перекристал-

лизован до крупнозернистого. Отмечается перекристаллизация глинистого материала. Вокруг обломочных зерен возникли гидрослюдистые каемки с ориентировкой чешуек параллельно ограничению обломков. В порах встречаются кристаллики альбита, включенные в кальцит. Обломки кварца и плагиоклаза частью корродированы.

Толочковская свита

В наиболее полном разрезе по р. Таштып (с. Нижний Имен) в составе свиты преобладают мергели и алевролиты; песчаники имеют подчиненное значение. Встречаются прослои гравелитов и известняков. Мощность 1400—1500 м.

Накопление осадков свиты проходило в континентальных субаквальных условиях преимущественно мелководных бассейнов и временных потоков.

Песчаники и алевролиты светло-коричневые, коричневато-серые, слоистые и косослоистые, трещиноватые. По минералогическому составу это полевошпатовые граувакии, полевошпатовые аркозы и реже — аркозы. Количество обломков кварца в них 20—40%, полевого шпата 25—66%, обломков пород 7—44%. Обломочный плагиоклаз — альбит и альбит-олигоклаз; обломки пород — средние эффузивы, кварциты, слюдисто-кварцевые сланцы. Цемент обычно сложный. В его составе участвуют ангидрит, кальцит, гидрослюда, хлорит. В песчаниках встречается также кальцитовый, иногда кварцевый цемент типа пор и кварцево-плагиоклазовый регенерационный. Кальцит в карбонатном цементе крупнозернистый, обычно полисинтетически sdвойникованный. В глинисто-карбонатном и железисто-глинисто-карбонатном цементах кальцит тонкозернистый и лишь участками перекристаллизован до мелкозернистого. В прослоях песчаника среди аргиллита, мергелей и глинистых алевролитов отмечается большое количество крупнозернистого кварца, выполняющего поры, нередко с реликтовой кальцитовой спайностью. В глинистом цементе распространены чешуйчатый гематит, увеличивается роль хлорита и эпидота. Гидрослюда и реже хлорит образуют каемки около обломков с ориентировкой чешуек вдоль ограничений зерен. В порах, кроме кварца, встречаются кальцит, ангидрит, альбит, халцедон и анатаз, включенный во вторичный кварц. Как кварц, так и альбит корродированы кальцитом. В алевролитах встречается сфен. Трещины выполнены столбчатым кальцитом. Обломки кварца и плагиоклаза корродированы кальцитом и впоследствии вновь регенерированы. Отмечаются две генерации плагиоклаза и кварца. Плагиоклаз образует двойные регенерационные каемки. Кварц поздней генерации выполняет оставшиеся промежутки пор, цементируя кварцевые регенерированные зерна.

Из вторичных структур отмечаются коррозионная, реликтивно-коррозионная и конформно-регенерационная. В алевролитах, характеризующихся примесью глинистого материала, развита конформная структура. Обломки эффузивных пород ожелезнены, а в основании свиты участками эпидотизированы. Здесь же отмечается эпидотизация плагиоклаза. При изменении биотита наблюдается его поакетная хлоритизация, при этом возникают хлорит, гематит, магнетит.

Аргиллиты бурые, буровато-серые, зеленовато-серые, слоистые, трещиноватые, известковистые. Слагаются аргиллиты чешуйчатой гидрослюдой с примесью пелитоморфных гидроокислов и окислов железа и кальцита. Содержание обломков колеблется в широких пределах. В их составе отмечаются кварц, альбит, биотит, обломки кремней и эффузивных пород. Заметной перекристаллизации глинистого материала не обнаруживается. Лишь вдоль границ обломков, по краям трещин и микропустот возникает более крупночешуйчатая структура с ориентировкой чешуек параллельно ограничениям микропустот и трещин. Тонкозернистый каль-

дит в этих участках перекристаллизован до мелкозернистого. Поры заполнены кальцитом, ангидритом, мелкозернистым кварцем, хлоритом, редко встречаются кристаллики кварца, альбита и апатита. В трещинах находится кальцит, ангидрит, иногда вместе с кварцем. Отмечена незначительная коррозия обломков гидрослюдой и кальцитом. Регенерация обломков кварца и плагиоклаза редка. Обломки эффузивных пород и темноцветных минералов ожелезнены и изредка хлоритизированы. Происходит аморфизация биотита, при этом сохраняется реликтовая форма зерен и отдельными пятнами неизменный биотит.

Мергели бурые тонкослоистые алевритистые, трещиноватые, нередко с микропрослойками алевролита. Слагаются они тонкочешуйчатой гидрослюдой и мелкозернистым кальцитом со значительной примесью пелитоморфных гидроокислов и окислов железа. Примесь алевритового материала представлена кварцем, альбитом и альбит-олигоклазом, калиевым полевым шпатом, биотитом и обломками кремнистых и эффузивных пород. Характер их преобразования аналогичен описанному в аргиллитах. Следует отметить лишь более интенсивную коррозию кальцитом обломочных зерен.

Известняки бурые и серые, от тонко- до среднекристаллических, песчанистые, алевритистые, глинистые, трещиноватые, слоистые. Слоистость выражена неравномерным распределением кластического материала. Среди обломков встречаются кварц, полевые шпаты, иногда слюды, эпидот. Известняки в той или иной степени перекристаллизованы до мелкозернистых и на отдельных участках до среднезернистых. В отдельных случаях наблюдается субпараллельная ориентировка удлиненных зерен, которую можно рассматривать как появление сланцеватой текстуры. В сильно глинистых разностях перекристаллизация наблюдается около обломков по краям пор и трещин. Глинистые известняки переполнены гидроокислами железа и гематитом. Поры выполнены крупнозернистым кальцитом, мелкозернистым кварцем, халцедоном; изредка в поровом кварце встречаются рутил и турмалин. В перекристаллизованных участках наблюдаются скопления кристалликов альбита. Трещины выполнены кальцитом. Встречающиеся обломки корродированы. Редкие пластинки биотита преобразованы в хлорит и гематит. На обломочных зернах эпидота наблюдаются наросты идиоморфных кристалликов вторичного эпидота.

Имекская свита

В составе свиты преобладают алевролиты, аргиллиты и мергели. В нижней половине ее существенную роль играют песчаники, по всему разрезу встречаются прослои известняков. Для свиты характерна тонкая горизонтальная слоистость пород. Мощность 160 м. Накопление осадков свиты проходило в прибрежно-морских или мелководных морских условиях в восстановительной обстановке, на что указывает серая и темная окраска пород, их карбонатность, наличие сохранившихся от окисления зерен пирита (Теодорович, Полонская, 1958).

Песчаники и алевролиты серые, темно-серые, мелко- и тонкослоистые, трещиноватые. По минералогическому составу они относятся к более кварцевым разностям полевошпатовых граувакк и граувакковых аркозов, а также к существенно кварцевым породам: олигомиктово-кварцевым, аркозово и граувакко-кварцевым. Содержание основных компонентов в них: кварца 55—69%, полевых шпатов 13—44%, обломков эффузивных и кремнистых пород 2—3%. Плагиоклаз представлен альбитом и альбит-олигоклазом.

Цемент кальцитовый, карбонатно-глинистый, хлоритовый, хлоритово-глинистый, карбонатно-эпидото-глинистый, карбонатно-эпидото-хлоритовый. Тип цементации поровый и базальный. Карбонатный цемент в обломочных породах нацело перекристаллизован до средне- и крупнозернисто-

го. Степень перекристаллизации карбонатов уменьшается в карбонатно-глинистом цементе, где мелкозернистый кальцит образует скопления среди бескарбонатного глинистого материала. Глинистый материал цемента частично перекристаллизован, образуя чешуйчатые агрегаты, ориентированные вдоль ограничений обломков. Участками отмечается хлоритовый цемент порового типа.

В составе цемента появляется эпидот, особенно в алевролитах. Поры выполнены крупнозернистым кальцитом, мелкозернистым кварцем, в песчаниках встречаются ангидрид, одиночные кварцевые и альбитовые кристаллики, анатаз, апатит и эпидот. Трещины выполнены шестоватым кальцитом и мелкозернистым кварцем.

Обломочный материал интенсивно корродирован. В разновидностях с базальным цементом преобладает коррозия, регенерация наблюдается реже. При поровом карбонатном цементе развито растворение зерен на их контактах и регенерация обломков в сторону пор. При глинистом цементе регенерация наблюдается редко. В результате появляются новые типы структур — конформно-регенерационная, коррозионная и реликтивно-коррозионная. Обломочный биотит частично хлоритизирован, местами совместно с хлоритом наблюдаются гематит, магнетит, анатаз, рутил. В микропрослоях алевролита среди мергелей обломочный материал представлен исключительно изометричными зернами кварца и альбита.

Аргиллиты темно-серые, черные, тонкослоистые известковистые. Сложены они чешуйчатой гидрослюдой с примесью хлорита. Количество алевритовых обломков незначительно. Это кварц, калиевый шпат, кислый плагиоклаз. Среди аргиллитов отмечаются микролинзочки алевролита. Перекристаллизация глинистого материала отмечается около обломков и многочисленных трещин. Кальцит нередко образует мелкозернистые скопления, неравномерно распределенные в глинистой бескарбонатной массе аргиллитов. Степень регенерации кварцевых и плагиоклазовых обломков по сравнению с вышележащей толчковой свитой увеличивается. Поры выполнены кальцитом, кварцем, альбитом, встречается анатаз.

Мергели черные, зеленовато-серые, буровато-серые, обычно алевритистые, тонкослоистые, трещиноватые. Сложены они дисперсной и тонкочешуйчатой гидрослюдой с примесью хлорита, мелкозернистым кальцитом, иногда с доломитом. В отдельных прослоях наблюдается окремнение. Обломочный материал представлен кварцем, альбитом, калиевым полевым шпатом, обломками кремнистых пород, слюдой. Характерна собирательная перекристаллизация кальцита, который образует мелкозернистые скопления среди гидрослюдистого материала. Более значительная перекристаллизация его наблюдается около обломков и пор, в узких зонах вдоль трещин. Микропустоты и трещины выполнены крупнозернистым кальцитом, реже мелко- и среднезернистым кварцем и волокнистым хлоритом или халцедоном. В микропустотах отмечаются также новообразованные чистые кристаллики альбита, изредка анатаза, апатита, турмалина. Обломки кварца и альбита корродированы. После коррозии часть их подверглась регенерации. Вторичные структуры: коррозионная, реликтивно-коррозионная и регенерационная. Биотит частично или полностью хлоритизирован.

Чиланская свита

Свита по р. Таштыпу слагается континентальными красноватыми песчаниками и алевролитами, которые вверх по разрезу сменяются их более мелкозернистыми разностями с редкими линзовидными прослойками аргиллитов. Среди песчаников и алевролитов находятся шесть силловых залежей порфириров и диабазов. В кровле свиты залегает толща серо-зеленых песчаников, входящих в переходную пачку между чиланской и вышележащей имекской свитами. Мощность свиты 1100—1500 м.

Песчаники и алевролиты бурые, красновато-бурые, темно-бурые, массивные и слоистые, алевролиты нередко тонкослоистые. По минералогическому составу песчаники относятся к олигомиктовым кварцевым, аркозово- и граувакково-кварцевым и редко к аркозовым грауваккам. Содержание кварца находится в пределах 42—83%, полевых шпатов 4—41%, обломков пород от 0 до 41 от всего обломочного материала. Максимальные количества кварца отмечаются в кровле чиланской свиты. Цемент кальцитовый, железисто-кальцитовый, реже глинистый, хлоритово-глинистый, хлоритовый и участками карбонатно-эпидотово-глинистый базального и порового типа. Распространены кварцевый и плагиоклазово-кварцевый регенерационный цементы.

Алевролиты характеризуются несколькими большим содержанием обломков пород за счет уменьшения роли кварца и среди них увеличивается роль аркозо-граувакк. Содержание кварца 34—53%, полевых шпатов 16—36%, обломков пород 41%. В цементе повышается роль глинистого материала.

В породах чиланской свиты отмечается проявление контактового метаморфизма. Песчаник, взятый в нескольких сантиметрах от контакта с мощным силлом, имеет следующий состав: обломки кварца — 24,27%, эффузивных пород — 4,97, эпидота — 0,35; аутигенные минералы: кварц цемента — 17,91, кварц в виде регенерации — 1,55, хлорит — 17,91, кальцит — 31,91, альбит — 0,70, эпидот — 0,93%. Здесь же отмечается примесь окислов железа — 1,28%. В алевролите в составе обломков имеются: кварц — 19,71%, плагиоклаз — 6,36, обломки пород — 13,2, эпидот — 1,36, турмалин — 0,68%. Аутигенные минералы: кальцит — 16,08%, хлорит — 16,81, кварц — 24,20, эпидот — 1,01, гидроокислы и окислы железа — 0,55%. Воздействие силлов на вмещающие породы убывает при удалении от контакта. В образце алевролита, взятого в 5 м от контакта с силлом, среди аутигенных минералов содержится кварца мелкозернистого 4,82%, эпидота 0,25%. В породах распространены вторичные хлоритовый и хлоритово-глинистый цементы. Хлорит чешуйчатый, образует каемки вокруг обломочных зерен. Ориентировка чешуек параллельна органичению пор. Волокнистый хлорит образует или крустификационные каемки в порах или находится в виде неориентированных агрегатов. В сложном хлорито-глинистом цементе хлорит располагается по краям пор, а центральная часть их занята гидрослюдой. Иногда вокруг обломков наблюдаются каемки бесцветной гидрослюды с ориентировкой чешуек параллельно ограничению зерен. Отмечается примесь чешуйчатого гематита. Эпидотовый цемент встречается непосредственно у контакта с силлами. Породы

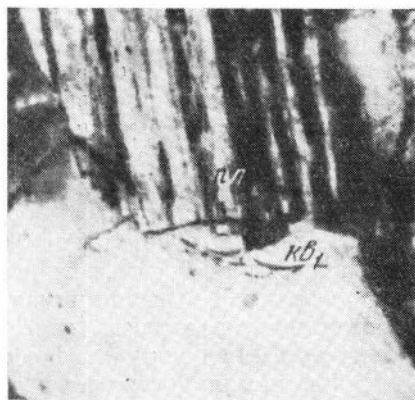


Рис. 12. Дробление кварцевого обломка (кв₁) на контакте с плагиоклазом (пл). Песчаник. Увел. 120, с анализатором

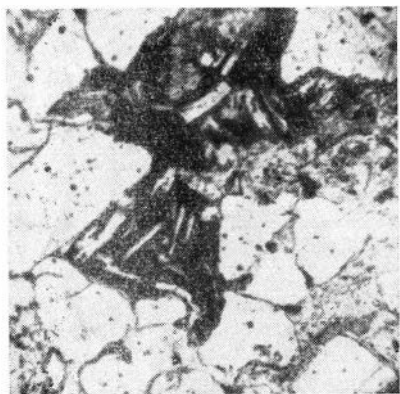


Рис. 13. Деформационная структура. Деформация порфирирового обломка. Песчаник. увел. 60, без анализатора

чиланской свиты отличаются интенсивной карбонатизацией пород. Средне- и крупнозернистый кальцит интенсивно корродирует обломки кварца и полевых шпатов. Иногда обломки полностью растворены и замещены кальцитом. Очевидно, карбонатизация, а также значительная эпидотизация связаны с гидротермальной переработкой пород. В порах наблюдаются новообразования альбита. Здесь же встречаются ангидрит, сидерит, халцедон, кристаллы анатаза и апатита, рутил и сфен. Сфен образует отдельные кристаллы и их сростки.

Имеющиеся обломки плагиоклаза, представленные альбитом и альбит-олигоклазом, частично регенерированы. Обломочные зерна заметно катаклазированы. Кварц принимает облачное или пятнистое угасание, наблюдается дробление зерен (рис. 12). Эффузивные обломки подвергнуты частично растворению и деформации. В них внедряются более стойкие зерна кварца, микрокварцита и плагиоклаза, причем имеющиеся в обломках лейсты полевого шпата ориентированы параллельно контурам этих зерен (рис. 13). Возникают катакlastические и деформационные структуры. Обломки слюд деформированы, биотит хлоритизирован с образованием хлорита и чешуйчатого гематита. На обломочных эпидотовых зернах образуются наросты вторичного эпидота и клиноцоизита, на обломках ильменита, сфена нарастают правильные кристаллики вторичного сфена. В средней части разреза свиты распространена регенерация кварца и в меньшей степени плагиоклаза. Участками образуется плагиоклазово-кварцевый регенерационный цемент. Структура конформационно-регенерационная. В участках с кварцевым цементом регенерация плагиоклаза отсутствует.

При поровом цементе (особенно хлорито-глинистого и глинистого состава) развита конформационная структура. Участками отмечается вторичная коррозионная структура.

Эффузивно-осадочная толща

Эффузивно-осадочная толща в разрезе по р. Аскизу складывается внизу континентальными красноцветными песчаниками и алевролитами мощностью около 300 м с конгломератами в основании, вверху — темно-серыми и буровато-серыми туфами и туфобрекчиями. Вся толща пород прорвана многочисленными диабазовыми дайками. Общая мощность толщи более 1000 м. В центральном районе котловины эффузивно-осадочная толща, вскрытая Быстринской опорной скважиной, сложена переслаивающимися красноцветными песчаниками, алевролитами, темно-серыми туфами, андезитовыми и диабазовыми порфиритами.

Вскрытая мощность 435,4 м. В северном и северо-восточном районах котловины развиты диабазы, андезитовые и диабазовые порфириты. Мощность их до 1000—3000 м.

Туфы зеленовато-серые с буроватыми пятнами, литокластические псепфитово-псаммитовые и кристалло-литокластические псаммито-алевритовые неравномернозернистые. Слагаются туфы обломками порфиритов, плагиоклаза, измененными зернами темноцветных минералов. Цементом является тонкозернистый туфовый материал, который преобразован в мелкочешуйчатый хлорит, кварц, альбит, эпидот. Как правило, присутствует кальцит, ангидрит, встречается сидерит. Широко распространены хлоритовый и вторичный кальцитовый и ангидритовый цементы, участками эпидотовый. Поры и трещины выполнены кальцитом, ангидритом, кварцем и халцедоном, встречаются анатаз, рутил, каолинит и сравнительно редко волокнистый хлорит и эпидот.

Обломки пород замещаются гематитом, хлоритом, эпидотом, серицитом и каолинитом, а также альбитом и кварцем, реже встречаются анатаз, сфен, магнетит. Сфен образует скопления зерен около разрушенных обломков эффузивных пород. Обломки плагиоклаза заметно корродированы и впоследствии подверглись интенсивной регенерации. Отмечается замеще-

ние вторичных образований плагиоклаза кальцитом, ангидритом, хлоритом и эпидотом.

Структура конформная. Контакты между зернами преимущественно зубчатые и вогнуто-выпуклые, развита деформация эффузивных обломков между зернами плагиоклазов. По окраинам котловины в туфах развиты вторичные хлорит, кальцит, кварц, альбит, каолинит и гидроокислы железа.

Туффиты серые, розовато-серые, разнотекстурные, полимиктовые. Состоят они главным образом из мутноватых зерен полевых шпатов, обломков эффузивных пород, кварцитов, кремней, кварца, отмечаются зерна эпидота, хлорита, апатита, сфена и других. Цемент типа пор и кварцево-полевощпатовый регенерационный. Второстепенную роль играют ангидритовый, эпидотовый и хлоритовый цементы. Поры и трещины выполняются кальцитом, ангидритом, кварцем, реже халцедоном, альбитом, хлоритом, эпидотом, сфеном; иногда во вторичном кварце отмечается доломит, встречаются анатаз, рутил.

Обломки эффузивных пород деформируются между обломками кварца и плагиоклаза. Вместе с этим эффузивные обломки растворяются, замещаются пелитоморфными оксидами железа, хлоритом, эпидотом, кварцем, альбитом. К замещенным обломкам приурочены скопления зерен и сростки новообразованного сфена, магнетита, округлые буроватые зерна сидерита и эпидота. Эпидот нередко развивается и по смежным зернам кварца и плагиоклаза. Кварц и плагиоклаз интенсивно корродированы и впоследствии регенерированы. Вторичные структуры — коррозионная, реликтовая коррозионная, конформационно-регенерационная и конформационная. При конформационной структуре между обломками развиты зубчатый и вогнуто-выпуклый типы контактов.

Вторичные минералы: основные — кальцит, ангидрит, альбит, кварц, эпидот; второстепенные — гематит, сфен, анатаз, рутил, магнетит, пелитоморфные гидроокислы железа. В туффитах толщи по окраинам котловины в составе вторичных минералов отсутствует эпидот, а также сфен, распространены кальцит, кварц, альбит, хлорит. Деформационная структура отсутствует, регенерация выражена слабо.

Песчаники и алевролиты бурые, серовато-бурые, розовато-бурые, буровато-коричневые массивные и слоистые, иногда трещиноватые. Среди алевролитов отмечаются микрослоистые разновидности. По минералогическому составу они относятся к полевощпатовым грауваккам, граувакковым аркозам и аркозам. Содержание в них кварца — 10,39—39,39%, полевых шпатов — 36,89—67,24%; обломков пород — 14,45—41,42%. Среди последних представлены различные эффузивы, реже кремнистые породы. Цементы сложные; в состав их входят окислы и гидроокислы железа, кальцит, доломит, хлорит, гидрослюда.

В карбонатно-глинистых и железисто-карбонатно-глинистых цементах перекристаллизация неравномерна главным образом около обломков, вдоль трещин и по краям пор. Перекристаллизованный кальцит мелкозернистый. Глинистый материал цемента, представленный серицитом, образует каемки вокруг обломочных зерен, чешуйчатые агрегаты по краям пор и трещин с субпараллельной ориентировкой. Вместе с серицитом появляется хлорит, роль которого становится значительной. Окислы железа в цементе представлены гематитом и магнетитом. Распространены вторичные кальцитовый, ангидритовый и кварцевый цементы типа пор и кварцево-плагиоклазовый регенерационный. Кальцит в карбонатном цементе крупнозернистый, полисинтетически сдвойникованный. В порах наблюдаются крупнозернистые кальцит и ангидрит, мелко- и крупнозернистый кварц, встречается большое количество кристалликов альбита, эпидот, анатаз, сфен, халцедон; редко наблюдаются апатит, рутил, анатаз. Рутил и мелкие зерна кальцита наблюдаются как включения в аутигенном кварце. Трещины

выполнены кальцитом, ангидритом, кварцем, иногда вместе с ними встречаются хлорит и эпидот. В образцах, отобранных в разрезах по окраинам котловины, перекристаллизация карбонатов значительно слабее, серицит и хлорит в составе цемента отсутствуют. Обломки корродированы. Кварц и плагиоклаз в значительной части регенерированы.

Аргиллиты и мергели бурые, буровато-серые, в нижней части темно-серые, тонкослоистые, трещиноватые. Слагаются чешуйчатым гидрослюдистым материалом со значительной примесью магнезиального хлорита и гидроокислов железа (в бурых разновидностях) и обломков кварца, полевых шпатов, иногда обломков кремнистых пород. В мергелях породообразующим является тонкозернистый кальцит.

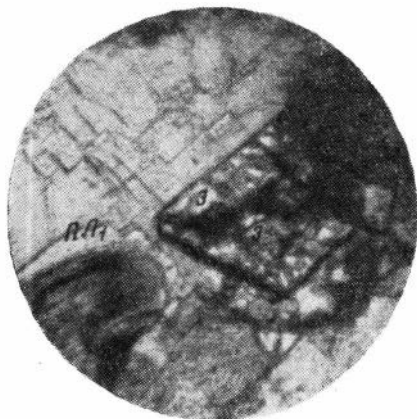


Рис. 14. Новообразованный кристалл эпидота (э). Рядом регенерированный плагиоклаз (пл). Туф. Увел. 200, без анализатора

В аргиллитах видимая перекристаллизация отмечается около обломков, микропустот и трещин, где появляются чешуйчатые агрегаты гидрослюды с ориентировкой чешуек параллельно ограничениям. Кальцит участками перекристаллизован до мелкозернистого. Окислы железа представлены чешуйчатым гематитом. В участках с перекристаллизированным кальцитом наблюдаются кристаллики кварца и альбита, псевдоморфозы кварца по доломиту. Мелкие аллотриоморфные зернышки кварца рассеяны по гидрослюдистому материалу. Микропустоты и трещины выполняются кальцитом, ангидритом, реже кварцем, халцедоном, иногда присутствует альбит, эпидот. Встречающиеся обломки кварца и плагиоклаза частично

корродированы кальцитом и гидрослюдой, редкие обломки эффузивных пород замещаются хлоритом, эпидотом, гидроокислами железа. Плагиоклаз в мелких зернах представлен альбитом. Крупнообломочный биотит хлоритизирован. Вместе с хлоритом по биотиту образуется гематит, анатаз.

Сравнительно с аргиллитами мергели более окремнены. Кварц в них выделяется в виде многочисленных мелких зерен в карбонатно-глинистом материале, образует псевдоморфозы по доломиту, выполняет поры, где он замещает кальцит.

Известняки серые, буровато-серые, трещиноватые. В виде прослоек изредка встречаются вместе с аргиллитами и мергелями. Слагаются они кальцитом с незначительной примесью обломочных зерен кварца и реже кислого плагиоклаза.

Известняки перекристаллизованы до среднезернистых. Зерна кальцита располагаются группами либо прослойками, между которыми находятся изогнутые линзочки пелитоморфного и чешуйчатого гематита. Многочисленные трещины заполнены столбчатыми и крупными изометричными зернами кальцита. Столбчатые кристаллы кальцита, как правило, деформированы. В порах наряду с кальцитом отмечаются новообразованные кристаллики кварца и альбита. Наблюдается замещение кристалликов альбита кальцитом. Вторичный кварц в отдельных случаях регенерирует обломочные зерна, причем диаметры обломков часто значительно меньше их регенерационных каемок. В обломках кварца появляется облачное угасание, трещиноватость, дробление на контактах с другими зернами. В плагиоклазах возникает пятнистость двойниковой структуры, редко — волнистое угасание. В породах с поровым и регенерированным цементом распространены конформационная и конформационно-регенерационная, а

также коррозионная и реже реликтивно-коррозионная структуры. Контакты зерен структурные, вогнуто-выпуклые, прямые. Развиты зубчатые контакты на границе регенерационных зерен. Обломки эффузивных пород деформированы и замещены гидроокислами железа, хлоритом, появляется эпидот, кварц, альбит. Обломочный биотит хлоритизируется. Вместе с хлоритом образуются анатаз, гематит, иногда магнетит. Значительное содержание эпидота (рис. 14) и хлорита обусловлено, очевидно, большим содержанием обломков эффузивных пород.

ЗОНЫ ВТОРИЧНОГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД

По появлению в составе пород вторичных хлорита и эпидота в разрезе выделяются три зоны (табл. 2), расположение которых отвечает увеличению степени изменения пород.

Верхняя зона. Объем зоны на площади значительно меняется. В центральных районах котловины в ее состав входят верхнедевонские отложения. По окраинам к ней относятся верхнедевонские и большая часть среднедевонских отложений. Верхняя граница зоны находится выше кровли верхнего девона, нижняя в центральных районах и в районах рек Аскиз, Большой Сыр совпадает с кровлей среднего девона, на р. Тёе проходит выше кохайской свиты франского яруса, а на окраинах опускается вниз по разрезу и в состав зоны включаются илеморовская, аскизская и верхняя часть абаканской свиты (Соль-Заводская площадь), вскрытая бурением. По р. Таштыпу нижняя граница зоны проходит в средней части разреза толочковской свиты эйфельского яруса (рис. 15). Глубина погружения в центре котловины кровли девонских отложений (с учетом только современных мощностей нижнего карбона и пермо-карбона) около 3450 м, а погружение пород, лежащих в основании зоны, около 5100 м. Это соответствует гидростатическому давлению порядка 900/1400 кг/см².

В терригенных полимиктовых горизонтах зоны характерными эпигенетическими минералами являются: в красноцветных континентальных отложениях кварц, плагиоклаз, гематит; в лагунно-морских отложениях кварц, плагиоклаз. В пирокластических породах нижнего карбона, по данным И. С. Боровской, туфогенный материал раскристаллизовывается и замещается хлоритом, кварцем, здесь же появляется значительное количество альбита. Совокупность их представляет, по Д. Кумбсу, ассоциацию, свойственную переходным горизонтам от ломонтитовой к пренит-пумпелитовой стадии (Coombs, Ellis и др., 1959). Из вторичных структур в этих горизонтах широко развиты конформная, конформно-регенерационная и коррозионная. При наличии в составе обломочного материала пластических компонентов (различные слюдистые и хлоритовые сланцы) возникает деформационная структура.

Комплексы существенно-карбонатных и карбонатно-глинистых пород, представленные морскими и лагунно-морскими отложениями, характеризуются образованиями кварца и плагиоклаза. Распространены вторичные структуры — коррозионная, конформно-регенерационная и регенерационная. Плотность пород зоны колеблется в пределах 2,58—2,67; пористость — 2,3—5,9%. Каменный уголь (г. Убрус) относится к нижней каменноугольной стадии с выходом летучих 21—29%.

Средняя зона. В центральных районах котловины средняя зона включает отложения илеморовской, аскизской свит и верхней части абаканской свиты живетского яруса. Нижняя граница зоны прослежена лишь в двух пунктах. На Быстрянской площади граница проходит в средней части абаканской свиты, ниже отмечается появление в значительных количествах вторичного эпидота. На юго-западе по р. Таштыпу граница зоны проходит в основании толочковской свиты эйфельского яруса. Глубина погружения кровли зоны в центре котловины достигла 5560 м (Быстрянская площадь).

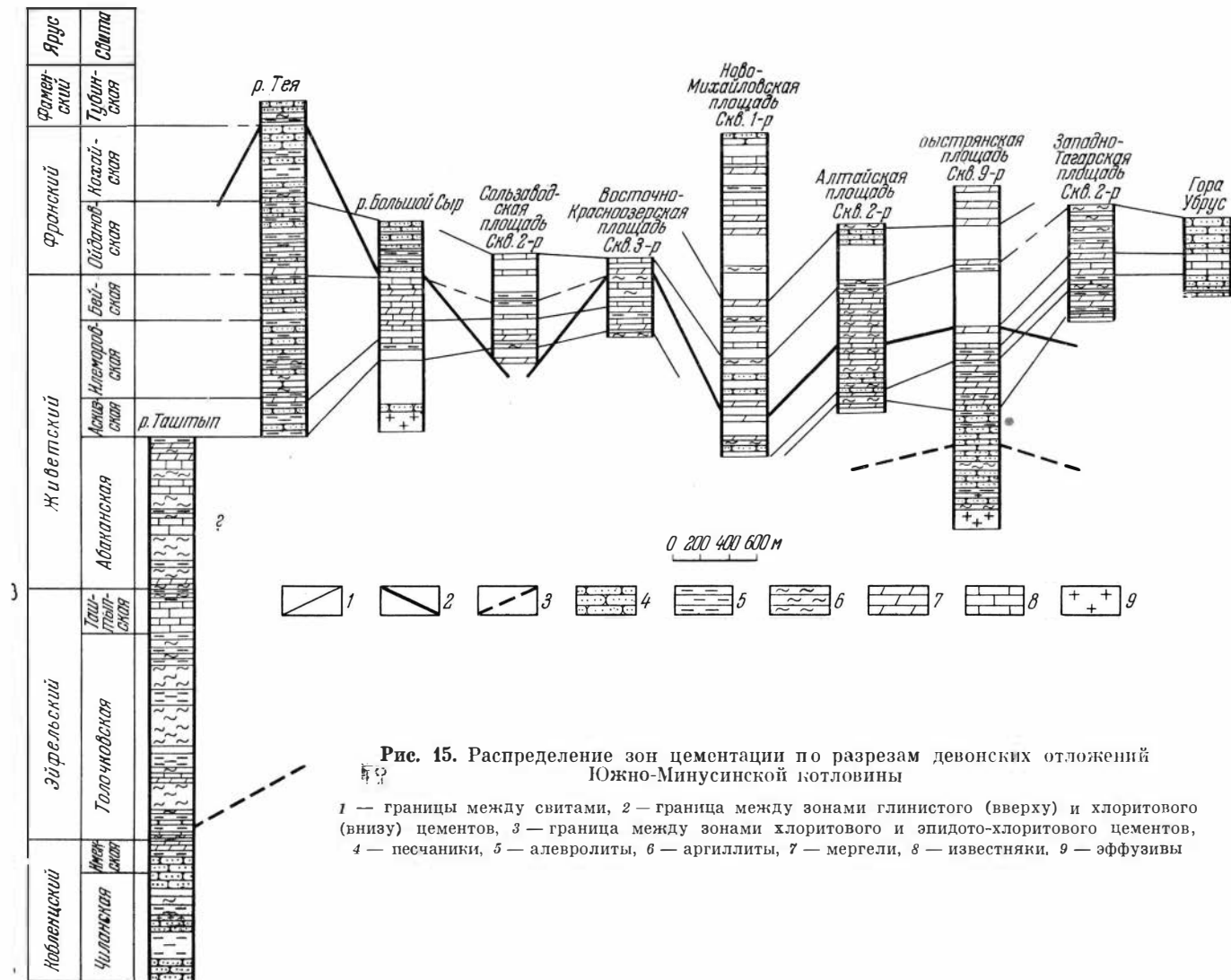


Рис. 15. Распределение зон цементации по разрезам девонских отложений Южно-Минусинской котловины

1 — границы между свитами, 2 — граница между зонами глинистого (вверху) и хлоритового (внизу) цемента, 3 — граница между зонами хлоритового и эпидото-хлоритового цемента, 4 — песчаники, 5 — алевролиты, 6 — аргиллиты, 7 — мергели, 8 — известняки, 9 — эффузивы

Схема зон вторичного изменения девонских пород Южно-Минусинской котловины

Зона	Глубина погружения кровли зон по Быстринской опорной скважине, м	Характерные вторичные минералы						Характерные вторичные структуры		Пористость, %	Плотность	Этапы литогенеза (по А. Г. Косовской, Н. В. Логвиненко и В. Д. Шутову)
		Комплексы терригенных полимиктовых пород			Комплексы существенно карбонатных и карбонатно-глинистых пород			Комплексы терригенных полимиктовых пород	Комплексы существенно карбонатных и карбонатно-глинистых пород			
		континентальные	лагуно-морские	туфогенные	морские	лагуно-морские	лагунные (соленоводные)					
Верхняя	3450	Кварц, плагиоклаз, гематит	Кварц, плагиоклаз	Кварц, плагиоклаз, хлорит	Кварц, плагиоклаз	Кварц, плагиоклаз	Кварц, плагиоклаз	Коррозионная, конформно-регенерационная, коррозионная, редко деформационная (за счет деформации пластических обломков)	Коррозионная, конформно-регенерационная, регенерационная	5,9—2,5	2,58—2,67	Глубинный эпигенез
Средняя	5560	То же	Кварц, плагиоклаз, хлорит, серицит	То же	То же	Кварц, плагиоклаз	Кварц, плагиоклаз	То же	То же, гранобластовая структура в микрослоях алевролитов	3,6—1,6	2,62—2,68	Начальный метаморфизм (ранний метagenез)
Нижняя	6300	Кварц, плагиоклаз, гематит, хлорит, серицит, эпидот, сфен		Кварц, плагиоклаз, хлорит, серицит, эпидот, сфен		То же		То же, деформационная, катакластическая	То же	3,6—2,6 *	2,61—2,70	Начальный метаморфизм (поздний метagenез)

* В неффузивно-осадочной толще пористость близка к нулю.

Общая мощность зоны — 600—1500 м. Соответственно гидростатическое давление имеет пределы 1300—1700 кг/см². В терригенных полимиктовых комплексах, сложенных континентальными красноцветными отложениями, основные эпигенетические минералы — кварц, плагиоклаз, гематит. В лагунно-морских отложениях широко распространен хлорит, встречается сидерит, но отсутствует гематит. Возникает кварц-серицит-хлорит-гидрослюдистая ассоциация, характерная для стадии начального метаморфизма (Страхов, Логвиненко, 1959). Вторичные структуры подобны структурам терригенных полимиктовых горизонтов верхней зоны. В комплексах существенно-карбонатных и карбонатно-глинистых пород, в морских, лагунно-морских и лагунных отложениях состав вторичных минералов остается прежним, как в верхней зоне. Среди вторичных структур дополнительно появляется гранобластовая. Она наблюдается в микрослоях алевролитов среди известняков и мергелей. Эта зона соответствует, по А. Г. Коссовской и В. Д. Шутову, зоне кварцитовидных структур и хлоритово-серицитового цемента (Коссовская, Шутов, 1956; Коссовская, 1960). Средние значения плотности пород по свитам зоны находятся в пределах 2,62—2,68; пористость 3,6—4,6%.

Нижняя зона. Породы нижней зоны вскрыты глубоким бурением на Быстрянской площади (скв. 9-р), где к ней относится нижняя половина абаканской свиты с глубины 2330 м и эффузивно-осадочная толща. Вскрытая мощность ее 800 м. На юго-западе, по р. Таштыпу, к нижней зоне относятся отложения низов толчковской и полностью имежской и чиланской свит общей мощностью 1500 м. Глубина погружения кровли нижней зоны в центральном районе котловины 6300 м (Быстрянская площадь), что соответствует гидростатическому давлению более 1700 кг/см².

Породы нижней зоны отличаются присутствием значительного количества эпидота, сфена и хлорита. Хлорит становится породообразующим и в красноцветных континентальных отложениях. Обломочные кварц и плагиоклаз несут следы интенсивного растворения и регенерации.

В терригенных полимиктовых комплексах, представленных красноцветными отложениями, характерными эпигенетическими минералами являются кварц, плагиоклаз, гематит, хлорит, серицит, эпидот, сфен. В туфогенной толще в составе эпигенетических минералов основными являются кварц, альбит, хлорит, серицит, эпидот, сфен. Возникает ассоциация, характерная для фации зеленых сланцев (Сoombs и др., 1959; Коссовская, Шутов, 1964). З. Н. Ипатова отмечает в эффузивах этой зоны пумпеллиит, являющийся характерным минералом пренит-пумпеллиитовой стадии изменения вулканогенных и туфовых пород, по Д. С. Кумбсу. Среди вторичных структур дополнительно появляются деформационная и катакластическая.

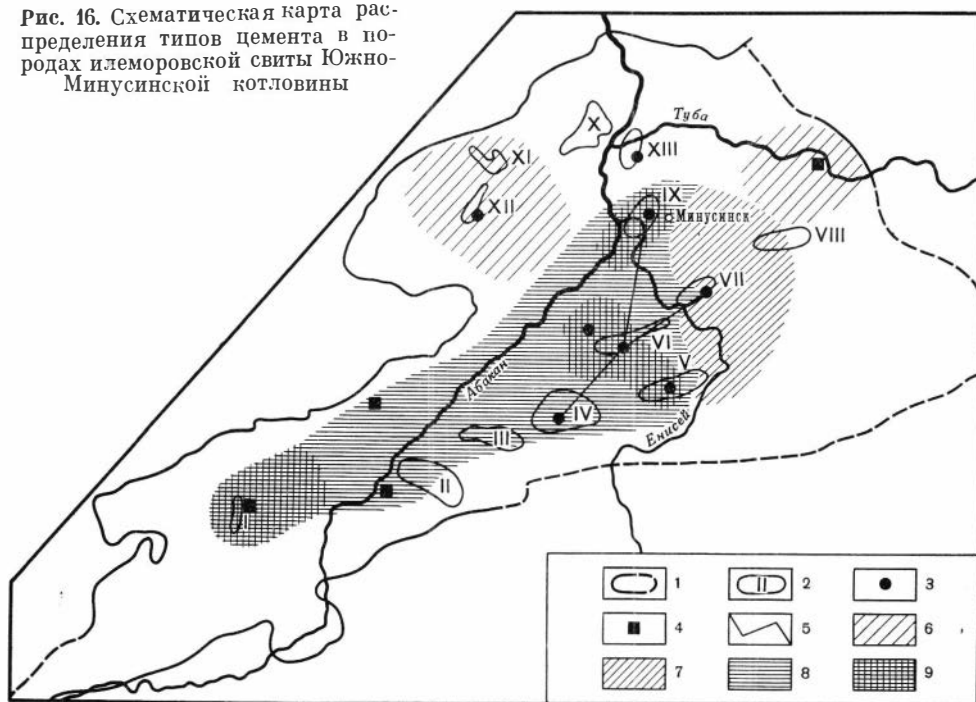
В комплексах карбонатно-глинистых лагунно-морских пород распространены вторичные кварц, плагиоклаз. Вторичные структуры подобны структурам средней зоны. Плотность пород колеблется в пределах 2,61—2,70, пористость в средних значениях — 3,6—2,6. В нижней части разреза, по данным В. И. Краснева и З. Н. Ипатовой, пористость пород часто нулевая.

Из приведенного описания зон эпигенеза можно заключить следующее.

1. По характерным вторичным минералам в терригенных полимиктовых породах, сложенных нормально-осадочными красноцветными образованиями, разрез делится на две части: верхнюю (соответствует по объему верхней и средней зонам), где за счет обломочного материала образуются вторичные кварц и плагиоклаз, и нижнюю, в породах которой появляются вторичный хлорит, серицит, эпидот, сфен. Из вторичных структур появляются катакластическая и деформационная (в присутствии эффузивных обломков).

2. По изменению состава вторичных минералов в терригенных полимиктовых комплексах, представленных сероцветными лагунно-морскими

Рис. 16. Схематическая карта распределения типов цемента в породах илеморовской свиты Южно-Минусинской котловины



1 — граница котловины, 2 — антиклинальные структуры, 3 — точки отбора образцов по скважинам, 4 — точки отбора образцов по обнажениям, 5 — линии профилей, 6 — районы глинистого цемента, 7 — районы хлоритово-глинистого цемента, 8 — районы хлоритового цемента, 9 — районы хлоритового и перекристаллизованного слюдистого цемента. Антиклинальные структуры: I — Илеморовская, II — Бейская, III — Западно-Тагарская, IV — Восточно-Красноозерская, V — Ново-Михайловская, VI — Алтайская, VII — Западно-Тагарская, VIII — Центрально-Тагарская, IX — Быстринская, X — Биджинская, XI — Карасукская, XII — Абакансользаводская, XIII — Петрошиловская.

отложениями, разрез подразделяется на две части. В верхней части разреза, соответствующей верхней зоне, отсутствует хлоритовый цемент; ниже по разрезу характерно развитие хлоритового цемента в песчаниках и алевролитах.

3. По туфогенным породам разрез также подразделяется на две части. Верхней части его (верхняя и средняя зоны) свойственна минеральная ассоциация с хлоритом, а в нижней совместно с хлоритом большое значение приобретают эпидот, клиноцоизит, серицит, сфен.

4. В комплексах существенно-карбонатных и карбонатно-глинистых пород изменение состава комплекса эпигенетических минералов определяется исключительно их фаціальными особенностями и характером продуктов, поступающих в бассейн седиментации.

5. Таким образом, наиболее изменчивы туфогенные породы, в которых уже в верхней зоне образуются хлорит, кварц, альбит. Затем по степени изменения следуют лагунно-морские и морские существенно-терригенные полимиктовые отложения. Менее всего изменчивы континентальные красноватые полимиктовые породы. В комплексах существенно-карбонатных и карбонатно-глинистых пород состав вторичных минералов для всего разреза не изменяется.

6. Вторичные структуры в терригенных полимиктовых горизонтах верхней и средней зон аналогичны. В нижней зоне дополнительно появляется катакlastическая, а также деформационная, образующаяся за счет деформации обломков эффузивных пород. В горизонтах существенно карбонатных или карбонатно-глинистых пород в средней и нижней зонах образуется мозаичная структура.

7. Границы зон не совпадают с границами стратиграфических горизонтов и пересекают их. Границы зон поднимаются по разрезу в центральной части котловины в районах максимальных мощностей пород и опускаются вниз к окраинам по мере уменьшения мощности отложений. Степень вторичного изменения, таким образом, увеличивается от окраин котловины к центру, определяясь в основном величиной нагрузки вышележащих пород.

Последнее наглядно иллюстрируется схематической картой степени изменения пород илемовской свиты (рис. 16). Для построения карты взят характер изменения глинистого цемента в песчаниках и алевролитах. Выделяются районы: глинистого цемента, хлоритово-глинистого, хлоритового и серицито-хлоритового. Серицито-хлоритовый цемент наблюдается на р. Тёе и в центральной части котловины, на Ново-Михайловской, Алтайской и Быстринской площадях. В этих районах глинистый цемент сложен хлоритом и серицитом. На р. Тёе в породах между обломочными зернами возникают радиально-лучистые серицитовые агрегаты. Хлоритовый цемент отмечается по р. Б. Сыр и на Восточно-Красноозерской площади. На Западно-Тагарской площади хлорит составляет незначительную примесь к глинистому материалу. По северо-западу (Соль-Завод) и северо-востоку (г. Убрус) в породах распространен глинистый цемент.

8. По классификации зон эпигенеза и начального метаморфизма А. Г. Коссовской, Н. В. Логвиненко и В. Д. Шутова (1957); А. Г. Коссовской, В. Д. Шутова (1963) верхняя зона соответствует зоне глубинного эпигенеза, нижняя — зоне начального метаморфизма. Средняя зона имеет переходный характер. По степени изменения лагунно-морских терригенных полимиктовых пород это зона начального метаморфизма, континентальных полимиктовых пород — зона глубинного эпигенеза.

ЛИТЕРАТУРА

- Кац Я. Г. Основные этапы развития центральной части Минусинского межгорного прогиба в девоне. — Изв. высш. учебн. завед., геол. и разведка, 1959, № 2.
- Коссовская А. Г. О специфике эпигенетических изменений терригенных пород в условиях платформенной и геосинклинальной складчатости. — Докл. АН СССР, 1960, 130, № 1.
- Коссовская А. Г., Логвиненко Н. В., Шутов В. Д. О стадиях формирования и изменения терригенных пород. — Докл. АН СССР, 1957, 116, № 2.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Характер и распределение минеральных новообразований в разрезе Мз — Рз отложений Западного Верхоянья. — Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 5, 1956.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. О корреляции зон регионального эпигенеза и метagenеза в терригенных и вулканогенных породах. — Докл. АН СССР, 1961, 139, № 3.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Фации регионального эпигенеза и метagenеза. — Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 7.
- Грасильников Б. Н., Моссаковский А. А. Складки облекания северной части Минусинской котловины и их связь с каледонскими структурами. — Бюлл. МОИП, отд. геол., XXXII (2), 1958.
- Мелешенко В. С. О некоторых вопросах стратиграфии девонских отложений Минусинской котловины. — Труды ВСЕГЕИ. Палеонтология и стратиграфия, 1953.
- Теодорович Г. И., Полонская Б. И. Стратиграфия, петрография и фации девона Минусинских и Назаровской впадин. — Изд-во АН СССР, 1958.
- Страхов Н. М. и Логвиненко Н. В. О стадиях осадочного породообразования и их наименовании. — Докл. АН СССР, 1959, 125, № 2.
- Федоров Э. С. О девонской вулканической деятельности в Минусинских впадинах. Материалы по региональной геологии Алтае-Саянской складчатой области. — Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, 58, 1961.
- Чочиа Н. Г., Беякова Е. Е., Боровская И. С. Геологическое строение Минусинских межгорных впадин и перспективы их нефтегазоносности. М., Гостоптехиздат, 1958.
- Combs D. S., Ellis A. J., Fyre W. S. and Taylor A. M. The zeolite facies which comments on the interpretations of hydrothermal synthesis. — Geochim. et cosmochim. acta, v. 17, N 1—2, 1959.

**ЗОНЫ ЭПИГЕНЕЗА В ОРДОВИКСКИХ,
СИЛУРИЙСКИХ И ДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ
ИРКУТСКОГО АМФИТЕАТРА**

Ордовикские и силурийские отложения на территории Иркутского амфитеатра образовались в условиях платформенного эпиконтинентального моря. Породы девона, представленного своим верхним отделом, имеют континентальное происхождение; на ордовикско-силурийской толще они залегают с размывом.

В. Д. Шутов (1962) указывает, что важнейшее звено всех эпигенетических образований — изменение зерен кварца песчаных и алевроитовых пород. Второй важный показатель характера и эпигенетических процессов — преобразование глинистого вещества. При рассмотрении процессов эпигенеза мы будем акцентировать внимание именно на этих составляющих, делая, таким образом, основным объектом анализа терригенные породы.

Отложения верхнего девона представлены карбонатно-терригенной толщей, в составе которой выделяются топорокская и баероновская свиты общей мощностью 160—200 м. Толща представлена довольно пестрым набором пород: кварцевыми песчаниками, часто плохо отсортированными, алевролитами, аргиллитами, слабо доломитизированными известняками; часто наблюдается окремнение. Состав глинистых минералов преимущественно монтмориллонитовый; обычны также гидрослюда, каолинит, хлорит и в небольшом количестве палыгорскит. Изредка в девонских отложениях встречаются первично-седиментационные линзы трепела, но в преобладающей массе наблюдаемые формы проявления кремнезема являются диагенетическими. Бросается в глаза неоднородность окремнения — известняки, как правило, более кремнисты, чем терригенные породы; встречаются кремнистые линзы, прожилки, желваки и т. д. Минералогически кремнезем наблюдается в виде кварца или халцедона; в процессе эпигенеза кремнезем переотлагался по стенкам пор, каверн, образующихся при выщелачивании карбоната, а также по трещинам. Для девонских песчаников с карбонатным цементом характерна интенсивная коррозия кварца и полевого шпата. Регенерации обломочных зерен не наблюдается. Состав глинистых минералов девонской толщи явно первичный; преобладание среди них монтмориллонита и присутствие палыгорскита отмечается не только в пределах Иркутского амфитеатра, но и в Рыбинской впадине.

Силурийские отложения в Иркутском амфитеатре выделяются под названием кежемской свиты. Верхняя часть свиты мощностью до 200 м складывается красноцветными алевролитами и аргиллитами с пропластками плотно сцементированных карбонатных песчаников. Нижняя часть свиты представлена преимущественно сероцветными терригенно-карбонатными отложениями, мощность которых увеличивается от 40—50 м в центральной части амфитеатра (р. Илим) до 120 м в западной части. Рассмотрим эпигенетические изменения нижней части свиты, в первую очередь в бас-



Рис. 1. Регенерация нерешетчатых калиевых полевых шпатов в песчаниках. Кежемская свита, р. Чуна. Увел. 160, николи +

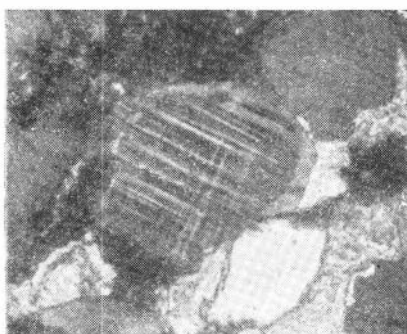


Рис. 2. Регенерация микроклина в песчаниках. Кежемская свита, р. Чуна. Увел. 160, николи +

сейне р. Чуны, где отложения эти непосредственно или почти непосредственно перекрыты девонской толщей. Отложения нижней части кежемской свиты, имеющие здесь мощность до 120 м, представлены песчаниками мелко- и среднезернистыми, с подчиненными пропластками и пачками красных, реже зеленовато-серых алевролитов и аргиллитов и маломощными линзами известняков. Песчаники и алевролиты полевошпатово-кварцевые; содержание полевых шпатов в них составляет 10—40 %, причем это преимущественно нерешетчатые калиевые полевые шпаты. В небольшом количестве присутствуют сдвойникованные микроклины и альбит, а также слюды (биотит и мусковит), микрокварцит, обломки эффузивов. Состав глинистых минералов хлоритово-каолинитово-гидрослюдистый при преобладании гидрослюда. Присутствуют также смешанно-слоистые минералы типа хлорит-монтмориллонит.

Кварцевые зерна в песчаниках и алевролитах обычно не регенерированы. Значительно активнее выражена регенерация полевых шпатов. Регенерации подвергаются зерна нерешетчатого калишпата, восстанавливающего иногда свои кристаллографические формы (рис. 1). Реже встречаются регенерированные зерна альбита и решетчатого микроклина; регенерационные каемки последнего лишены двойниковой решетки (рис. 2). Коррозия зерен полевых шпатов, включая и регенерационные каемки, довольно обычна (рис. 3).

Отложения верхнего ордовика и баксанского горизонта среднего ордовика, выделяющиеся в центральной и западной частях амфитеатра под названием братской свиты и в восточной

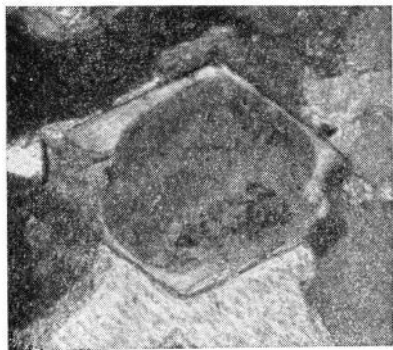


Рис. 3. Коррозия регенерационных каемок полевого шпата в песчаниках. Кежемская свита, р. Чуна, Увел. 160, николи +

части амфитеатра под названием макаровской свиты, представлены толщей глинистых пород в центральной части амфитеатра и песчано-глинистых — в западной его части. Мощность отложений колеблется от 100 до 290 м. Для песчано-алевритовой фракции пород характерно неравномерное, но в целом высокое содержание полевых шпатов. В Чуно-Вирюсинском районе оно составляет 15—25 %, а на р. Илеме в отдельных прослоях превышает 50 %. Регенерация зерен полевого шпата и кварца встречается часто и возрастает к низам толщи, где наблюдаются уже разновидности песчаников и алевролитов с кварцево-регенерационным цементом.

Состав глинистых минералов толщи преимущественно гидрослюдистый. В Чуно-Бирюсинском районе, кроме гидрослюда, в состав фракции менее 0,001 мм входят хлорит, монтмориллонит, а также смешанно-слоистые минералы типа гидрослюда-монтмориллонит. Для отдельных пачек песчаников и алевролитов бассейна р. Бирюсы характерен каолининовый цемент. Каолинит образует мелкие агрегаты неправильной формы, полностью заполняющие пространство между терригенными зернами; развивается он по первичному глинистому и иногда по чешуйкам слюды. Совместно с каолинитом встречаются чешуйки гидрослюда. Каолинизация глинистого цемента представляет, по-видимому, в данном случае явление регрессивного эпигенеза в понимании Л. Б. Рухина (1961), т. е. по сути своеобразную начальную стадию выветривания¹.



Рис. 4. Кварцево-регенерационный цемент в песчаниках. Криволуцкая свита, р. Лена. Увел. 64, николи +

Отложения среднего ордовика (без верхней его части, рассмотренной в составе предыдущей толщи) представлены почти исключительно сероцветными породами — песчаниками, большей частью кварцевыми, алевролитами, аргиллитами; в отдельных разрезах встречаются прослои ракушняковых известняков и фосфоритов, конкреционные фосфориты, оолитовые железистые породы, доломиты. Мощность отложений колеблется в Ангаро-Ленском районе в пределах 90—135 м, уменьшаясь как в северном, так и юго-западном направлениях; по соответствующим представлениям, в Чуно-Бирюсинском районе эти отложения размыты.

Для песчаников и алевролитов характерна интенсивно развитая во многих случаях регенерация кварцевых зерен, вплоть до образования кварцево-регенерационного цемента (рис. 4). Иногда наблюдается регенерация зерен кварца с восстановлением кристаллографических форм. Наряду с регенерацией, заметны и конформные структуры растворения кварца (Копелиович, 1965). Однако микростилолитовые структуры растворения кварцевых зерен хотя и заметны, в целом не характерны. Интенсивная регенерация присуща лишь бескарбонатным песчаникам; в тех случаях, когда цемент песчаников карбонатный, регенерация кварцевых зерен почти не выражена (рис. 5).

Состав глинистых минералов гидрослюдисто-каолининовый; присутствуют также монтмориллонит и хлорит. Иногда глинистое вещество перекристаллизовано. Наблюдается, в частности, перекристаллизация гидрослюдистого материала в аргиллитах и цементе песчаников таким образом, что в пределах шлифа значительная часть чешуек гидрослюда имеет одинаковую или близкую оптическую ориентировку. Очень редко встречается перекристаллизованный каолининовый цемент, подобный описанному в составе предыдущей толщи.

¹ Каолинит может образоваться и при прогрессивном эпигенезе.— *Прим. ред.*

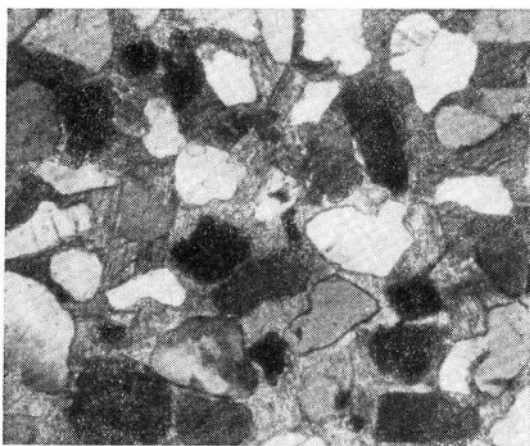


Рис. 5. Кальцитовый базальный цемент в песчаниках. Криволуцкая свита, р. Лена, Увел. 64, николи +

Нижнеордовикские отложения по составу пород и возрастной их датировке подразделяются на два комплекса, нижний из которых относится к устькутскому ярусу и верхний — к чуньскому.

Чуньский ярус нижнего ордовика сложен в основном красноцветными породами, в составе которых на большей части амфитеатра выделяются ийская и бадарановская свиты, а в Северном Прибайкалье — суринская и нарьятинская свиты. Мощность отложений чуньского яруса в краевых частях внутреннего поля амфитеатра достигает 900—1000 м и более, резко

уменьшаясь до выклинивания в центральной и северной частях амфитеатра. Главный тип пород в отложениях чуньского яруса — песчаники и алевролиты, хотя и аргиллиты занимают здесь значительное место. Среди песчаников по составу выделяются кварцевые, полевошпатово-кварцевые и кремнисто-полевошпатово-кварцевые, содержащие значительное количество обломков кремнистых пород.

В отложениях чуньского яруса регенерация зерен кварца часто весьма интенсивна; на реках Орленге, Окунайке цемент песчаников часто кварцево-регенерационный.

В западной части амфитеатра регенерация кварца в одновозрастных отложениях значительно менее интенсивная.

В песчаниках и алевролитах, цемент которых представлен карбонатом, последний иногда перекристаллизован; наблюдаемая структура цемента в этом случае — мозаичная или пойкилитовая. Встречающийся изредка в песчаниках и алевролитах бассейна р. Чуны гипсовый цемент также имеет пойкилитовую структуру.

Состав глинистых минералов, как и в других горизонтах ордовикско-силурийской толщи, в основном гидрослюдистый. Вторичные преобразования глинистого вещества наблюдаются лишь в отложениях чуньского яруса в бассейне р. Бирюсы, где в цементе песчано-алевролитовых пород встречается каолинит, подобный наблюдающемуся здесь же в вышележащих отложениях братской свиты.

В составе отложений *устькутского яруса нижнего ордовика* преобладают сероцветные терригенно-карбонатные породы — песчаники, алевролиты, аргиллиты, известняки, доломиты. Вторичные изменения карбонатных пород свиты выражены в перекристаллизации, доломитизации, кальцитизации, дедоломитизации, декальцитизации, сульфатизации (Занин, 1962). Здесь эти процессы не рассматриваются.

Для песчано-алевролитовых пород устькутского яруса, по составу кварцевых и полевошпатово-кварцевых, характерны большей частью карбонатный цемент и слабая регенерация зерен кварца, более низкая, чем в вышележащих отложениях чуньского яруса. В известняках и доломитах широко развиты стилолиты. Хотя может быть указан целый ряд признаков, позволяющих предполагать, что стилолиты образовались здесь в ранние стадии диагенеза до окончательной литификации породы, обращает на себя внимание факт отсутствия стилолитов в известняках и доломитах силурийско-

го и девонского возрастов в верхах разреза. Возможно, определенную роль в образовании стилолитов в породах устькутской свиты играло давление.

Интенсивность проявления рассмотренных выше эпигенетических процессов (растворение и регенерация зерен кварца и полевых шпатов, преобразование глинистого вещества в аргиллитах и цементе песчаников и алевролитов, перекристаллизация карбонатного и гипсового цемента, сульфатизация) зависит от ряда факторов — места пород в вертикальном разрезе, их первоначального состава и отчасти структурного положения того или другого разреза.

Коррозия обломочных зерен проявилась в пределах всей толщи от девонских до нижнеордовикских отложений. Иная картина отмечается в развитии процессов регенерации. По имеющемуся у нас материалу регенерация в девонских отложениях не наблюдается, хотя коррозия кварца встречается довольно часто. В силурийских отложениях нередко регенерируются зерна полевых шпатов и почти не наблюдается регенерации кварцевых зерен. В отложениях братско-макаровской толщи регенерация уже хорошо заметна, причем в низах этого комплекса наблюдается уже регенерационно-кварцевый цемент. Очень неравномерно выражена регенерация кварца в отложениях криволучного яруса; она может интенсивно развиваться в бескарбонатных породах и быть почти невидной в случае карбонатного цемента. Интенсивно развита регенерация и в породах чуньского яруса, причем в восточной части амфитеатра процесс регенерации выражен более ярко, чем в западной. В отложениях устькутского яруса, богатых карбонатным материалом, регенерация проявлена слабее, чем в породах чуньского яруса. Изменение глинистого материала при прогрессивном эпигенезе проявляется в перекристаллизации гидрослюда таким образом, что чешуйки ее принимают одинаковую ориентировку в породе. В самых верхних горизонтах этот процесс не наблюдался и отмечается наиболее четко в породах среднего ордовика.

Перекристаллизация карбонатного и гипсового цемента с образованием иногда пойкилитовой их структуры отмечена в некоторых горизонтах разреза, начиная с отложений братской свиты и ниже.

В. Д. Шутовым (1960) в терригенных отложениях Русской платформы (Пачелмский прогиб и др.) выделены в вертикальном разрезе две зоны эпигенеза. С верхней из этих зон, характеризующейся отсутствием пород с кварцево-регенерационным цементом и неизменным в процессе глубинного эпигенеза глинистым веществом, могут быть сопоставлены девонские отложения Иркутского амфитеатра¹.

Определяющие черты выделенной В. Д. Шутовым нижней зоны эпигенеза — развитие кварцево-регенерационного цемента, изменение глинистого вещества — его гидрослюдизация в полимиктовых породах и диккитизация в кварцевых, растворение и замещение кварцем эпигенетических сульфатов, появление структур гравитационно-направленной коррозии (в том числе развитие стилолитов в песчаных породах). Важнейшая общая черта эпигенеза ордовикско-силурийской толщи Иркутского амфитеатра и нижней зоны эпигенеза, выделяемой на Русской платформе В. Д. Шутовым, — наличие кварцево-регенерационного цемента. В то же время для отложений ордовика и силура лишь частично характерна каолинизация глинистого материала, связываемая с регрессивным эпигенезом, и не характерны такие признаки, как замещение кварцем эпигенетических сульфатов, образование микростилолитовых структур растворения кварцевых зерен и др. В. Д. Шутов называет выделяемую им нижнюю зону эпигенеза зоной из-

¹ Нижняя граница верхней зоны эпигенеза проведена по подошве девонских отложений условно, с учетом сравнительно небольшого объема имеющегося у нас по этой толще материала; не исключено, что она в действительности проходит выше. Более того, там, где ордовикские отложения перекрываются юрой, регенерация в отдельных случаях наблюдается уже в пределах юрских пород (Копорулли, 1962).

менного цемента; это название едва ли может быть применено к ордовикско-силурийской толще Иркутского амфитеатра, где основным типом преобразования глинистого вещества в цементе песчаников и алевролитов было, по-видимому, его растворение с образованием кварцево-регенерационного цемента в тех слоях, где цемент этого типа наблюдается. И уже значительно более глубокие зоны эпигенеза будут характеризоваться такими чертами, как интенсивное минералогическое преобразование глинистого материала, развитие в терригенных породах в заметном количестве микро-стилолитов и т. д.

В терригенных толщах платформенных областей, по-видимому, можно выделить три зоны эпигенеза (не учитывая процессы регрессивного эпигенеза):

1) зону нерегенерированного кварца и полевого шпата (глинистое вещество не изменено);

2) зону с кварцево-регенерационным цементом (глинистое вещество существенно минералогически не изменено);

3) зону с кварцево-регенерационным цементом (глинистое вещество глубоко преобразовано). По-видимому, именно для этой зоны характерны такие признаки, как замещение кварцем эпигенетических сульфатов, широкое развитие микростилолитов и т. д.

ЛИТЕРАТУРА

- З а н и н Ю. Н. Вторичные изменения карбонатных пород устькутской свиты Иркутского амфитеатра— Зап. Вост.-Сиб. отд. Всес. минерал. об-ва, 1962, вып. 3.
- К о п е л и о в и ч А. В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы.— М., изд-во «Наука», 1965.
- К о п о р у л л и н В. И. Типы вторичных изменений песчано-гравийных пород угленосной толщи Иркутского бассейна и их возможная связь с грунтовыми водами.— Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 3.
- Р у х и н Л. Б. Основы литологии. Гостехиздат, 1961.
- Ш у т о в В. Д. Эпигенетическая зональность палеозойских и рифейских отложений Пачелмского прогиба.— Бюлл. Моск. об-ва испытателей природы, отд. геол., 1960, 35, вып. 6.
- Ш у т о в В. Д. Зоны эпигенеза в терригенных отложениях платформенного чехла.— Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 3.

ПРОЦЕССЫ ЭПИГЕНЕЗА В ОТЛОЖЕНИЯХ ОРДОВИКА БАССЕЙНА РЕКИ КУЛЮМБЭ

(Северо-Западная окраина Сибирской платформы)

Разрез ордовика на р. Кулюмбэ — один из наиболее полных на западной окраине Сибирской платформы. В этих отложениях выявлены многочисленные вторичные изменения пород. Ниже дается описание вторичных преобразований, встречаемых в различных типах терригенных и карбонатных пород ордовика на р. Кулюмбэ.

При изучении ордовикских отложений была принята схема стратиграфического расчленения, разработанная группой геологов СНИИГГиМС (Микуцкий и др., 1963), с дополнениями и изменениями согласно унифицированной схеме, принятой на совещании в Новосибирске в 1965 г.

Ордовикская система в разрезе р. Кулюмбэ представлена нижним, средним и верхним отделами. Отложения нижнего отдела залегают на породах верхнего кембрия согласно. Они сложены сероцветными карбонатными породами устькутского и чуньского ярусов, выше переходящими в пестроцветную карбонатно-терригенную пачку чуньского яруса. Мощность нижнего ордовика 840 м. Средний ордовик складывается криволудским и мангазейским ярусами. Криволудский ярус (мощность 88 м) характеризуется сероцветными терригенно-карбонатными и пестроцветными карбонатно-терригенными породами. Мангазейский ярус (мощность 70 м) сложен сероцветной карбонатно-терригенной пачкой пород. Мощность верхнего ордовика, представленного сероцветными карбонатно-терригенными отложениями долборского яруса, составляет 12 м.

В разрезе выделяются верхний — карбонатно-терригенный и нижний — карбонатный комплексы пород.

КАРБОНАТНО-ТЕРРИГЕННЫЙ КОМПЛЕКС

Комплекс объединяет долборский, мангазейский, криволудский ярусы и верхнюю часть чуньского яруса и состоит из четырех литологически различных пачек (сверху вниз): сероцветной карбонатно-терригенной (долборский и мангазейский ярусы), пестроцветной карбонатно-терригенной (верхняя часть криволудского яруса), сероцветной терригенно-карбонатной (нижняя часть криволудского яруса) и пестроцветной карбонатно-терригенной (верхняя часть чуньского яруса).

Сероцветная карбонатно-терригенная пачка. Самая верхняя ее часть (долборский ярус) представлена темно-серыми сланцеватыми аргиллитами с многочисленными стяжениями пирита. Ниже (мангазейский ярус) разрез складывается переслаиванием темно-серых сланцеватых аргиллитов и микрозернистых глинистых известняков с прослоями органогенных известняков. Мощность пачки 82 м.

Пестроцветная карбонатно-терригенная пачка криволуцкого яруса (мощность 40 м) характеризуется пестроцветными аргиллитами тонкоплитчатыми до сланцеватыми с прослоями пестроцветных глинистых алевролитов, серых и светло-серых алевролитистых известняков, иногда известковых песчаников.

Сероцветная терригенно-карбонатная пачка криволуцкого яруса (мощность 40 м) состоит из массивных, грубоплитчатых микрозернистых и пелитоморфных известняков с прослоями ракушняковых известняков. Иногда породы сильно обогащены обломками раковин гастропод, брахиопод, наутилоидей и трилобитов. На отдельных участках отмечается песчано-алевритовая примесь, изредка прослой известкового песчаника.

Пестроцветная карбонатно-терригенная пачка чуньского яруса (мощность 195 м) складывается переслаиванием пестроцветных и красноцветных известковых песчаников, песчано-алевритовых аргиллитов, известковистых, иногда доломитистых алевролитов, редко мергелей с прослоями глинистых известняков и доломитов.

В отличие от нижележащих отложений для данного литологического комплекса характерно присутствие разнообразных терригенных пород, представленных песчаниками, алевролитами, аргиллитами и переходными их разновидностями, а также карбонатными породами — известняками и доломитами. Ниже дается описание главнейших типов пород.

Песчаники встречаются в редких прослоях. Они имеют светло-серую, серую, желтовато-зеленую, кирпично-красную, лиловую окраску, плотную, тонкогоризонтально- и косослоистую текстуры. Породы состоят из мелко-, иногда неравномернозернистого и неоднородного по характеру окатанности обломочного материала, часто со значительной примесью алевроитовых частиц. Основной обломочный компонент их — кварц (96—99%), в небольших количествах отмечаются обломки кремней и кварцитов (до 4%) и полевые шпаты (до 2%). Из тяжелых минералов характерны ильменит, лейкоксен, циркон, турмалин, рутил. Цемент песчаников регенерационный, но нередко состоит из базального криптокристаллического или пойкилитового перекристаллизованного кальцита.

Алевролиты обычно встречаются совместно с песчаниками. Породы светло-серые, зеленовато-серые, бурые, тонкоплитчатые, песчанистые или глинистые, иногда доломитистые или известковистые. Они характеризуются слабой окатанностью и плохой или средней сортировкой обломков (размер зерен 0,02—0,11 мм). Примесь песчаного и глинистого материала в породах нередко значительна. По составу породы магомнеральные; в них преобладает кварц (90—98%); полевые шпаты присутствуют в небольших количествах (редко до 10%). Среди минералов тяжелых фракций, как и в песчаниках, преобладают ильменит, лейкоксен, циркон, турмалин, рутил. Цемент в породах глинисто-слюдистый, глинисто-доломитовый и известковый. Структура последнего средне-, мелко- и микрозернистая, иногда тонкозернистая. Содержание цемента составляет 20—48% породы. По типу он базальный, редко цемент соприкосновения или регенерационный. Текстура пород беспорядочная или горизонтально- и косослоистая.

Из аутигенных минералов в песчаниках и алевролитах встречается пирит, составляющий иногда значительную часть тяжелых фракций, редко глауконит.

Форма нахождения пирита в отложениях в виде шариков или скопленных шариков, тонкозернистых агрегатов, кубических кристалликов неправильно округлой формы свидетельствует об их преимущественно диагенетическом происхождении. Подобные диагенетические образования пирита отмечены различными исследователями в отложениях мезозоя и палеозоя (Ходак, 1961; Коссовская, 1962, и др.).

Зерна глауконита, встреченные в редких образцах, имеют ярко-зеленый, иногда желтовато-зеленый цвет и неправильно-округлую форму. Гла-

Рис. 1 Разъедание и замещение обломочных зерен кварца кальцитом (а). Регенерация зерен кварца (б). Песчаник кварцевый. Мангазейский ярус. Увел. 110, с анализатором



уконит образовался в процессе раннего диагенеза (Казаков и Соколова, 1940; Горбунова, 1950, и др.).

Изменение обломочных минералов в некоторых прослоях связано с их коррозией и частичным замещением кальцитом. Минеральные новообразования представлены регенерационным кварцем с неровными очертаниями (рис. 1), а в алевролитах — редкими идиоморфными кристаллами кварца. Подобная регенерация обломочных зерен кварца описана многими исследователями. В глинисто-слюдистом цементе пород нередко можно наблюдать образование мусковита и хлорита по первичным глинистым минералам, а также преобразование слюдистых минералов, выраженное в серицитизации их. В породах с глинисто-доломитовым цементом отмечается неравномерная перекристаллизация карбонатного вещества. В сильно перекристаллизованных участках характерны новообразования хлорита и мусковита, в слабо перекристаллизованных видны реликты собственно глинистых минералов.

Аргиллиты широко распространены в рассматриваемом комплексе. По внешнему виду, цвету, по текстурным и структурным особенностям можно выделить два типа аргиллитов. Аргиллиты первого типа характерны для пестроцветных отложений. Они представлены зеленовато-серыми, желто-бурыми и лиловыми тонкоплитчатыми, иногда листоватыми, песчанистыми, алевритистыми или известковистыми породами. Обычно они имеют алевропелитовую структуру, обусловленную значительным количеством обломочных зерен кварца, рассеянных в тонкодисперсной пелитовой массе породы, и часто являются переходными к глинистым алевролитам.

Аргиллиты второго типа распространены в самых верхних горизонтах комплекса (долборский ярус). Они серые, темно-серые, тонкоплитчатые до листовых, участками известковистые, битуминозные с многочисленными стяжениями пирита (размер стяжений 4—7 см). В породах встречаются тонкие прослои известняков, в которых появляется фауна брахиопод, криноидей и редко мшанок. Под микроскопом в основной пелитовой массе породы часто видны округлые сгустки пирита и пятна разложившейся огранки.

В аргиллитах из седиментационных минералов помимо кальцита и доломита в редких образцах присутствует барит. Представлен он призматическими и неправильной формы зернами, прозрачными, иногда непрозрачными из-за массы включений пелитового материала, захваченного при росте кристаллов. Барит мог отлагаться вместе с кальцитом и доломитом при небольшой минерализации воды (Теодорович, 1950). Кроме того, в аргиллитах развит пирит, иногда замещающийся гидроокислами железа. Местами встречаются новообразования лейкоксена, анатаза и брукита. В отдельных образцах содержатся значительные количества идиоморфных кристаллов кварца (до 71% от легкой фракции) полупрозрачных от включений глинистого материала.

Гидроокислы железа, характерные в основном для пестроцветных отложений, связаны с осаждением коллоидных гидроокислов железа, впоследствии их к определенным стратиграфическим горизонтам.

Лейкоксен тонкозернистый губчатый, округлой формы, часто с неровными очертаниями. Часть зерен лейкоксена является принесенной, другая, по-видимому, образовалась на месте за счет разложения обломочного ильменита, реликты которого часто видны в зернах лейкоксена.

Анализ представлен квадратными или прямоугольными кристаллами, неправильно-округленными или неправильными зернами, состоящими из агрегатов очень мелких кристаллов. Цвет золотисто-желтый, часто зерна бесцветные или полупрозрачные.

Вторичные кристаллы брукита отмечены в известняках вместе с анатазом. Форма табличек квадратная или прямоугольная. Зерна бесцветные и желтые, иногда со слабым плеохроизмом; на некоторых кристаллах видна косая штриховка. Различить брукит и анатаз часто невозможно; отдельные зерна брукита отличаются от анатаза только по аномальной интерференционной окраске и по отсутствию полного погасания. Образование вторичных кристаллов анатаза и брукита в отложениях ордовика, вероятно, связано с раскристаллизацией лейкоксена. Об этом говорят часто встречающиеся переходные формы этих минералов, трудно поддающиеся диагностике.

Вторичные титанистые минералы в осадочных породах описаны многими исследователями (Преображенский, 1941; Сердюченко и Добротворская, 1949; Ходак, 1961, и др.). Большинство из указанных исследователей подчеркивают, что аутигенный анатаз и брукит в осадочных породах образуются в результате разложения лейкоксена.

Состав глинистых минералов аргиллитов многокомпонентный. Он характеризуется присутствием гидрослюда, хлорита и каолита.

Карбонатные породы распространены в сероцветных терригенно-карбонатных пачках и образуют прослой в пестроцветных пачках комплекса. Для них характерны следующие типы пород: хемогенные — пелитоморфные, микро- и тонкозернистые известняки, микро- и тонкозернистые доломиты; органогенные и органогенно-обломочные известняки.

Пелитоморфные, микро- и тонкозернистые известняки серые и темно-серые, грубо- и тонкоплитчатые, массивные. Наиболее распространены из них микро- (размер зерен 0,002—0,008 мм) и тонкозернистые (размер зерен 0,02—0,011 мм) породы, редко встречаются пелитоморфные (размер зерен <0,005 мм) и неравномернозернистые известняки. Обычно в основной массе кальцита содержится до 25—35% ромбоэдров доломита. Размер этих кристаллов примерно близок к размеру зерен кальцита или несколько крупнее их. Зерна доломита обычно приурочены к стилолитовым швам (рис. 2).

В породах часто встречаются зерна пирита, редко — глауконита. Из вторичных минералов отмечаются идиоморфные кристаллы кварца (чуньская пестроцветная и криволуцкая сероцветная пачки), составляющие иногда значительную часть легких фракций (рис. 3), и, кроме того, в породах этого типа присутствуют зерна анатаза и лейкоксена. Иногда в шлифах фиксируется перекристаллизация кальцита.

Зернистые доломиты менее распространены, чем известняки, и встречаются только в нижней пестроцветной и редко в сероцветной частях комплекса. Они то грубо, то тонкоплитчатые, известковые, песчано-алевритовые и глинистые, серые и темно-серые.

Под микроскопом породы микро- и тонкозернистые. Они состоят из ромбоэдрических и неправильно-ромбоэдрических кристаллов доломита размером 0,002—0,01 и 0,02—0,09 мм. Известковый материал распределен равномерно между зернами доломита и представлен микро- и тонкозерни-



Рис. 2. Микростилолитовое растворение и скопление ромбоздров доломита вокруг микростилолитового шва. Известняк доломитовый. Криволуцкий ярус. Увел. 187, без анализатора

стыми кристалликами кальцита. Песчано-алевритовый материал в доломитах состоит из зерен кварца и составляет 5—30, иногда 35—40 % породы.

Диагенетическим минералом является пирит, который распространен в единичных зернах. Для пород характерны микростилолиты. Вокруг них видны скопления тонких ромбоздров доломита.

Изменения обломочных минералов проявляются в растворении их карбонатами (рис. 4). Минеральные новообразования представлены идиоморфными кристаллами кварца и редкими зернами апатаза и лейкоксена, иногда доломит образует каемки обрастания вокруг зерен доломита.

К органогенно-обломочным известнякам отнесены породы, основная часть которых — остатки организмов. Эти породы наиболее характерны для сероцветных отложений криволуцкого и реже мангазейского ярусов. Породы серые и темно-серые, плотные, массивные, песчаные, иногда глинистые, с органогенными обломками, составляющими от 50 до 70 % породы.

Под микроскопом видно, что известняки чаще всего полидетритовые. Они состоят из крупного и мелкого, видимо, переотложенного детритуса, цельных раковин разнообразных морских беспозвоночных (брахиоподы, пелециподы, иглокожие, криноидеи и др.) и обломков известковых пород. Обломки раковин не перекристаллизованы. Основная масса обломков известняка и детрита имеет окатанные и полуокатанные очертания. Обломки погружены в мелко- и микрозернистую, на отдельных участках в мелко- и среднезернистую известковую массу. Видны следы илоедов.

Текстура пород беспорядочная, иногда котрузивная с завихренным расположением обломков, ограниченных относительно параллельными линиями. Параллельное завихрение часто подчеркивается тонкими зернами шпирита.

Диагенетические минералы представлены пиритом. Характерно наличие

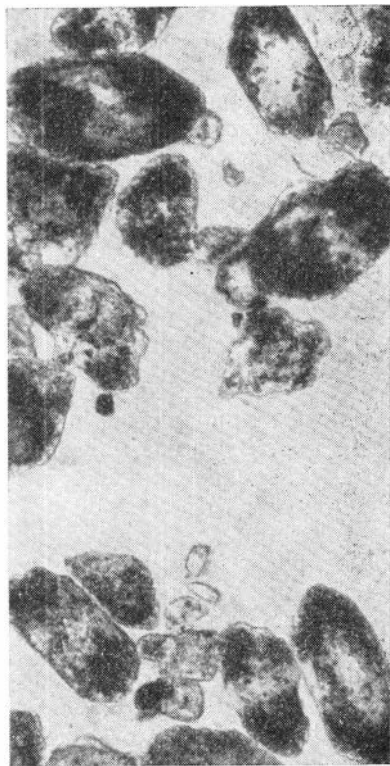


Рис. 3. Идиоморфные кристаллы кварца из легкой фракции известняка. Криволуцкий ярус. Увел. 110, без анализатора



Рис. 4. Разъедание и замещение обломочных зерен кварца кальцитом. Известняк песчаный. Мангазейский ярус. Увел. 110, без анализатора

стилюлитов, вдоль которых отмечаются скопления обломочного материала, а в редких прослоях — ромбоэдров доломита.

Изменения обломочных минералов связаны с растворением и замещением их кальцитом. Эпигенетические новообразования проявляются в образовании идиоморфных кристаллов кварца (рис. 5), составляющих иногда значительную часть легких фракций (до 94%). На отдельных участках в шлифах наблюдается перекристаллизация цемента.

КАРБОНАТНЫЙ КОМПЛЕКС

Этот комплекс объединяет сероцветные отложения нижнего ордовика (устькутский и нижняя часть чуньского ярусов).

Строение комплекса несколько асимметричное: нижняя часть обогащена терригенным песчано-алевритовым материалом, верхняя сложена карбонатными породами, иногда глинистыми, с прослоями и линзами кремней. По этим признакам здесь выделяются две пачки пород: нижняя — терригенно-карбонатная (мощность 330 м) и верхняя — кремнисто-карбонатная (мощность 315 м).

Типичные породы комплекса — известняки и доломиты. Второстепенные, редко встречающиеся породы: внутриформационные конгломераты, известково-доломитовые аргиллиты и известковые песчаники. Среди известняков и доломитов преобладают хомогенные породы: пелитоморфные, микро- и тонкозернистые, оолитовые, иногда глинистые известняки и доломиты. Менее распространены органогенные породы, представленные строматолитовыми и копрогенными — мелкокомковатыми известняками и доломитами.

Пелитоморфные, микро- и тонкозернистые известняки характерны для кремнисто-карбонатной пачки комплекса. Они представляют собой мас-

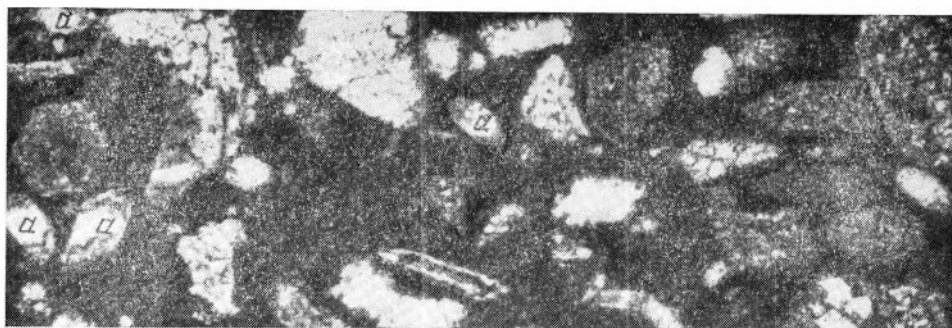


Рис. 5. Идиоморфные кристаллы кварца с мельчайшими частичками кальцита (а) в органогенно-полидетритовом известняке. Криволуцкий ярус. Увел. 110, без анализатора

сивные, грубо- и тонкоплитчатые, плотные крепкие, слоистые и неяснослоистые с неровным раковистым изломом породы, нередко с линзами и прослойками кремней. Цвет известняков серый и темно-серый.

В шлифах видно, что структура известняков однородная пелигоморфная (размер зерен $< 0,005$ мм), микрозернистая (размер зерен $< 0,01$ мм) или тонкозернистая (размер зерен $0,04—0,07$ мм) с редкими более крупными кристаллами кальцита. Иногда можно наблюдать смесь микро- и тонкозернистого материала. Терригенная примесь в породах незначительна (2—5%). Обломочные зерна состоят в основном плагиоклазами и кварцем. В легких фракциях нерастворимых остатков обломки полевых шпатов резко преобладают над кварцем.

Вторичные процессы значительно развиты в данном типе известняков. Для них характерны процессы перекристаллизации кальцита на отдельных участках, коррозия и регенерация обломков. При этом для пород нижней терригенно-карбонатной пачки типична коррозия зерен кварца и полевых шпатов, а регенерация выражена в виде оторочек обрастания вокруг зерен полевых шпатов, редко кварца. В верхней кремнисто-карбонатной пачке широко развиты процессы окремнения. Они проявляются в окремнении отдельных участков известняков (рис. 6); в обособлении линз и линзовидных прослоев кремней, в образовании идиоморфных кристаллов кварца (до 68% от легких фракций) (рис. 7). Прослойки и линзы кремней, окремненные участки известняков образовались за счет изменения первичных кремнистых осадков, т. е. в результате собирательной кристаллизации рассеянной в карбонатах кремнекислоты в стадию диагенеза и частично после литификации осадка. Сказанное подтверждается приуроченностью кремней к определенным стратиграфическим горизонтам, условиями их залегания в породах и присутствием реликтов карбонатов в кремнях.

Совершенно аналогичные кремнистые образования в карбонатных отложениях описаны для палеозоя Урало-Волжской области (Теодорович, 1950), нижнего кембрия Алданского района (Ходак, 1961), нижнего кембрия южной и западной окраин Сибирской платформы (Архангельская, Григорьев, Зеленев, 1960) и др. Большинство указанных авторов образование кремней связывают с диагенетическим и эпигенетическим перераспределением первичного тонкорассеянного в осадках кремнезема.

Идиоморфные кристаллы кварца в описываемых известняках, как и в других типах пород ордовика, имеют массу тончайших вкраплений кальцита, захваченных при кристаллизации. Причем у большинства зерен центральная обломочная часть кристалла обычно остается свободной от включений. Видимо, образование большей части вторичных призматических кристаллов кварца происходило за счет частичного растворения его

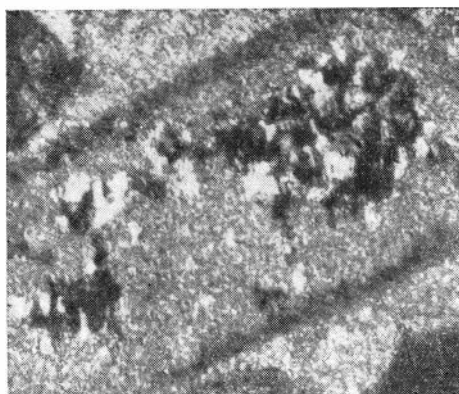


Рис. 6. Известняк с окремненными участками. Чувьский ярус. Увел. 110, без анализатора

обломочных зерен и обрастания тех же и других зерен, а также за счет SiO_2 , выделенного при разложении глинистого вещества.

Подобные новообразования кварца описаны из карбонатных отложений нижней перми Татарии (Миропольский, 1942), верхнего девона и нижнего карбона хребта Каратау (Колотухина, 1956), нижнего кембрия Алданского рай-

она (Ходак, 1961) и др. В перечисленных районах идиоморфные кристаллы кварца не содержат включений в отличие от описанных нами.

Новообразования полевых шпатов (18—46% от легких фракций) развиты часто в тех же образцах карбонатного комплекса, в которых отмечены зерна вторичного кварца, иногда серицита. Они представлены оторочками обрастания полевых шпатов (рис. 8), но нередко встречаются в форме идиоморфных кристаллов калиевых полевых шпатов и альбита. В некоторых образцах видна многоступенчатая альбитизация. Угасание зерна и оторочек обрастания часто одновременное. Обычно новообразования полевых шпатов прозрачные, иногда с мелкими включениями глинистых частичек или тонких зерен кальцита.

Новообразованные полевые шпаты из осадочных пород описаны многими исследователями в отечественной литературе: В. П. Батуриным (1928), И. А. Преображенским (1940, 1941) и др. Л. В. Пустоваловым (1956а, б) была дана сводка по вторичным полевым шпатам из осадочных пород на основании большого количества наблюдений и данных советской и иностранной литературы. Вывод В. П. Батурина, Л. В. Пустовалова и других, что вторичные полевые шпаты сопровождаются одновременным выделением вторичного кварца, подтверждается нашими исследованиями.

Л. В. Пустовалов (1956б) образование полевых шпатов связывает с присутствием в породах глинистого вещества. В известняках ордовика, содержащих вторичные полевые шпаты, глинистый материал распределен в виде тончайших прослоек по напластованию; иногда, как указывалось выше, новообразованная часть полевых шпатов содержит мельчайшие глинистые частицы, захвачен-



Рис. 7. Регенерация обломочных зерен: а — кварца с появлением идиоморфных ограничений, б — полевых шпатов в форме оторочек обрастания. Известняк оолитовый, перекристаллизованный. Чувьский ярус. Увел. 224, без анализатора

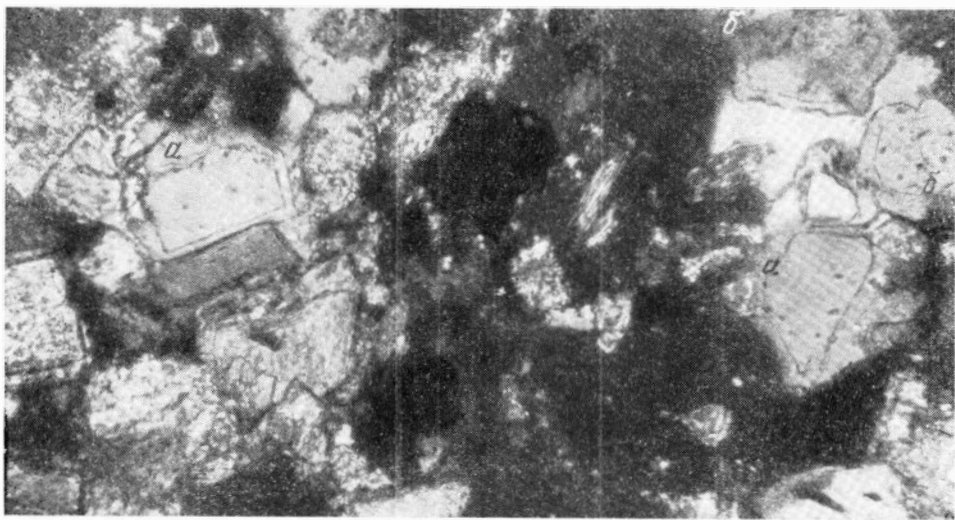


Рис. 8. Регенерация зерен полевых шпатов (а), кварца (б) и разъедание их доломитом. Алеврит доломитовый. Устькутский ярус. Увел. 340, с анализатором

ные при их образовании. Это косвенно может указывать на участие глинистых минералов в этом процессе.

Вторичные титанистые минералы, представленные лейкоксенном, анатазом, редко брукитом и рутилом, составляют значительную часть тяжелых фракций известняков. Они обычно присутствуют в тех же образцах, где развиты новообразования кварца и полевых шпатов. Зерна лейкоксена, анатаза и брукита аналогичны описанным выше. Новообразования рутила видны в редких образцах в форме скоплений, вытянутых тонких кристаллов (друзы рутила), желтых и полупрозрачных. В тех же тяжелых фракциях, где отмечаются вторичные кристаллы рутила, присутствуют новообразованные зерна гематита красно-бурого цвета, неправильной или что чаще, веерообразной формы. Совместное образование рутила и гематита, вероятно, происходит за счет изменения ильменита (Бенеславский, 1953).

Глинистые минералы, количество которых в известняках может достигать 15—18% породы, так же как и в других типах пород, представлены гидрослюдой, хлоритом и каолинитом.

Доломиты приурочены главным образом к нижней половине комплекса.

Пелитоморфные, микро- и тонкозернистые доломиты представляют плотные массивные и плитчатые косо- и горизонтальнослоистые породы. Преобладают тонкозернистые доломиты. Состоят они из ромбоэдрических, неправильно-ромбоэдрических и изометричных кристаллов доломита, размер которых в одних прослоях равен 0,04—0,08 мм, а в других 0,05—0,11 мм. Нередко встречаются породы с микрозернистой структурой (размер зерен < 0,01 мм). Некоторые разности доломитов имеют пелитоморфную (размер зерен < 0,005 мм) или неравномернозернистую структуру с размером зерен 0,03—0,16 мм.

Содержание нерастворимого остатка в доломитах составляет 8—25%, в некоторых прослоях достигает 30—50% породы. Слагается он песчано-алевритовым материалом (5—25%), иногда глинистой фракцией (от 10—20 до 40%). Обломочная часть пород состоит главным образом из полевых шпатов и меньше кварца. Глинистый материал распределен обычно по плоскостям слоистости. Так же, как и в известняках, глинистые минералы представлены гидрослюдой, хлоритом и каолинитом. Из других аути-

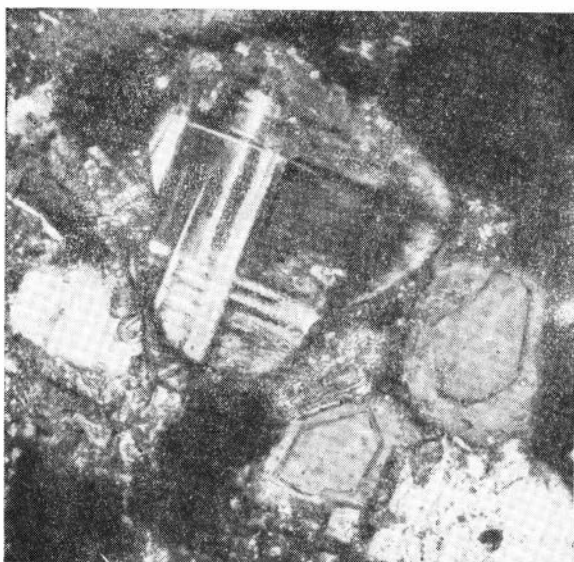


Рис. 9. Микроклин с регенерационной альбитовой оторочкой. Участок доломитовой породы, обогащенный песчаным материалом, Устькутский ярус. Увел. 240, без анализатора

генных минералов с доломитами ассоциируется пирит. Для пород характерны стилолиты, вдоль которых отмечаются скопления ромбоэдров доломита, почти не отличающихся размером от зерен основной карбонатной массы породы. Изменение обломочных минералов, как и в выше описанных известняках, происходит за счет растворения и замещения части обломков карбонатом. Доломит как бы проникает в обломки, образуя зубчатые или острые выступы, а иногда полностью замещая его.

В доломитах нижней части комплекса новообразованиями являются регенерационные каемочки вокруг обломков плагиоклазов, особенно в местах соприкосновения зерен. Очень редко встречаются зерна решетчатого микроклина с альбитовой оторочкой (рис. 9). Оптическая ориентировка обломка и оторочки обрастания не всегда одинаковы. Следы регенерации у кварцевых зерен отмечаются редко. В прослоях доломитов кремнисто-карбонатной пачки вторичные преобразования минералов получили большее развитие по сравнению с нижележащими отложениями. Здесь наряду с коррозией и каемками обрастания обломков характерно образование идиоморфных кристаллов кварца, альбита и табличек анатаза. В отдельных прослоях отмечаются редкие ромбоэдры доломита с регенерационными оторочками или же новые ромбоэдры доломита, иногда трещины, заполненные вторичным кальцитом.

Оолитовые известняки и доломиты встречаются в виде тонких прослоев среди других типов пород комплекса, особенно в нижней его части. Макроскопические они почти не отличаются от зернистых пород и в большинстве случаев не обнаруживают оолитового строения, но иногда оолитовая структура бывает хорошо заметна. Известняки сложены оолитами овальной и округлой формы с концентрически-скорлуповатым и радиально-лучистым строением. Преобладают оолиты с мелким ядром и широкой оболочкой. Их ядра сложены пелитоморфным, микро- и тонкозернистым кальцитом, но иногда в центре можно наблюдать ромбоэдры доломита или зерна кварца. Концентрические оболочки состоят из микро- и тонкозернистого кальцита. Содержание оолитов в породе составляет 70—80%. Они сцементированы тонко- и микрозернистым кальцитом, часто инкрустирующим оолиты.

Оолитовые доломиты встречаются очень редко. В шлифах обнаруживается, что породы в значительной степени перекристаллизованы. Оолиты представлены шарообразными эллипсоидальными и округлыми обра-

зованиями микрозернистого доломита, редко со слабо заметной гранулированной оболочкой. Они сцементированы тонкозернистым, участками глинистым доломитом. Встречающийся кальцит (1—2%) развивается как вторичный минерал в цементе. В оолитовых породах нередко видны структуры растворения, секущие оолиты и цемент (рис. 10).

Содержание терригенной примеси в оолитовых породах незначительное. Глинистый материал, входящий иногда в состав цемента оолитовых доломитов, так же как и в других типах, имеет хлоритово-гидрослюдистый и каолиновый состав. Изменение кластических минералов связано с растворением и замещением их карбонатом. Минеральные новообразования состоят из оторочек обрастания вокруг плагиоклазов и редких идиоморфных кристаллов кварца. На отдельных участках пород видно вторичное окремнение, проявленное в виде вкраплений тонкоагрегатного кварца.

Строматолитовые известняки широко распространены в кремнисто-карбонатной пачке. В основном здесь развиты пластовые и желваковые типы пород. Они образуют тела в форме каравасобразных биогерм размерами 0,1—2 м в диаметре и с хорошо заметной микрослоистостью. Часто строматолитовые породы окремнены. Линзы и тонкие прослои кремней, представленных халцедоном и кварцем, приурочены к сводовым частям биогерм. Основная часть строматолитовых пород состоит из кальцита. Строматолитовые доломиты встречаются редко.

В шлифах видно, что структура строматолитовых известняков и доломитов микро- и тонкозернистая.

Микрокомковатые известняки и доломиты часто отмечаются в карбонатном комплексе. Известняки состоят из мелких округлых, овальных и неправильных очертаний комочков, образованных целитоморфным, микро- и иногда тонкозернистым кальцитом. Комочки сцементированы микро- и тонкозернистым кальцитом. Комковатым известнякам обычно сопутствует фауна брахиопод. Примесь доломита небольшая. Микрокомковатые

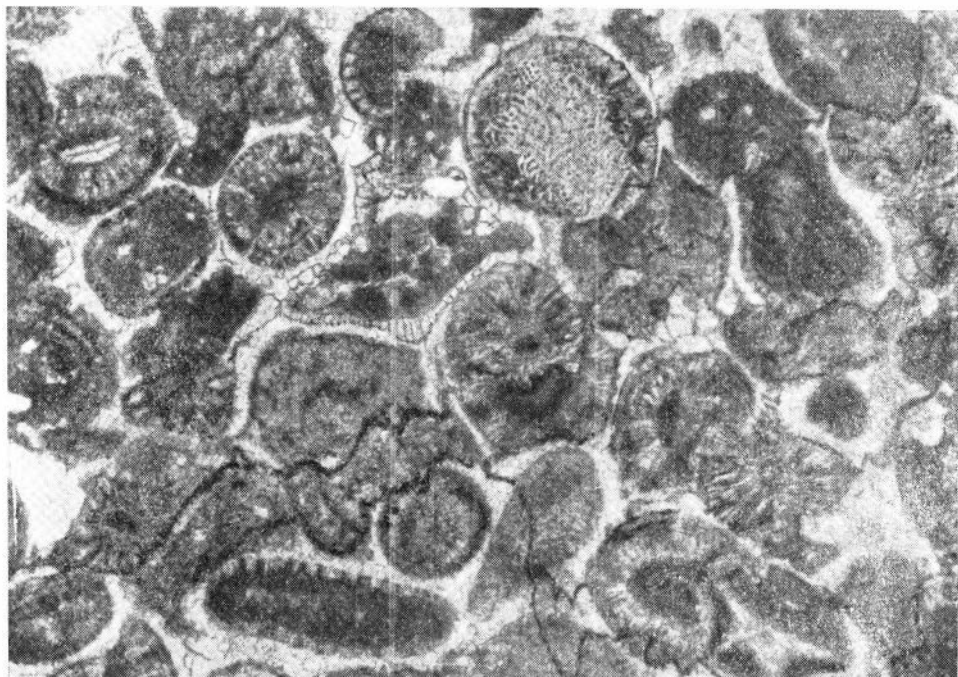


Рис. 10. Известняк оолитовый со стилолитом. Устькутский ярус.
Увел. 46, без анализатора

доломиты имеют аналогичное строение. Химический состав их тоже однородный, содержание кальцита в них равно 5—6%.

Терригенная примесь в известняках и доломитах незначительна. Лишь отдельные прослои микрокомковатых пород содержат до 10—15% песчано-алевритового, иногда до 20% глинистого материала. В строматолитовых и микрокомковатых породах характерны микростилолиты. Вдоль них иногда отмечаются скопления мелких кристаллов доломита, обломков кварца и полевых шпатов. Из диагенетических минералов в строматолитовых и микрокомковатых породах развиты пирит, редко глауконит.

Изменение обломочных зерен, как и в других типах, проявляется в растворении их карбонатом. Новообразования главным образом характерны для пород кремнисто-карбонатной пачки. Они представлены альбитом и идиоморфными кристаллами кварца. В породах нижней части комплекса видны оторочки обрастания вокруг плагиоклазов. Глинистые минералы, как и в других типах пород ордовика, представлены гидрослюдой, хлоритом и каолинитом.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Отложения ордовика на р. Кулюмбэ по литолого-петрографическим особенностям расчленяются на верхний — карбонатно-терригенный и нижний — карбонатный комплексы пород.

Карбонатно-терригенный комплекс объединяет породы верхнего, среднего и верхней части нижнего ордовика. Он характеризуется значительным преобладанием терригенного материала над карбонатным. Обломочная часть карбонатно-терригенных пород имеет кварцевый состав, полевые шпаты содержатся в небольших количествах в нижней части комплекса и совсем отсутствуют в верхней его части.

Из диагенетических минералов в отложениях развиты гидроокислы железа, пирит, редко глауконит.

Породы комплекса подвергались интенсивному воздействию вторичных процессов, изменивших первичный облик минералов. К ним относятся: 1) коррозия кварца и полевых шпатов карбонатами; 2) наличие кварцево-регенерационного цемента, приводящего к возникновению мозаичных структур песчаников и алевролитов; 3) появление идиоморфных кристаллов кварца в известняках, редко в аргиллитах; 4) образование титанистых минералов (анатаз, лейкоксен); 5) перекристаллизация кальцита и доломита без существенного изменения их химического состава; 6) изменение глинистых минералов. По данным рентгеноструктурного и химического анализов глинистой фракции ($<0,001$ мм) установлено, что минеральный состав глин, выделенных из различных типов пород, в отложениях ордовика одинаковый. Он характеризуется многокомпонентным составом и складывается минералами гидрослюды, хлорита и каолинита с преобладанием двух первых компонентов. Однако карбонатно-терригенный и карбонатный комплексы ордовика в разрезе р. Кулюмбэ отличаются друг от друга разным литологическим составом и составом обломочных минералов в породах. В отложениях среднего и нижнего ордовика в шлифах нами были отмечены: образование серицита и хлорита по глинистым минералам; процессы серицитизации за счет изменения слюд; отсутствие глинистого вещества в участках сильной перекристаллизации известняков и доломитов и наличие его в участках слабой перекристаллизации тех же пород. Карбонатные породы, в которых широко развиты новообразования полевых шпатов, всегда содержат примесь глинистого вещества. Сказанное позволяет сделать вывод, что глинистый материал в отложениях подвергался определенным эпигенетическим изменениям, которые выразились, с одной стороны, в их растворении и, с другой, — в возможном их преобразовании. На вероятность образования в условиях глубинного

эпигенеза гидрослюды и хлорита, являющихся основными глинистыми минералами рассматриваемых отложений, в литературе указывалось неоднократно (Коссовская, 1962; Шутов, 1960, и др.).

Перечисленные характерные черты эпигенетических преобразований в отложениях карбонатно-терригенного комплекса соответствуют зоне глубинного эпигенеза, выделенной при изучении стадий эпигенеза терригенных пород различных геосинклинальных и платформенных областей А. Г. Коссовской и В. Д. Шутовым (1955, 1956, 1957), А. Г. Коссовской, Н. В. Логвиненко и В. Д. Шутовым (1957), В. Д. Шутовым (1960) и А. Г. Коссовской (1962), Г. Н. Перозио (1960) и А. В. Копелиовичем (1965).

Карбонатный комплекс объединяет устькутский и нижнюю часть чуньского ярусов нижнего ордовика. Основная черта комплекса — его карбонатный состав. Терригенный материал присутствует только в виде песчано-алевритовой и глинистой примеси в известняках и доломитах нижней части разреза или в виде редких прослоев аргиллитов. Обломочная часть нерастворимого остатка состоит из плагиоклазов, реже калиевых полевых шпатов; кварц содержится в незначительных количествах. Диагенетические минералы, как и в карбонатно-терригенном комплексе, представлены пиритом, редко глауконитом. По характеру вторичных преобразований карбонатный комплекс имеет свои специфические особенности. Здесь и в верхней кремнисто-карбонатной пачке помимо коррозии кварца и полевых шпатов карбонатами широко развиты процессы образования аутигенного кварца и альбитизации. Последняя выражена в образовании многочисленных идиоморфных кристаллов альбита и регенерационных каемок вокруг полевых шпатов. Возможно, что отсутствие в отложениях обломочных зерен кварца частично связано с процессами растворения и перераспределения его.

В нижней части комплекса типичны только процессы коррозии и регенерации полевых шпатов, редко — кварца. Вторичные минералы глин и группы титаномагнетита характерны для всех типов пород карбонатного комплекса. Новообразования кварца, полевых шпатов и титанистых минералов обычно приурочены к одним и тем же карбонатным породам. При этом состав новообразованных минералов непосредственно связан с характером обломочного материала. Наблюдается четкая связь между структурами растворения и процессами эпигенетического минералообразования. Образование вторичных кварца и полевых шпатов шло не только за счет растворения перераспределения обломочного материала, но также за счет хемогенного кремнезема, находившегося в рассеянном состоянии в карбонатных породах (кремнисто-карбонатная пачка). Для отложений карбонатного комплекса типична перекристаллизация части кальцита и доломита. Однако основная часть карбонатов в разрезе ордовика сохраняет свою первичную тонко-, микрозернистую и пелитоморфную структуру. Перекристаллизации известняков и доломитов, видимо, мешали находящиеся в них примеси глинистых минералов кремнезема и другие (Каледда, 1955).

По характеру эпигенетических изменений отложения карбонатного комплекса, как и карбонатно-терригенного, можно отнести к стадии глубинного эпигенеза. Процессы эпигенетических преобразований в карбонатных породах мало освещены в литературе (Каледда, 1955; Головенко, 1957; Хворова, 1957; Ходак, 1961). В. К. Головенко (1957) в карбонатных отложениях нижнего кембрия и верхнего протерозоя Патомского нагорья установил три зоны (сверху вниз): эпигенеза, переходную и метаморфизма. Изученные отложения карбонатного комплекса по характеру эпигенетических преобразований соответствуют первым двум зонам, выделенным В. К. Головенком.

- Архангельская Н. А., Григорьев В. Н., Зеленов К. К. Фации нижнекембрийских отложений южной и западной окраин Сибирской платформы.— Труды ГИН АН СССР, вып. 33, 1960.
- Батурин В. П. Альбитизация некоторых осадочных пород района Военно-Грузинской дороги.— Изв. геол. ком., 47, № 1, 1928.
- Бенеславский С. И. Титановые минералы в бокситах.— Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 2.
- Головенко В. К. Об изменении протерозойских осадочных пород Патомского нагорья в процессе эпигенеза и начального метаморфизма.— Вестн. Ленингр. ун-та, 1957, № 12.
- Горбунова Л. И. Глаукониты юрских и нижнемеловых отложений центральной части Русской платформы.— Труды ИГН АН СССР, вып. 114, 1950.
- Казаков А. В. и Соколова Е. И. Глауконит Егорьевского месторождения фосфоритов.— Зап. Всерос. минерал. об-ва, 2 серия, ч. 69, вып. 1, 1940.
- Каледа Г. А. К вопросу о перекристаллизации карбонатных пород.— Вопросы минерализации осадочных образований, кн. II. Изд. Львовск. ун-та, 1955.
- Колотухина С. Е. Литология и фации карбонатной толщи верхнего девона и нижнего карбона хребта Кара-Тау (Южный Казахстан).— В сб. «Типы доломитовых пород и их генезис», вып. 4. Изд-во АН СССР, 1956.
- Копелиович А. В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы.— М., изд-во «Наука», 1965.
- Коссовская А. Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилуйской впадины и западного Верхоянья.— Труды ГИН АН СССР, вып. 63, 1962.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Зоны эпигенеза в терригенном комплексе мезозойских и верхнепалеозойских отложений западного Верхоянья.— Докл. АН СССР, 1955, 103, № 6.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Характер и распределение минеральных новообразований в разрезе мезо-палеозойских отложений западного Верхоянья.— Труды ГИН АН СССР, вып. 5, 1956.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Опыт стадийного анализа терригенных пород геосинклинальной области (на примере мезозойских и палеозойских отложений западного Верхоянья).— В кн. «Методы изучения осадочных пород», т. 1. Госгеолтехиздат, 1957.
- Коссовская А. Г., Логвиненко Н. В., Шутов В. Д. О стадиях формирования и изменения терригенных пород.— Докл. АН СССР, 116, № 2, 1957.
- Микуцкий С. П., Петраков В. У. Стратиграфия и литология нижнего палеозоя.— В кн. «Геология, строение и перспективы нефтегазоносности палеозоя северо-запада Сибирской платформы». Труды СНИИГГиМС, вып. 28, 1963.
- Миропольский Л. М. О вторичных выделениях кварца в нижнепермских отложениях Татарии.— Докл. АН СССР, 1942, 36, № 2.
- Пероziо Г. Н. Эпигенетическая зональность в терригенных породах мезозоя в центральной части Западно-Сибирской низменности.— Докл. АН СССР, 1960, 135.
- Преображенский И. А. Автигенные полевые шпаты в девонских песчаниках Тимана.— Труды ИГН АН СССР, вып. 25, 1940.
- Преображенский И. А. Об аутигенных минералах и минералообразовании.— Труды ИГН АН СССР, вып. 40, 1941.
- Пустовалов Л. В. Вторичные изменения осадочных горных пород и их геологическое значение.— Труды ГИН АН СССР, вып. 5, 1956а.
- Пустовалов Л. В. О вторичных полевых шпатах в осадочных породах (обзор главнейшей литературы).— Труды ГИН АН СССР, вып. 5, 1956б.
- Сердюченко Д. П., Добротворская Л. В. О некоторых минеральных новообразованиях в осадочных породах.— Докл. АН СССР, 1949, 69, № 3.
- Теодорович Г. И. Литология карбонатных пород палеозоя Урало-Волжской области. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1950.
- Хворова И. В. Опыт стадийного анализа карбонатных пород (на примере каменноугольных отложений Русской платформы).— В кн. «Методы изучения осадочных пород». Госгеолтехиздат, 1957.
- Хоодак Ю. А. Петрографо-минералогическая характеристика нижнекембрийских отложений Алданского района.— Изд-во АН СССР, 1961.
- Шутов В. Д. Эпигенетическая зольность палеозойских и рифейских отложений Пачелмского прогиба.— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 35, вып. 6, 1960.

ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ
СЛАНЦЕВЫХ СВИТ ВЕРХНЕГО ДОКЕМБРИЯ
БАСЕЙНА РЕКИ БОЛЬШОЙ ПИТ
(Енисейский край)

Река Большой Пит пересекает Енисейский край с востока на запад, вскрывая наиболее дислоцированные толщи верхнего докембрия. В нижней части разреза вскрыты свита карточки, погоруйская, удерейская и горбилоская свиты, по степени вторичных изменений характеризующих зону, переходы между осадочными и метаморфическими породами. Рассмотрим строение этого стратиграфического интервала (сверху вниз).

Отложения свиты карточки мощностью 400—500 м в бассейне р. Большой Пит представлены тонкослоистыми известково-глинистыми сланцами бледно-зеленой или лиловой окраски, мергелями или тонкозернистыми полосчатыми известняками. Известняки зеленовато-серые, серые, тонкозернистые, фарфоровидные, тонкополосчатые и тонкоплитчатые с прослоями и небольшими пачками внешне неотличимых от них известково-глинистых сланцев чередуются обычно в разрезах с известняками и мергелями, окрашенными в вишневый цвет. Пестроцветность пород — его характерная особенность. Как отмечает М. А. Семихатов (1962), в отдельных разрезах четко выделяются пачки зеленовато-серых, зеленых, вишневых и сиреневых пород, которые не выдерживаются по простиранию и на коротких расстояниях замещают друг друга.

По содержанию обломочного и известковистого материала в породах свиты можно выделить: песчано-алевритовые сланцы с карбонатной примесью, алеврито-глинистые сланцы, известково-глинистые сланцы, мергели, тонкозернистые известняки.

Серо-зеленые и бурые песчано-алевритовые сланцы сложены чередующимися песчаными и алевритовыми прослоями мощностью до 5 мм, обуславливающими слоистую текстуру пород. Обломочный материал в песчаных и алевритовых прослоях представлен кварцем, полевым шпатом, кварцитом, мусковитом и в незначительном количестве турмалином, цирконом, рутилом. Наиболее распространенный минерал — кварц (до 65—70%), затем следует полевой шпат (5—10%), представленный в основном плагиоклазом с тонкими полисинтетическими двойниками, мусковит и другие. Песчинки кварца и полевого шпата диаметром до 0,8 мм в большинстве случаев хорошо окатаны, а более тонкие, алевритовые частицы размером в среднем 0,03—0,05 мм, имеют неправильные остроугольные очертания. Цемент в породах этого типа сложный. В песчаных прослоях преобладает регенерационный и только отдельными пятнами глинистый и карбонатный цементы. В алевритовых прослоях чаще встречаются известковистый и глинистый цемент. Количество известковистого цемента нередко составляет 15—20% породы. Кальцит корродирует обломочные зерна кварца и полевого шпата. Часто в породах этого типа присутствует

довольно значительное количество гидроокислов железа, которые располагаются либо отдельными участками, либо по слоистости, окрашивая породу в бурый цвет. Гидроокислы железа являются, по-видимому, продуктами окисления железистого карбоната. Из рудных присутствует пирит, содержание которого в породах невелико. Вокруг отдельных зерен пирита наблюдаются каемки из хлорита и халцедона. Порядок выделения новообразованных минералов следующий: пирит, хлорит, халцедон.

Алеврито-глинистые сланцы отличаются от описанных выше меньшим содержанием обломочного песчано-алевритового материала (от 5 до 20%). Обломочный материал алевритовый, размерности 0,03—0,05 мм, образует отдельные линзочки часто с неровными краями, расположенными по слоистости, тоненькие прослойки или рассеян по всей породе. В его составе преобладают зерна кварца угловатой, оскольчатой формы и плагиоклаза с двойниками. Раскристаллизованная глинистая масса, составляющая большую часть породы, всегда содержит пелитоморфный кальцит, количество которого бывает очень велико. Кристаллический кальцит с размерами зерен 0,03—0,1 мм развивается в слойках и линзочках, обогащенных алевритовым материалом. В глинистой массе часто присутствуют новообразованные гидрослюдастые минералы и тонкочешуйчатый хлорит. Структуру пород такого типа можно назвать алевропелитовой. Текстура чаще всего слоистая, обусловленная чередованием алеврито-глинистых и известково-глинистых прослоев, или пятнистая, обусловленная расположением алевритового и известковистого материала отдельными участками в породе. Весьма характерно наличие в алеврито-глинистых сланцах идиоморфных зерен окисленного железистого карбоната диаметром 0,02—0,05 мм, составляющих иногда до 5—10% породы. Часто по всей породе рассеяны кристаллики пирита. Отдельные включения пирита достигают величины 0,25 мм.

Наиболее распространены в отложениях свиты известково-глинистые сланцы, мергели и известняки.

Известково-глинистые сланцы состоят из пород светло-зеленой или вишневой окраски, с тонким чередованием прерывистых линзочек и слойков, обогащенных либо глинистым, либо карбонатным материалом. Карбонатный материал представлен чаще всего пелитоморфным кальцитом, который составляет 30—50% породы. Текстура микрослоистая, иногда макрослоистая и микропорфиробластовая, обусловленная тем, что на фоне тонкозернистой основной массы, сложенной пелитоморфным кальцитом и продуктами раскристаллизации глинистого вещества, выступают более крупные (до 0,05 мм) зерна окисленного железистого карбоната, кубики пирита и розеткообразные агрегаты хлорита. По слоистости встречаются иногда линзочки, сложенные железистым хлоритом, пиритом и гематитом.

Мергели светлой зеленовато-серой окраски сложены пелитоморфным кальцитом, в котором неравномерно распределено глинистое вещество, обуславливающее микролинзоватую слоистость породы. Кальцит содержится в количестве 50—70%. Глинистое вещество, в котором неравномерно распределены кварц и новообразованный серицит-хлоритовый материал, составляет 30—50% породы. Кристаллический кальцит встречается лишь в тонких прожилках.

Известняки имеют светло-серую, зеленоватую или лиловатую окраску. В них отчетливо выражена ленточная слоистость. Последняя обусловлена наличием различных оттенков окраски в породах, а также примеси алевритового и глинистого материала, расположенного по слоистости. Наиболее характерны для известняков тонкозернистые разности с размером зерен меньше 0,05 мм. Во всех направлениях породу секут тонкие прожилки, содержащие более крупнокристаллические зерна кальцита (диаметром до 0,3 мм).

В состав погорюйской свиты, мощность которой достигает 2000 м, входят темно-серые, серые глинистые сланцы, известково-глинистые сланцы, серо-зеленые алеврито-глинистые сланцы, имеющие полосчатый облик и более светлоокрашенные сливные песчаники. Различия в строении отдельных разрезов проявляются в неодинаковом содержании кварцито-песчаников и песчано-алевритового материала в сланцах. В верховьях р. Большой Пит отмечается большое количество кварцито-песчаников и песчано-алевритового материала в сланцах средней части разреза свиты. Песчаники образуют обычно среди сланцев пласты мощностью 1—4 м, следующие в разрезе через 4—8 м. Часто сланцы мощностью 1—2 м переслаиваются с пачками, состоящими из чередования тонких прослоев песчаника (2—5 см мощности) и глинистых сланцев такой же мощности. Выше устья р. Ведуги и в районе пос. Брянка в отложениях этой части разреза количество кварцито-песчаников и песчано-алевритового материала в сланцах уменьшается. Их место занимают прослой и линзы известково-глинистых сланцев и полосчатых известняков.

Для погорюйской свиты характерны следующие типы пород: глинистые сланцы, песчано-алеврито-глинистые сланцы, кварцевые алевролиты, песчаники и глинисто-известковистые сланцы.

Пепельно-серые, зеленоватые, полосчатые глинистые сланцы часто встречаются во всех изучаемых разрезах погорюйской свиты. Они состоят из тонкораскристаллизованной глинистой массы и незначительной примеси алевритового материала (до 5%). Глинистая масса содержит до 75—80% гидрослюдистых минералов и примерно от 5 до 15% тонкочешуйчатого хлорита. Алевритовый материал состоит чаще всего из кварца с размером зерен в среднем 0,1—0,05 мм. Неодинаковое содержание гидрослюда и обломочного материала в отдельных прослоях обуславливает слоистость породы. По слоистости иногда располагаются волнистые непрозрачные скопления гидроокислов железа и примазки черного непроявляющегося вещества, возможно, графита. Структура пород микролепидобластовая, с четкой ориентацией наиболее крупных чешуек гидрослюда параллельно слоистости; участками структура пелитоморфная. Кроме гидрослюда и хлорита, в глинистой массе наблюдаются микроскопические зерна пирита, рассеянные по всей породе, и иногда идиоморфные кристаллики железистого карбоната, часто ромбоэдрической формы с диаметром до 0,2 мм. Ромбоэдры железистого карбоната, равно как и крупные чешуи хлорита, создают участками микропорфиروبластовую структуру породы.

В рассматриваемых отложениях преобладают песчано-алеврито-глинистые сланцы. Наиболее распространены они в верхнем течении р. Большой Пит. Песчано-алеврито-глинистые сланцы представляют собой породы темно-серого, серого, серо-зеленого, зеленого цвета, обладающие четкой полосчатостью. Последняя обусловлена тем, что песчано-алевритовая примесь в породе распределена неравномерно и обогащает отдельные прослой и линзочки толщиной от долей до нескольких миллиметров.

Среди них различаются породы, представляющие тонкое переслаивание глинистых слоев со слоями, обогащенными алевритовым и песчаным материалом (рис. 1). Терригенные прослой содержат 40—50% алевритовых и песчаных частиц и 50—60% цемента. В числе обломков отмечается кварц и полевой шпат, представленный плагиоклазом с полисинтетическими двойниками. Содержание плагиоклаза в терригенных прослоях не превышает 5—7%. Размер зерен кварца и плагиоклаза в среднем 0,03—0,06 мм, иногда до 0,3—0,5 мм. Форма зерен кварца и плагиоклаза в среднем 0,03—0,06 мм, иногда до 0,3—0,5 мм. Форма зерен различная: от угловатой до окатанной. Обломки песчаной размерности чаще всего имеют окатанную форму. В отдельных прослойках и линзочках видны следы уплотнения обломочного материала и регенерации зерен.

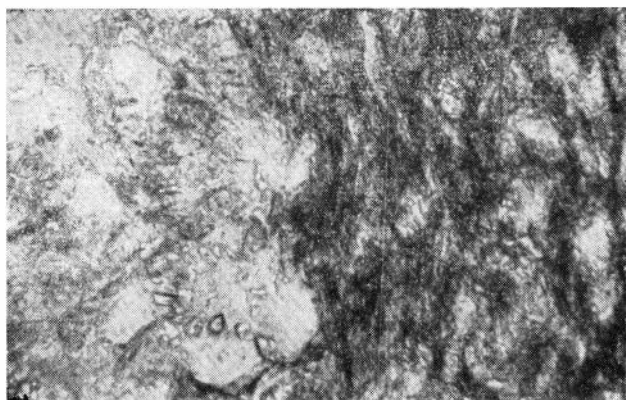


Рис. 1. Перекристаллизация гидрослюдистого вещества в алеврито-глинистом сланце. Погоруйская свита, р. Большой Пит. Обр. 242, увел. 330

Глинистые прослои состоят из тонкораскристаллизованной глинистой массы, содержащей от 5 до 10% тонкочешуйчатой гидрослюда, ориентированной по слоистости, и примерно до 15% хлорита. Хлорит обычно присутствует в виде тонких чешуек, но иногда их размеры достигают 0,3 мм. Почти всегда крупные чешуйки хлорита вытянуты по слоистости. В породах этого типа отмечается также наличие небольшого количества рудных минералов (1—3%), представленных в основном пиритом, гидроокислами железа и лейкоксеном с размером зерен в среднем 0,06 мм. Иногда в алевролитовых прослоях присутствуют отдельные крупные зерна пирита с оторочкой из халцедона и хлорита. Наблюдаемый порядок выделения минералов-новообразований в алевритовых прослоях следующий: пирит, карбонат, хлорит, халцедон.

Выделяются также песчано-алеврито-глинистые сланцы с содержанием алевритового и песчанистого материала не более 15—20%, который образует отдельные тоненькие прослойки и линзочки или рассеян по всей глинистой массе. Состав обломочной части основной глинистой массы минералов-новообразований совершенно аналогичен составу этих частей в приведенном выше типе пород.

Песчаники среди описываемых отложений образуют отдельные пласты, которые чередуются со сланцами. Они относятся к мелкозернистым разностям, окрашенным в светло-серые, желтоватые и розоватые тона. Нередко песчаники бывают с пологой косою слоистостью и довольно крупными кристалликами пирита. По минеральному составу среди них различаются полевошпато-кварцевые песчаники, аркозовые и кварцито-видные.

Полевошпатово-кварцевые песчаники содержат 85% обломочного материала, до 10% цемента и около 5% рудных минералов. Обломочная часть на 90% сложена из полуокатанных и окатанных зерен кварца с размерами 0,09—0,19 мм и на 10% из обломков полевого шпата, представленного плагиоклазом с полисинтетическими двойниками. Рудные минералы состоят из рассеянных зерен пирита, гидроокислов железа и лейкоксена. Из аксессуарных минералов отмечается циркон, турмалин и эпидот. Цемент песчаников кварцево-глинистый. Тип цемента — поровый или соприкосновения. Очень характерно регенерационное обрастание кварцевым цементом зерен кварца. Гидрослюда и хлорит как вторичные продукты встречаются преимущественно на стыках зерен, особенно вокруг зерен полевого шпата. Отдельные зерна полевого шпата почти нацело замещены серицитом.

Аркозовые песчаники отличаются более высоким содержанием полевого шпата (иногда больше 30%). Среди полевых шпатов отчетливо различаются кислые плагиоклазы и микроклины, причем плагиоклазы преобладают. Зерна полевого шпата часто имеют неправильную форму,

неровные края и иногда регенерационные каемки обрастания. Обломки плагиоклазов в той или иной степени замещены серицитом. Зерна кварца, составляющие 58—60% породы, также имеют неровные края и регенерационные каемки обрастания, иногда они как бы прорастают друг в друга. Для кварца очень характерно волнистое угасание. Размеры зерен кварца и полевых шпатов в среднем 0,1—0,13 мм. Состав и тип цемента в породах этого типа различный: пленочный гидрослюдистый, кварцевый регенерационный и карбонатный базальный или поровый. Нередко цемент чаще всего бывает коррозионным и в одном шлифе участками встречаются различные типы цемента. Количество цемента в породе не превышает обычно 15%.

Среди кварцевых песчаников наиболее часто встречаются кварцито-видные разности. Это плотные, крепкие на раскол породы окрашены в белый, в светло-серый и серый цвета. Они состоят из более или менее изометричных или удлиненных зерен кварца (95%), имеющих зубчатые, неправильные и взаимопроникающие ограничения. Структура пород этого типа гранобластовая, зубчатая. Большинство зерен кварца имеют регенерационные каемки. Размеры их колеблются от 0,1 до 1 мм. На стыках зерен кварца часто расположены чешуйки гидрослюды и хлорита, количество которых в породе не превышает 5%. Из рудных минералов отмечаются редкие включения пирита.

В верхних частях разреза свиты (район пос. Брянка) присутствуют в небольшом количестве глинисто-известковистые сланцы. Это зеленовато-серые плотные слоистые породы, состоящие из тонкокристаллического кальцита (до 70—80%) и раскристаллизованной глинистой массы, содержащей некоторое количество алевритовой примеси, серицит и хлорит. Текстура пород чаще всего слоистая, обусловленная чередованием карбонатного и глинистого материала. Тоненькие чешуйки серицита и хлорита в глинистой массе вытянуты обычно по слоистости.

Отложения удерейской свиты широко распространены среди докембрийских толщ центральной части Енисейского кряжа. Во всех изученных разрезах наблюдается достаточно однообразная толща темно-серых, почти черных филлитизированных сланцев, в той или иной степени алевритистых, кварц-серицит-хлоритовых и серицит-хлоритовых сланцев. Сравнение изученных разрезов показывает, что отличаются они главным образом по степени метаморфизма пород. Наиболее метаморфизованные глинистые сланцы обнажаются по рекам Каменке, Большой Пит, выше зимовья р. Большой Пит и выше пос. Брянка.

Необходимо отметить, что в отложениях этой части разреза преобладают однородные, в той или иной мере метаморфизованные, бескарбонатные породы. Среди них залегают прослои и отдельные пачки полосчатых алеврито-глинистых сланцев, глинисто-известковистых сланцев, а в нижней части свиты — редкие прослои и линзы (в 2—10 см) кварцитовидных песчаников и алевролитов. Полосчатость в породах обусловлена изменением цвета и некоторым изменением состава (колебание содержания серицита, хлорита, кварца, глинистой массы).

В зависимости от степени метаморфизма пород можно выделить осадочные, метаморфические и переходные между ними породы. Осадочные породы представлены песчаниками, алеврито-глинистыми, глинистыми и известковистыми сланцами.

В переходной группе пород различаются глинистые серицит-хлорит-кварцевые и кварц-серицит-хлоритовые сланцы. К метаморфическим породам отнесены серицит-хлоритовые сланцы.

Песчаники в рассматриваемых отложениях играют резко подчиненную роль. Представлены они тонкозернистыми разностями, окрашенными в светло-серые, серые и розоватые тона. Среди них отличаются кварцевые песчаники, полевошпат-кварцевые и кварцитовидные песчаники.

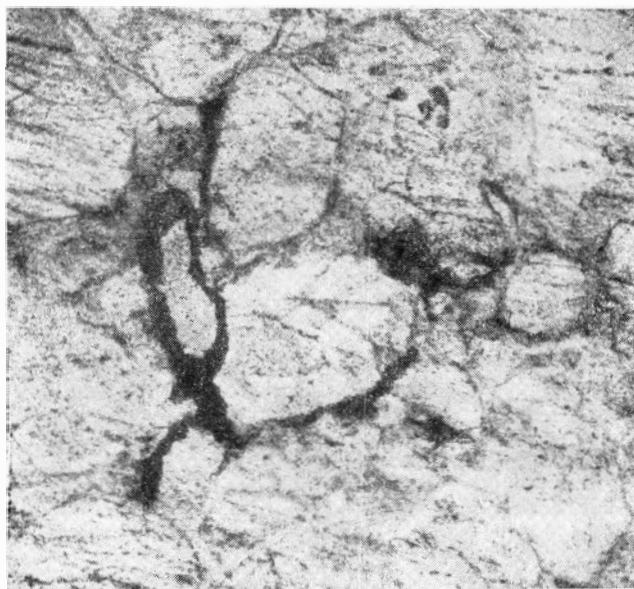


Рис. 2. Кварцито-песчаник с регенерационным кварцевым цементом. Погорейская свита. Обр. 240, увел. 242

Кварцевые песчаники на 70—80% состоят из обломочной части и на 20—30% — из цемента. Обломки представлены в основном окатанными и полуокатанными зернами кварца (от 0,03 до 0,5 мм). Часто кварц имеет волнистое погасание, неровные изъеденные края и иногда следы регенерации. Не более 3% обломочной части составляют зерна плагиоклаза таких же размеров, что и кварц, с тонкими полисинтетическими двойниками. Отдельные зерна почти полностью замещены серицитом. Цемент чаще всего кальцитовый с примесью перекристаллизованного кварца, составляющего примерно 5—10%.

Полевошпато-кварцевые песчаники состоят из обломков (90%) и цемента (10%). В составе обломочной части присутствует кварц (80—85%) и полевые шпаты (15—20%). Кварц встречается в виде изометрических зерен, часто вдавленных друг в друга с регенерационными каемками. Размеры обломков кварца в среднем от 0,05 до 0,2 мм. Полевые шпаты представлены в основном зернами кислого плагиоклаза с тонкими полисинтетическими двойниками, имеющими обычно неправильную форму, нечеткие края и иногда следы регенерации. Степень регенерации у полевых шпатов меньше, чем у кварца. Размеры зерен плагиоклаза в среднем 0,05—0,15 мм. Частично они замещены серицитом. Цемент чаще всего представлен глинистым раскристаллизованным веществом, гидроокислами и окислами железа. Тип цемента — поровый.

Кварцито-песчаник на 95% состоит из регенерированных, вдавленных друг в друга обломочных и новообразованных зерен кварца (рис. 2). Реликтов обломочных зерен гораздо меньше, чем регенерированного кварца. На стыках зерен, в том числе и регенерированных, расположены чешуйки хлорита, реже гидрослюда. Хлорита в породе примерно 5%. Для всех песчаников (особенно для двух последних подтипов) характерна конформно-регенерационная структура.

Среди осадочных пород этой части разреза преобладают глинистые сланцы. Они представлены темно-серыми, почти черными породами, рассыпающимися на плитки, иногда с четкой горизонтальной слоистостью за счет тонких прослоев алевритового состава. Глинистые сланцы состоят из тонкораскристаллизованной глинистой массы, представленной глинистыми минералами, более крупными чешуйками гидрослюда, содержание которой колеблется в породе от 5 до 20%, и хлоритом (10—30%). Содержание обломочных кварцевых зерен алевритовой и песчаной размер

ности не превышает 5%. Структура глинистых сланцев чаще всего микролепидобластовая. Текстура в основном сланцеватая, обусловленная наличием ориентированных в одном направлении чешуек гидрослюда и хлорита и часто темных непросвечивающих графитовых примазок на поверхностях сланцеватости. Темного вещества содержится нередко 5—10% породы, а органического углерода — меньше 0,1%. Для глинистых сланцев характерны кварцевые жилки и линзочки, где наряду с перекристаллизованным кварцем содержатся более крупные чешуйки хлорита и гидрослюда. Из рудных минералов присутствуют пирит, лейкоксен, гидрокислы железа, содержание которых в породе достигает иногда 10%.

Известковистые светлоокрашенные сланцы встречаются очень редко в отложениях этой части разреза (пос. Брянка). Они почти целиком сложены слабо раскристаллизованным глинистым веществом с примесью тонкокристаллического кальцита. Текстура линзовато-слоистая, с послойным распределением более крупнокристаллического кальцита, с размерами зерен 0,03 мм, или пятнистая, вызванная наличием пелитоморфного кальцита в виде пятен на фоне тонкокристаллической массы породы.

Глинистые серицит-кварцевые сланцы (рис. 3) представляют собой филлитовидные породы темно-серого цвета. Они состоят из перекристаллизованного и обломочного кварца (50—80%), слюдястых минералов (до 20%), хлорита (до 30%), полевых шпатов (3—5%) и участков перекристаллизованной глинистой массы. Кварц встречается в виде отдельных зерен в среднем около 0,05 мм, в виде скоплений зерен, линзовидных включений, пропластков и т. д. Количество обломочного кварца обычно не превышает 25%. Полевые шпаты представлены мельчайшими зернами плагиоклаза с тонкими полисинтетическими двойниками. Слюдистые



Рис. 3



Рис. 4

Рис. 3. Глинистый серицит-кварцевый сланец. Контакт глинисто-серицитового и существенно кварцевого прослоев. Удере́йская свита, р. Каменка (приток р. Большой Пит). Обр. 478, увел. 330

Рис. 4. Глинистый хлорит-серицитовый сланец. Удере́йская свита, р. Каменка. Обр. 489, увел. 330



Рис. 5. То же, что и на рис. 4, но в скрещенных николях

минералы состоят из тонких чешуек серицита, мусковита и биотита. Преобладает обычно в породах светлая слюда, биотит встречается реже. Хлорит в виде мельчайших чешуек рассеян по всей породе. Бывает он также в виде порфировобластов размером до 0,3 мм, часто вместе со слюдой, образуя сложные кристаллы. Рудные минералы составляют не более 5% породы. Представлены они обычно мелкими зернами пирита, гидроокислами железа, титанистыми минералами, лейкоксеном. Рудные минералы, как правило, тяготеют к серицит-хлоритовым участкам в породе.

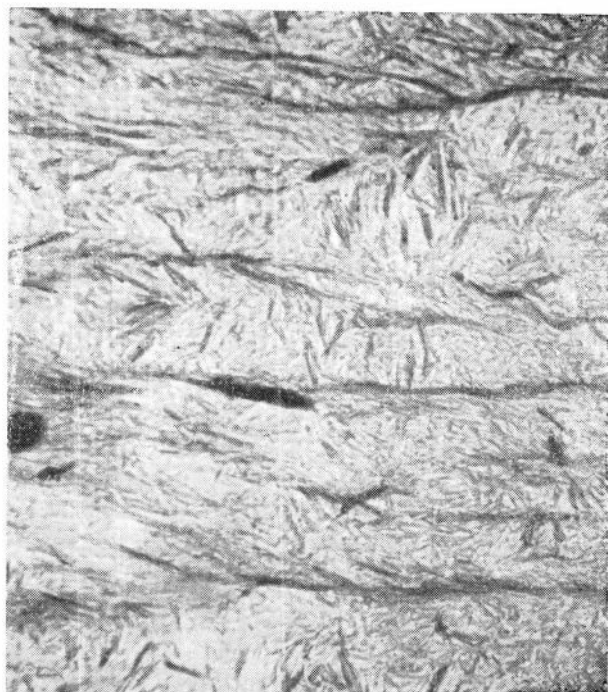
Структуру подобных сланцев можно назвать бластоалевритовой, микролепидогранобластовой, так как слагающие породу мельчайшие зернышки кварца, чешуйки слюды и хлорита расположены так, что следы первоначальной алевритовой структуры породы выступают еще вполне отчетливо. Текстура чаще всего слоистая, обусловленная расположением кварцевых зерен и слюдистых минералов параллельными рядами. Встречается также

массивная текстура, сланцеватая, возникшая за счет параллельной ориентировки бластических новообразований слюды, хлорита, рудных, или пятнистая, где эти минералы располагаются отдельными участками. Обычно слоистость совпадает со сланцеватостью и только в отдельных случаях она располагается перпендикулярно сланцеватости. В заключение необходимо заметить, что почти для всех пород данной группы характерно наличие пылевидного графита в количестве 2—3%, который располагается часто в виде примазок по слоистости.

Глинистые хлорит-серицитовые сланцы (рис. 4, 5) отличаются от предыдущих гораздо меньшим содержанием кварца и большим количеством слюдистых минералов, хлорита и раскристаллизованной глинистой массы. Кварца в них обычно не более 30%, а колебание гидрослюда и хлорита довольно значительно (от 5—10 до 50%). Отмечены породы, где преобладает гидрослюда и породы, а также хлорит. Содержание раскристаллизованной глинистой массы не превышает 25—30%. В глинистой массе почти всегда имеется распыленное, темное, непросвечивающее вещество, видимо графит, количество которого в породах не выше 5—7%. Обилие мелких листочков гидрослюда, серицита и чешуек хлорита обуславливает микролепидобластовую структуру пород. Наличие кварца алевритовой размерности и реликтовой глинистой массы может говорить об алевритово-мелитовом характере исходной породы. Текстура чаще всего сланцеватая, обусловленная взаимопараллельным расположением слюдистых минералов. Иногда отчетливо видна слоистость, обычно совпадающая со сланцеватостью. Слоистость вызвана чередованием кварцевых и слюдисто-глинистых прослоев.

Среди метаморфических пород выделены хлорит-серицитовые сланцы (рис. 6), которые представляют темно-серые, иногда зеленоватые, филлитовидные, тонкие рассланцованные породы с неясной слоистостью. Состоят они из хлорита и серицита, присутствующих примерно в равных количе-

Рис. 6. Хлорит-серицитовый сланец с порфиробластами хлорита и рудными минералами. Удере́йская свита, р. Каменка. Обр. 469, увел. 330



ствах. Около 2—3% породы составляет рудный минерал, который представлен тонкими иголочками магнетита. Не более 5% в породе мельчайших зернышек кварца, как бы вплетенных в серицит и хлорит. Тонкочешуйчатый серицит расположен взаимнопараллельными рядами, обуславливая сланцеватую текстуру породы. Тонкочешуйчатый хлорит равномерно распределен в породе. Нередко хлорит встречается в порфиробластах, где он с серицитом иногда образует сложные агрегаты. Обилие мелких листочков серицита и чешуек хлорита обуславливает микролепидобластовую структуру породы.

Несколько иной тип разреза удере́йской свиты наблюдается в бассейне р. Горбилук. Судя по образцам, любезно представленным Е. С. Постельниковым, здесь имеет место переслаивание хлоритовых сланцев, хлорит-серицитовых и кварц-хлоритовых сланцев с хлоритоидом, лейкоксеном и анатазом, а также известково-биотит-кварцевых сланцев. Среди них отмечаются рассланцованные олигомиктовые алевролиты и среднезернистые, мраморизованные известняки. В сланцах нередко вытянутые и линзовидные агрегаты хлорита, кварца и лейкоксена, возможно являющиеся псевдоморфозами по полевым шпатам и темноцветным минералам. Иногда этих псевдоморфоз в сланцах настолько много (до 10—25%), что можно предполагать первично-туфогенный тип исходной породы.

Горбилукская свита распространена в бассейнах рек Большой Пит и Горбилук. Она сложена метаморфическими породами: зеленовато- и темно-серыми филлитами серицито-хлоритовыми сланцами. Последние особенно характерны для верхней части разреза. Они представлены тонкочешуйчатыми, полосчатыми породами с послойным распределением серицит-хлоритового материала. Отдельные прослои сложены только серицитом. Сланцеватость сечет плоскости наложения. Часть серицитовых чешуек ориентирована параллельно этим плоскостям сланцеватости.

В бассейне р. Горбилук наиболее полная видимая мощность свиты достигает, по мнению М. А. Семихатова (1962), 500—600 м. Ее разрез несколько усложняется. Кроме серицит-хлоритовых сланцев появляются

Схема вторичных изменений в верхнедокембрийских отложениях бассейна р. Большой Пит

Свиты	Породообразующие обломочные минералы	Седимента- ционные (хемогенные) минералы	Диagenетические минералы	Эпигенетические преобразованные минералы	Эпигенетические минералы-ново- образования	Продукты метаморфизма	Зоны вторичных изменений
Карточкин	Кварц, полевые шпаты, слюды, хлорит	Кальцит, окислы железа	Пирит	Коррозия кварца, рас- кристаллизация глини- стого вещества и кар- боната	Гидрослюды, хло- рит, халцедон	Сланцеватость, серицит, среднезернистый каль- цит	Позднего метагенеза
Погорюй- ская, Уде- рейская	То же	—	Пирит, желе- зистый карбо- нат	Коррозия кварца, поле- вых шпатов, перекри- сталлизация глинистого вещества и карбонатов	Гидрослюды, хло- рит, кварц, хал- цедон	Сланцеватость, грано- бластовая структура в песчаниках, графит, се- рицит, хлоритоид	
Удере́йская	» »	—	То же	То же	То же	Появление горизонтов с полной перекристалли- зацией кварца, полевых шпатов	Переход- ная зона
Удере́йская и Горбилюк- ская	» »	—	» »	» »	» »	Перекристаллизация (более 50% породы) об- ломочного и глинистого материала Появление биотита, пол- ная мраморизация кар- бонатных пород	Зеленых сланцев

пачки карбонатных пород и биотит-хлорит-серицитовых сланцев. Хлорит в них представлен мелкими чешуйками и агрегатами-псевдоморфозами по темноцветным минералам. Появление биотита, своеобразные агрегаты хлорита, возможно, свидетельствуют о первоначально пепловом происхождении части первичного материала, который был переработан в начальные стадии метаморфизма. Аналогичные преобразования описаны для фации зеленых сланцев (Елисеев, 1963).

ВЫВОДЫ

Описанная часть разреза, сложенная главным образом сланцевыми породами, отчетливо подразделяется на ряд зон (см. таблицу): позднего метабазита, переходную и начального метаморфизма (зеленых сланцев). Зона позднего метабазита охватывает отложения погорной свиты и свиты карточки, а в верхнем течении р. Большой Пит — удерейской свиты, породы которых рассланцованы, содержат заметное количество среднезернистого карбоната, серицита, раскристаллизованных обломков кварца и полевых шпатов.

Переходная зона между зонами метабазита и метаморфизма мощностью до 1000 м выделяется в разрезе удерейской свиты среднего течения р. Большой Пит. Для нее характерно переслаивание пород, в значительной степени сохранивших минеральный состав тонкозернистой массы, сформированной при эпигенезе, и пород метаморфического типа. Иногда перемежаемость этих пород настолько тонкая, что ее можно наблюдать в шлифе (см. таблицу). Тонкие филлитовые прослои развиваются вдоль плоскостей слоистости, а также залечивают зонки микродизъюнктивов. Для сланцевых пород характерно улучшение кристаллической решетки глинистых минералов. В песчаных породах развиваются шпатовидные структуры, связанные с бластическим разрастанием зерен кварца, образующих сложные шпатовидно-игльчатые поверхности сочленения. Наряду с бластезом развиваются явления сегрегации, проявляющиеся в образовании порфиридных выделений хлорита и мусковита на плоскостях сланцеватости или напластования.

Зона зеленых сланцев характеризуется почти полным исчезновением первичных осадочных структур и текстур пород. Породы зоны сложены хлоритом и мусковитом (серицитом), а в нижних частях разреза и биотитом, которые встречаются в виде тонкочешуйчатых агрегатов или порфиробластов. Другие метаморфические минералы представлены перекристаллизованным кварцем и полевыми шпатами, хлоритом, магнетитом, ильменитом и графитом.

ЛИТЕРАТУРА

- Елисеев И. А. Метаморфизм. М., изд-во «Недра», 1963.
Семихатов М. А. Рифей и нижний кембрий Енисейского края. — Труды ГИН АН СССР, вып. 68, 1962.

ОСОБЕННОСТИ ВТОРИЧНЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ В ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ ВЕРХНЕГО ДОКЕМБРИЯ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

Отложения верхнего докембрия юго-восточной части Енисейского кряжа (долина р. Ангары между реками Иркиннеева и Каменка, бассейны Иркиннеевой и Каменки) представлены мощной толщей переслаивающихся глинистых сланцев и карбонатных пород. По унифицированной схеме 1962 г. в разрезе выделяется ряд свит (табл. 1). Ниже дается их петрографическая характеристика.

Таблица 1

**Схема стратиграфического расчленения верхнего
докембрия юго-восточной части Енисейского
кряжа**

Серия	Свита	Видимая мощность (по М. А. Семихатову, с дополнениями), м
Осляинская	Дашкинская	500—700
	Нижнеангарская	350—400
Тунгусинская	Дадыктинская	220—300
	Серого ключа	220—650
	Шунтарская	400
	Джурская	250—450
	Красногорская	100—200
Сухопитская	Аладьинская	430—450
	Карточки	400
	Погоруйская	1000—1100
	Удере́йская	1000—1200

ДАШКИНСКАЯ СВИТА

Отложения свиты распространены в бассейне р. Каменки (притока Ангары), где слагают толщу известняков с пачками известково-глинистых сланцев мощностью до 700 м. Основные типы пород — известково-глинистые сланцы и хемогенно-обломочные, органогенно-обломочные и обломочные известняки. В каждом типе выделены разновидности, различаемые по текстурно-структурным признакам.

К хемогенно-обломочному типу отнесены известняки, имеющие слоистые текстуры. Допускается, что часть карбонатного материала (известняки с горизонтальным типом слоистости) образовалась химическим путем, а другая — обломочным (известняки с волнистой и косой слоистостью). Известняки с различными типами слоистости образуют частое переслаивание, а местами переходы можно наблюдать в пределах одного слоя.

Известняки со слоистостью различного типа распространены по всему разрезу свиты, образуя пачки мощностью в 100 м и более. В нижней части свиты они представлены плитчатыми неясно-слоистыми известняками, в средней — флишеподобными, а сверху — слоистыми, переслаивающимися с органично-обломочными известняками. Слоистые известняки выглядят довольно однообразно. Их составляют разности, на 85—90 % состоящие из мелких изометричных зерен кальцита диаметром 0,008—0,016 мм. В количестве не более 10, реже 20—30 %, присутствуют кристаллики доломита размерами до 0,05 мм. Обломочный материал, встречающийся в незначительном количестве, представлен алевритовыми угловатыми частицами кварца и полевых шпатов. Характерно, что размеры обломков достаточно близки к размерам кристалликов кальцита (рис. 1).

Обычно обломочный материал вместе с органическим веществом располагается по плоскостям слоистости. Разновидности слоистых известняков выделяются по рисунку слоистой текстуры, который отчетливо проявляется только на выветрелой поверхности.

Вторичные изменения в слоистых известняках видны в перекристаллизации кальцита, слабой доломитизации, появлении кристалликов пирита, жилок кальцита и микростилолитов, приуроченных в основном к границам зерен. Своеобразным типом вторичных изменений является сеть линзы жилок, выполненных тонкозернистым кальцитом с размерами зерен в 0,003—0,006 мм, т. е. в 2—3 раза меньшими, чем в известняке (рис. 2). На поверхности наложения они образуют узор, напоминающий неполные трещины усыхания, описанные Р. Широком (1950). В верхнем докемб-

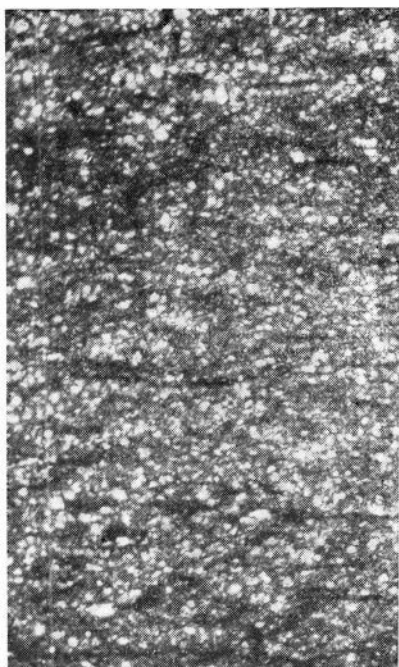


Рис. 1. Слоистый известняк. Дашкинская свита. Ручей Удерей. Обр. 1, увел. 225

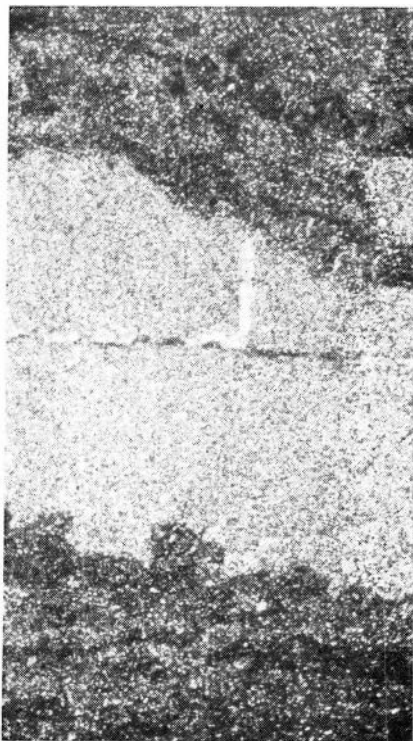


Рис. 2. Трещины усыхания, выполненные пелитоморфным кальцитом. Дашкинская свита. Ручей Удерей. Обр. 18, увел. 50

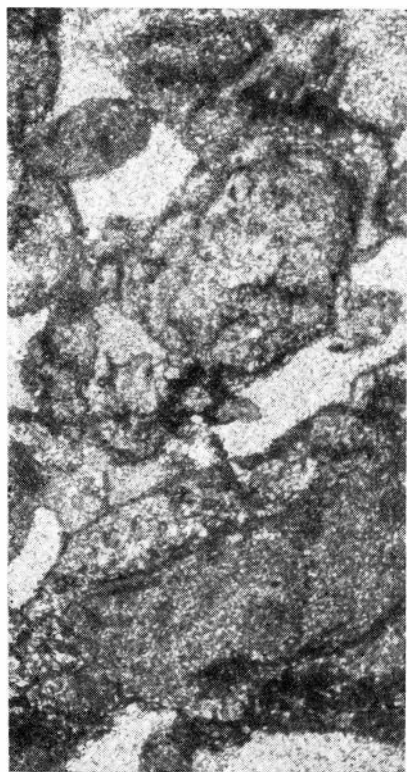


Рис. 3. Онколитовый известняк с участками перекристаллизации и жилками кальцита. Дашкинская свита, р. Каменка. Обр. 24, увел. 200

рии Енисейского кряжа подобные образования впервые установлены А. В. Третьяковым (1951 г.) в известняках джурской свиты, но наиболее разнообразны они в карбонатных породах дашкинской свиты.

К органогенно-обломочному типу отнесены онколитовые и строматолитовые известняки, состоящие из грубо- и тонкообломочного карбонатного материала и в той или иной мере цементирующего его кальцита органогенного происхождения. Онколитовые известняки, приуроченные к верхней части разреза дашкинской свиты, состоят из сгустков и цемента. Содержание нерастворимого остатка в них высокое (до 12%). Сгустки кальцита размерами 0,5—1,0 мм, реже в виде вытянутых форм до 2,0 мм, имеют ядро и слоистую каемку (рис. 3). Ядро обычно состоит из окатанных обломков слоистых, строматолитовых или онколитовых известняков, как правило претерпевших значительные вторичные преобразования: перекристаллизацию, окварцевание, образование кальцитовых и кварцевых жилок. Количество онколитов превышает содержание цемента. В просмотренных образцах они составляют 60—65% породы. Цемент онколитовых известняков состоит из кальцита с диаметром зерен 0,01—0,02 мм, содержащего отдельные кристаллики новообразованных доломита и кварца. При перекристаллизации кальцита его зерна увеличиваются в 2—3 раза. Порода расщепляется системой жилок мощностью не более 0,05 мм.

Строматолитовые известняки встречаются в виде прослоев мощностью не более 0,5—1 м в нижней и верхней частях дашкинской свиты, переслаиваясь с обломочными слоистыми известняками. По определениям М. А. Семихатова (1962), строматолиты относятся к виду *Symnosolen confragosus*, образующего столбики шириной 0,5—3 мм, высотой 5—15 см и всей постройки до 1 м. Слойки состоят из тонкокристаллического кальцита (диаметр частиц 0,001 мм, слагающего округлые сгустки диаметром до 0,08 мм. Примесь некарбонатного терригенного материала

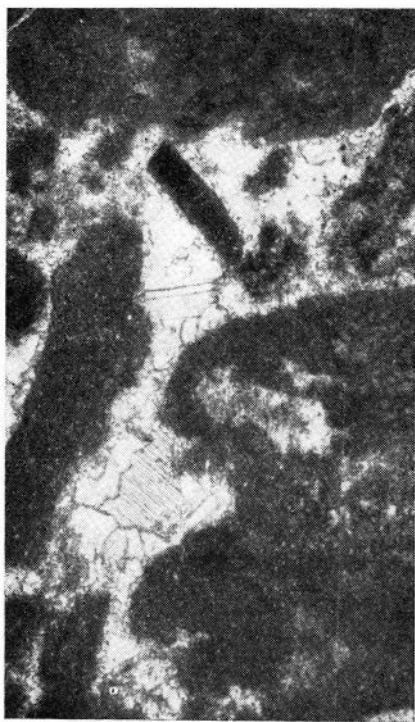
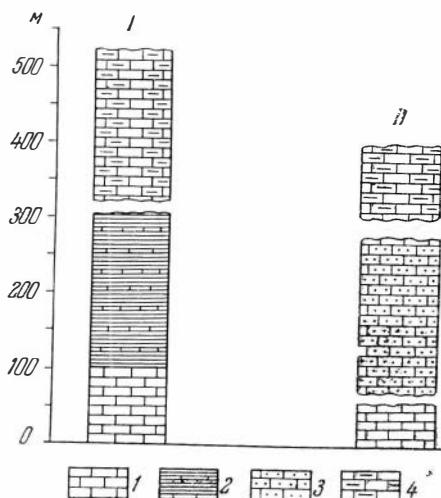


Рис. 4. Известняковый конгломерат. Дашкинская свита, р. Каменка. Увел. 50

Рис. 5. Схема строения дашкинской свиты в нижнем течении ручья Удерей (I) и в бассейне р. Каменки (II)
1 — слоистые известняки, 2 — сланцы с прослоями известняков, 3 — известняки с флишеидным типом переслаивания, 4 — слоистые известняки с прослоями органогенно-обломочных известняков



незначительна и представлена зернами кварца и полевых шпатов со средним диаметром обломков 0,05 мм.

Новообразования в породе более многочисленны, чем в других типах известняков, и состоят из кристалликов кварца и плагиоклазов размерами около 0,03 мм. Новообразованный кальцит с размерами частиц до 0,02 мм разъедает вторичные кварц и полевые шпаты. Органогенно-обломочные известняки испытали постседиментационную перекристаллизацию. Трещины усыхания, встречающиеся во всех разновидностях этого типа, представлены крупными ветвящимися экземплярами.

Известняки явно обломочного происхождения разнообразны по механическому составу. Среди них выделяются несколько псефитовых разновидностей. Известняковые конгломераты и гравелиты распространены в виде прослоев мощностью 0,2—0,5 м, переслаивающихся со слоистыми и онколитовыми известняками. Галька в них представлена окатанными, уплощенными обломками тонкокристаллического известняка со следами перекристаллизации, доломитизации и окремнения (рис. 4). Диаметр отдельных галек достигает 2—5 см. Гравелиты отличаются преобладанием окатанных и угловатых обломков известняка диаметром 1—4 мм. Цемент обломочных известняков состоит из мелких (менее 0,1 мм) обломков кальцита.

Характер вторичных изменений в обломочных известняках аналогичен изменениям в породах органогенно-обломочного типа.

Известково-глинистые сланцы распространены в нижнем течении ручья Удерей, где они слагают среднюю часть разреза дашкинской свиты (рис. 5). Сланцы образуют пачку мощностью около 200 м. В них через 30—50 м встречаются прослои слоистых известняков мощностью до 1—5 м. Сланцы сложены буровато-серым глинистым веществом гидрослюдистого или хлорит-гидрослюдистого состава. Глинистое вещество распределено сгустками или образует агрегаты с мелкими зернами кальцита, содержание которого местами достигает 20%. Часть карбонатного материала раскристаллизована. В участках перекристаллизации размеры зерен кальцита около 0,01—0,02 мм. В сланцах встречается некоторое количество алевроитового материала (до 4—7%), который представлен обломками кварца, полевых шпатов и редких чешуек слюд. По слоистости вместе с частью обломочного материала распространено органографитовое вещество и отдельные кристаллики вторичного доломита.

По материалам А. В. Третьякова, Н. И. Юдина и других, разрез свиты состоит из грубообломочных пород, песчаников, алевритов, аргиллитов, глинистых сланцев, карбонатных пород и железных руд. Терригенные породы и руды преобладают в западной части бассейна, тогда как для ее восточной половины характерен сланцево-карбонатный тип разреза. По данным Н. И. Юдина, грубообломочные породы представлены конгломератами и брекчиями, которые сложены обломками руд и сланцев. Они приурочены к нижней, рудоносной части разреза. Среди широко распространенных песчаников и алевритов преобладают кварцевые типы, с хлорит-гематитовым и хлорит-гидрослюдистым цементом.

По степени изменения глинистые породы комплекса следует отнести к аргиллитам и глинистым сланцам. Среди аргиллитов Н. И. Юдин различает хлорит-гидрослюдистые и хлоритоидные разновидности. Хлоритоидный тип, вероятно, правильно следует отнести к сланцам, как это и сделал А. В. Третьяков.

Среди карбонатных пород выделены слоистые микро- и мелкокристаллические известняки (Н. И. Юдин), строматолитовые известняки и доломитизированные известняки (А. В. Третьяков) и строматолитовые доломиты с родами *Minjaria* и *Gymnosolen* (Семихатов, 1962). Железные руды, по мнению А. В. Третьякова и Н. И. Юдина, сложены хемогенными гематитом, магнетитом, железистыми хлоритами, сидеритом, обломочным материалом рудного, а также кварц-полевошпатового состава.

Вторичные изменения для пород железорудно-терригенного комплекса разнообразны. Они включают: перекристаллизацию седиментационных минералов (окислы железа, хлориты, карбонаты, каолинит, гидрослюды и др.); замещение обломочных минералов; возникновение метаморфогенных минералов (пирофиллит, хлоритоид, серицит, магнетит и др.).

ДАДЫКТИНСКАЯ СВИТА

Отложения свиты выделены М. А. Семихатовым (1962) в бассейне р. Каменки. Строение свиты в наиболее полном разрезе, находящемся в 4,5 км выше устья ручья Удерей, рисуется в следующем виде (сверху): 1) переслаивание сизовато-серых глинисто-алевритовых полевошпат-кварцевых сланцев и серых неслоистых мелкокристаллических доломитов. Мощность отдельных слоев 1—7 см. Видимая мощность пачки не превышает 70 м; 2) переслаивание серых, светло-серых мелко-, средне- и крупнозернистых доломитов с прослоями брекчированных доломитов и известняковых конгломератов. Видимая мощность достигает 150 м.

Ниже по реке обнажаются отдельные выходы доломитов из нижней части разреза. По мнению М. А. Семихатова, мощность этих отложений значительно больше.

Наиболее распространенные типы пород свиты — мелкокристаллические неслоистые доломиты с прослоями сланцев; мелкозернистые слоистые доломиты; перекристаллизованные брекчированные доломиты; известняковые конгломераты.

Мелкозернистые доломиты встречаются в виде отдельных прослоев в верхней части разреза, где они чередуются с глинисто-алевритовыми сланцами и в нижней половине разреза, образуя самостоятельные прослои и пласты. Прослой серого доломита, переслаивающиеся со сланцами, характеризуются небольшой мощностью (1—5 см). В шифрах обнаруживается их мелкозернистая структура с размерами кристаллов доломита 0,05—0,08 мм. Не более 1—2% породы составляют крупные (до 0,5 мм) зерна, являющиеся центрами избирательной перекристаллизации. Харак-

терно, что эти зерна обычно не дают агрегатов. Зоны перекристаллизации наблюдаются также вокруг очень редко встречающихся алевритовых обломков кварца и кристаллов пирита. Из новообразований можно отметить небольшое количество магнезиального хлорита, который обычно ассоциируется с мелкими скоплениями зерен пирита. Обломочный материал корродируется как мелкозернистым, так и более крупнозернистым карбонатом.

Несколько иной облик доломитов в нижней части разреза, где они встречаются в виде крупных пластов. Для них характерны размеры зерен в пределах 0,008—0,01 мм в участках первичнораскристаллизованного цемента. Эти участки чередуются с пятнами и неправильными скоплениями более крупнокристаллического цемента (размеры кристаллов — 0,015—0,040 мм, иногда до 0,1 мм). К участкам раскристаллизации приурочены новообразования полевого шпата — альбита, образующего призматические кристаллы той же размерности, что и доломит. Местами полевой шпат занимает до 20—30 % шлифа.

Слоистые доломиты распространены в нижней половине разреза свиты. Они представлены серыми, сизовато-серыми мелкозернистыми типами с горизонтальной или полого-волнистой слоистостью. Слоистость выражена чередованием светлых и более темных слоев мощностью 0,5—2 мм. По темнению слоев, по-видимому, объясняется примесью органического вещества. В светлых и темных прослоях присутствует незначительная примесь (1—3 %) мелкоалевритового кварцевого и полевошпатового материала. Местами по плоскостям слоистости встречаются чешуйки слюды. Доломитовые зерна по размерам близки обломочному материалу (0,01—0,008 мм). В светлых прослоях встречены редкие зерна перекристаллизованного доломита, размеры кристаллов которого достигают 0,03 мм.

Перекристаллизованные доломиты слагают нижнюю часть разреза. Они — продукты перекристаллизации главным образом мелкозернистых доломитов. В зоне перехода этих двух типов можно наблюдать следующий порядок изменения структуры породы: появление сферолитов и пятен перекристаллизованного доломита; разрастание перекристаллизованных участков; образование достаточно равномернозернистой доломитовой породы; образование жилок и линзочек крупнозернистого доломита.

В типичном проявлении перекристаллизованные доломиты состоят из хорошо выраженных ромбоэдров размерами 0,05—0,02 мм, с которыми вместе встречаются зерна или кристаллы кварца и полевых шпатов (альбита). Породу пересекают жилки и линзочки крупнозернистого доломита, у которого размеры зерен достигают 0,5—0,6 мм. С ними ассоциируются скопления зерен крупнокристаллического пирита. В отдельных образцах при перекристаллизации возникают стилолитовые текстуры.

Известковый конгломерат залегает в основании свиты. Он сложен окатанными и слабоокатанными обломками (до 2—3 см) известняка, сцементированного кристаллическим доломитом. Обломки известняка различной формы — от овальной до уплощенно-вытянутой — сложены мелкозернистым кальцитом с редкими ромбоэдрами доломита. Иногда встречаются обломки онколитового известняка, причем часть онколитов срезана границей гальки. Обломки псефитовой размерности составляют 60—70 % породы.

Цементирующая часть имеет сложный состав. В ней преобладают ромбоэдры и неправильные зерна доломита размерами 0,016—0,032 мм (15—20 %). Остальной цемент представлен мелкозернистым обломочным кальцитом и отдельными онколитами. В результате уплотнения породы можно наблюдать некоторое вдавливание мелких обломков известняка в более крупные.

СВИТА СЕРОГО КЛЮЧА

В бассейне р. Каменки свита сложена (рис. 6) преимущественно слоистыми известняками хемогенно-обломочного типа с прослоями органогенно-обломочных и обломочных карбонатных пород, а в долине р. Ангары — известняками и доломитами.

Тонкослоистые темно-серые известняки хемогенно-обломочного типа встречаются в слоях и пачках мощностью до 50—70 м, переслаиваясь со строматолитовыми, грубослоистыми и плитчатыми известняками. Слоистость в известняках тонкая, горизонтальная или пологоволнистая, редко пологокосая (рис. 7). Она выражена тонкими прослоями (до 1 мм) более темного известняка, обычно обогащенного глинистым, алевритовым или органическим материалом. Расстояние между такими слойками колеблется от 1 до 10 мм. В шлифе, как правило, границы горизонтальных слойков оказываются неровными, волнистыми, со следами размыва. Здесь же отчетливо устанавливается приуроченность мелкоалевритового материала к плоскостям слоистости. Местами он образует короткие линзы мощностью

до 0,5—1 мм. Характерно, что к плоскостям слоистости приурочены также более крупные кристаллы кальцита, доломита, стяжения пирита.

Известняки неравномерно зернисты. Основная масса состоит из зерен в 0,008—0,01 мм, причем их количество варьирует от 50 до 70%. Остальная часть породы сложена кальцитом, реже доломитом (до 12%), кристаллы которого в 2—3 раза больше зерен основной массы. Как уже отмечалось выше, часто наблюдается, что эти более крупные кристаллы приурочены к плоскостям слоистости и имеют размеры, близкие к обломочному материалу.

Заведомо постседиментационные образования карбонатов представлены ромбоэдрами доломита (до 3—5%) и кальцита мозаичной структуры (рис. 8). Другие минеральные образования встречаются редко. Среди них можно отметить пирит, хлорит и кварц, которые обычно присутствуют вместе. В этих случаях пирит образует округлые агрегаты кристаллов диаметром до 0,06—0,2 мм. Мелкие, вытянутые кристаллы хлорита и кварца нарастают вокруг пиритовых зерен. Кроме того, кварц в виде изометричных кристаллов размерами до 0,02 мм выполняет трещины породы (рис. 9). Характерно, что кварц в этом случае содержит включения кальцита.

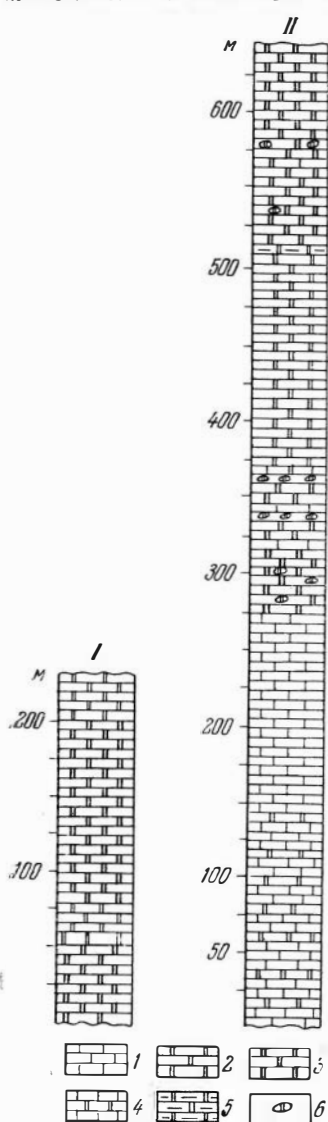


Рис. 6. Строение свиты Серого ключа в бассейне р. Ангары

I — в 10 км выше устья р. Каменки, II — в 3 км ниже Шунтарской шиверы; 1 — слоистые строматолитовые известняки, 2 — тонкозернистые доломиты, 3 — мелкозернистые доломиты, 4 — переслаивание известняков и доломитов, 5 — глинистые доломиты и мергели, 6 — кремнистые прослои и стяжения

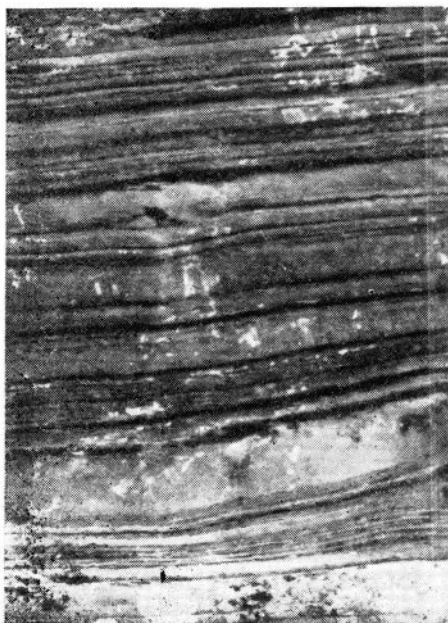


Рис. 7.

Рис. 7. Слоистость в известняке. Свита Серого ключа, р. Каменка. Обр. 58а, умен. 1.75

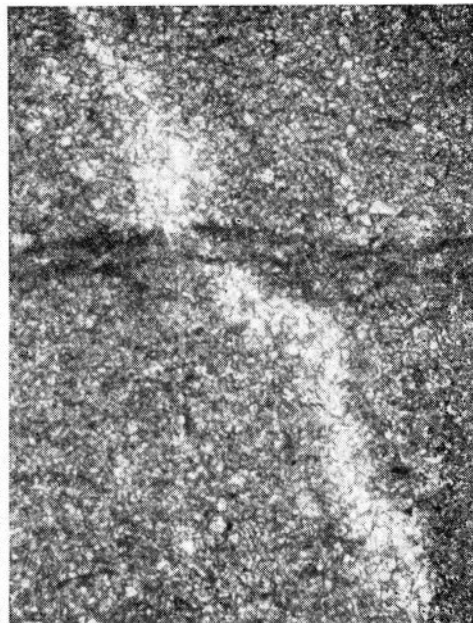


Рис. 8.

Рис. 8. Слоистость в известняке, рассеченная жилкой кальцита, Свита Серого ключа, р. Каменка. Обр. 57, увел. 225



Рис. 9.

Рис. 9. Жилка кварца в известняке. Свита Серого ключа, р. Каменка. Обр. 53, увел. 225

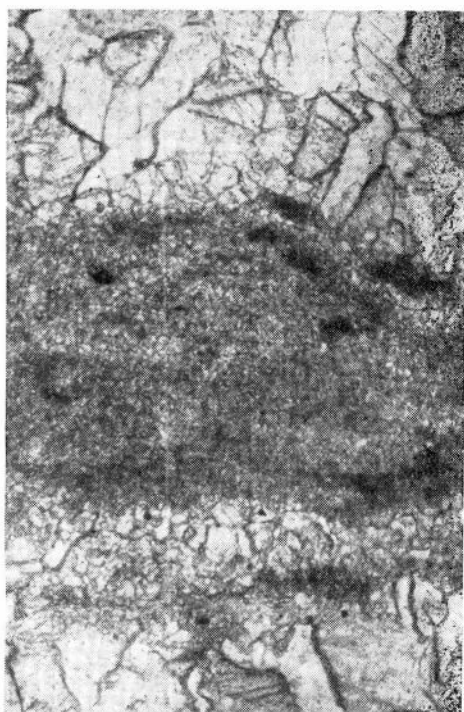


Рис. 10.

Рис. 10. Перекристаллизованный известняк с реликтовыми участками, р. Каменка. Обр. 53а, увел. 225

В особый тип выделяются грубослоистые, плитчатые темно-серые известняки, в разрезе переслаивающиеся с органогенными, тонкослоистыми известняками и конгломератами. Они отличаются от описанного выше типа отсутствием четко выраженной слоистости, которая проявляется в виде прерывистых полос темноокрашенного известняка, располагающихся в породе через 3—5 см и более. Основная масса пород состоит из зерен кальцита 0,008—0,01 мм, среди которых встречаются более крупные кристаллы (до 0,02 мм) кальцита и ромбоэдри доломита (не более 5—7%).

Более существенная перекристаллизация отмечается только в отдельных образцах, в которых имеются гнезда кальцита до 0,2 мм в поперечнике, сложенные кристаллами, достигающими 0,3—0,4 мм в диаметре. Некарбонатные новообразования представлены пиритом, встречающимся в зернах до 0,05 мм, которые иногда располагаются цепочкой. В породах встречаются жилки кальцита мощностью до 0,2—0,5 мм.

Перекристаллизованные разности известняков тяготеют к нижней части разреза. Они представлены серыми, темно-серыми, зернистыми известняками, сложенными кристалликами кальцита размерами 0,02—0,03 мм (60—70%) и более мелкими частицами, характерными для слоистых, менее раскристаллизованных известняков. В некоторых образцах наблюдаются следы слоистости как тонкого, так и грубого типа, что свидетельствует об образовании перекристаллизованных известняков за счет тонко- и грубослоистых разностей (рис. 10). Обломочная часть перекристаллизованных известняков состоит из алевритовых зерен кварца и гидрослюдистых тонкодисперсных частиц. Она может составлять до 10—25% породы, что позволяет некоторые типы известняков этой группы относить к глинистым разностям и мергелям.

В рассматриваемой свите органогенно-обломочный тип представлен строматолитовыми известняками. Они приурочены к верхней половине разреза комплекса и состоят из столбчатых строматолитов группы *Baicalica*, *Tungussia*, *Minjaria* и *Gymnosolen* (Семихатов, 1962). Светлые прослои в них мощностью в 1—3 мм сложены тонкозернистым кальцитом с диаметром зерен 0,005—0,008 мм. Те же размеры кристалликов кальцита характерны и для серых прослоев, которые отличаются несколько большей мощностью.

На фоне общей тонкокристаллической массы выделяются кристаллики до 0,01—0,012 мм, представленных как перекристаллизованным кальцитом, так и доломитом, составляющим, однако, не более 10% породы. Количество перекристаллизованного кальцита колеблется в различных образцах от нескольких до 15—20%.

Для строматолитовых известняков свиты Серого ключа характерно небольшое количество нерастворимого остатка, представленного алевритовыми частицами кварца, полевых шпатов и глинистым, гидрослюдисто-хлоритовым материалом. Наиболее поздние изменения пород этого типа выразились в образовании трещин, секущих микрослоистость, и выполнении этих трещин мелкокристаллическим кальцитом с диаметром частиц 0,01—0,02 мм.

Известняковые конгломераты, брекчии-конгломераты и гравелиты встречаются как в верхней, так и в нижней частях разреза комплекса. Они представлены породами, состоящими из угловатых и окатанных галек диаметром 0,1—0,3 м (рис. 11), реже — глыб до 2 м, среди которых преобладают черные, темно-серые известняки, доломитизированные известняки. Реже встречаются глинистые сланцы. Цемент конгломератов и гравелитов представлен кальцитом средне- и мелкокристаллическим. Он составляет 30—40% породы.

Грубообломочный материал близок по составу карбонатным и карбонатно-глинистым отложениям нижележащей свиты, на которых рассмат-

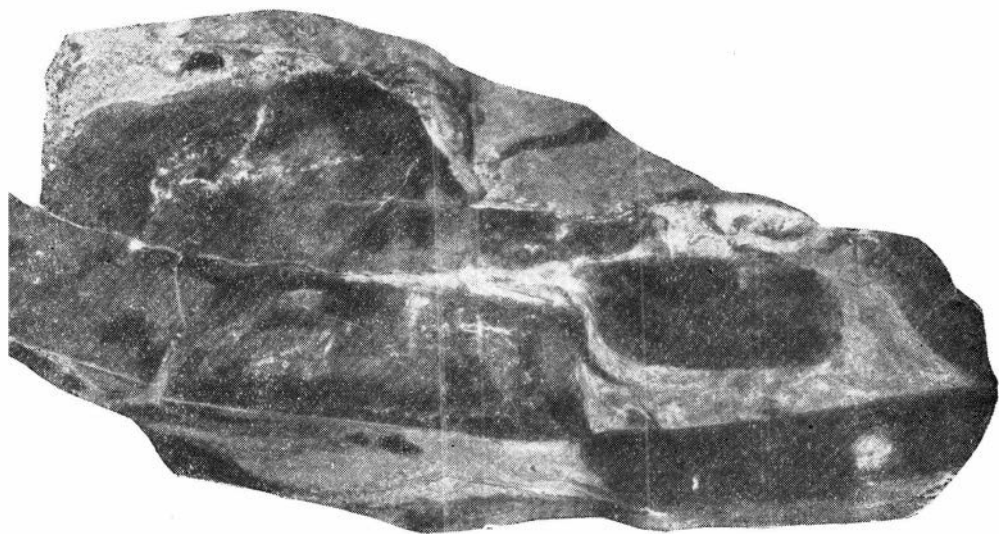


Рис. 11. Известняковый конгломерат. Свита Серного ключа. р. Каменка, Обр. 76, умен. 1,25

иаемые породы залегают. Породы галек имеют один состав, одинаковую степень рассланцовки, содержат жилки кварца, которые в гальках не переходят в цемент. Можно допустить, что во время формирования конгломератовых горизонтов берега бассейна были сложены породами шунтарской свиты, которые при размыве разрушались, а среди грубообломочного материала сохранялись только наиболее сцементированные породы: известняки, мергели, известковистые сланцы.

Не менее важен вывод о том, что ко времени накопления рассматриваемых осадков породы шунтарской свиты были уже в значительной степени литифицированы.

В бассейне р. Ангары свита Серого ключа сложена доломитами и в большей мере песчанистыми доломитами, песчаниками. Среди доломитов различаются пелитоморфные (хемогенно-обломочные), онколитовые, строматолитовые (органогенно-обломочные) и перекристаллизованные разновидности.

Пелитоморфные доломиты, распространенные в средней части разреза, встречаются в виде тонких прослоев (до 0,5—2 см), перемежающихся с мелкозернистыми олигомиктовыми песчаниками. Они имеют светло-коричневую окраску, тонкую горизонтальную слоистость и сложены зернами размерами не крупнее 0,0004—0,0005 мм. Перекристаллизация захватывает только незначительные участки породы. Она проявляется в виде разуплотнения в 2—3 раза зерен, а местами в образовании ромбоэдров доломита до 0,01 мм.

Онколитовые доломиты макроскопически не отличаются от перекристаллизованных разновидностей. Они имеют серую, светло-коричневую окраску, пятчатую отдельность. В шлифе отчетливо различаются округлые с концентрическим строением тела от 0,08 до 0,12 мм и цементирующая масса. Форма этих тел преимущественно округлая, но встречаются вытянутые зерна. В их строении различаются ядро и концентрические оболочки. Размеры ядер от 0,04 до 0,08 мм. Редко встречены окатанные обломки мелкозернистого доломита без оболочек. Ядра сложены кристалликами доломита 0,0004—0,0008 мм, т. е. они имеют те же размеры кристаллов, что и пелитоморфные доломиты. В отдельных телах наблюдается перекристал-

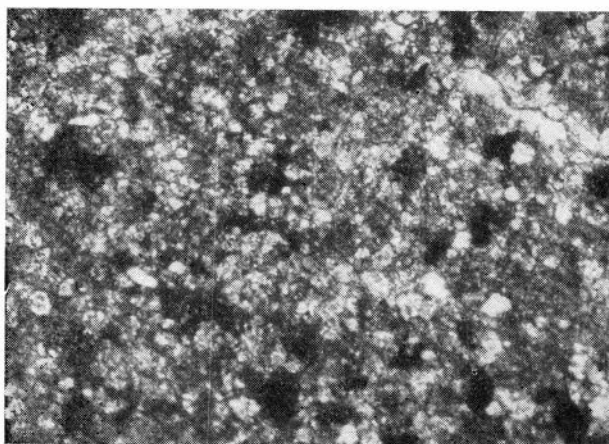


Рис 12. Пестроцветный доломит. Свита Серого ключа р. Ангара. Обр. 148, увел. 22:

лизация вещества ядер. В этом случае размеры зерен увеличиваются до $0,002—0,005$ мм. Ядра окружены одной-тремя оболочками зернистого доломита с частицами в $0,001—0,002$ мм. Толщина таких оболочек колеблется от $0,003$ до $0,008$ мм.

Цементирующее вещество, составляющее $20—30\%$ породы, сложено мелкозернистым доломитом с частицами от $0,002$ до $0,01$ мм.

Строматолитовые, часто пестроцветные доломиты распространены в долине р. Ангара, где они переслаиваются с перекристаллизованным доломитами. Они сложены остатками строматолитов *Gymnosolen* и *Minjargia* (Семихатов, 1962). Наблюдающаяся микрослоистость в этом типе доломита обусловлена чередованием полос (мощностью $1—4$ мм) тонкозернистого и зернистого доломита. Полосы тонкозернистого доломита сложены частицами диаметром $0,001—0,002$ мм (до $80—90\%$) и ромбоэдрами доломита до $0,003—0,005$ мм. Более крупные выделения доломита рассеяны в тонкокристаллической массе, где они могут встречаться вместе со сгустками гидроокислов железа типа гидрогематита и гетита (рис. 12). Эти сгустки размерами до $0,01$ мм чаще ассоциируются с участками, где ромбоэдров доломита больше.

Полосы мелкозернистого доломита, чередующиеся со слоями пелитоморфного карбоната, сложены зернами около $0,01$ мм. Вместе с ними встречены обломки кварца той же размерности, составляющие $3—5\%$ прослоя.

Присутствие этих обломков, сопоставимых по размерам с кристаллами доломита, может свидетельствовать об обломочном происхождении компонентов этих прослоев. По-видимому, следует допустить, что в первичном осадке или слабо измененной породе существовали пустоты, которые заполнялись механическим путем обломочным материалом кварцев доломитового состава. На это же указывают и взаимоотношения между прослоями пелитоморфного и зернистого доломитов. Последние обычно имеют неровные границы с тонкозернистыми прослоями, а форма прослоев — коротколинзовидная.

Отдельные участки строматолитового доломита сложены эпигенетически перекристаллизованным доломитом с размерами зерен до $0,2—0,3$ мм. Эти участки неправильной, гнездовидной формы имеют в поперечнике $5—8$ мм. Характерно, что при перекристаллизации железистое вещество в данном случае в виде гидроокислов железа смещено к краям полос, сложенных среднезернистым доломитом.

Перекристаллизованные доломиты — наиболее распространенный тип доломитовых пород свиты. Они образовались путем изменения всех рассмотренных выше разновидностей пород. По степени переработки первич-

ного материала среди них различают две разновидности: с реликтовыми первичными структурами и полностью перекристаллизованные, в которых вся порода состоит из ромбоэдров размерами 0,08—0,1 мм, а местами до 0,2—0,3 мм.

ШУНТАРСКАЯ СВИТА

Свита сложена глинистыми сланцами с прослоями известково-глинистых сланцев, доломитов, известняков и кварцито-песчаников. В разрезах, несмотря на хорошую обнаженность, последовательность напластования пород свиты устанавливается с большим трудом, а местами это сделать вообще невозможно в результате сложной тектоники. Очень часто в пределах одного обнажения разрез разбит на отдельные блоки. Для бассейна р. Каменки разрез представляется в следующем виде (снизу): 1) темно-серые, буро-серые глинистые сланцы с прослоями черных полосчатых доломитов. Мощность пачки 25—30 м; 2) черные, темно-серые глинистые сланцы с известковыми конкрециями диаметром до 10 см, прослоями известкового песчаника. Видимая мощность 200 м; 3) черные, темно-серые сланцы с прослоями темно-серых известковистых сланцев. Видимая мощность 150 м.

Похожий разрез описан М. А. Семихатовым (1962) по р. Горбилкок, где на породах джурской свиты залегают: черные глинистые сланцы (мощность около 200 м), темно-серые, серые известковисто-глинистые сланцы с прослоями глинистых известняков (мощность 200—250 м) и черные глинистые сланцы в верхних 120—150 м с прослоями и линзами серых мелкозернистых кварцевых песчаников (мощность 400—450 м). М. А. Семихатов отмечает в разрезе пачку пестроцветных, бурых, вишнево-красных глинистых сланцев с прослоями кварцито-песчаников и алевролитов.

Преобладающие породы комплекса — темно-серые, местами черные глинистые сланцы. Темная окраска в них обусловлена присутствием органического углерода и графита (рис. 13). Содержание $C_{орг}$, по данным химических анализов, достигает 2% и более. Он может распределяться послойно или быть рассеян по всей породе в тонкодисперсном состоянии. По содержанию карбонатов среди сланцев выделяются три разновидности: глинистые, доломитисто-глинистые и известковисто-глинистые. Глинистые сланцы, не содержащие карбонатов, тяготеют к нижней части разреза. В них широко распространены слоистые текстуры со следами подводных оползаний. Местами нарушения осадка были настолько значительны, что порода приобрела брекчиевидную текстуру. Примесь алевритовых частиц, состоящих главным образом из кварца и чешуек слюды, в этой разновидности незначительна (не более 5—7%). Глинистое вещество, представленное гидрослюдой, в меньшей степени хлоритом, раскристаллизовано. Можно выделить два типа чешуек: мелкие (не более 0,008 мм в длину) монокристаллы гидрослюды и чешуйчато-волокнистые агрегаты с размерами, превышающими десятки доли миллиметра. Вторая разновидность преобладает в разрезах по р. Каменке. Она характеризуется сочетанием в породе слабо раскристаллизованного, почти изотропного глинистого вещества (до 70—80%) и кристалликов или агрегатов тонкозернистого доломита (15—20%). В породе в небольшом количестве распространены алевритовые обломки кварца, местами располагающегося послойно. Обычно в алевритовых разновидностях сланцев доломит представлен кристаллами до 0,03—0,08 мм (рис. 14). Органическое вещество в доломитисто-глинистых сланцах располагается послойно. В отдельных образцах наблюдается послойное распределение мелкозернистого доломита.

Мергелисто-глинистые сланцы в небольшом количестве распространены в разрезах свиты по рекам Ангаре и Каменке. Они характеризуются горизонтальной и полого-волнистой слоистостью, которая подчеркивается

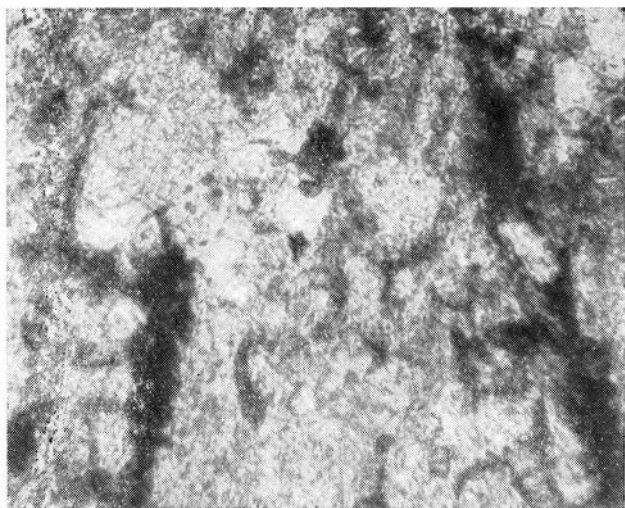


Рис. 13. Глинистый сланец с зернами кальцита и сгустками органического вещества. Шунтарская свита, р. Каменка. Обр. 631, увел. 330

последним распределением тонкокристаллических кальцита и доломита. Вне этих прослоев карбонатное вещество рассеяно в виде мелких агрегатов. По данным М. А. Семихатова (1962), в бассейне р. Горбилук встречаются зеленовато-серые, бурые, вишнево-красные глинисто-хлоритонидные, слабо известковистые сланцы, и в них широко распространены волноприбойные знаки и косая слоистость.

Прослои карбонатных пород представлены в верхней части разреза комплекса темноокрашенными в той или иной мере глинистыми известняками и доломитами. Среди них различаются мелкокристаллические и строматолитовые разновидности. Определение органического вещества в карбонатных породах, произведенное А. В. Третьяковым, показало его содержание до 18%, причем до 0,5% составляют битумы. Вторичные изменения проявляются в виде доломитизации известняков, незначительной перекристаллизации карбонатных пород и образования аутигенного кварца.

ДЖУРСКАЯ СВИТА

Разрезы свиты распространены в нижнем течении р. Каменки и в долине р. Ангара. Здесь выделены те же типы пород, что и в вышележащих толщах: хемогенно-обломочные известняки и доломиты, органогенно-обломочные известняки и доломиты, перекристаллизованные доломиты и доломитовые брекчии.

Хемогенно-обломочные известняки представлены слоистой разновидностью. Они широко распространены в разрезах по р. Ангаре, где представлены темно-серыми неясногоризонтальнослоистыми, местами косослоистыми породами, состоящими из частиц размерами 0,02—0,03 мм с участками перекристаллизации (рис. 15). Кристаллики кальцита имеют изометричную или слегка вытянутую форму в направлении слоистости. В основной карбонатной массе встречаются обломки кварца той же размерности. Известняк разбит трещинами, выполненными более крупнокристаллическим кальцитом. Различаются две системы жилков: горизонтальная и вертикальная. Горизонтальные жилки мощностью до 3—4 мм сложены зернами кальцита до 1 мм в поперечнике. Вертикальные жилки более поздние. Их мощность не превышает 2—3 мм. Размеры частиц в них от 0,05 до 1 мм. По р. Каменке известняки этой разновидности содержат повышенное количество доломита. Кроме того, в них чаще встречаются трещины усыхания (рис. 16).

Строматолитовые известняки, распространенные как по р. Каменке, так и в долине р. Ангара, сложены остатками водорослей *Conophyton* и *Collenia* (Семихатов, 1962). Они отличаются крупным столбчатым строением, обычно без ветвлений. Карбонатное вещество мелкозернистое. Некоторые микрослои обогащены обломочным материалом. Среди вторичных изменений для этих пород характерны диагенетический доломит, а также эпигенетические гидрослюда и хлорит.

Тонкозернистые в той или иной мере перекристаллизованные доломиты представлены двумя разновидностями: серой и красно-бурой. Серые, темно-серые доломиты образуют прослои и пачки (до 200 м), переслаиваясь с известняками и перекристаллизованными доломитами. Обычно в доломитах этого типа наблюдается полого-волнистая или горизонтальная слоистость, выраженная чередованием слоев серого и темно-серого цвета мощностью 0,5—2 мм. Часто наблюдаются следы подводного оползания. В породе выделяются участки двух типов: тонко- и мелкозернистые. Первые из них, составляющие 50—70% породы, сложены кристалликами не крупнее 0,01 мм. Они образуют пятна, полосы, сгустки, иногда сохраняются в слоистых участках в виде прослоев. В тонкозернистой массе присутствуют более крупные кристаллы (до 0,05—0,07 мм), а также прожилки мелкозернистого доломита мощностью в 0,05 мм. Перекристаллизованные участки мелкозернистого доломита представлены частицами с зернистой или мозаичной структурой, местами со сферолитоподобным строением. Размеры зерен в этих участках изменяются от 0,05 до 0,1 мм. В диаметре участки мелкокристаллического доломита достигают 1—5 мм. В образцах с нарушенной слоистостью наблюдается окремнение, которое проявляется или в виде хальцедоновых сопряжений и прослоев мощностью до 0,1 м или в виде жилок кварца.



Рис. 14.

Рис. 14. Глинисто-углистый сланец с кристаллами карбоната. Шунтарская свита, р. Каменка. Обр. 630, увел. 330

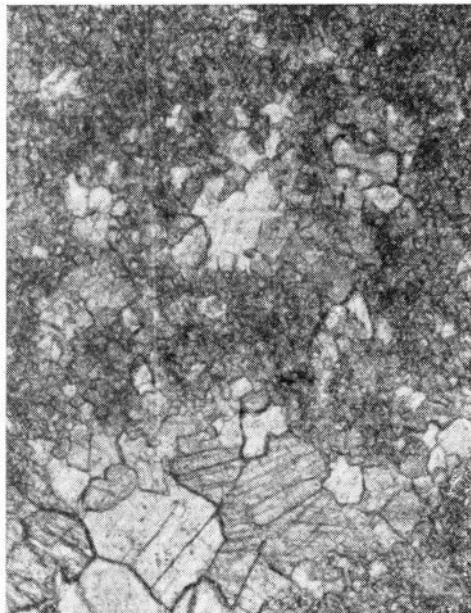


Рис. 15.

Рис. 15. Известняк с участками перекристаллизации. Джурская свита, р. Ангара. Обр. 159, увел. 225

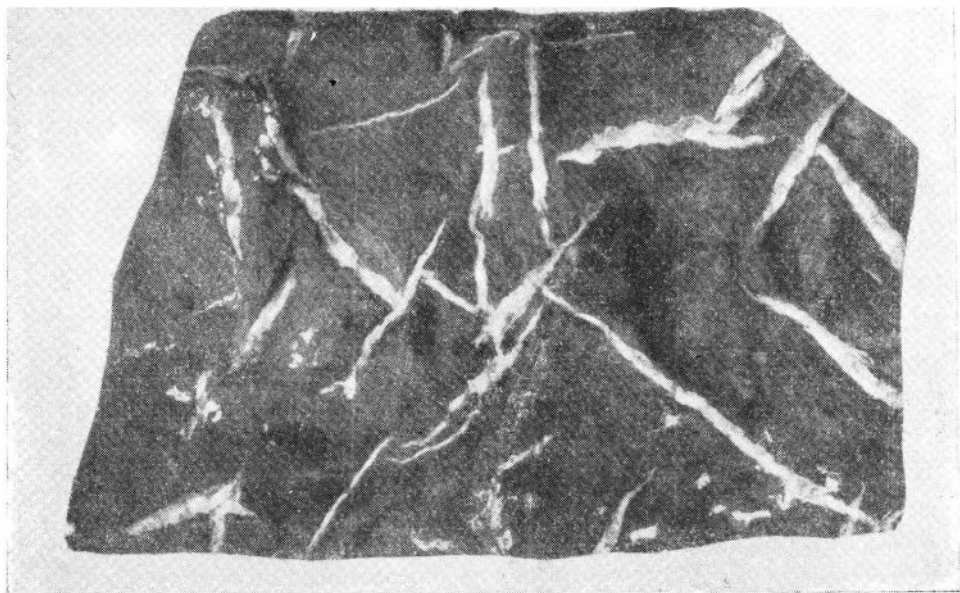


Рис. 16. Трещины усыхания в доломитовом известняке. Джурская свита
р. Каменка. Обр. 72а, увел. 1,5

Буро-красные доломиты, встречающиеся на р. Ангаре выше устья р. Каменки и у д. Бык, переслаиваются с зернистыми и строматолитовыми доломитами. В этих породах также различаются несколько разновидностей доломита. Первичные доломиты сложены мелкими кристалликами (не крупнее 0,005 мм), образующими сростки с гематитом и гидрогематитом. В перекристаллизации участвуют главным образом карбонаты. Они образуют пятна и полосы размерами до 2—4 мм, сложенные зернами в 0,01—0,02 мм. Эти участки перекристаллизации составляют до 30—40% породы. Кроме того, в красноцветных доломитах имеются гнезда размерами до 1—2 мм, располагающиеся в пределах пятен кристаллизации. В этих гнездах доломит представлен ромбоэдрами диаметром до 0,5—1 мм, причем гематит в кристаллах подчеркивает спайность карбоната (рис. 17).

Строматолитовые доломиты образуют прослои, линзы и небольшие горизонты в толще слоистых и перекристаллизированных доломитов. Обычно максимальные мощности таких горизонтов не превышают 10 м. Облик пород под микроскопом меняется в значительных пределах, так как доломиты этого типа связаны постепенными переходами с перекристаллизованными разновидностями. Среди образцов с наиболее сохранившейся органогенной структурой различаются два типа пород. Первый из них характеризуется присутствием до 50% сгустков тонкокристаллического доломита, размеры частиц которого не превышают 0,008 мм. Форма сгустков различная — от мелких пятен диаметром в 0,1 мм до вытянутых полос длиной до 1—1,5 см и высотой в 2—3 мм. Контуры сгустков округлые, но на стыке с участками перекристаллизации граница между сгустком и цементом определяется формой зерен кристаллов цементирующего вещества. Органические остатки цементируются кристаллическим доломитом с размерами зерен 0,05—0,08 мм. Участки перекристаллизации составляют 40—50% породы.

Второй тип строматолитового доломита обладает полосчатым строением. В нем наблюдается чередование полос серого, красновато-серого тонкозернистого доломита с полосами светло-серого мелкозернистого доломита. Серые полосы мощностью в 1—3 мм состоят из зерен доломита

диаметром 0,004—0,008 мм, а местами с мелкой вкрапленностью гидрогематита. Прослой с гидроокислами железа окрашены в красновато-серый цвет. Мощность прослоев мелкозернистого доломита та же, что и описанных выше. Только местами их мощность растет до 5—6 мм. Эти прослой сложены кристалликами со средним размером 0,02—0,03 м, реже диаметр зерен достигает 0,1 мм.

Типом, переходным к перекристаллизованным доломитам, является строматолитовый доломит с явно органогенной структурой в образце, но в шлифе показывающий кристаллическое строение без отчетливых органических остатков. В наблюдаемых случаях это мелкозернистая порода со средними размерами частиц 0,03 мм, но содержащая небольшие участки (из 5—10 зерен), сложенные кристалликами доломита до 0,15—0,2 мм.

В бассейне р. Каменки распространены своеобразные доломиты со флишеподобным типом переслаивания. Они образуют пачки мощностью 1—3 м, переслаивающиеся с седиментационными слоями брекчие-конгломератов. Внутри такой пачки наблюдается переслаивание двух разновидностей доломитов: серого и белого, которые образуют прослой мощностью 1—5 см. Серый доломит состоит из раскристаллизованного вещества, сложенного мозаично расположенными кристалликами доломита размерами 0,04—0,06 м. Кое-где в породе имеются изометричные участки, достигающие в диаметре 0,3—0,7 мм, в которых сохранился более мелкокристаллический доломит с частицами 0,008—0,016 мм. В породе наблюдаются жилки крупнозернистого доломита (до 0,2—0,3 мм) с зернами карбоната до 0,2 мм в поперечнике.

Прослой белого доломита отличаются лучшей раскристаллизованностью большей части карбоната. В породе преобладает доломит с размерами зерен 0,08—0,16 мм. Однако и здесь сохранились реликтовые уча-



Рис. 17

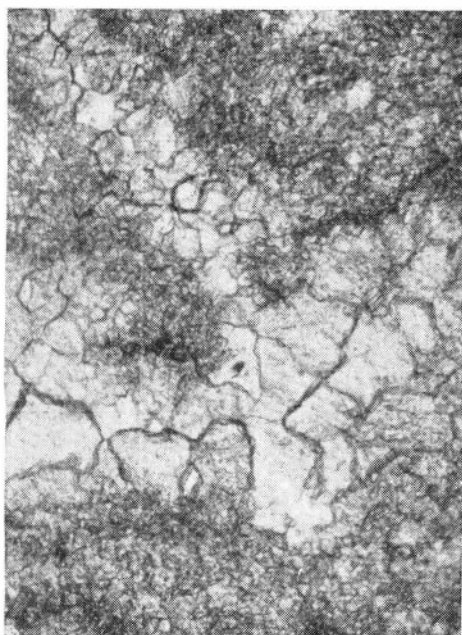


Рис. 18

Рис. 17. Пестроцветный доломит с гнездами перекристаллизации. Джурская свита, р. Ангара. Обр. 213, увел. 200

Рис. 18. Послойно перекристаллизованный доломит. Джурская свита, р. Ангара. Обр. 124, увел. 225

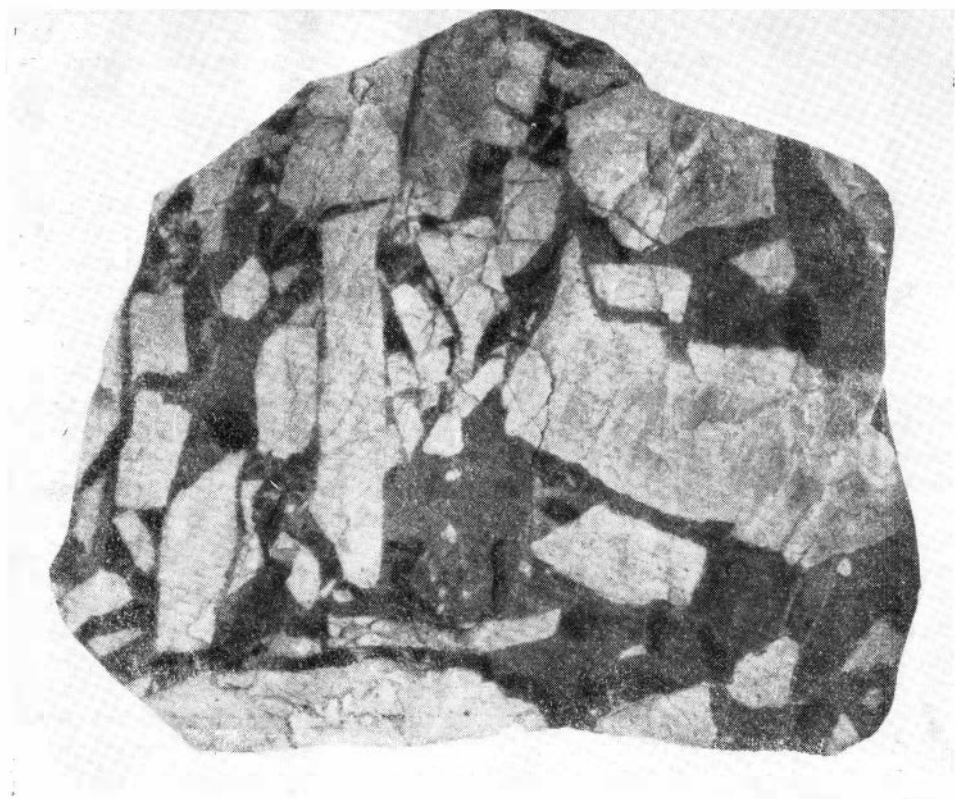


Рис. 19. Доломитовая брекчия — конгломерат. Джурская свита, р. Каменка. Обр. 637, умен. 1,5

стки до 0,5—1 см в поперечнике, центральные части которых сложены мелкозернистым доломитом (зерна в 0,008—0,016 мм), к краям переходящим в более крупнокристаллическую разность (зерна до 0,03—0,05 мм).

Доломитовые брекчие-конгломераты известны в нижнем течении р. Каменки, где они образуют ритмически переслаивающиеся начки с флише-подобными доломитами. Мощность пластов брекчие-конгломератов не превышает 5 м. В некоторых обнажениях насчитывается до пяти таких ритмов.

Описываемые породы состоят из угловатых, реже слегка окатанных обломков светло-серого, белого доломита. Размеры обломков различны: от 2—5 мм до 6—8 см по длинной оси, от 2—3 мм по короткой оси. Обломки располагаются в беспорядке (рис. 19). Цементирующее вещество, составляющее до 30—40% породы, представлено серым тонкокристаллическим доломитом.

Перекристаллизованные доломиты — продукты эпигенетической переработки доломитов других типов. Можно наметить все переходы между строматолитовыми, тонкозернистыми и другими доломитами с перекристаллизованными разностями (рис. 18). Основная масса этих пород состоит из хорошо выраженных кристалликов размерами 0,03—0,06 мм, образующими «мостовую» структуру. Местами встречаются более крупные кристаллы (до 0,1—0,3 мм). Реликтовыми участками являются сгустки и полосы тонкозернистого доломита, сохраняющиеся в отдельных прослоях. Среди вторичных минералов отмечаются отдельные кристаллы кварца. Кроме того, в породах отмечаются редкие стилолитовые швы.

Разрезы свиты сложены главным образом серо-зелеными сланцами, содержащими прослой серых и пестроокрашенных песчаников и доломитов.

Сланцы, преобладающие в разрезах по р. Ангаре, представлены двумя разновидностями: глинистой и алевроито-глинистой. Глинистые, гидрослюдистые и хлорит-гидрослюдистые сланцы распространены по всему разрезу. Они характеризуются преобладанием в породе раскристаллизованного, часто агрегативно поляризующего глинистого вещества, в котором в небольшом количестве рассеяны отдельные кристаллики хлоритоида, мелкие и угловатые обломки кварца и чешуйки слюд. Сланцы содержат небольшие кристаллы железистого карбоната, который в гипергенных условиях легко окисляется. В результате сланцы приобретают бурую, красно-бурую окраску.

Следует отметить, что в верхнем течении р. Каменки М. А. Семихатов (1962) в составе свиты описывает вишнево-красные сланцы с прослоями ожелезненных и гематизированных песчаников, в которых красные окраски могут быть седиментационного происхождения. В этих же породах отмечаются трещины усыхания. Алевроито-глинистые разновидности отличаются повышенным содержанием обломков кварца и полевых шпатов. Обычно присутствующий в них хлорит лучше раскристаллизован. Он образует чешуйки размерами 0,02—0,05 мм.

Песчаники приурочены к нижней части разреза, образуя пласты мощностью до 5 м. Во всех случаях породы относятся к мелкозернистому кварцевому типу с хорошо окатанными зернами. Обломки кремнистых пород и микроклинов составляют не более 5%. Во всех породах преобладает регенерационный кварцевый цемент, которого обычно 15—30%. Реликтовые участки цементирующего материала состоят из окисленного (в той или иной мере), железистого, почти изотропного хлорита. В случае если хлорита в породе до 5—7%, песчаник приобретает зеленовато-бурую окраску.

В песчаниках по р. Ангаре наблюдаются прослой тонкозернистых окремненных доломитов. В них преобладают зерна размерами не более 0,01 мм. Вдоль плоскостей рассланцовки размеры кристаллов доломита увеличиваются до 0,04—0,05 мм. К этим участкам приурочены зерна вторичного кварца той же размерности. Местами кварц образует жилки и агрегаты, а местами окремнение захватывает более крупные участки. В них размеры кристаллов доломита растут до 0,2—0,3 мм, а стяжения кремнистого состава образуют линзовидные прослой мощностью до нескольких сантиметров. Кремнистое вещество в них состоит из халцедона и тонкокристаллического кварца. В отдельных участках наблюдаются сферолиты халцедона размерами до 0,5 мм. Кремнистые стяжения разбиты тремя системами трещин, две из которых выполнены доломитом, а третья — кварцем, по форме зерен напоминающим кварц из доломитовой породы.

АЛАДЫНСКАЯ СВИТА

Свита сложена в основном различными типами доломитовых пород. Известняки, по данным А. В. Третьякова, образуют слой мощностью около 25 м в основании свиты. Среди доломитов А. В. Третьяков различает: слоистые и неяснослоистые, оолитовые, брекчиевидные разновидности.

Слоистые и неяснослоистые доломиты различаются по степени раскристаллизованности. Среди них можно выделить мелко-, средне- и крупнозернистые разновидности. Мелкозернистые доломиты представлены серыми полосчатыми разностями, образующими прослой и пласты мощностью в

10—15 м в толще средне- и крупнокристаллических доломитов. Полосчатость в доломитах выражена чередованием тонких прослоев светло-серого и серого цвета. Порода разбита вертикальными жилками, выполненными кварцем, доломитом и битумом (рис. 20). Основная масса породы состоит из кристалликов доломита (95—99%) размерами 0,03—0,05 мм. В жилках и гнездах присутствует доломит (5—7%), зерна которого достигают 0,3—0,4 мм. Примесь кальцита не превышает 3—5%, нерастворимого остатка не более 1—2%.

Нерастворимый остаток представлен зернами новообразованного, развитого по жилкам кварца, отдельными обломками кварца и незначительной примесью гидрослюда-хлоритового вещества.

Средне- и крупнозернистые доломиты распространены по всему разрезу, но наблюдается отчетливое увеличение размеров зерен к нижним горизонтам. Между мелко- и среднезернистыми доломитами существуют все постепенные переходы (рис. 21). Крайний в этом ряду — доломит, сложенный зернами диаметром до 0,3—0,4 мм. В них отчетливо видна спайность и двойники, обычно отсутствующие в мелкозернистых разновидностях доломитов. Эти крупные зерна, составляющие 70—80% породы, окружены, а иногда содержат более мелкие, обычно изометричные зерна менее раскристаллизованного доломита с размерами частиц не более 0,02—0,04 мм (рис. 22).

В разновидностях переходного типа наблюдается смесь зерен средней и мелкой размерности, причем распределение их в породе достаточно равномерное: участки скоплений более крупных зерен окаймляются цепочкой мелких, часто изометричных частиц (рис. 23, 24).

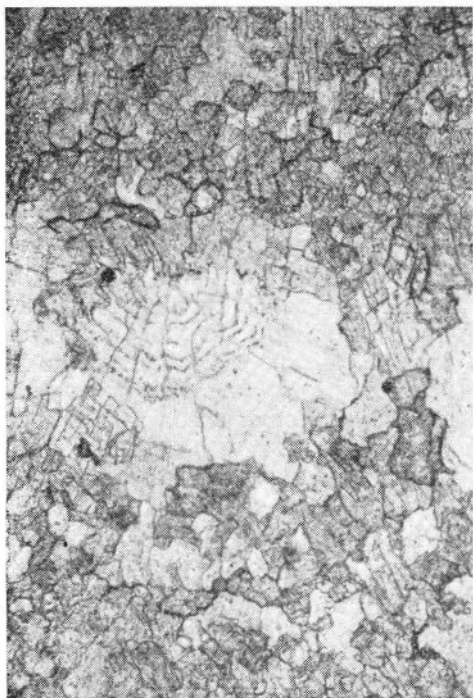


Рис. 20.

Рис. 20. Мелкозернистый доломит с жилкой кварца. В кварце видны следы коллоидной структуры. Аладьинская свита, р. Ангара. Обр. 100, увел. 225

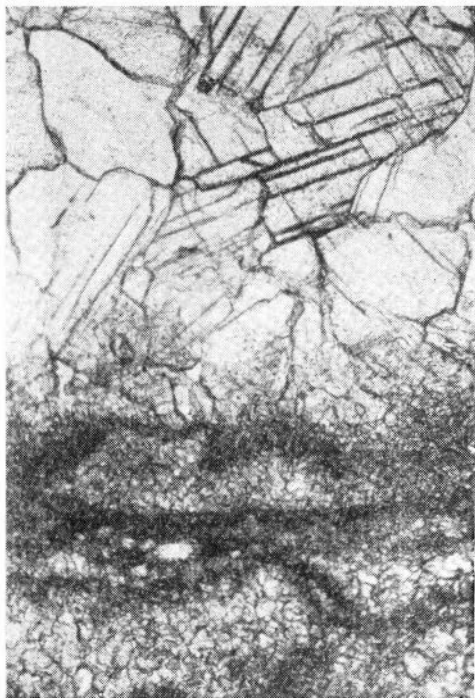


Рис. 21.

Рис. 21. Перекристаллизация мелкозернистого доломита. Аладьинская свита, р. Ангара. Обр. 96, увел. 225

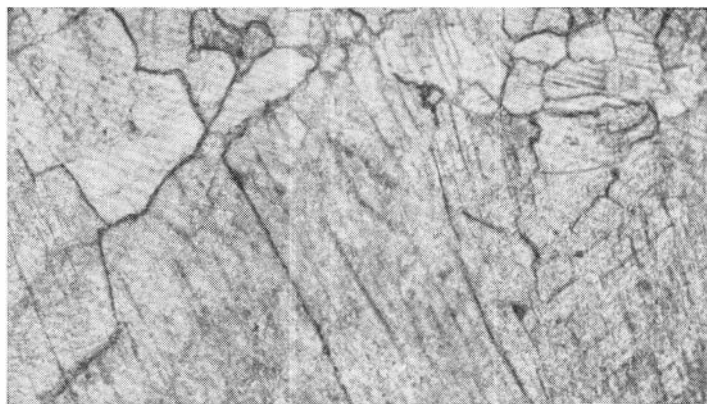


Рис. 22. Крупнозернистый доломит. Аладьинская свита, р. Ангара. Обр. 99, увел. 225

Доломит в породах этого типа преобладает. Его обычно не менее 85%. Кальцит присутствует в количестве 3—6%. Примесь терригенного материала незначительна. Повышенное количество нерастворимого остатка обычно объясняется высоким содержанием аутигенного кварца (до 7—8%). А. В. Третьяков в средне- и мелкозернистых доломитах отмечает метасоматические образования магнезита и талька. Магнезит образует в доломитах свиты гнезда и тела неправильной формы. Минерал представлен крупнокристаллической разновидностью, имеющей розетковидную структуру кристаллов. По А. В. Третьякову возникновение магнезита связано с гидротермальной деятельностью. Тальк наблюдался им в обнажении «Потоский бык» на р. Ангаре и в других местах. Он образует гнезда неправильной формы, развивающиеся вдоль крутопадающих трещин в доломитах. Характерно, что тальк в этих гнездах обычно ассоциируется с новообразованным кварцем. Чешуйки талька не превышают 0,01—0,015 мм. Оптические константы, по данным А. В. Третьякова, для этого минерала такие: $N_g = 1,583$; $N_p = 1,540$ и $N_g - N_p = 0,040$.

Доломитовые брекчии описаны М. А. Семихатовым (1962) и А. В. Третьяковым в нижней и средней частях аладьинской свиты. Они сложены угловатыми обломками средне- и мелкокристаллического доломита, которые располагаются в породе без видимой закономерности. Цементирующее вещество представлено также доломитом, но более темной окраски.

Оолитовые доломиты в верхней части разреза аладьинской свиты описаны также А. В. Третьяковым. По его мнению, они представлены светло-серыми пятнистыми породами со сложной гетеробластовой структурой. Оолиты представляют собой ядра крупнозернистого доломита, окруженные одной или двумя оболочками мелкозернистого доломита, или кварцем с оболочками того же состава. Оолиты цементируются агрегатом мелких изометричных зерен доломита с отдельными скоплениями более крупных кристаллов. Кроме того, местами наблюдаются мелкие стяжения эпигенетического тонкокристаллического кварца.

Известняки основания разреза комплекса относятся к мелкозернистым слоистым разновидностям. В них обычно в небольшом количестве присутствуют доломит и алевроитовые обломки и в переменном содержании глинистое и органично-графитовое вещество.

Глинистый материал представлен гидрослюдами и в меньшей степени хлоритом.

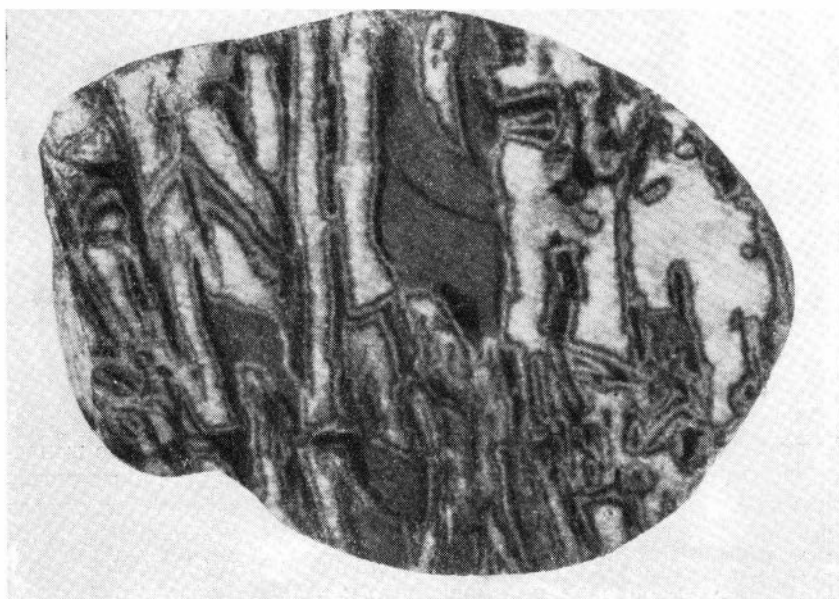


Рис. 23. Избирательная перекристаллизация в доломите, р. Ангара.
Обр. 189, умен. 1,25

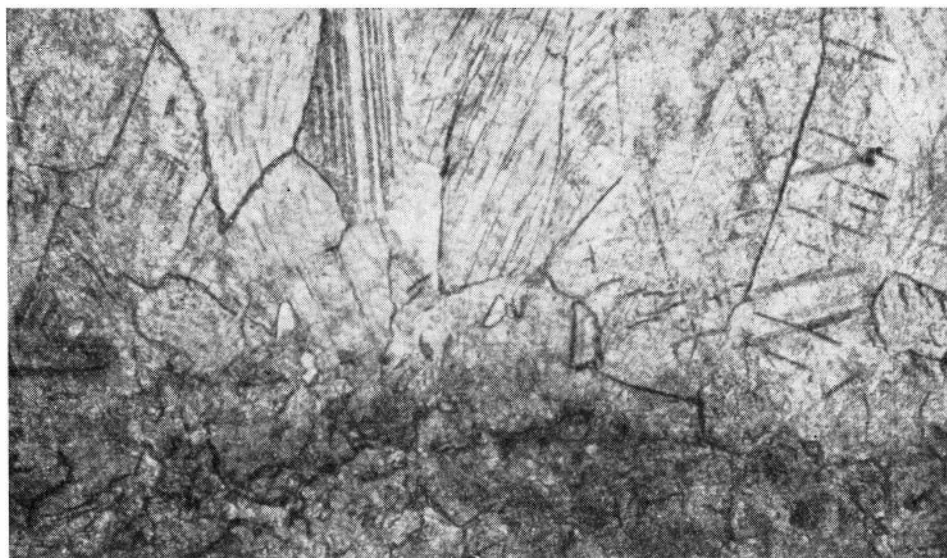


Рис. 24. Граница между участками различной степени перекристаллизации
того же образца. Увел. 225

СВИТА КАРТОЧКИ

Свита карточки сложена доломитами, известняками красными, зелеными, серыми и пестроцветными известковыми аргиллитами. О строении комплекса можно судить по наиболее полному разрезу в долине р. Ангара (рис. 25), где нижняя часть сложена главным образом полосчатыми доломитами и известняками, а верхняя — переслаиванием пестроцветных известковистых аргиллитов и известняков. По данным М. А. Семихатова (1962) и других исследователей, эта последовательность наложения не поддерживается в соседних районах. Так, в бассейне р. Большой Пит верхняя часть комплекса может быть сложена известняками, а нижняя — пестроцветными аргиллитами.

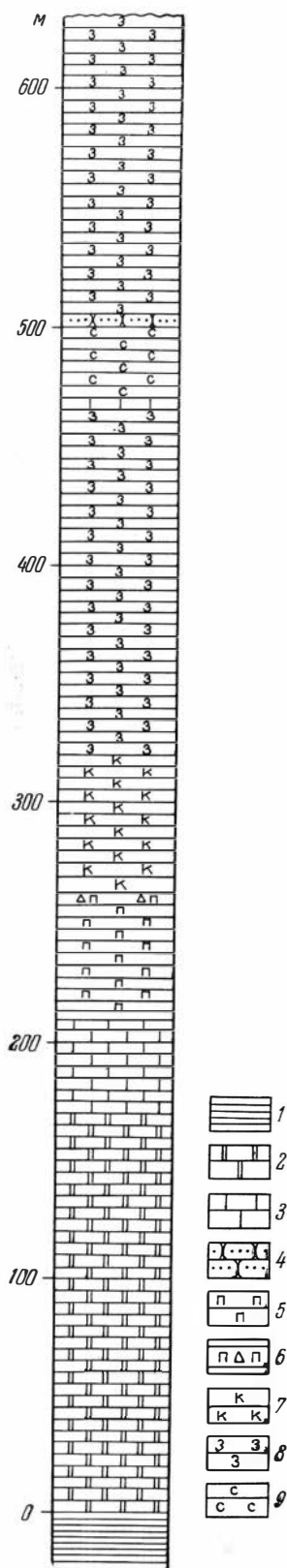
Доломиты комплекса представлены разностями, содержащими 70—90 % доломитовой составляющей и не более 13—15 % кальцита. Примесь алевроито-глинистого материала незначительна. Обломки состоят главным образом из кварца и чешуек хлорита, реже — полевого шпата. Глинистое вещество состоит из гидрослюда. В шлифе доломит обнаруживает различную кристалличность на разных участках: преобладают скопления кристаллов в 0,2—0,25 мм. Между ними располагаются зерна не крупнее 0,02—0,03 мм. Местами можно наблюдать послойную перекристаллизацию, причем в отдельных прослоях кристаллы имеют до 1 мм в поперечнике.

Известняки, встречающиеся как в верхней, так и в нижней частях разреза, относятся к доломитизированным, глинистым разностям. По степени раскристаллизации карбонатного вещества их следует отнести к мелко- и тонкозернистым типам. Глинистое, а местами железистое вещество располагается по плоскостям слоистости, образуя в породе полосчатость, характерную для всех пород свиты.

Аргиллиты различаются по окраске и примеси обломочного материала. По этому признаку выделяются пестроцветные и красные алевроитистые аргиллиты, серо-зеленые алевроитистые и алевролитовые аргиллиты. Пестроцветные и красные аргиллиты, содержащие до 5—7 % гидрогоматита и гетита, сложены тонкозернистым кальцитом и слабо раскристаллизованным гидрослюдисто-хлоритовым веществом. Примесь

Рис. 25. Строение свиты карточки в долине р. Ангара (обн. 35)

1 — сланцы погоройской свиты, 2 — мелко- и среднезернистые доломиты, 3 — доломитизированные известняки, 4 — кварцито-песчаники, 5 — пестроцветные известковистые аргиллиты, 6 — то же, брекчированные, 7 — красноцветные известковистые аргиллиты, 8 — зеленые известковистые аргиллиты, 9 — серые известковистые аргиллиты



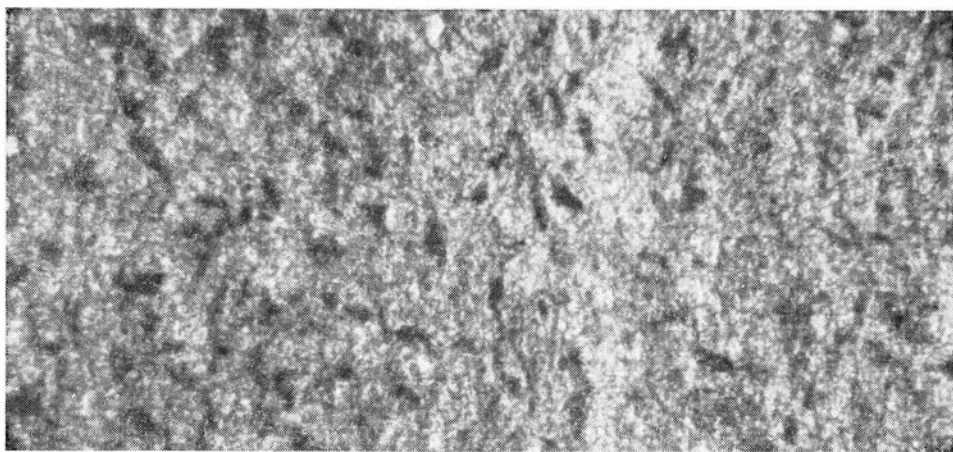


Рис. 26. Слабо перекристаллизованный пестроцветный аргиллит. Свита карточки, р. Ангара. Обр. 177, увел. 330

кварцевого алевролитового материала незначительна (2—5%). Характерна его раскристаллизация с образованием линзовидных скоплений, имеющих мозаичную структуру. Окислы железа — кальцит и глинистые минералы — располагаются послойно, причем слоистость нередко имеет линзовидный или прерывисто-горизонтальный характер (рис. 26). Иногда в породе встречаются ромбоэдри железистого карбоната, определенного А. В. Третьяковым как железистый доломит.

Зеленовато-серые, серые и зеленые аргиллиты имеют те же особенности строения, что и предыдущая разновидность, но отличаются большим количеством хлорита. Для красноцветных и серо-зеленых аргиллитов свойственна очень слабая степень перекристаллизации карбонатного материала. Здесь, по видимому, сказывается «тормозящее» действие окислов железа и глинистого вещества.

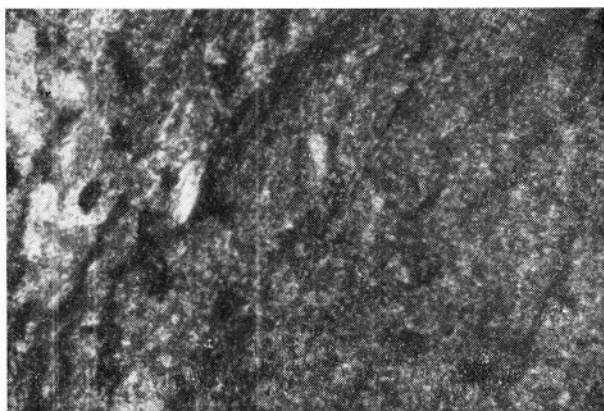
ПОГОРЮЙСКАЯ СВИТА

Отложения свиты распространены в верхнем течении р. Каменки и в долине р. Ангара. Для этой свиты характерно переслаивание серо-зеленых сланцев, кварцевых песчаников и алевролитов.

Серо-зеленые полосчатые сланцы сложены тонкораскристаллизованным глинистым веществом с незначительным количеством алевритового материала. В глинистом веществе до 40—50% гидрослюда и до 30—35% тонко-чешуйчатого хлорита. Алевритовый материал состоит чаще всего из кварца с размерами зерен в среднем 0,05—0,1 мм. Неодинаковое содержание гидрослюда, хлорита и алевритового материала в отдельных прослоях мощностью до 2—3 мм создает рисунок горизонтальной слоистости. Структура пород — пелитовая и микролепидобластовая. Как примесь в глинистой массе присутствуют мелкие кристаллики пирита, рассеянные по всей породе, а иногда идиоморфные кристаллики железистого карбоната с размерами по длинной оси до 0,2 мм. По количеству глинистого и алеврито-песчаного материала среди сланцев различают: собственно глинистые, алеврито-глинистые и песчано-алеврито-глинистые разности. В разрезах преобладают песчано-алеврито-глинистые сланцы.

Песчаники и алевролиты относятся к кварцевому и полевошпат-кварцевому типам. Кварцевые алевролиты и кварцевые мелко- и среднезернистые песчаники приурочены к верхней части разреза. Это светлоокрашенные породы, в которых 65—70% обломков и 30—33% цемента, более

Рис. 27. Филлитизированный глинистый сланец. Удере́йская свита, р. Ангара, выше пос. Мотыгино. Обр. 231, увел. 200



95 % кварца и около 3—5 % полевого шпата. Обломочный материал несет следы гравитационного уплотнения. Цемент состоит из регенерационного кварца и кальцита. В породах преобладают конформно-регенерационные структуры и сланцеватые текстуры. В алевролитах сланцеватость выражена параллельным расположением чешуек гидрослюд, хлорита и черных примазок графита.

УДЕРЕ́ЙСКАЯ СВИТА

Удере́йская свита в долине р. Ангара представлена алеврито-глинистыми филлитизированными сланцами, местами с заметной горизонтальной слоистостью, с прослоями олигомиктовых алевролитов и мелкозернистых песчаников. Слоистость в сланцах вызвана неравномерным чередованием прослоев: то более богатых, то обедненных алевритовым материалом. В наиболее обогащенных прослоях его количество достигает 20 %. Алевритовые частицы состоят из кварца, полевых шпатов и хлорита. Глинистое вещество представлено раскристаллизованными гидрослюдами и хлоритом (рис. 27). Хлорит местами образует агрегаты, напоминающие псевдоморфозы по кристаллобластам темноцветов. Часть гидрослюдистого вещества перешла в серицит. Наиболее ярко это проявляется вдоль плоскостей сланцеватости.

ВЫВОДЫ

Разрез верхнедокембрийских отложений юго-восточной части Енисейского кряжа по характеру вторичных изменений разделяется на ряд зон: глубинного эпигенеза, раннего метagenеза и позднего метagenеза (табл. 2).

Зона глубинного эпигенеза включает дашкинскую свиту. Преобладающие в разрезе известняки слабо затронуты перекристаллизацией, которая лучше проявляется в оолитовых, строматолитовых и обломочных карбонатных породах. Глинистые сланцы, занимающие подчиненное положение в строении свиты, рассланцованы слабо. Следы метаморфизма в этой зоне проявляются в образовании пластовой отдельности, трещинок, располагающихся перпендикулярно слоистости, и в заполнении их кальцитовым материалом.

Зона раннего метagenеза включает значительную часть разреза. В нее входят отложения от нижнеангарской до красногорской свиты. Вторичные, метаморфические изменения осадочных пород здесь проявляются в двух формах — затушевывания осадочных признаков и образования новых минералов. Для глинистых и железистых пород характерна отчетливо выраженная рассланцовка, местами с мелкими дизъюнктивами, разбивающими толщу на блоки. Рассланцовка и дизъюнктивы затушевывают первичную слоистость пород. Одновременно в этих породах идет процесс образования

Схема вторичных изменений в верхнедокембрийских отложениях юго-восточной части Енисейского кряжа

Свиты	Породообразующие обломочные минералы и агрегаты	Седиментационные (хемогенные и органогенные) минералы	Диagenетические минералы	Эпигенетически преобразованные минералы	Эпигенетические минералы новообразования	Продукты начального метаморфизма	Зоны вторичных изменений
Дашкинская	Кварц, полевые шпаты, кальцит, доломит (?), обломки известняка	Кальцит, органическое вещество	Доломит, пирит, кальцит	Коррозия кварца, полевых шпатов, перекристаллизация кальцита	Гидрослюда, хлорит, кварц	Редкие жилки кальцита, пластообразная отделимость	Глубинного эпигенеза
Нижнеангарская	Кварц, полевые шпаты, обломки руд, каолинит	Кальцит, окислы железа	Доломит, хлориты, гематит, сидерит	Коррозия окислами железа и карбонатами обломочных минералов, перекристаллизация хлоритов, карбонатов	Гидрослюда, хлорит, кварц	Магнетит, пирофиллит, хлоритоид, слабо выраженная сланцеватость	Раннего метатенеза
Дадьктинская	Кварц, полевые шпаты, обломки доломитовых пород	Доломит (?)	Пирит	Перекристаллизация доломита и пирита	Гидрослюда, хлорит, альбит	Жилки доломита, сланцеватость	
Серого ключа	Кальцит, доломит, полевые шпаты, кварц, обломки карбонатных пород	Кальцит, доломит	Пирит, доломит	Перекристаллизация карбонатов, коррозия обломочного материала	Гидрослюда, хлорит, кварц	Сланцеватость, жилки кальцита и кварца	
Шунтарская	Кварц, полевые шпаты	Кальцит, органическое вещество	Пирит, доломит, окислы железа	Перекристаллизация карбонатов, глинистого вещества	Гидрослюда, хлорит, кварц	Графит, серицит, сланцеватость, жилки кварца	
Джурская	Кальцит, доломит, кварц, полевые шпаты	Кальцит, доломит, окислы железа	Доломит, пирит	Перекристаллизация карбонатов, окислов железа	Гидроокислы железа, хлорит, гидрослюда, халцедон	Магнетит, брусит	
Красногорская	Кварц, полевые шпаты, слюда	Окислы железа, доломит	Пирит	Перекристаллизация доломита	Кварц, халцедон, гидрослюда, хлорит	Хлоритоид, жилки кварца	Позднего метатенеза
Аладинская	Кварц, полевые шпаты, доломит	Доломит, кальцит	Доломит	Перекристаллизация карбонатов (мраморизация пород)	Кварц, гидрослюда, хлорит	Магнетит, талек	
Карточки	Кварц, полевые шпаты, хлорит	Кальцит, окислы железа	Пирит, железистый доломит	Перекристаллизация карбонатов, глинистых минералов, коррозия кварца	Гидрослюда, хлорит, гематит, кварц	Частичная перекристаллизация кварца	
Погорюйская и улейская	Кварц, полевые шпаты, ренге слюда	?	Пирит, железистый доломит	Перекристаллизация глинистых минералов, коррозия кварца	Гидрослюда, хлорит	Графит, серицит, хлорит, частичная перекристаллизация кварца,	

новых минералов. Они появляются уже в самых верхних частях зоны. Так, в породах нижнеангарской свиты в числе новообразований метаморфической стадии возникают пирофиллит, хлоритоид и магнетит. Для свит, сложенных глинистыми породами, характерно постепенное нарастание вниз по разрезу сланцеватости и увеличение количества серицита, графита, жилок кварца и карбонатов; отдельные горизонты обогащаются хлоритоидом. Карбонатные породы испытывают перекристаллизацию, постепенно нарастающую вниз по разрезу. Участки перекристаллизации нередко перерабатывают жилки кальцита. В зонах разломов, где гидротермальная деятельность проявилась сильнее (тела магнезита с тальком и бруситом), участки перекристаллизации окаймляют реликты неизмененных пород.

Зона позднего метабенеза включает аладинскую свиту, свиту карточки, а также погоройскую и удерейскую свиты. Карбонатные породы в этой зоне испытывают полную перекристаллизацию, которую можно назвать частичной мраморизацией, так как отдельные участки пород преобразованы в крупнокристаллические агрегаты. В этих условиях перерабатываются все следы слоистых структур и текстур, кварцевые и карбонатные жилки и начинается перекристаллизация обломочного материала. Процесс перекристаллизации замедляется в породах, обогащенных глинистым и железистым материалом (свита карточки), однако переработка обломочного материала имеет место и здесь.

Сланцевые породы в условиях позднего метабенеза преобразуются в типичные глинистые сланцы, местами с признаками филлитизации, в которых наблюдается заметная перекристаллизация гидрослюдисто-хлоритового, кварцевого и органического материала. Однако еще сохраняется более 50% осадочных компонентов.

Разрез этой части Енисейского кряжа интересен и в том отношении, что здесь наблюдается переслаивание мощных толщ терригенно-глинистых и карбонатных пород. Это дает возможность оценить стойкость различных типов пород в зонах эпигенеза и метабенеза. Характерно, что глинистые толщи показывают меньшую устойчивость в обстановке повышенных температур и давлений. Они раньше, чем карбонатные породы, приобретают признаки метаморфических пород. Карбонатные породы (известняки и доломиты) испытывают в этих условиях незначительную перекристаллизацию, которая, кроме того, тормозится в случае заметных примесей глинистых и железистых компонентов. Примером этого может служить свита карточки. Существенное увеличение зерен карбонатных пород отмечается только в зоне позднего метабенеза.

ЛИТЕРАТУРА

- Семихатов М. А. Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа.— Труды ГИН АН СССР, вып. 68, 1962.
Шрок Р. Последовательность в свитах слоистых пород. ИЛ, 1950.

ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ ПОСТДИАГЕНЕТИЧЕСКИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД СИБИРИ

Фактические материалы, изложенные в предыдущих статьях, характеризуют разрезы осадочных толщ различного возраста, состава и структурно-тектонического положения. Эти материалы позволяют в значительной степени дополнить существующие представления о факторах преобразования осадочных пород, а для некоторых типов разрезов эти стороны постседиментационного преобразования описать впервые.

Как известно, факторами преобразования осадочных пород являются подземные воды, давление, температура и геологическое время (Pettijohn, 1949; Gilbert, 1949; Heald, 1950а, б; Flawn, 1953; Коссовская, Шутов, 1956; Рухин, 1953а, б, 1956; Страхов, 1953, 1957; Sujkowski, 1958, и др.). Влияют также первичный состав пород и мощность слоя.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Процессы вторичных изменений и прежде всего эпигенеза теснейшим образом связаны с циркулирующими в породах подземными водами (Коссовская, Логвиненко, Шутов, 1957; Шутов, 1960). Связь эта выражается в однотипичности подмеченной этими исследователями эпигенетической зональности осадочных пород и химической зональности подземных вод. Выказывалось даже мнение (Шутов, 1960), что эпигенетические минералы позволяют проследить историю последних. По данным Г. Н. Перозио¹, формирование цементов на ранних этапах эпигенеза всецело связано с подземными водами.

В отличие от пород, стадийность изменения которых можно проследить, «воды», как отметила В. Б. Торгованова, «являющиеся подвижной частью земной коры, отражают лишь последний этап геологического развития, нивелирующий особенности предыдущих этапов...» (Торгованова и др., 1960, стр. 204). Рассмотрим некоторые примеры.

Подземные воды мезозоя изученного района Западно-Сибирской плиты — это часть огромного артезианского бассейна, который складывается семью водоносными комплексами, разделенными относительно водоупорными и водоупорными толщами. На востоке эти последние выклиниваются, в связи с чем водоносные комплексы объединяются между собой. По окраинам артезианского бассейна мезозойские отложения насыщены низкоминерализованными (1—3 г/л) азотными водами гидрокарбонатно-

¹ См. статью Г. Н. Перозио в настоящем сборнике (стр. 5—69).

натриевого типа, которые, метаморфизуясь по направлению к центральной части бассейна, преобразуются в минерализованные (до 61,8—80 г/л) метановые воды хлор-кальциевого типа (Равдоникас и др., 1958; Торгованова и др., 1960).

По разрезу Западно-Сибирского артезианского бассейна с увеличением глубины возрастает и минерализация подземных вод. В. Б. Торгованова и другие авторы (1960) выделяют четыре гидрогеологические зоны (сверху вниз):

1. Зону интенсивного водообмена, которая характеризуется развитием вод гидрокарбонатно-натриевого состава, гидрокарбонатно-натриевого типа с метано-азотными и азотными газами.

2. Зону значительного водообмена, в пределах которой развиты воды хлоридно-натриевого состава гидрокарбонатно-натриевого типа с азотно-метановыми газами.

3. Зону замедленного водообмена, где развиваются воды хлоридно-натриевого состава хлоридно-кальциевого типа с растворенными в них метановыми газами.

4. Зону застойного режима, в которой распространены воды хлоридно-кальциево-натриевого состава хлоридно-кальциевого типа с растворенными в них метановыми газами.

На исследованной территории наименее минерализованные воды были встречены в разрезах Касской и Елогуйской опорных скважин. О. В. Равдоникас и другие (1958) выделяют здесь один водоносный комплекс. В разрезе Касской опорной скважины пресные воды с минерализацией 0,2—0,6 г/л прослеживаются до глубины 1150 м, включая меловые отложения; ниже, в породах средней юры, встречены слабосоленоватые воды с минерализацией 1,1—2,7 г/л. Все воды гидрокарбонатно-натриевого типа. Температура вод повышается от 14 (глубина 900 м) до 36° (глубина 1600 м).

В разрезе Елогуйской опорной скважины пресные и слабосоленоватые воды гидрокарбонатно-натриевого типа с минерализацией 0,3—2,8 г/л прослеживаются до глубины 1150 м, включая меловые отложения. В юре вскрыты солоноватые воды с минерализацией 4,4—10,5 г/л; тип вод хлоридный кальциевый (Равдоникас и др., 1958). Температура вод повышается от 10,7 (550 м) до 40° (1700 м). Низкую минерализацию вод О. В. Равдоникас объясняет близостью области питания.

В разрезах Тымской, Парабельских, Нарымских, Пудинской, Ново-Васюганской и Сургутской скважин Н. А. Романченко и Б. П. Ставицкий выделяют три водоносных комплекса.

Первый водоносный комплекс включает подземные воды тюменской свиты. Минерализация вод колеблется от 29,7 до 61,8 г/л. Состав вод преимущественно хлоридный кальциево-натриевый, тип хлоридно-кальциевый. Лишь в Сургутской скважине были встречены хлоридно-натриевые воды гидрокарбонатно-натриевого типа с минерализацией 16 г/л. Состав газа азотно-метановый и метановый. Пленки нефти были встречены в Пудинской опорной скважине, нефть — в Ново-Васюганской и Сургутской. Температура вод от 72 до 115° С.

Второй водоносный комплекс включает подземные воды тарской и княгининской свит. Минерализация вод колеблется от 5,45 до 21,2 г/л. Состав вод хлоридный кальциево-натриевый, тип вод хлор-кальциевый. Состав газа метановый и азотно-метановый. Температура колеблется от 64 до 95° С.

Третий водоносный комплекс включает подземные воды покурской, кузнецовской и итатской свит. Минерализация вод колеблется от 4,6 до 17,6 г/л. По составу воды хлоридно-натриевые и хлоридно-кальциево-натриевые, по типу хлор-кальциевые. Растворенные газы азотно-метанового состава. Температура вод 46—71° С, в верхней части до 27° С.

В большей части изученных разрезов Центрального Приобья метаморфизация вод происходит постепенно: на глубинах 700—2000 м развиты сильно солоноватые воды, которые входят в зону интенсивного и значительного водообмена; ниже 2300—2400 м и до 3000 м развиты соленые воды и рассолы, которые можно отнести к зонам замедленного водообмена и застойного режима (по Торговановой и др., 1960). Исключение составляют разрезы Тымской и Сургутской опорных скважин; в первой низкая минерализация подземных вод (до 2400 м) объясняется (Равдоникас и др., 1958) влиянием мощного подземного потока со стороны Чулымо-Енисейского района; во второй уменьшение минерализации и изменение солевого состава вод (Ростовцев и др., 1958) связано с преобразованием органического вещества.

Характерно изменение рН в подземных водах: пресные и слабосолоноватые воды гидрокарбонатного типа имеют рН от 7,7 до 8,4; у хлоридных вод высокие значения рН до 8,4 отмечают для слабоминерализованных вод; с увеличением минерализации рН уменьшается до 7—6,3; последние значения характерны для сильно соленых вод и рассолов.

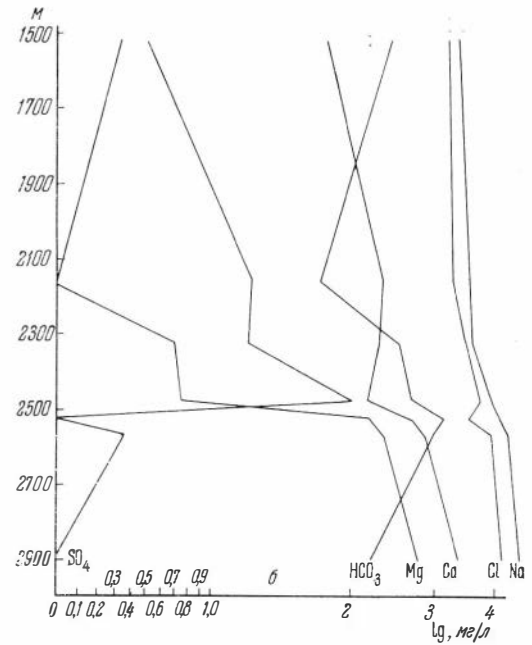
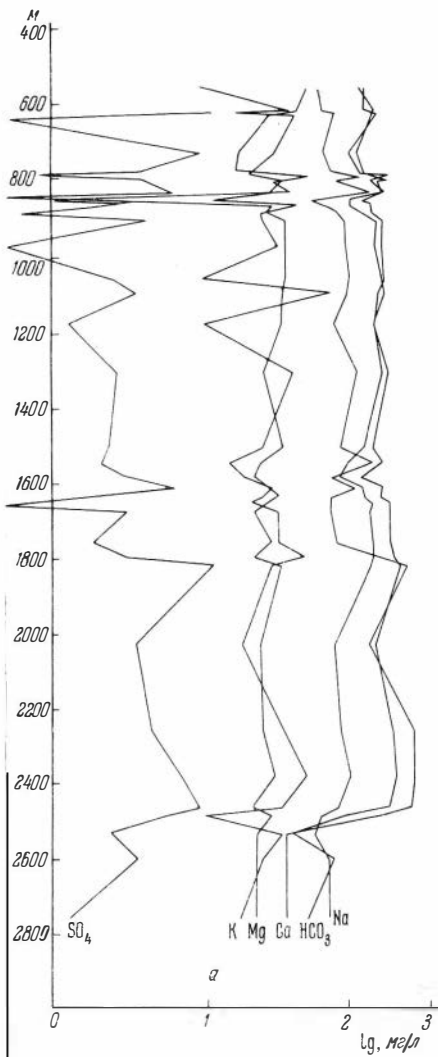
Рассмотрим два вопроса: о влиянии состава вмещающих толщ на формирование подземных вод и о влиянии подземных вод на преобразование состава вмещающих толщ.

Взгляды гидрогеологов на формирование вод Западно-Сибирского артезианского бассейна противоречивы. В. Б. Торгованова и другие (1960) полагают, что изменение химизма подземных вод связано с многократным впитыванием и отжиманием вод глинистыми толщами. По мнению Б. П. Ставицкого, состав подземных вод почти не зависит от состава и фациальной природы вмещающих их пород, а обусловлен временем, динамикой подземных вод, наличием органического вещества и битумов.

И. В. Гармонов, А. В. Иванов, В. М. Сугробов (1961) считают, что при формировании химического состава вод изменение ионного состава происходит за счет растворения солей в процессе диффузии или в результате нарушения адсорбционного равновесия. Обогащение растворимыми солями происходит в основном при циркуляции вод в растворимых или хорошо проницаемых породах. При фильтрации через глинистые толщи происходит выщелачивание последних и катионный обмен. Работами последних лет показано, что перемещение солей через глинистые толщи может происходить как путем фильтрации, так и путем диффузии; исследователи отмечают значительные скорости диффузионных процессов, при которых глины полностью освобождаются от хлоридов и сульфатов; в их составе уменьшается количество Na^+ и Mg^{2+} и увеличивается количество Ca^{2+} . Для выяснения взаимосвязи подземных вод с глинистыми породами было проведено исследование поглощенного комплекса глинистых пород (обр. 45) Тымской опорной скважины в пределах глубин 556—2766 м. Результаты исследований приведены на рис. 1.

Химические анализы по разрезу Тымской опорной скважины показывают, что в подземных водах содержание иона Na^+ увеличивается с глубиной от 1516,8 до 20142,5 мг/л, в то время как в поглощенном комплексе количество этого иона на два порядка ниже и понижается с глубиной от 274,8—144,4 до 83,6—62,8 мг/л, скачок этот наблюдается на глубине ниже 2000 м. Ион Ca^{2+} ведет себя аналогично: очень низкое содержание Ca^{2+} отмечено в подземных водах на глубине 1515—1530 м — 55,4 мг/л; с глубиной содержание Ca^{2+} увеличивается вначале постепенно до 710,6 мг/л (глубина 2561—2567 м) и затем резко — до 2904 мг/л (2900 м); в поглощенном комплексе на глубинах 556—1550 м содержание Ca^{2+} колеблется в пределах 122,5—304,37 мг/л, ниже его значения более высокие и колеблются от 166,94 до 412,43 мг/л; резкий скачок в сторону уменьшения наблюдается на глубинах 2477 и 2529 м; в первом случае содержание иона Ca^{2+} составляет 98,2, во втором — 29,46 мг/л.

Рис. 1. Характер распределения ионов в аммонийных вытяжках из глин (а) и природных водах (б) Тымской опорной скважины. (Составила Г. Н. Перозно.)



Содержание Mg^{2+} в подземных водах на глубинах 1515—2488 м ничтожно и составляет 2,6—6,6 мг/л; ниже на глубинах 2526—2532 м его количество увеличивается в сотни раз и составляет 159—606,5 мг/л; в поглощенном комплексе содержание Mg^{2+} примерно одинаково, незначительно уменьшаясь с глубиной от 43,4—20,82 до 17,89—11,9 мг/л.

Количество иона Cl^- в подземных водах увеличивается с глубиной от 2267,9 (глубина 1515—1530 м) до 37901,4 мг/л; содержание Cl^- в поглощенном комплексе не определялось.

Ион SO_4^{2-} в подземных водах составляет от 2,5 до 17,4 мг/л; лишь в одном случае (2473—2488 м) количество SO_4^{2-} повысилось до 107,8 мг/л, в низах разреза на глубинах от 1535 до 2905 м ион SO_4^{2-} либо не был обнаружен, либо содержался в незначительном количестве (2,5 мг/л). В поглощенном комплексе ион SO_4^{2-} составляет 0,4—3,7 мг/л и реже 4,9—11,07 мг/л; на глубине 2477—2488 м его количество равно 4,9 мг/л, а в нижней части разреза колеблется от 1,2 до 2,9 мг/л.

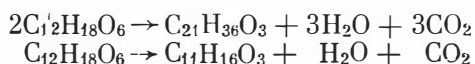
Содержание иона HCO_3^- колеблется незакономерно, вначале увеличиваясь в пределах 54,9—1439,6 мг/л (до глубины 2526 м) и затем уменьшаясь от 963,8 до 164,7 мг/л. В поглощенном комплексе HCO_3^- ведет себя аналогично, вначале незакономерно увеличиваясь с глубиной в пре-

делах 48,8—567,3 мг/л и затем уменьшаясь вначале до 250,1 мг/л (2466—2488 м), а потом резко до 73,2—30,5 мг/л в самых низах разреза.

Резкое изменение в составе поглощенного комплекса соответствует изменению минералогического состава и преобразованию глин в аргиллиты. Приведенные материалы показывают, что данные по поглощенному комплексу можно использовать для суждения о степени преобразования глинистых пород.

В зернистых породах на ранних стадиях изменения происходит внутрислойное растворение ряда минералов: темных слюд, роговой обманки, биотита, граната, сфена; растворяются также полевые шпаты, из которых особенно неустойчивыми являются плагиоклазы; на более поздних стадиях растворяется кварц. Все это способствует обогащению вод ионами Mg^{2+} , Fe^{2+} , Mn^{2+} , Ca^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , а также малыми элементами: Ti, Ni, Co, Cr, Pb, Zn, Cu и др. А. В. Копелиович полагает, что процессы растворения темноцветных минералов и деанортизация плагиоклазов способствует преобразованию вод хлор-натровых в хлор-кальциевые.

Возможно, вторичный характер гидрокарбонатно-натровых вод в Сургутской скважине обусловлен преобразованием органического вещества. Из схемы преобразования органического вещества по А. Ф. Добрянскому:



видно, что с образованием воды минерализация будет уменьшаться, а pH подземных вод в связи с формированием CO_2 увеличивается. Этот факт имеет место: если рассолы тюменской свиты во всех разрезах имели pH порядка 7,2—6,3, то в Сургутской скважине pH возросло до 8,4. О том, что гидрокарбонатные воды — явление вторичное, свидетельствует также комплекс глубинно-эпигенетических минералов, многие из которых аналогичны наблюдаемым в разрезах с сильно минерализованными водами.

Специфика образующихся аутигенных минералов имеет определенную связь с солевым составом, минерализацией и температурой подземных вод. Так, с зоной развития пресных и слабо солоноватых вод с низкой минерализацией совпадают зона глинизации в зернистых породах и зона неустойчивого комплекса глинистых минералов в глинистых породах. Наиболее четко это отмечается в разрезе Касской опорной скважины. Низкая минерализация вод, невысокие температуры не способствуют даже развитию железисто-магнезиального кальцита, так широко развитого в районе Центрального Приобья.

В верхней части разрезов Тымской, Парабельских, Нарымских, Пудинской, Ново-Васюганской и Сургутской скважин с зонами интенсивного и значительного водообмена совпадают зона глинизации и карбонатных цемента в зернистых породах и зона неустойчивого комплекса глинистых минералов, т. е. зона, претерпевшая начальный эпигенез. Как показали исследования, проведенные на Усть-Балыкском месторождении, появление вторичных цементов выполнения (Fe-хлорит, каолинит, титанистые минералы, Mg—Fe-кальцит и частично кварц) связано с выпадением из растворов и коллоидов, переносимых подземными водами.

С зонами развития хлоридных высокоминерализованных (20—61,8 г/л) термальных (62—115°С) подземных вод совпадают зоны развития устойчивого комплекса глинистых минералов в глинах, а также зоны альбито-кварцево-хлоритовая и кварцево-серицитовая, т. е. зона глубинного эпигенеза. Аналогичное совпадение было отмечено А. Г. Косовской для Западного Верхоянья и Вилюйской впадины.

Это влияние растворов, близких по составу подземным водам, было экспериментально доказано Н. И. Хитаровым (1953); он показал, что при температуре 200°С и давлении 100 атм начинается взаимодействие

кварца с водой; при воздействии водным раствором $\text{NaCl} + \text{NaHCO}_3$ (0,25 н) растворимость этого минерала возрастает в сотни раз. Этим же автором (Хитаров, 1957) показано, что при действии воды на плагиоклазы выщелачивается только альбитовая часть.

На территории Западно-Сибирской плиты в зоне развития хлоритных вод растворяются кварц и плагиоклазы и формируются кварц, альбит, магнезиально-железистый хлорит, диксит и диоктаэдрическая гидрослюда. Как было отмечено выше, рН подземных вод здесь колеблется в пределах 7,2—6,3 и редко достигает до 7,8 и выше.

Подземные воды перемещаются также по трещинам, микродизъюнктивам и разломам. Разнообразные нарушения наблюдались во всех изученных регионах. Как правило, трещины и зоны разломов залечены новообразованными минералами. Характерно, что последние также обнаруживают определенную зональность. Так, в разрезе наиболее молодых палеоген-неогеновых и мезозойских отложений Западно-Сибирской плиты в зоне начального эпигенеза в трещинах были обнаружены Fe-монтмориллонит, каолинит и Са-сидеронлезит (Казанский и др., 1960), кальцит, Mg-Fe-кальцит и в зоне глубинного эпигенеза — кальцит и Са-Fe-доломит (Г. Н. Перозио). На территории Кузбасса в разрезе верхнего и среднего палеозоя А. В. Ваном в трещинах зафиксированы в зоне начального эпигенеза кальцит, в зоне глубинного эпигенеза кварц и альбит и в зоне раннего метагенеза — густая сеть кварцево-альбитовых жилков, иногда в ассоциации с Mg-Fe-хлоритом.

Возможно также воздействие гидротермальных растворов. Так, следы карбонатизации, окварцевания, эпидотизации в среднем девоне Минусинской котловины связываются с воздействием поствулканогенных гидротерм.

Кварцевые жилы, связанные с зонами дробления, встречены в разрезе верхнего докембрия Енисейского кряжа. В наиболее дислоцированных участках они имеют значительные мощности и содержат золото (Богданович, 1962). В областях, несколько удаленных от этих районов, они представлены жилками молочно-белого кварца, имеющими сложное строение и небольшие мощности. Какие-либо околожилльные изменения в них отсутствуют. Особенно характерны кварцевые жилки этого типа для сланцево-филлитовых толщ. В карбонатных породах распространены как кварцевые, так и карбонатные жилки. Кварцевые жилки стратиграфически тяготеют к нижним частям разреза (ниже джурской свиты), тогда как жилки кальцита и доломита связаны с карбонатными толщами всего разреза верхнего докембрия. Характерно, что состав жилок преимущественно кальцитовый, но в доломитовых толщах обнаруживаются жилки кальцево-магнезиальных карбонатов. По-видимому, карбонатные жилки образованы низкотемпературными растворами, которые перераспределяли материал в известняковых и доломитовых толщах.

С гидротермальной деятельностью А. В. Третьяков связывает образование магнезита и талька, которые были установлены в отложениях аладинской свиты Енисейского кряжа. Новообразования талька и магнезита распространены в виде гнезд и штокверков, ассоциируясь с кварцем и реликтовым доломитом. Тальк в гнездах образует лучистые агрегаты. Кварц встречен в небольших изометричных скоплениях в тальке или в виде небольших неправильных цепочек. Магнезит, так же как и тальк, приурочен к доломитам и, как показал А. В. Третьяков, всегда тяготеет к дизъюнктивным зонам. Кристаллы магнезита представлены крупнокристаллической разностью с розетковидной структурой кристаллов до 10—15 мм в поперечнике. Кроме того, магнезит и брусит в аналогичных проявлениях известны в отложениях джурской свиты.

ДАВЛЕНИЕ

Различаются два типа давления: гидростатическое и тангенциальное. Влияние гидростатического давления нагрузки лучше всего наблюдать в платформенных разрезах. На территориях Западно-Сибирской низменности и Вилюйской впадины в отложениях юры и мела воздействие давления отчетливо чувствуется уже на глубинах 1500—2000 м и усиливается вниз по разрезам. Его влияние на зернистые породы устанавливается по деформации обломков глинистых сланцев, эффузивов, пластинок слюды, по появлению волнистого угасания sdвойникованных плагиоклазов и кварца. С глубиной увеличивается количество катаклазированных зерен этих минералов. Растворение под давлением кварца и полевых шпатов и регенерация этих минералов приводят к образованию структур гравитационного уплотнения и появлению микростилолитов. В глинистых породах с глубиной изменяется минералогический состав и глины переходят в аргиллиты. Исчезновение монтмориллонита и аргиллитизация глин в платформенных разрезах устанавливается на глубинах 2000—2500 м. В карбонатных породах этому интервалу отвечает перекристаллизация кальцита и доломита, а также появление полисинтетических двойников.

Вычисленные гидростатические давления, которые испытывают породы, находящиеся под нагрузкой толщ от 100 до 3200 м, колеблются от 10 до 700—800 атм. Для стадии начального эпигенеза, которая устанавливается в платформенных разрезах до глубин 2000—2300 м, нагрузки составят 10—500 атм, а для стадии глубинного эпигенеза — 500—800 атм в условиях платформ (для глубин 3000—3200 м), увеличиваясь до 900—1400 атм в межгорных впадинах и геосинклиналях. Гидростатическое давление, вычисленное для стадий метабенеза и начального метаморфизма, определяется цифрами 1400—1700 атм и более.

Одностороннее давление, имеющее место главным образом в прогибах и геосинклиналях, обуславливает появление сланцеватых текстур, кливажа, микродизъюнктивов и пр. В зонах проявления дизъюнктивной тектоники, кроме расщеливания передки случаи появления открытых трещин, заполняемых в дальнейшем минералами новообразований.

ТЕМПЕРАТУРА

Значение температуры отмечено для всех стадий породообразования. На территории Западно-Сибирской низменности величины температур изменяются от 1,7 до 135° С (Равдоникас и др., 1958; Маврицкий, 1960; Торгованова и др., 1960). Наиболее низкие температуры установлены в Елогуйском и Касском районах. Здесь температуры на глубинах 440—850 м варьируют от 10,7 до 14° С, а на глубинах 1500—1700 м достигают 30—36° С. В центральной части низменности температуры увеличиваются от 13° С на глубине 200 м до 55° С на глубине 1500—1600 м и до 93—115° С — на глубине 2500—3000 м.

По данным Б. П. Ставицкого, геотермический градиент в мезозойских отложениях Западно-Сибирской низменности неодинаков: в Касском районе он самый низкий — 2,1, а на остальной территории колеблется от 3,4 до 4,2, увеличиваясь к центральным частям низменности. В. Б. Торгованова и другие (1960) считают, что Западно-Сибирская низменность относится к области с повышенными геотермическими условиями, определяющимися глубинным теплом.

Все эти сведения дают основание предполагать, что процессы начального эпигенеза происходили при температурном режиме до 55° С, а глубинного эпигенеза при 55—135° С. А. Г. Коссовская (1962) полагает, что в Вилюйской впадине для стадии глубинного эпигенеза температуры

были не менее 55—65° С. Эти данные согласуются со сведениями А. В. Копелиовича (1965), который считает температуру образования эпигенетического кварца около 55° С.

Для территории Минусинской котловины современный геотермический градиент по данным глубинного бурения равен 2,2—3,06° С, снижаясь к окраинам до 1,35—1,85° С. Исходя из этих величин, можно предполагать максимальные температуры для стадии глубинного эпигенеза 110° С, метакенеза 110—140° С, для начального метаморфизма свыше 140° С.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ВРЕМЯ

Существует достаточный материал, указывающий на роль геологического времени при вторичных процессах. А. В. Копелиович, А. Г. Коссовская, В. Д. Шутов (1961) приводят такие данные: в наиболее древних палеозойских породах граница между начальным и глубинным эпигенезом проходит на глубине 1000 м; в мезозое эта граница спускается примерно до 2500 м; в палеоген-неогеновых породах признаки глубинного эпигенеза не были обнаружены на глубинах ниже 5000 м. Отмечается также, что само по себе геологическое время не играет роли, если одновременно не воздействуют факторы давления и температуры, т. е. породы не погрузились на значительные глубины. Геологическое время имеет значение для пород лишь на большой глубине. Таким образом, чем дольше они занимают это положение, тем ошутимее и преобразования.

В изученных платформенных отложениях мезозоя (Западно-Сибирская плита, Вилюйская впадина) граница между начальным и глубинным эпигенезом проходит на глубинах порядка 2000—2200 м, заметно поднимаясь до 1500—1600 м при приближении к передовому (Предверхоанье) прогибу. Нижняя граница зоны глубинного эпигенеза в отложениях мезозоя на платформах не установлена: вскрытые бурением отложения на глубинах 3000—3200 м не выходят из зоны глубинного эпигенеза.

Глубина погружения пород девона, претерпевших глубинно-эпигенетические изменения (Минусинская котловина), достигала 3450—5100 м, соответственно раннеметагенетические — 5100—5560 м и позднеметагенетические — более 6300 м. Современная граница между ранним и поздним метакенезом здесь прослеживается на глубине 2330 м. В условиях геосинклинали (Енисейский кряж) в отложениях рифея верхняя граница раннего метакенеза проходит на глубине 2000 м, позднего метакенеза — 4000 м и регионального метаморфизма — 7000—8000 м.

Приведенные данные показывают, что границы между зонами в различных тектонических регионах в разновозрастных отложениях проходят на разной глубине (современный уровень). В более древних породах эта граница в одинаковых тектонических регионах проходит на меньшей глубине. Отмечается колебание в глубинах между зонами порообразования для пород разного состава.

РОЛЬ СОСТАВА ПОРОД

Зависимость характера преобразования пород от их состава отмечалась в литературе неоднократно (Heald, 1956a, б; Каледа, 1955; Коссовская и др., 1960; Копелиович и др., 1962 и др.).

Терригенные породы в зонах эпигенеза и метакенеза ведут себя по-разному в зависимости от наличия и состава первичного цемента. Как было отмечено ранее (Коссовская и др., 1955, 1957), преобразование пород начинается с изменения цемента.

Породы, содержащие большое количество первично-глинистого цемента (40—50%), ведут себя в зоне эпигенеза как глины: на ранних этапах вокруг обломков появляется тонкая раскристаллизованная пленка, на бо-

лее поздних начинается перекристаллизация в порах. Однако полной перекристаллизации всего цемента с возникновением индивидуализированных укрупненных чешуек не происходит. Минералогический состав первично-глинистого цемента часто близок к составу переслаивающихся глин; изменяется он так же, как и состав глин — с формированием в зонах глубинного эпигенеза и метagenеза диоктаэдрической гидрослюда и хлорита. Изменение глин на платформах происходит постепенно: на глубинах 1500—1800 м глины переходят в аргиллитоподобные глины, а ниже, с 1900—2100 м, — в аргиллиты. Они уплотняются, перестают размокать в воде, из их состава исчезают разбухающие минералы. В зоне метagenеза и начального метаморфизма они преобразованы в глинистые сланцы, филлиты, серицитовые сланцы.

В породах с первично-карбонатным цементом происходит перекристаллизация последнего. Размеры возникающих кристаллов обусловлены как размерами пор, так и наличием глинистой примеси; при большом содержании последней степень перекристаллизации ослабевает, в связи с чем иногда остаются пелитоморфные неперекристаллизованные разности. Наличие карбонатных цемента часто приводит к формированию коррозионных структур. Максимальная коррозия и регенерация плагиоклаза и кварца наблюдаются при кальцитовом цементе. Степень их уменьшается с увеличением в составе цемента глинистого материала, и в глинистом и железисто-глинистом цементе регенерация почти не наблюдается. Интенсивность коррозии обломков также снижается, особенно при наличии дисперсных окислов железа. Перекристаллизация известняков выражена тем меньше, чем больше в них примеси глинистого материала, гидроокислов и окислов железа и органического вещества. Сравнительно легко перекристаллизовывается и ангидритовый цемент.

Породы с незначительным количеством первично-глинистого цемента и без него являются вмещающим вторичных цемента и аутигенных минералов: здесь формируются железистые и магнетитово-железистые хлориты, карбонаты, монтмориллонит и каолинит, кварц и альбит, диккит и диоктаэдрическая гидрослюда.

Разнообразные структурные преобразования и парагенезы аутигенных минералов возникают в различных по составу породах. Так, в олигомиктово-кварцевых породах развиты либо процессы регенерации, либо процессы растворения кварца, что обуславливает появление регенерационно-мозаичных и конформно-мозаичных структур. Комплекс аутигенных минералов здесь обычно объединен: это кварц, иногда глинистые минералы (каолинит, хлорит). В аркозах наблюдаются конформные и инкорпорационные структуры. Основными вторичными минералами здесь являются кварц и альбит.

В граувакковых аркозах и полевошпатовых граувакках комплекс новообразований и характер изменений близки. При их уплотнении наблюдается регенерация кварца и реже плагиоклаза, катаклаз последних или пластическая деформация; происходит частичное растворение под давлением обломков кварца, эффузивов, кремней, реже полевых шпатов; обломки глинистых сланцев и эффузивов испытывают пластическую деформацию. В этих породах наблюдается очень пестрый характер вторичных структур и наиболее обильны новообразования. В связи с изменчивостью состава, пятнистым распределением кварца возникают пятнистые вторичные структуры: на одном участке наблюдается срастание нескольких регенерированных зерен кварца с образованием регенерационно-мозаичной структуры, а в другом — растворение кварца или эффузивов, вдавливание последних в поры с образованием конформных и инкорпорационных структур. Помимо хемогенных цемента выполнения из новообразований здесь отмечены: карбонаты, хлорит, альбит, кварц, анатаз, рутил, турмалин, каолинит, диккит, диоктаэдрическая гидрослюда.

В граувакках развита инкорпорационная структура за счет растворения и пластической деформации обломков глинистых сланцев и кварцитов; регенерация кварца носит узколокальный характер; ассоциация эпигенетических минералов: карбонаты, каолинит, кварц, диоктаэдрическая гидрослюда. В пиробикластитах преобладают деформационная и инкорпорационная структуры. Среди эпигенетических минералов — хлорит, гематит, рутил, сфен, эпидот.

При изменении микалитов возникает обилие глинистых минералов (монтмориллонит и хлорит) и коррозионные структуры. В алевролитах более развиты процессы растворения обломочных зерен; при этом удаляется тонкая пленочка первично-глинистого цемента и формируются прочно сцементированные породы с конформно-мозаичной структурой.

Различия в составе пород, обусловленные различием условий их формирования, сохраняются в значительной степени в период эпигенеза и начального метаморфизма. Соответственно меняется и характер вторичного минералообразования. Так, хлорит охотнее формируется в породах морского генезиса; при этом возникает ассоциация магнетиального хлорита и диоктаэдрической гидрослуды. Наличие окислов железа в пестроцветных породах лагунного и континентального генезиса задерживает хлоритизацию; в континентальных породах хлорит появляется на очень больших глубинах в крайне незначительном количестве.

ВЛИЯНИЕ МОЩНОСТИ СЛОЯ НА ПРЕОБРАЗОВАНИЕ ЗЕРНИСТЫХ ПОРОД

В зернистых породах, не содержащих первичного цемента, интенсивность преобразования пород увеличивается с уменьшением мощности слоя. Песчаники и алевролиты среди аргиллитов, мергелей и известняков в процессе общего уплотнения находятся под постоянным воздействием растворов, переносимых подземными водами. При этом происходит цементация их хемогенными веществами, которая начинается с контактов в кровле и подошве слоев.

На ранних этапах эпигенеза свободные поровые пространства легко выполняются коллоидными и насыщенными растворами, за счет которых формируются вторичные глинистые и карбонатные цементы. Последние образуют разной мощности (от миллиметров до 1, реже 2 м) зоны на контактах с глинами, мергелями и известняками. При такой цементации тонкие пластинки могут полностью сцементироваться; в более мощных многометровых пластах остается неизменной или изменяется слабо средняя часть. Формирование таких зон происходит не всегда.

На поздних стадиях эпигенеза изменениям подвергаются не только поровые пространства, но и обломочные компоненты самих пород — кварц, полевые шпаты, обломки кремней, глинистых сланцев, эффузивов. Указанная зависимость наблюдается и здесь, хотя специфика изменений различна для более мощных и тонких пластов, для песчаников и алевролитов. Анализ этой зависимости проведен по разрезу Тымской опорной скважины. Для подсчета отобраны образцы песчаников и крупнозернистых алевролитов с незначительным (около 10%) количеством хлоритового или глинистого цемента. Производился подсчет количества кварца и полевых шпатов с определением количества растворенных под давлением, регенерированных и неизмененных зерен. Общее количество зерен для каждого минерала принималось за 100% (рис. 2).

Как показали подсчеты, в кровле и подошве пластов резко увеличивается интенсивность процесса регенерации; характерна полная регенерация зерен кварца с образованием более широких нарастаний до 0,035—0,064 мм. Одновременно отмечается большая интенсивность этих процессов для кварца и значительно меньшая для полевых шпатов. Процессы

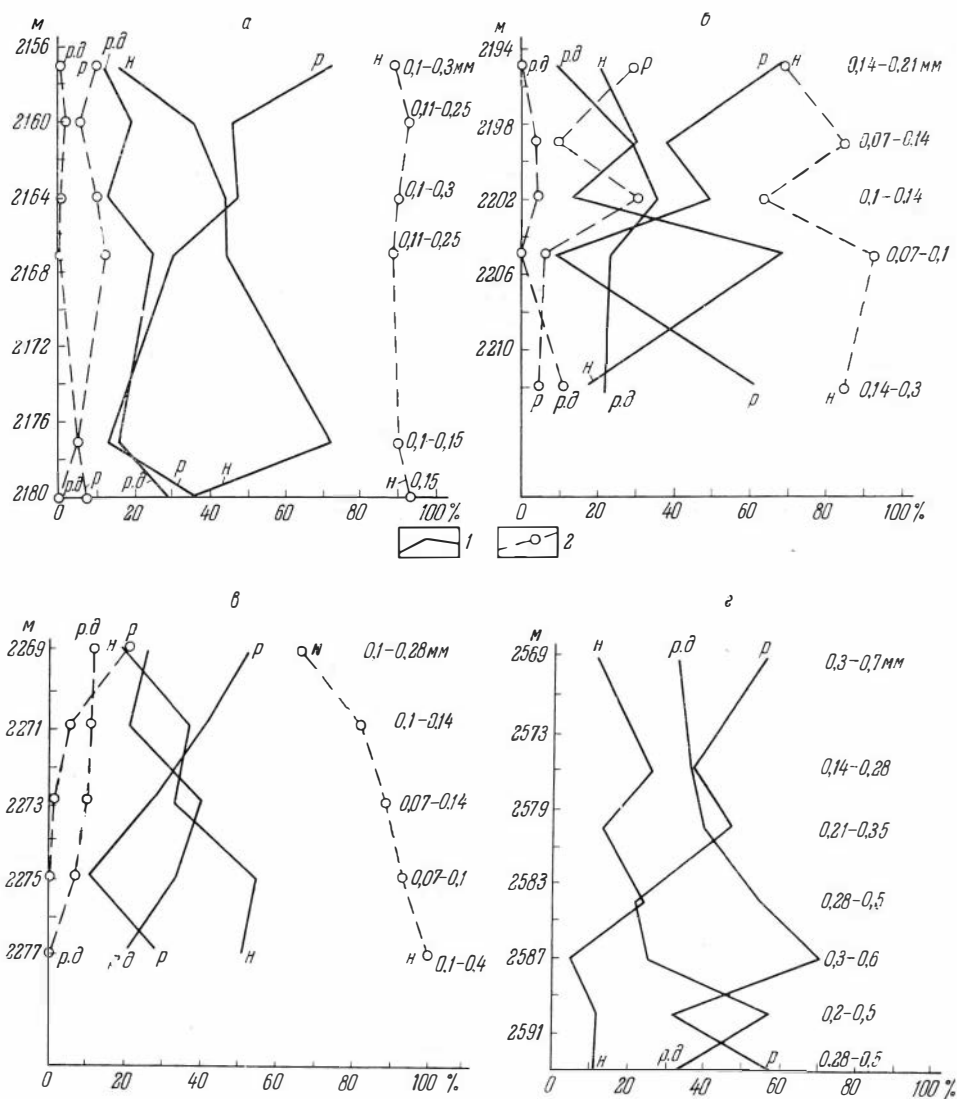


Рис. 2. Характер процессов регенерации и растворения в пределах пластов песчаников. (Составила Г. Н. Перозио.)

а, б, в, г — мощные пласты песчаников, р — регенерация, р.д — растворение под давлением, н — неизменные зерна

1 — для кварца, 2 — для плагиоклаза

растворения увеличиваются в средней части пластов, а также с глубиной и обычно более интенсивны в алевролитах. Процессы регенерации здесь ослабевают, каемки становятся тоньше, возникая на отдельных участках зерна и не превышая 0,007—0,014 и реже 0,02 мм; как правило, грани здесь редки. Таким образом, различная направленность процессов обуславливает разнообразие преобразований на одних и тех же глубинах: если тонкие пласты и тем более микрослойки вследствие растворения под давлением преобразуются в почти сливные алевролиты и песчаники, то в более мощных пластах еще сохраняются слабо уплотненные породы с остаточной, несколько измененной пористостью. Близкие данные по характеру регенерации в пласте получены Фюхтбауэром (Füchtbauer, 1961).

В девоне Минусинской котловины, в тонких прослоях и в микрослоях терригенных пород среди мергелей и известняков происходит еще более глубокое преобразование терригенного материала. В алевролитах наблюдается полное растворение основных плагиоклазов, мелких зерен кварца, плагиоклаза и регенерация их более крупных зерен. Возникают кварцево-альбитовые равномернозернистые породы, относящиеся к типу «слив-ных» алевролитов. Это явление описывается В. Д. Шутовым как результат эпигенетического перераспределения вещества, в результате которого породы расслаиваются на жесткие — песчаниковые и алевролитовые и пластичные — аргиллитовые прослои (Шутов, 1962). Вследствие этого степень изменения пород может значительно меняться по разрезу в зависимости от характера их слоистости.

На основании изложенного можно сделать следующие выводы: 1) в начальные этапы эпигенеза основным фактором видоизменения терригенных пород на платформах являются подземные воды, в связи с чем целесообразно начальный эпигенез называть «катагенезом» (по А. Е. Ферсману); 2) в более поздние этапы факторами преобразования пород платформенных регионов являются давление, температура и подземные воды; 3) в передовых прогибах и геосинклиналях ведущий фактор преобразования — тангенциальное давление; 4) различие в первичном составе обуславливает появление и разнообразно преобразованных пород; 4) прослои малой мощности изменяются быстрее, чем более мощные.

ЛИТЕРАТУРА

- Богданович В. А. Некоторые закономерности размещения золотого оруденения Советского месторождения в Енисейском кряже.— Изв. высш. учебн. завед. Горн. журнал, № 4, 1962.
- Гармонов И. В., Иванов А. В., Сугробов В. М. Подземные воды юга Западно-Сибирской низменности и условия их формирования. Изд-во АН СССР, 1961.
- Казанский Ю. П., Перозин Г. Н., Соколова М. Ф. Об эпигенетическом монтмориллоните из мезозойских отложений Западно-Сибирской низменности.— Докл. АН СССР, 1960, 135, № 4.
- Каледа Г. А. К вопросу о перекристаллизации карбонатных пород.— Вопросы минералог. осадочных образ., т. II. Львов, 1955.
- Копелиович А. В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы.— Труды ГИН, вып. 121, 1965.
- Копелиович А. В., Коссовская А. Г., Шутов В. Д. О некоторых особенностях эпигенеза терригенных отложений платформенных и геосинклинальных областей.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 6.
- Копелиович А. В., Меньяйленко П. А. О вторичных изменениях и минеральных новообразованиях в породах семилукского горизонта района Арчеды.— Изв. высш. учебн. завед., геология и геофизика, 1962, № 8.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Характер изменения терригенных пород при эпигенезе (позднем диагенезе) и начальном метаморфизме в условиях геосинклинальной зоны.— Вопросы по минералог. осадочных образ., т. II. Львов, 1955.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Зоны эпигенеза в терригенном комплексе мезозойских и верхнепалеозойских отложений Западного Верхоянья.— Докл. АН СССР, 1955, 103, № 6.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Характер и распределение минеральных новообразований в разрезе мезозойских отложений Западного Верхоянья.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 5, 1956.
- Коссовская А. Г., Логвиненко Н. В. и Шутов В. Д. О стадиях 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 Вилюйской впадины.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, вып. 34.
- Коссовская А. Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилюйской впадины и Западного Верхоянья.— Труды ГИН, вып. 63. Изд-во АН СССР, 1962.
- Маврицкий Б. Ф. Геотермическая зональность Западно-Сибирского артезианского бассейна.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 3.

- Равдоникас О. В., Розин А. А., Ростовцев Н. Н. Подземные воды Западно-Сибирской низменности по данным глубокого бурения.— Труды СНИИГГиМС, вып. 1, 1958.
- Ростовцев Н. Н., Алескерова З. Т., Крицук Т. С., Ли П. Ф., Равдоникас О. В. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности.— Труды ВСЕГЕИ, 1958.
- Рухин Л. Б. Основы литологии. Гостоптехиздат, 1953а.
- Рухин Л. Б. Окаменение осадочных отложений.— Вестн. Ленингр. гос. ун-та, 1953б, № 7.
- Рухин Л. Б. О некоторых закономерностях эпигенеза.— Вопросы минерализ. осадочных образований, кн. 3 и 4. Изд. Львовск. ун-та, 1956.
- Страхов Н. М. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования.— Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 5.
- Страхов Н. М. Стадии образования осадочных пород и задачи их изучения.— В кн. «Методы изучения осадочных пород», т. 1. М., 1957.
- Торгованова В. Б., Дуброва Н. В., Кругликов Н. М., Лозовский М. Р., Помаркацкий М. А. Воды и газы палеозойских и мезозойских отложений Западной Сибири. Л., Гостоптехиздат, 1960.
- Хитаров Н. И. Экспериментальная характеристика устойчивости кварца и миграции кремнезема в гидротермальных условиях.— Труды IV совещ. по эксперимент. минерал. и петрограф., вып. 2. М., 1953.
- Хитаров Н. И. Химическая природа растворов, возникающих в результате взаимодействия воды с горными породами при повышенных температурах и давлениях.— Геохимия, № 6, 1957.
- Шутов В. Д. Эпигенетическая зональность палеозойских и рифейских отложений Пачелмского прогиба.— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXXV (6), 1960.
- Шутов В. Д. Зоны эпигенеза в терригенных отложениях платформенного чехла.— Изв. АН СССР, серия геол., 1962а, № 3.
- Шутов В. Д. О некоторых специфических чертах прогрессивного эпигенеза в условиях платформенной области.— Уч. зап. Ленингр. гос. ун-та, № 310, серия геол. наук, вып. 12. Вопросы литологии и палеогеографии, 1962б.
- Flawn P. Petrographic classification of argillaceous sedimentary and low-grade metamorphic rocks in subsurface. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, v. 37, No 3 1953.
- Füchtbauer H. Zur Quarzneubildung in Erdöllagerstätten. Sonderdruck aus «Erdöl und Kohle» Ergas. Petrochemie. 14. Jahrgang. 1961.
- Gilbert Ch. M. Cementation of some California tertiary reservoir sands.— J. Geol., v. 57, No 1, 1949.
- Heald M. T. Authigenesis in West Virginia sediments.— J. Geol., v. 58, No 6, 1950.
- Heald M. T. Cementation of simpson and St. Peter sandstones in parts of Oklahoma, Arkansas and Missouri.— J. Geol., v. 64, No 1, 1956а.
- Heald M. T. Cementation of Triassic arcoses in Connecticut and Missouri.— Geol. Soc. Amer. Bull., 67, No 9, 1956б.
- Pettijohn F. J. Litification and diagenesis.— Sedimentary rocks. N. Y., 1949.
- Sujkowski Zb. L. Diagenesis.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, v. 42, No 11, 1958.

О НЕОЭЛЮВИАЛЬНЫХ ПРОЦЕССАХ
В КАРСТОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ
АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ

Среди отложений, слагающих складчатые сооружения Алтае-Саянской области, широко представлены карбонатные, кремнисто-карбонатные и терригенно-карбонатные породы позднедокембрийского и нижнепалеозойского возраста. В ряде областей распространения данных толщ (Горная Шория, Кузнецкий Алатау, отчасти Восточный Саян) развит древний карст в виде котловин, воронок и других карстовых образований глубиной до 100—150 м, выполненных рыхлыми отложениями. Возраст этих отложений определяется ориентировочно как верхнемеловой — палеоген-неогеновый. Карстовые депрессии заполнялись продуктами выветривания карбонатов, а также изверженных пород (долеритов, порфиритов, базальтов и др.) и глинисто-кремнистых сланцев. С карстовыми отложениями Алтае-Саянской области связаны проявления и в некоторых случаях месторождения таких полезных ископаемых, как железо-марганцевые руды, природные пигменты, фосфориты, иногда бокситы.

Не все из перечисленных выше рудных образований являются непосредственно переотложенными продуктами выветривания; формирование большинства из них в той или иной мере было связано с процессами, действующими в карстовых полостях уже после накопления карстовых отложений. Наиболее активными среди этих процессов были инфильтрационные, связанные лишь с переносом материала в растворах. В то же время здесь происходило глубокое разложение алюмосиликатных минералов, т. е. по существу повторное, более глубокое выветривание, отвечающее формированию неоэлювия (Полынов, 1934).

Неоэлювиальные процессы интенсивно проявились в карстовых отложениях на участке Мазульского месторождения известняков (хребет Арга в районе г. Ачинска). Закарстованные в приповерхностной части (до глубины 60—80 м) известняки венда здесь залегают в ядре антиклинальной складки, крылья которой сложены на востоке глинисто-кремнистыми сланцами низов кембрийского разреза, а на западе — более молодыми зеленокаменноизмененными диабазами. На выходах сланцев и диабазов процессы выветривания не шли далее дезинтеграции пород, реже — образования сапролитов. В зоне контакта известняков с указанными выше алюмосиликатными породами на последних развита уже значительно более проработанная кора выветривания, достигающая мощности 30—40 м и представленная в верхней части глинистым (каолинитово-гидрослюдистым) структурным элювием. Карстовые глины имеют каолинитовый состав, иногда с примесью гидрослюд и реже монтмориллонита. Они образованы продуктами разрушения главным образом изверженных бескварцевых пород (диабазов, порфиритов, долеритов, микрогаббро). Среди описанных глин встречаются многочисленные залежи природных пигментов

(мумий) и железо-марганцевых руд. Эти залежи можно подразделить на первичные и вторичные, переотложенные склоновыми процессами. Формы первичных залежей (жилы, линзы, неправильные ветвящиеся тела) и характер отложения соединений железа и марганца указывают на их образование в результате инфильтрационных процессов. Судя по наличию блоков частично или полностью отбеленных карстовых глин, здесь имело место разложение алюмосиликатных пород с высвобождением окислов железа и марганца. Разложение алюмосиликатов доказывается также фактом широкого развития своеобразных брекчий, обломки которых представлены разложенными диабазами, порфиритами, иногда — глинисто-кремнистыми сланцами. Остроугольная форма обломков и хорошая сохранность в них структуры первичной породы свидетельствуют, что разложение обломков происходило уже после образования брекчий. Глинистое вещество обломков, как и цемента, представлено главным образом каолинитом. Наконец, с неозлювиальными процессами связана бокситизация верхней толщи карстовых глин Мазульского месторождения. В эксплуатационном карьере встречаются небольшие тела глин, содержащих свободный глинозем в количестве 10—15%; в южной части участка скважиной подсечена залежь бурых каменистых однородных редкобобовых или брекчиевидных бокситов. Бокситы при этом имеют постепенные переходы к обычным карстовым глинам. Этот факт, а также петрографические особенности боксита (аллитизация обломков, проникновение гидраргиллита по трещинам пород, отсутствие следов переотложения боксита) свидетельствуют, что они образованы *in situ* при вторичных процессах.

Процессы формирования неозлювия широко развиты на месторождениях карстовых фосфоритов Алтае-Саянской области. В пределах рыхлых толщ этих месторождений нередко встречаются брекчий, подобные описанным на Мазульском месторождении; полностью глинизированные обломки этих брекчий, первичный состав которых определяется как порфирит или диорит, хорошо сохраняют свою остроугольную форму. Очевидно, наиболее интенсивное выветривание обломков происходило после переотложения их в карстовых полостях.

Характерным является профиль неозлювия на участке Курлан Белкинского месторождения карстовых фосфоритов в Горной Шории, где наблюдается бокситизация верхних слоев разреза. Содержание свободного глинозема в отдельных местах достигает здесь в приповерхностных частях рыхлой толщи не менее 12—14%; вниз по разрезу содержание свободного глинозема быстро уменьшается до нуля. Хотя гидраргиллит в фосфатных толщах района встречается лишь изредка, здесь часто наблюдаются алюмофосфатные минералы, для образования которых необходимо разложение алюмосиликатов с освобождением свободных окислов алюминия. Приуроченность алюмофосфатов к трещинам в более плотных породах, ослабленным зонам внутри рыхлой толщи с несомненностью свидетельствует о позднейшем формировании их по отношению ко времени образования карстовых отложений.

Для карстовых фосфатоносных отложений можно наметить два этапа выветривания в формировании неозлювия, помимо начального выветривания, отвечающего по времени эпохе карстообразования. В первый из них происходило разложение алюмосиликатов с освобождением кремнезема и глинозема. Кремнезем частично, по-видимому, выносился за пределы карстовой залежи, частично же переотлагался в ее пределах, образуя стяжения, линзы и гнезда неправильной формы, встречающиеся на Сейбинском, Белкинском и других месторождениях. Освобождающийся свободный глинозем большей частью реагировал с фосфатным материалом, образуя алюмофосфаты; в отдельных случаях, там, где фосфата было недостаточно, чтобы связать весь освобождающийся свободный глинозем, последний выделялся в виде гидраргиллита. Во второй этап в развитии неозлювиальных

процессов происходило выветривание образований, сформированных в первый этап — маршаллитизация новообразованных кремнистых пород, разрушение крупных блоков метасоматических фосфоритов и т. д.

Впервые на процессы позднейшего выветривания карстовых отложений обратил внимание на Сейбинском месторождении Г. М. Утяшев. Для данного типа выветривания характерна интенсификация процессов разложения материала на глубине в области циркуляции грунтовых вод.

Небезынтересно отметить, что при образовании месторождений континентальных фосфоритов с развитой алюмофосфатной зоной в других регионах также наблюдается несколько этапов выветривания. Кэткарт (Cathcart, 1963) выделяет в процессе формирования континентальных месторождений фосфоритов Флориды три или четыре периода выветривания. В первый из них происходило закарстование поверхности известняков формации Хоторн; во второй период была сформирована алюмофосфатная зона по заполнившему ранее карстовые депрессии фосфатному и алюмосиликатному материалу; в третий период выветривание, отвечающее по характеру подзолообразованию, накладывалось уже на алюмофосфатную зону; наконец, четвертый период выветривания развивается уже в современных условиях.

По-видимому, одна из основных причин развития в карстовых отложениях неозювиальных процессов — их специфический гидрогеологический режим. Растворимые породы основания улучшают условия дренажа, а просадки, провалы, сдвиги пород повышают их водопроницаемость. В итоге в карстовых отложениях могут быть достигнуты глубокие стадии выветривания, отсутствующие в элювиальном профиле.

Приведенные примеры показывают интенсивное развитие неозювиальных процессов при формировании карстовых отложений Алтае-Саянской области и связанных с ними месторождений полезных ископаемых; проведенные аналогии с некоторыми другими близкими по составу месторождениями свидетельствуют об определенной общности характера этих процессов даже для весьма удаленных друг от друга районов.

ЛИТЕРАТУРА

Полынов Б. Б. Кора выветривания. Изд-во АН СССР, 1934.

Cathcart J. B. Economic Geology of the Keysville Quadrangle Florida. Geological survey bulletin, 1128. Washington, 1963.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
<i>Г. Н. Перозио.</i> Вторичные изменения мезозойских отложений центральной и юго-восточной частей Западно-Сибирской низменности	5
<i>Г. Н. Перозио.</i> Катагенез и глубинный эпигенез в гранулярных коллекторах нефти Усть-Балыкского месторождения	70
<i>А. В. Ван.</i> Эпигенез и метагенез угленосных отложений Кузнецкого бассейна	99
<i>Н. А. Лизалек.</i> Эпигенез и метагенез девонских отложений Южно-Минусинской котловины	119
<i>Ю. Н. Занин.</i> Зоны эпигенеза в ордовикских, силурийских и девонских отложениях Иркутского амфитеатра	149
<i>Е. С. Рабижанукаева.</i> Процессы эпигенеза в отложениях ордовика бассейна реки Кулюмбэ (Северо-Западная окраина Сибирской платформы)	155
<i>Э. Н. Казакова, Ю. П. Казанский.</i> Постседиментационные преобразования сланцевых свит верхнего докембрия бассейна реки Большой Пит (Енисейский край)	169
<i>Ю. П. Казанский.</i> Особенности вторичных преобразований в терригенно-карбонатных породах верхнего докембрия юго-восточной части Енисейского края	180
<i>Г. Н. Перозио, Ю. П. Казанский, Н. А. Лизалек.</i> Основные факторы постдиагенетических преобразований осадочных пород Сибири	206
<i>Ю. Н. Занин, Р. А. Цыкин.</i> О неозлювиальных процессах в карстовых отложениях Алтае-Саянской области	219

Постседиментационные преобразования осадочных пород Сибири.

Утверждено к печати Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Редактор Столяров А. Г.

Художник Н. П. Фролов. Технический редактор И. А. Макогонов

Сдано в набор 28/III 1967 г. Подписано к печати 15/VII 1967 г. Формат 70×108¹/₁₆.
Усл. печ. л. 20, Уч.-изд. л. 18,8. Бумага № 1. Тираж 1300. Т-10607. Тип. зак. 2448.

Цена 1 р. 32 коп.

Издательство «Наука». Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука». Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

во второй половине 1967 года выходит в свет книга:

ГЕОХИМИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД И РУД

Труды VII Всесоюзного литологического совещания

Под редакцией академика Н. М. Страхова.

Объем книги 40 л. Ориентировочная цена сборника 2 р. 30 к.

В МАГАЗИНАХ «АКАДЕМКНИГА»

имеются в наличии книги:

БОРСУК А. М. Петрология мезозойских магматических комплексов западного окончания Главного Кавказского хребта. 1963. 160 стр. 94 к.

ЖЕМЧУЖНИКОВ Ю. А. Сезонная слоистость и периодичность осадконакопления. 1963. 71 стр. 37 к.

ЗЕЛЕНОВА О. И. Литология, фации и геохимические особенности отложений Алайского яруса Таджикской депрессии. 1961. 128 стр. 1 р. 03 к.

КЛУБОВА Т. Т. Литолого-минералогическая характеристика меловых глин Западно-Сибирской низменности. (По материалам Березовской, Омской и Ханты-Мансийской опорных скважин). 1961. 76 стр. 41 к.

КОЛГИНА Л. П., ОРЬЕВ Л. Г. и др. Литология и закономерности размещения пород-коллекторов в отложениях юры и нижнего мела Западно-Сибирской низменности. 1961. 125 стр. 71 к.

ЛАЗАРЕНКО А. А. Литология аллювия равнинных рек гумидной зоны. (На примере Днепра, Десны и Оки.) 1964. 236 стр. 1 р. 41 к.

МАКСИМОВА С. В. Литология и условия образования битуминозной известняковой толщи нижнего карбона Кузнецкого бассейна. 1961. 117 стр., 24 вкл. 1 р. 09 к.

МАКСИМОВА С. В. Осадконакопление и история развития Кузнецкой котловины в нижнекаменноугольное время. 1963. 90 стр. 75 к.

МИНЕРАЛОГИЯ И ФАЦИИ БИТУМИНОЗНЫХ СВИТ РЯДА ОБЛАСТЕЙ СССР. 1962. 246 стр., 6 вкл. 1 р. 79 к.

РОЗОНОВА Е. Д. Литология и условия образования нижневизейских отложений Кузнецкого бассейна. 1963. 136 стр., 30 табл. 1 р. 12 к.

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресу: Москва, В-463, Мичуринский проспект, 12, или в ближайший магазин «Академкнига».

**НА КНИГИ, ГОТОВЯЩИЕСЯ К ПЕЧАТИ,
ПРИНИМАЮТСЯ ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ЗАКАЗЫ.**