

92952

1-й экз.

Дар

А. В. ИВАНОВСКАЯ

Литология
МЕЗОЗОЙСКИХ
ОТЛОЖЕНИЙ
БАССЕЙНА НИЖНЕГО
ТЕЧЕНИЯ Р. ЛЕНЫ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
Сибирское отделение
Институт геологии и геофизики

А. В. ИВАНОВСКАЯ

ЛИТОЛОГИЯ
МЕЗОЗОЙСКИХ
ОТЛОЖЕНИЙ
БАССЕЙНА
НИЖНЕГО
ТЕЧЕНИЯ р. ЛЕНЫ

Издательство «Наука» ● Сибирское отделение
Новосибирск ● 1967

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук
Ю. П. КАЗАНСКИЙ

ВВЕДЕНИЕ

В последние годы мезозойские отложения северной части Сибирской платформы служили объектом детального изучения в связи с поисками и разведкой полезных ископаемых. Успех поисков во многом зависит от степени геологической изученности этого края. Важным вопросом является изучение вещественного состава и условий формирования мезозойских отложений. Эти исследования необходимы также при построении литолого-палеогеографических карт севера Сибири.

Настоящая работа посвящена выяснению процессов и закономерностей осадконакопления в эру мезозоя в Лено-Оленекском районе. С этой целью был изучен вещественный состав пород, а также вторичные преобразования, значительно изменившие их первоначальный облик.

Литологией и фациями мезозойских отложений северной части Приверхоянского краевого прогиба и примыкающего к нему Лено-Анабарского прогиба автор занимался с 1959 г. Были описаны (рис. 1) породы триаса, юры и нижнего мела на западных крыльях Булкурской (реки Булкур и Хатыстах) и Кендейской (мыс Чекуровский) антиклиналей; в пределах Булунской впадины (р. Ле́на на участке пос. Говорово — пос. Кюсюр) — отложения нижнего мела, а в районе Джарджанского выступа (устья рек Менкере и Джарджан) — верхнеюрские и нижнемеловые толщи. Все перечисленные структуры входят в состав северной части Приверхоянского краевого прогиба.

В восточной части Лено-Анабарского прогиба исследовались пограничные слои перми и триаса, выходящие на поверхность в ядре антиклинория Оленекской протоки (о. Дюлюнг, о. Кэлгэтэй); описан ряд мезозойских разрезов, расположенных на крыльях Усть-Оленекской и Приморской антиклиналей (пос. Станнах-Хочо, мыс. Улахан-Крест, р. Буолкалах, горы Богатыр, Харанчаны, Туора).

Литологические исследования мезозойских осадков севера Сибирской платформы проводились главным образом геологами Института геологии Арктики (НИИГА) В. Н. Саксом, М. К. Калинко, З. З. Ронкиной, Б. И. Тест, А. С. Запорожцевой, А. И. Кравцовой, З. В. Осиповой, И. П. Атласовым, Д. С. Сороковым и др., геологами Геологического института АН СССР Ю. М. Пушаровским, А. Г. Коссовской, В. И. Муравьевым, В. Д. Шутовым и др., сотрудниками ВАГТ Р. И. Биджиевым, Ю. И. Минаевой и др.

На протяжении ряда лет разносторонние литологические исследования в районе от устья Енисея до низовьев Лены проводились А. С. Запорожцевой (1954, 1958, 1960, 1962, 1964), которая большое внимание

уделяла зависимости характера вторичных преобразований в осадочных породах от условий седиментации. Интересны ее исследования юрских и меловых цеолитов, особенно отмеченная ею связь между распространением их по разрезу и тектоническим строением региона.

А. Г. Коссовская и др. (1957, 1960), А. Г. Коссовская (1958—1960), А. Г. Коссовская и В. Д. Шутов (1955—1963) в серии статей и монографий изложили результаты детальных исследований пермских и мезозойских терригенных отложений Приверхоанского краевого прогиба и Вилуйской впадины. Ими было выделено несколько литологических

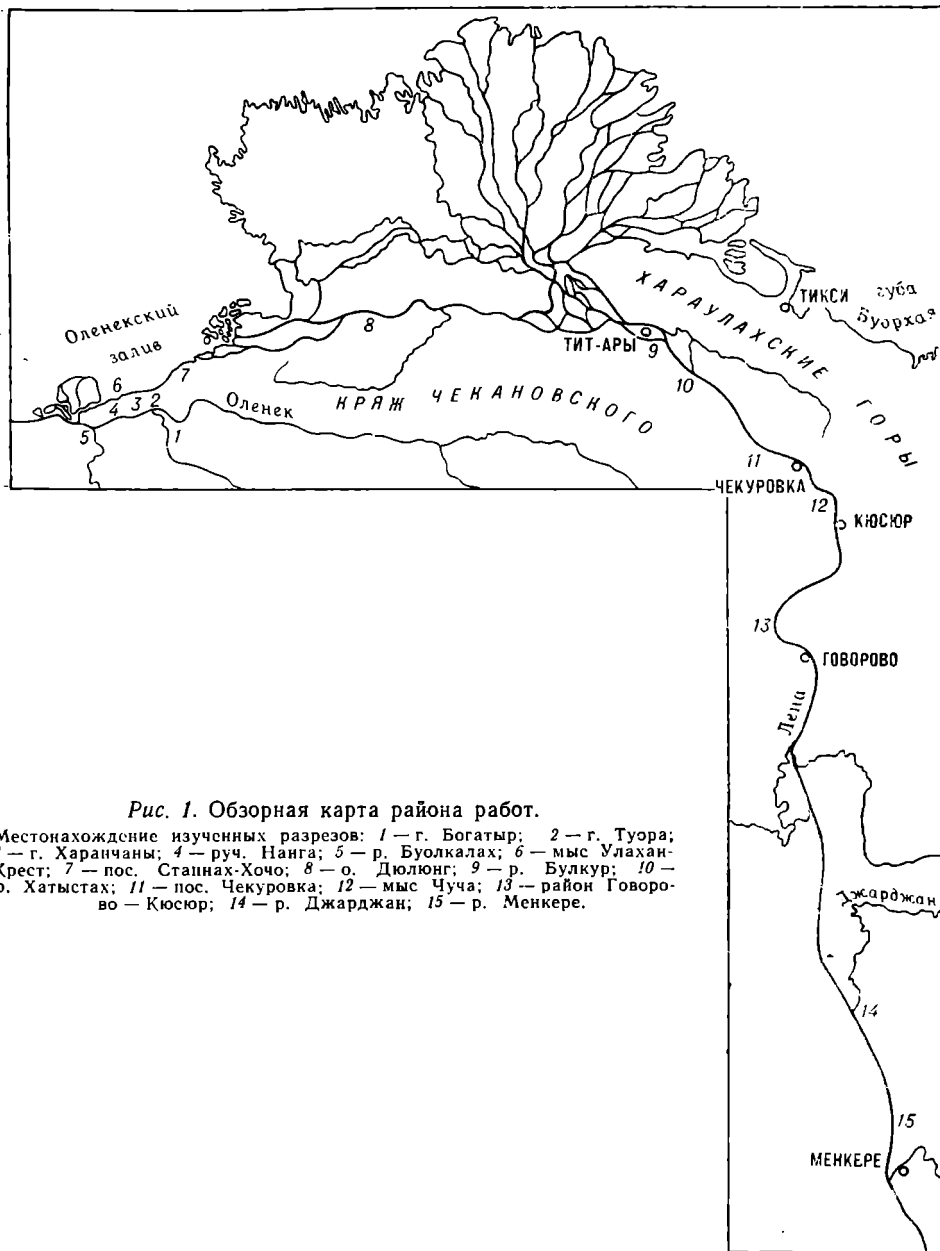


Рис. 1. Обзорная карта района работ.

Местонахождение изученных разрезов: 1 — г. Богатыр; 2 — г. Туора; 3 — г. Харацаны; 4 — руч. Нанга; 5 — р. Буолкала; 6 — мыс Улахан-Крест; 7 — пос. Стагна-Хочо; 8 — о. Дюлюнг; 9 — р. Булкур; 10 — р. Хатыста; 11 — пос. Чекуровка; 12 — мыс Чуча; 13 — район Говорово — Кюсюр; 14 — р. Жарджан; 15 — р. Менкере.

комплексов, отвечающих ассоциациям фациальных типов пород и отдельным крупным этапам развития регионов. На конкретном фактическом материале авторы проследили процесс перехода от осадочных пород к метаморфическим, углубив и разработав при этом теоретические основы метода стадийного анализа.

З. З. Ронкина (1950—1963) изучала вещественный состав и условия формирования юрских и меловых отложений севера Центральной Сибири, Р. С. Родин (1963, 1964) — особенности накопления фосфатных и железосодержащих мезозойских отложений севера Якутии.

Работы М. К. Калинин (1959) обобщены в сводке по истории геологического развития и перспективам нефтегазоносности этого района. И. И. Ващенко (1959), используя многочисленные замеры кривой слоистости в нижнемеловых угленосных отложениях, попытался реконструировать направления сноса обломочного материала в начале мелового периода.

Б. И. Тест и др. (1962) приводят обширный сравнительный материал по литологии юрских и меловых отложений Жиганского района и сопряженных областей. Авторы пришли к выводу об одном и том же источнике сноса для этих периодов. Некоторые проблемы седиментологии грубокластического материала рассмотрены также Р. А. Биджиевым и Ю. И. Миннаевой (1962).

Стратиграфическое расчленение мезозойских отложений в бассейне нижних течений Лены и Оленека и на их междуречье было проведено в рамках унифицированной схемы ЯССР (1963) с учетом данных, полученных в этом районе геологами института геологии Арктики.

Автором были изучены 600 шлифов осадочных пород, 200 шлифов галек конгломератов (эффузивные и пирокластические породы), проведены морфологические наблюдения и статистическая обработка 700 галек триасовых конгломератов, комплексное изучение 250 образцов глинистых фракций (измерение показателей преломления в иммерсионных средах, термический анализ и электронная микроскопия, химический, рентгеноструктурный анализ с рядом дополнительных обработок, в том числе растворение в 20%-ной серной кислоте с последующим насыщением этиленгликолем или предварительным прокаливанием, а также ряд термических обработок). Детально были исследованы 40 конкреций. Для реконструкции палеосолёности было определено спектрометрическим методом содержание бора в 120 образцах глинистых минералов. Кроме того, просмотрено 60 образцов тяжелых фракций.

Электронномикроскопический анализ глинистых суспензий осуществлен Н. Г. Пятилетовой (ИГиГ СО АН СССР), химический — И. К. Кузнецовой и В. М. Дорош (ИГиГ СО АН СССР), спектральный — В. И. Симоновой (ИГиГ СО АН СССР), термический (частично) — в лаборатории СНИИГГиМСа. Все остальные виды анализов выполнены автором, причем расшифровка рентгенограмм — под руководством Т. Н. Григорьевой и Н. И. Зюзина.

Ценные советы были получены от Т. И. Гуровой, А. Г. Коссовской, В. Н. Сакса, В. П. Казаринова, а также от Т. В. Астаховой, Э. А. Еганова, Т. М. Жарковой, А. С. Запорожцевой, Ю. Н. Занина, С. М. Каченкова. Всем перечисленным товарищам, а особенно Ю. П. Казанскому, взявшему на себя труд редактирования рукописи, считаю своим приятным долгом принести глубокую благодарность.

Обработанные коллекции хранятся в Лаборатории осадочных формаций ИГиГ СО АН СССР в Новосибирске. Фотографии шлифов изготовлены С. Г. Моториным.

**ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ
И ОСНОВНЫЕ ТИПЫ
СЛАГАЮЩИХ ИХ ПОРОД**

Анализ разрезов мезозойских отложений северной части Приверхоянского краевого прогиба и примыкающей к нему восточной части Лено-Анабарского прогиба позволяет выделить в пределах указанных структур следующие осадочные комплексы¹ (табл. 1):

Таблица 1

Стратиграфическая приуроченность литологических комплексов мезозоя Лено-Оленекского района

Эпоха	Отдел	Ярус	Серия	Свита	Комплекс	Толща
Меловая	Нижний	Верхний валанжин — альб	Оленекская	Лукумайская	Песчано-угленосный регрессивный	Песчано-угленосная
			Ленская	Огонер-юряхская Надбулунская Булунская Надкююрская Кююрская Кигиляхская		
		Валанжин				Песчаная
Юрская	Верхний	Верхи бата-низы келловея		Чекуровская	Глинисто-песчаный трансгрессивный	Глинистая
	Средний		Аален — бат	Келимярская		Песчаная
	Нижний	Средний — верхний лейас				Глинистая
Триасовая	Верхний	Карнийский			Песчано-конгломератовый регрессивный	Песчано-конгломератовая
	Средний	Ладинский				Песчано-алевролитовая
		Анизийский				Глинистая
	Нижний	Оленекский		Улахан-юряхская	Глинисто-алевролитовый трансгрессивный	Пестроцветная алевролитово-песчаная
	Индский					

¹ Автор принимает трактовку «литологического комплекса», предлагаемую А. Г. Коссовской и др. (1960), Н. М. Страховым (1960) и И. В. Хворовой (1963);

первый, трансгрессивный, комплекс, отвечающий индскому и оленекскому ярусам, представлен пестроцветными алевролит-песчаными породами с прослоями конгломератов улахан-юряхской свиты и преимущественно глинистыми осадками оленекского яруса;

второй, регрессивный, осадочный комплекс (средний — начало верхнего триаса) сложен главным образом песчаными осадками, в том числе карнийскими конгломератами;

третий, трансгрессивный, литологический комплекс юры представлен в основном глинистыми осадками и песчаными толщами чекуровской свиты;

четвертый, заключительный, регрессивный, осадочный комплекс включает песчаные и песчано-угленосные отложения валанжина и готерив-альба.

Ниже приводится характеристика отдельных типов пород, составляющих парагенетическую ассоциацию каждого комплекса.

ГЛИНИСТО-АЛЕВРОЛИТОВЫЙ ТРАНСГРЕССИВНЫЙ КОМПЛЕКС НИЖНЕГО ТРИАСА

В составе комплекса выделяются две толщи. Нижняя сложена пестроцветными песчано-алевролитовыми породами с прослоями конгломератов (улахан-юряхская свита индского яруса), верхняя — преимущественно глинистыми породами (оленекский и, возможно, верхи индского яруса) (рис. 2). Эти части комплекса литологически неоднородны и сформировались в два этапа трансгрессии — начальный и максимального распространения, поэтому типы пород, слагающие их, рассматриваются отдельно.

Пестроцветная алевролитово-песчаная толща с конгломератами

Эта толща состоит из следующих типов пород: конгломератов и гравелитов, песков, песчаников и алевролитов, аргиллитов и глин. Конгломераты и гравелиты занимают незначительное место в разрезе и распространены главным образом в западных районах. Пески протягиваются в виде маломощных прослоев в обнажениях по побережью Оленекской протоки. Песчаники встречаются повсеместно. Алевролиты являются преобладающим типом пород. Пестроокрашенные песчаники и алевролиты определяют строение улахан-юряхской свиты. Аргиллитовые и глинистые прослои в разрезе встречаются редко.

Пески и песчаники. В индском ярусе песчаники составляют 25% общего количества пород. Окрашены они в светло-серые, ярко-зеленые и бурые тона. Единичные прослои мощностью до 1,2 м желтого песка, условно относимые к индским отложениям, наблюдались в среднем течении Оленекской протоки. В большинстве случаев песчаники горизонтальноносные, реже косослоистые и плитчатые, по плоскостям наклонения располагаются более мелкий материал и чешуйки слюд. Среди песчаников есть редкие кальцитовые конкреции, а также углистые прослои. Часто песчаники вместе с алевролитами образуют толщи переслаивания. Мощности отдельных горизонтов 0,35—0,20 м. Встречаются массивные, до 5 м, пласты песчаников. По гранулометрическому составу песчаники можно разделить на средне- и мелкозернистые.

Среднезернистые разности на всей рассматриваемой территории по минералогическому составу достаточно близки между

собой. Размер зерен от 0,5 до 0,22 мм (в среднем), а в некоторых разностях встречаются изредка обломки диаметром до 1 мм. Примесь алевроитового материала незначительна. Породообразующие минералы: кварц (45—65%), полевые шпаты (8—12%), обломки кислых и основных эффузивов (20—35%), кремней (7—12%), слюдяных и слюдяно-кремнистых сланцев (5—6%). Кроме того, спорадически встречаются обломки микродиабазов, диабазовых порфиритов и халцедона. Довольно широко распространены такие титанистые минералы, как ильменит, рутил, сфен. Такой состав позволяет отнести данные породы к классу полимиктовых песчаников, семейству граувакк, а также переходному от граувакк к олигомиктовым разностям (здесь и далее применяется классификация песчаников по минеральному составу А. Г. Коссовской, 1962).

Зерна кварца окатаны или полуокатаны, обычно чистые, иногда с рядами газовых включений. Для угловатых разностей характерно волнистое погасание. Изредка в них встречаются включения циркона. Судя по реликтам первоначальных контуров пленочного глинисто-слюдистого цемента, который отделяет новообразованную каемку кварца от зерна, часто имеют место явления регенерации. Кроме того, в местах стыка отдельных зерен отмечается новообразованный кварц. Часто образуются структуры «взаимного приспособления» (см. приложение, табл. XVIII, 2).

Зерна кислых, средних, реже основных плагиоклазов обычно имеют призматический облик, редко изогнуты. По спайности и двойниковым швам они обычно гидрослюдизированы и разъедены кальцитом. Встречаются решетчатые и нерешетчатые микроклины, последние пелитизированы.

В обломках эффузивов основная масса сильно хлоритизирована. Лейсты плагиоклазов удается обнаружить в скрещенных николях.

Широко распространены, тяготея к верхам разреза, слюды — биотит, гораздо реже встречаются мусковит, а также хлорит. Биотит претерпел весьма существенные изменения: окраска стала иной — вплоть до появления бесцветных разностей, часто его кристаллы сдавлены в местах стыка зерен, расщеплены по пакетам на отдельные волокна, иногда обесцвеченные. Вероятно, на этих участках происходит преобразование в гидробиотит. В пространстве между пакетами измененных слюд наблюдаются мельчайшие зерна лейкоксона, кварца.

Хлорит известен в виде нескольких модификаций, отражающих его генезис:

а) частично хлоритизированные эффузивные породы;

б) хлорит в виде отдельных окатанных зерен диаметром 0,03 мм, сине-зеленого, светло-зеленого и желто-зеленого цвета (в этом случае минерал значительно изменен — кристаллы распадаются на удлиненные игольчатые волокна, встречаются розетковидные образования, имеющие местами вермикулитоподобное строение);

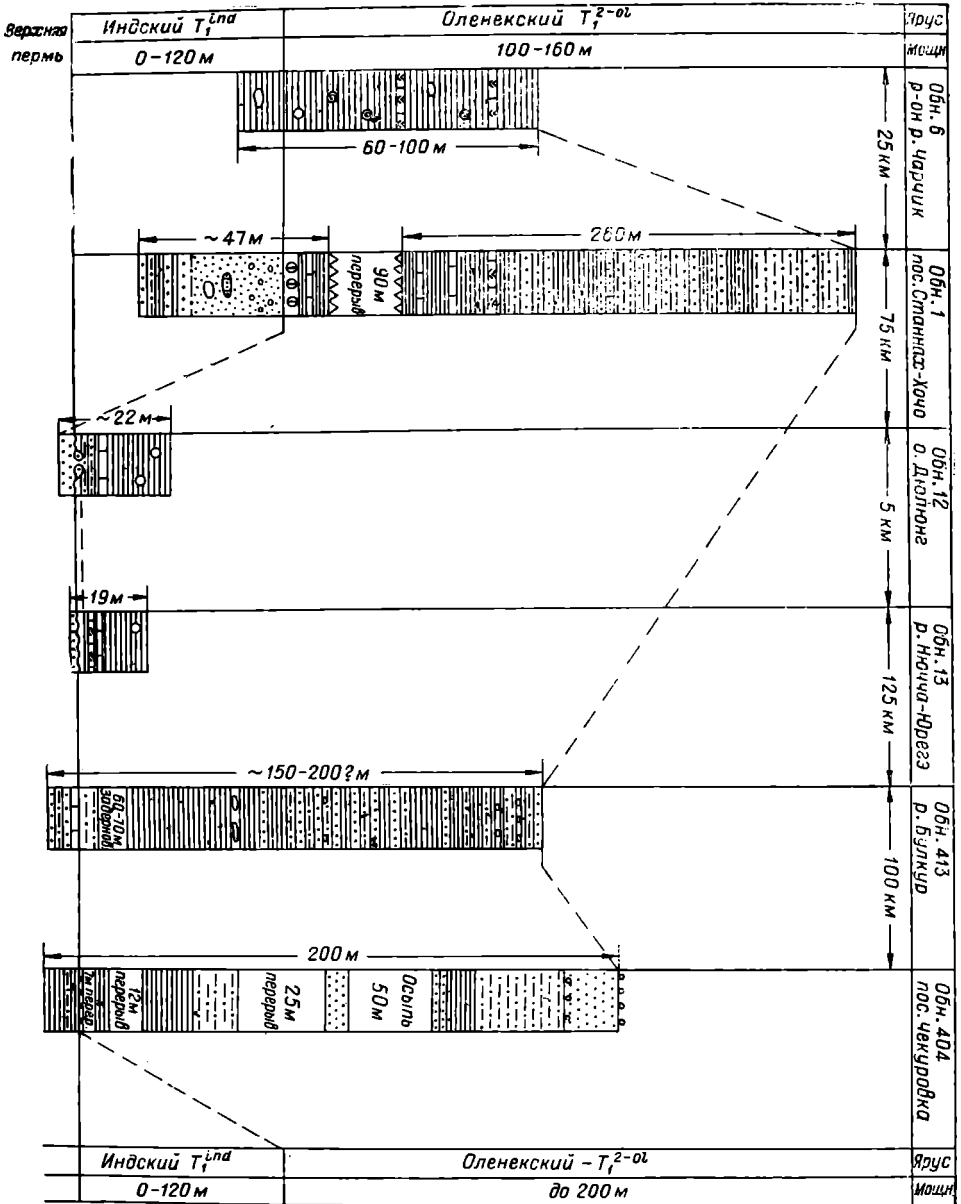
в) хлорит в виде цемента песчаников и крустификационных каевок вокруг терригенных зерен;

г) хлорит, возникающий за счет совершенно отчетливо проявленного вторичного изменения биотита: в чешуях слюд по отдельным пакетам сохраняются яркие («биотитовые») цвета интерференции, тогда как

Рис. 2. Схема корреляции нижнетриасовых отложений:

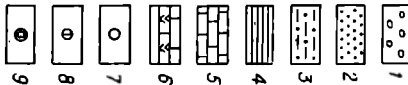
1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — алевролиты; 4 — аргиллиты; 5 — известняки; 6 — известняки с «cone in cone»; 7 — конкреции; 8 — фосфатсодержащие конкреции; 9 — конкреции с фауной.

Глинисто-алевритовый комплекс



Пестроцветная толща с конгломератами

Глинистая толща



в других заметны сине-серые тона интерференционной окраски, присущей хлоритам.

Таким образом, если в первой и третьей модификациях хлорит является аутигенным образованием, то во второй — обломочным, а в четвертой появляется за счет преобразования биотита.

По данным минералогического анализа тяжелой фракции¹, самыми распространенными являются минералы из группы титанистых, и в частности лейкоксен. Его содержание в восточных районах достигает 90% у пос. Станнах-Хочо, 48—53% у о. Дюлюнг, 67% на р. Чубукулах, 16,5% у пос. Тюмяти. Часто встречаются также рутил, сфен, анатаз и брукит.

Следующая группа минералов, так называемые черные рудные (ильменит, магнетит), также играет значительную роль в тяжелой фракции. На р. Чубукулах их количество составляет 34%, близ о. Дюлюнг — 13%, у пос. Станнах-Хочо — до 14%, чаще 1—3%, на р. Улахан-Юрях — 35,4% и у пос. Тюмяти — 6,5%.

Широко распространена группа устойчивых минералов. Содержание циркона в отдельных частях разреза на реках Чубукулах и Даркы возрастает до 30—55%, у пос. Станнах-Хочо — 26%, по Оленекской протоке, на Улахан-Юряхском участке и у пос. Тюмяти — 2—4,5%. Турмалин присутствует везде, но в разных количествах: 15% — на реках Чубукулах и Даркы, 12% — у пос. Станнах-Хочо, 2,5—4,5% у о. Дюлюнг, на Улахан-Юряхском участке и у пос. Тюмяти. Содержание биотита на р. Чубукулах составляет 75%, на о. Дюлюнг — 18%. В западных разрезах слюды биотитового ряда почти исчезают (на Улахан-Юряхском участке 0,5%).

Встречаются такие минералы, как апатит, гранат, роговые обманки и пироксен.

Приведенные данные позволяют выделить в Лено-Оленекском районе лейкоксено-ильменито-цирконо-турмалиновую ассоциацию, содержащую слюды, количество которых непостоянно. Она прослеживается без изменений вплоть до мыса Цветкова (А. И. Кравцова, 1955; В. Н. Сакс и др., 1959).

Нет сомнений в том, что источником группы титанистых являются основные эффузивы. Следует отметить, что часть роговых обманок и пироксенов, которые также характерны для этой группы, по всей вероятности, была уничтожена процессами выветривания, а часть еще будучи в виде включений была изменена, преобразована в хлорит.

Группа циркона, турмалина, граната, апатита является аксессуарами кислых эффузивов (Заварицкий, 1956) и поступала в состав тяжелой фракции при их разрушении.

Цементом среднезернистых разностей песчаников обычно служит глинистое буровато-зеленое биотит-хлоритовое вещество с мелкими кристаллами гидрослюд и растительным детритом. Гидрослюды иногда образуют каемки вокруг отдельных зерен, как бы обтекая их. Встречается смешанный тип цементации — одновременно базальный хлорит-биотитовый и поровый карбонатный. Хлорит наблюдается в виде крустификационных каемок. Кремнистые выделения встречаются в местах стыка обломочных частиц (см. приложение, табл. XIV, 1, 2), которые часто раскристаллизованы в халцедон или замещены вторичным кальцитом.

¹ В работе используются собственные материалы автора и данные Д. С. Сорокова и др. (1959, 1961), И. С. Грамберга и др. (1961), А. И. Кравцовой (1955). В. Н. Сакса и др. (1959), Б. И. Тест и др. (1962), З. З. Ронкиной (1963).

Мелкозернистые песчаники и пески. Соотношения слагающих компонентов в них примерно аналогичны среднезернистым разностям, хотя зерна кварца регенерированы несколько сильнее, а порода в целом лучше отсортирована. Чаше встречаются слоистые текстуры, подчеркиваемые расположением мельчайших чешуек слюд, обломков зерен удлинённой формы, растительным детритом и пятнами гидроокислов железа. Отмечаются единичные зерна синезеленого глауконита с микроагрегативной поляризацией. Слюды и хлорит в цементе довольно сильно изменены. Первые теряют свои обычные контуры и спайность, сливаясь с общей массой. Лишь иногда они сохраняют близкую биотиту интерференционную окраску, чаще всего они сильно обесцвечены и превращены в тонковолокнистую массу с высоким двупреломлением. Хлориты также теряют первичный облик кристаллов и сливаются с общей массой цемента.

Мелкозернистые пески по составу олигомиктовые, граувакково-кварцевые, зерна плохо окатаны. Обломки кварца (59%) довольно чистые иногда; струйчатые», плагиоклазы (12%) — средние и кислые — довольно свежие. Обломки пород кремнистого состава и кислые эффузивы составляют 28%. Пятна гидроокислов железа, растительный детрит и мелкие чешуи слюд обуславливают горизонтальную слоистость. Более плстные разности слабо цементированы карбонатным поровым, коррозионным, пленочным, местами пойкилитовым цементом; карбонатный цемент является явно вторичным образованием. Иногда встречается чешуя мусковита, биотита или хлорита.

Минералогический состав тяжелой фракции следующий: лейкоксен — 51%, черные рудные минералы — 13%, слюды — 18%, апатит — 4%, сфен — 3%, гранат — 3%, циркон — около 3%, кроме того, есть эпидот, рутил, гиперстез и др.

На основании данных гранулометрического анализа рыхлые разности (рис. 3) можно отнести к переходному типу от мелкозернистых песков к алевролитам со значительной примесью пелитового материала. Накопление пород такого типа (слоистость, хорошая сортировка, обильный растительный детрит) могло происходить в мелко-

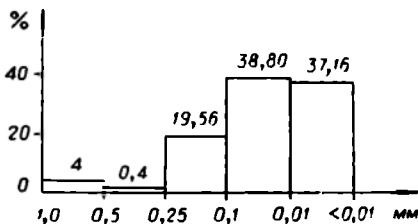


Рис. 3. Гранулометрический состав образца 13-458.

водных спокойных прибрежно-морских условиях. Минералогический состав (значительное количество обломков эффузивов, наличие свежих полевых шпатов, полимиктовый состав цемента) позволяет считать, что эти отложения не являются продуктами перемыва коры выветривания пермского континента.

Алевролиты преобладают в разрезе (75%). Окраска их может быть от ярко-красной до бурой, часто зеленой, иногда пятнистой или серой. Они тонкослоистые, часто косослоистые, по плоскостям наслонения встречаются скопления слюд, растительного детрита и следы ползания животных, а также редкие сидеритовые конкреции. Мощность отдельных прослоев колеблется от 5 до 10 м, в ряде случаев 0,3—0,5 м. Встречаются как крупноалевролитовые разности (0,05—0,1 мм), так и мелкоалевролитовые (0,4 мм и менее). Зерна, слагающие породу, в основном окатанные или полуокатанные, сортировка хорошая. Состав терригенных обломков аналогичен песчаникам, описанным выше.

Цемент встречается двух типов — существенно гидрослюдистый и существенно хлоритовый. Тип цементации может быть базальным или поровым. Чешуи слюд теряют свои очертания, сливаясь с цементом и преобразуясь в буровато-желтую плеохроирующую массу, часто корродирующую отдельные зерна. В скрещенных николях они обнаруживают тонкоагрегатное удлиненночешуйчатое волокнистое строение, интерферируя в бурых, буро-коричневых или слабо желтоватых тонах. Местами наблюдаются высокодвупреломляющие в серых тонах участки волокнистого или игольчатого строения (по-видимому, монтмориллонит) и мелкочешуйчатые агрегаты с низкими цветами интерференции (каолинит). В случае хлоритового цемента чешуйки последнего также сильно изменены. Регенерационный кварцевый цемент наблюдается реже, чем в песчаниках.

Глинистые породы в разрезе встречаются редко. Алевролитовая примесь в них обычно составляет 30—40%, изредка — 10—15%.

В центральных частях района (у пос. Станнах-Жочо, верхняя часть разреза индского яруса) наряду с гидробиотитом, каолинитом и хлоритом присутствуют смешаннослойные сростки типа иллит-монтмориллонита. Показатели преломления ориентированных агрегатов: $Ng' = 1,579—1,573$, $Np' = 1,573—1,552$. Двупреломление низкое, но иногда увеличивается до 0,021—0,024, что свойственно гидрослюдам. Химический состав показан в табл. 2 (обр. 1-93, 1-96, 1-105, 1-156, 1-157). Отмечается несколько повышенное содержание кремнезема (до 52%), глинозема (до 25%), количество окисного железа колеблется до 2,7 до 14,6%, а количество окиси калия — 3,5—4,8%. На термограммах (рис. 4, обр. 1-93) отмечается два основных эндотермических эффекта — довольно слабый, но отчетливый при 130—170°, обусловленный потерей межпакетной воды в гидрослюдах, глубокий каолинитовый (575—585°) и, кроме того, резкий экзотермический эффект около 1000°, свойственный также каолиниту. Эндотермическая остановка при 795°, наблюдаемая на некоторых термограммах, объясняется присутствием хлорита, который неоднократно фиксировался оптически.

Под электронным микроскопом видно, что фракции состоят из полупрозрачных пластинок неправильной формы, с изрезанными или размытыми краями (гидрослюды), шестигранных табличек каолинита размером до 1 мк и менее, а также прозрачных тонких удлиненных пластинок хлорита (?). На дифрактограммах отмечается серия рефлексов, характерных для гидрослюды, каолинита и хлорита. О довольно хорошей раскристаллизованности каолинита свидетельствует то обстоятельство, что наряду с базальными отражениями от плоскостей (001) и (002) соответственно 7,20 и 3,56 Å отмечается также линия от рефлекса 020 ($d = 4,46$ Å) и две триплетные группы, в каждой из которых сохрани-

Таблица 2

Химический состав глинистой фракции (<0,001 мм) индского яруса (вес. %)

Образец	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	п. п. п.	Сумма
1-156	51,85	22,38	0,94	6,15	1,97	0,59	2,24	4,48	0,20	8,42	99,22
1-157	45,41	19,42	0,79	14,40	3,70	0,79	2,33	3,54	0,20	8,64	99,22
1-105	46,46	20,19	1,28	14,59	1,70	0,59	1,66	3,84	0,23	8,04	98,58
1-96	48,40	23,35	0,75	9,66	не опр.	не опр.	не опр.	4,82	0,27	не опр.	
1-93	50,31	25,28	1,18	2,75	4,12	0,59	1,85	5,36	0,37	8,80	99,56
13-459	45,46	16,46	0,83	12,54	0,89	0,79	2,05	не опр.	не опр.	не опр.	
13-458	48,12	22,78	1,88	6,24	1,98	0,79	2,08	5,00	0,50	10,30	99,61

лись лишь по две линии: 2,58 и 2,47, 2,38 и 2,28, сходные с «файрклеем» по Г. В. Бриндли (1955). После отжига при 500° в течение часа смеси гидрослюды с каолинитом последний исчезает, а рефлекс от плоскости (060), равный 1,53 Å, свидетельствует о наличии триоктаэдрической гидрослюды ряда гидробиотита. В хлорите после насыщения этиленгли-

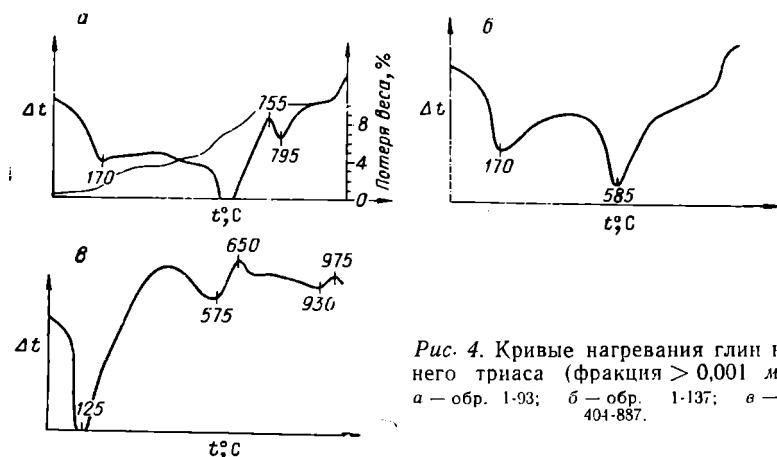


Рис. 4. Кривые нагревания глин нижнего триаса (фракция > 0,001 мм): а — обр. 1-93; б — обр. 1-137; в — обр. 404-887.

колем слегка увеличиваются межплоскостные расстояния от 14,29 до 14,71 Å. Отмеченные выше сростки иллит — монтмориллонит по структуре представляют собой неправильно чередующиеся набухающие и ненабухающие слои этих минералов (табл. 3, обр. 1-105, 1-106, 1-157), так как рефлексы 11,63; 8,01; 6,59; 5,02 и т. д. не образуют полной интегральной последовательности. Процентное содержание набухающих слоев в минерале-сростке (по Уиверу, 1962) в природном образце равно 30—50%, после насыщения этиленгликолем увеличивается до 40%.

В восточной части исследуемого района (Оленекская протока) в толще, условно относимой к индскому ярусу, глинистые минералы играют роль цемента в песчаниках и алевролитах. Преобладают гидрослюды, в качестве примеси обнаружен хлорит, встречаются смешаннослойные сростки и следы каолинита. Оптические константы ($Ng' = 1,576—1,570$; $Np' = 1,161—1,552$; $Ng' - Np' = 0,015—0,021$) обычны для гидрослюд. Химический анализ свидетельствует (табл. 3, обр. 13-458) о повышенном содержании K_2O (5%). Повышенные количества окисей железа и магния объясняются, видимо наличием как хлоритов, так и гидрослюды типа гидробиотита. Довольно высокие потери при прокаливании (10,3%) указывают на вероятное присутствие сильно гидратированных слюд и их смешаннослойных разновидностей. Об этом же свидетельствует довольно глубокая эндотермическая остановка на кривых нагревания при 135—165°. Примесь хлорита диагностируется по слабым эндотермическим остановкам около 700° и 950—965°. На кривых нагревания всех образцов отмечается два экзотермических пика: между 300 и 400°, обусловленный сгоранием органического вещества, и около 1000°, обусловленный присутствием каолинита. На электронномикроскопических снимках видны непрозрачные и полупрозрачные пластинки гидрослюды, мелкие удлиненные чешуйки хлорита и нечеткие шестигранники каолинита. На рентгенограммах обнаружены гидрослюды и смешаннослойные сростки монтмориллонита и гидрослюды со значением базальных рефлексов от плоскости (001) 10,67 Å, которые при насыщении этиленгликолем увеличиваются до 11,13 Å. При отжиге межплоскостные рас-

Межплоскостные расстояния (в Å) и интенсивности отражений
глин (фракция < 0,001 мм) индского яруса

Природный образец		Нагущенный образец		После прокаливании при 500°	
$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>
<i>Образец 1-105</i>					
—	—	14,62	6,д	—	—
14,06	4				
11,63	10	10,04	6	10,67	8,ш
8,01	2				
7,18	3	7,41	3,д		
6,59	1	6,51	1		
		5,36	2		
5,02	2			5,09	3,д
		4,85	2		
4,48	4	4,48	3	4 50	8
		4,27	3		
3,69	2			3,69	3
3,55	3	3,52	6		
3,34	8	3,34	10	3,34	10
2,70	4	2,70	4	2,69	4
2,58	3	2,56	3	2,58	4
				2,52	3
2,38	1	2,37	2	2,21	2
2,199	1	2,21	2	1,998	2
2,118	1	2,17	—		
2,015	2	2,11	2		
1,837	1	1,988	2	1,834	1
1,642	2	1,696	3	1,698	3,д
1,534	1	1,537	1,ш		
1,499	2	1,505	2	1,547	2,д
<i>Образец 1-157</i>					
13,54	о. с. ш.	15,05	с., ш		
12,13	с. ш.	14,22	с., ш	13,76	ср., с
		10,02	с	10,45	с
7,18	ср. с	7,20	с	—	—
		5,20	сл		
4,96	сл				
4,62	ср	4,62	сл		
4,26	сл				
3,86	сл				
3,53	сл	3,55	сл		
3,36	о. с.	3,33	о. с		
<i>Образец 1-106</i>					
13,06	ср	14,62	с. ш	13,91	ср. ш
11,58	о. с	10,00	с	10,62	о. с
8,13	сл				
7,22	ср	7,20	с	—	—
4,76	сл. д	4,76	сл		
4,50	ср	4,35	сл		
4,26	сл	4,24	сл		
3,53	ср	3,55	ср		
3,33	о. с	3,33	о. с		

Примечание. Здесь и далее: с — сильное, сл — слабое, ср — среднее, ш — широкое, д — диффузное, о — очень.

стояния уменьшаются до 10,49 Å. Для хлорита характерны рефлексы около 14 Å, которые усиливаются при отжиге, что свойственно железистым разностям. Базальные рефлексы каолинита 7,14 Å исчезают при прокаливании.

Таким образом, в восточных районах (пос. Станнах-Хочо) преобладают гидрослюда и каолинит, присутствует хлорит, а в верхней части разреза — смешаннослойные сростки типа гидрослюда — монтмориллонит. В районе Оленекской протоки монтмориллонит исчезает совсем,

Таблица 4

Сравнительная характеристика химического состава глинистых отложений нижнего триаса (вес. %)

Окислы	Индский ярус		Пестроцветная свита Усть-Енисейского района	Оленекский ярус Лено-Оленекского района	Темноцветная свита Усть-Енисейского района
	пос. Станнах-Хочо	о. Дюлонг			
SiO ₂	51,85—45,41	48—45	46,42—41,50	56,40—42,96	64,17—43,18
Al ₂ O ₃	25,28—19,42	23—16	27,76—23,74	25,29—19,48	28,77—16,65
Fe ₂ O ₃	14,59—2,75	13—6	15,53—9,68	12,18—3,51	19,67—5,79
FeO	4,12—1,70	2—0,9		4,43—1,07	
TiO ₂	1,28—0,75	1,9—0,8	1,76—0,98	1,66—0,80	3,15—0,96
MnO	не опр.	не опр.	0,17—0,04		0,16—0,03
CaO	0,79—0,52	0,8	1,62—0,87	0,79—0,46	3,60—1,88
MgO	2,33—1,66	2	4,69—2,50	3,04—1,37	5,78—1,55
Na ₂ O	0,37—0,27	0,5	1,20—0,42	1,24—0,30	0,74—0,37
K ₂ O	4,82—3,54	5,00	3,26—2,30	6,55—2,65	2,64—1,38
P ₂ O ₅	не опр.	не опр.	0,13—0,11	не опр.	—
SiO ₃	"	"	0,17—0,14	"	—
п. п. п.	8,80—8,04	10,30	9,20—6,67	11,51—8,03	9,01—6,51
H ₂ O	не опр.		2,93—2,35	не опр.	3,50—1,64

* А. С. Запорожцева (1958₂).

остаются гидрослюда и хлорит, часто присутствует каолинит. Далее, на юг, по данным И. С. Грамберга и др. (1961), на р. Чубукулах в составе глинистой фракции отмечаются гидрослюда и каолинит, причем первый из названных минералов преобладает.

Обращает на себя внимание весьма близкое сходство химического состава аргиллитов пестроцветной свиты Усть-Енисейского района и тонкой фракции глин индского яруса (табл. 4).

Глинистая толща

В строении толщи принимают участие песчаники, алевролиты, аргиллиты и известняки. Значительный интерес представляют фосфатсодержащие глинистые и карбонатные конкреции. Если сравнительно редкие и маломощные прослои песчаников тяготеют к верхней половине разреза, то пласти известняков, иногда битуминозных, приурочены главным образом к подошве толщи. Алевролиты и аргиллиты слагают верхнюю половину трансгрессивного комплекса. Очень часто их отдельные горизонты переслаиваются и образуют гамму переходных литологических разностей. Фосфатсодержащие конкреции встречаются в основном в нижней части разреза совместно с прослоями известняков.

Средне- и мелкозернистые песчаники образуют редкие прослои среди алевролитов и аргиллитов. Они обычно крепкие, плитчатые, из-

редка толстоплитчатые, зеленовато-серого или серовато-голубого цвета. Мощности их незначительные — 1—4 м. Преобладают разности с размером частиц 0,32—0,16 мм. Обычно они хорошо отсортированы. По составу цемента песчаники подразделяются на три типа: 1) глинистые (каолинит-гидрослюдистые), 2) глинисто-регенерационно-кремнистые и 3) карбонатные.

Песчаники с каолинит-гидрослюдистым цементом по составу обломочных компонентов приближаются к граувакково-кварцевым, переходным к олигомиктовым. Кварца в них содержится 60—63%, плагиоклазов (кислых и средних) — 4—6%, обломков эффузивов — 10—15%, кремнистых пород — 5—8%, слюдяных сланцев — 7—8%. Для более западных районов характерны туффитовые разности (р. Анабар, мыс Цветкова), здесь резко возрастает содержание обломков пород (до 50—71%), главным образом за счет кислых и основных эффузивов. В низовьях р. Лены количество эффузивных пород в составе обломков достигает около 28%, а кварца — 30%.

Зерна кварца водяно-прозрачные, полуокатанной угловатой формы, иногда «струйчатые». Плагиоклазы обычно кислого состава, иногда наблюдается микроклин. Цемент базальный и поровый, составляет 30—40% всей породы. Глинистая масса желтоватого цвета, имеет волокнистое строение. Очень характерно наличие между разрушенными пакетами слюд таблечек каолинита, которые иногда образуют слабодупреломляющие оторочки вокруг отдельных зерен. Диаметр таких таблечек 0,004—0,008 мм. Наиболее характерной примесью являются сине-зеленые зерна хлорита. Последний иногда служит цементирующим веществом.

Песчаники с глинисто-регенерационно-кремнистым цементом отличаются аналогичным составом слагающих частиц. Обломки эффузивных пород гидрослюдизированы; присутствуют пертиты. Достаточно часто встречаются кристаллы мусковита и биотита, плеохроирующего от темно-бурого до бесцветных тонов. В ряде случаев биотит образует волокнистую тонкоагрегативную массу, часто обесцвечен, но сохраняет спайность, а иногда по отдельным пакетам и цвет. Отмечается явление бластезации. На стыке кристаллов наблюдается регенерация обломков кварца и изредка полевых шпатов, которые иногда бывают изогнуты.

Песчаники с карбонатным цементом также характеризуются аналогичным предыдущим типам составом терригенной части. Обломки основных плагиоклазов почти не изменены, имеют полуокатанную форму. Цемент выполняет все поровое пространство. Кальцит крупнозернистый, с отчетливыми полисинтетическими двойниками, реже мелкозернистый. Обычно он корродирует зерна или полностью их замещает. Иногда по обломкам возникают агрегаты сидерита. Местами сохраняется первичный глинистый цемент, имеющий мелкочешуйчатое игольчатое строение. Хлорит образует крустификационные оторочки вокруг слагающих породу зерен.

Характерная особенность минералов тяжелой фракции песчаников оленекского яруса в отличие от индского — появление большого количества слюд биотитового ряда (в Анабарском районе — 50—90%, на Улахан-Юряхском участке и у пос. Тюмяти — 43%, у пос. Станнах-Хочо — 81%, на р. Булкур — до 98%, на реках Чубукулах и Даркы — 40—75%). По-прежнему, как и в нижележащих породах комплекса, сохраняется свое значение лейкоксен (6—43%). Постоянно присутствует циркон (3,3—36%). Содержание граната достигает 18% в низовьях р. Лены. Неизменно, но в небольших количествах отмечаются турмалин и апатит.

Перечисленные особенности позволяют выделить биотитово-лейкоксеново-ильменитово-цирконовую ассоциацию с турмалином, гранатом и апатитом. Состав терригенного комплекса индских песчаников, таким образом, очень близок таковому оленекских песчаников, что указывает на вероятную унаследованность областей питания обоих комплексов.

Алевролиты оленевского возраста отличаются зеленовато-серой, серой или коричневой окраской. Очень часто встречаются горизонтально-полого-волнисто- и косослоистые текстуры. Кроме того, отдельные прослои алевролитов и аргиллитов среди горизонтальнослоистых толщ изогнуты в мелкие изоклиналильные складки, что обусловлено подводно-оползновыми явлениями. Наблюдается косая слоистость донных течений, подчеркиваемая присутствием глинистых примазок и растительного детрита. Углы наклона отдельных слоев в таком случае колеблются от 10 до 20° в одной плоскости. К основанию серии они становятся почти горизонтальными; мощность их не превышает долей миллиметра. Подобные разности описаны Л. Н. Ботвинкиной (1962) для отложений, формировавшихся в условиях морского мелководья палеозоя Кузбасса.

В основном диаметр зерен 0,048—0,008 мм, что соответствует крупно-мелкозернистым алевролитам. В качестве примесей могут встречаться отдельные песчаные зерна диаметром 0,12—0,8 мм. По содержанию цемента (50—75%) данные породы могут быть отнесены к породам, переходным от глинистых алевролитов к алевритистым аргиллитам. По характеру цемента выделяются следующие разности: 1) с гидрослюдисто-каолинитовым, 2) хлорит-гидрослюдистым и 3) карбонатно-глинистым цементом.

Породы первого типа наиболее распространены в западных разрезах. Обломочный материал здесь хорошо отсортирован, но окатан плохо. Состав обломочного материала: кварц — 50—52% (зерна его неокатаны, полуугловатой или угловатой формы); кислые и средние, реже основные плагиоклазы и микроклины, иногда хлоритизированные и гидрослюдизированные, — 4—7%; обломки кремней — 6—7%, слюдяных сланцев и эффузивов — около 36%. Последние иногда настолько сильно корродированы, хлоритизированы и каолинитизированы, что теряют первичный облик и сливаются с цементирующей массой. Пирит в виде вкрапленников и отдельных скоплений образует псевдоморфозы по растительному детриту.

Тип цементации — базальный, реже поровый, окраска цемента слегка желтоватая. В основной массе встречаются бурые, иногда окисленные, потерявшие четкие очертания биотиты, спорадические чешуйки хлорита и рассеянные кристаллы мусковита. В скрещенных николях цемент обнаруживает тонкоагрегативное строение (каолинит), двупреломляет в серых тонах. Иногда отмечаются чешуи вермикулитоподобного строения. На отдельных участках цемент имеет волокнисто-игольчатое строение, двупреломляет в желтоватых тонах (гидрослюда). В некоторых образцах наблюдается вторичное окремнение по системе параллельных и пересекающихся трещин. Кремнистое вещество хорошо раскристаллизовано, диаметр отдельных зерен, имеющих извилистую, «лапчатую» форму, достигает 0,008 мм.

Породы с хлорит-гидрослюдистым цементом встречаются в восточных разрезах. Среди них имеются разности с массивной, иногда пятнистой текстурой. Среди обломков преобладает (44—50%) кварц (угловатые, реже корродированные зерна), плагиоклазы (8—12%, изредка 25%), единичные микроклины, кремни, слюдяные сланцы (10%), эффузивы (25—28%). В составе цемента преобладает хлорит, имеющий неоднородное строение. Часто его кристаллы деформированы. Хлорит иногда

да корродирует зерна кварца, образуя вокруг них оторочки, иногда развивается по спайности зерен полевых шпатов. Степень выветрелости гидрослюд (гидробиотита) не одинакова. Отдельные чешуйки зелено-желтого и серого цвета имеют большое сходство с хлоритом. Они распадаются на волокна и поляризуют в зеленовато-желтых и серых тонах.

Для алевролитов такого типа характерна тонкая косая и горизонтальная слоистость.

Породы с карбонатно-глинистым цементом характеризуются аналогичным составом терригенных минералов, но местами обломки кремнистых пород встречаются несколько чаще (до 6—10%). Эффузивные обломки составляют 35—38%. Распределение карбонатов в цементе неравномерное — обычно они корродируют обломки пород и замещают первичный глинистый цемент. Участками карбонатное вещество ведет себя как монокристалл, имея единую оптическую ориентировку. В этом случае, по-видимому, кальцитизация протекала быстро и одновременно. Там, где количество более крупнозернистого материала повышается, поровое пространство увеличивается и раскристаллизация идет лучше. Встречаются тонко-горизонтально-слоистые алевролиты, в которых одни слои содержат в цементе карбонатное вещество, а другие нет. В качестве «преграды», разделяющей слои, выступает глинистое вещество обогащенное растительным детритом. Иногда вокруг гнездовых скоплений пирита возникают агрегативные сростки сидерита нечеткой ромбоэдрической формы. Преимущественно горизонтальная слоистость и хорошая сортировка материала указывают на вероятность формирования таких алевролитов в спокойной среде, а встречающиеся косоволнистые разности и подводно-оползневые текстуры — на существование кратковременных течений в период незначительного обмеления бассейна. Присутствие же большого количества обломков кремней, слюдяных сланцев и эффузивов (35—40%) сближает рассматриваемые породы с полимиктовыми песчаниками граувакково-кварцевого состава.

Аргиллиты и глины среди отложений оленевского яруса являются наиболее распространенным типом пород. Они слагают тонкорассланцованные листоватые острооскольчатые сыпучие толщи коричневого, темно-серого и черного цвета, с зеленоватым оттенком. В них содержатся многочисленные глинистые, глинисто-фосфатно-карбонатные и карбонатные конкреции с остатками раковин аммоноидей и пелеципод. По поверхности аргиллитовых пластов на контакте с подстилающими алевролитами иногда отмечаются знаки ряби, небольшие углубления и ходы илоедов. Встречаются аргиллиты со скорлуповатой отдельностью, а также гальки алевролитов. Часто породы пронизаны системой трещин, выполненных кальцитом. Иногда они пятнисто окрашены гидроокислами железа. По плоскостям наложения наблюдаются обуглившийся растительный детрит и многочисленные мелкие чешуйки слюд. Мощность слоев колеблется от 10 до 50 мм. Прослой глины мощностью до 0,2 м имеются лишь в нижних горизонтах наиболее восточных районов разреза, здесь они пепельно-серые, зеленовато-голубые, иногда пятнистые за счет примесей гидроокислов железа.

Результаты наблюдений под микроскопом показали, что примесь мелкоалевритистого материала в аргиллитах достигает 5—7% (угловатые зерна кварца, чешуйки мусковита и биотита). Тонкая горизонтальная слоистость породы подчеркивается обильным растительным детритом. Глинистая масса в скрещенных николях отличается слабым дву-преломлением в серых тонах и обнаруживает пятнистую текстуру. Вокруг слабых окисленных растительных остатков скапливается лирит.

Минералогический состав глинистых пород довольно однообразен: частично разбухающий хлорит, гидрослюда и каолинит. Встречаются смешаннослойные сростки. Показатели преломления ориентированных агрегатов варьируют в зависимости от того, какой компонент преобладает.

Ориентировку агрегатов ухудшают примеси органического вещества и гидроокислов железа. Показатели преломления: $Ng' = 1,612-1,570$, $Np' = 1,609-1,570$, двупреломление колеблется от 0,015 до 0,012, снижаясь до 0,003 в глинах каолинит-хлоритового состава с гидроокислами железа: $Ng' = 1,588-1,564$, $Np' = 1,582-1,534$; $Ng' - Ng' = 0,030-0,015$, что характерно для преимущественно гидрослюдистых разностей.

Химический анализ фракции меньше 0,001 мм показал (табл. 5), что содержание кремнезема довольно высокое — 43—56%, глинозема — достигает 25% (в каолиновых разностях). Повышенное количество

Таблица 5

Химический состав глин (фракция < 0,001 мм) оленекского яруса (вес. %)

Обн.	Обр.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	п. п. п.	Сумма
1	137	47,78	22,88	0,80	12,18	не опр.	не опр.	не опр.	3,98	0,94	не опр.	
1	134	48,84	22,61	0,94	10,71	.	.	.	4,10	0,67	.	
1	132	51,44	19,95	1,35	10,71	.	.	.	3,73	1,01	.	
1	125	50,20	22,21	1,0	9,45	.	.	.	3,85	0,81	.	
1	122	51,02	21,78	0,98	4,98	4,13	0,79	2,80	4,12	0,71	9,19	100,41
1	117	48,68	21,56	1,32	5,79	4,49	0,79	3,04	3,32	0,62	9,87	99,40
1	111	48,00	21,07	1,08	9,82	2,33	0,72	2,37	3,60	0,37	9,68	98,99
12	453	54,2	19,67	1,35	9,03	не опр.	не опр.	не опр.	2,65	1,15	не опр.	
12	449a	49,49	25,29	1,66	3,51	1,79	0,46	1,94	6,55	0,30	8,03	98,98
12	449	43,09	23,21	1,13	10,81	1,07	0,59	1,37	5,67	0,38	11,51	98,84
404	884	56,01	19,48	1,18	4,06	4,13	0,59	2,42	2,72	1,19	8,51	100,14
413	1459	56,40	17,24	0,89	5,36	3,23	0,53	2,08	3,70	1,24	8,98	99,0

оксида железа (12%) может быть объяснено присутствием железистых разностей хлоритов и отчасти свободных гидроокислов железа. На рентгенограммах выявлены смешаннослойные сростки типа монтмориллонит — хлорит (с преобладанием монтмориллонита), на кривых нагревания они обнаруживают монтмориллонитовый характер (рис. 4, обр. 1-137, 404-887). Для примеси каолинита, а возможно, и хлорита характерны эндотермическая остановка при 570—585° и экзотермические пики около 650 и 1000°.

На электронномикроскопических снимках наблюдаются прозрачные и полупрозрачные изометрические пластинки неправильной формы (гидрослюда), иногда с размытыми краями, удлиненные чешуйки хлорита и мелкие (до 0,5 мк) таблички каолинита (см. приложение, табл. XXII, 2).

Рентгеноструктурный анализ показал, что основными компонентами глинистой фракции оленекского яруса являются каолинит или гидрослюда и в меньшей степени хлорит; это отмечалось и при изучении цемента песчаников и алевролитов в шлифах. На присутствие каолинита в глинистой фракции указывает наличие сильного (7 Å) рефлекса от плоскости (001), который исчезает при прокаливании при температуре 550—600° (табл. 6, обр. 1-125, 13-463). Для гидрослуд обычен рефлекс средней интенсивности (10 Å), который отмечается на всех дифрактограммах.

Межплоскостные расстояния (в Å) и интенсивности

Обр. 404-884						Обр. 404-887					
природный		насыщенный		500°		природный		насыщенный		500°	
$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>
14,39	1	14,56	сл.д.	14,16	ср. с.	14,55	2	16,5	ср. ш	13,44	ср
10,31	3	10,03	с	10,19	ср	10,35	1			10,45	сл.
7,16	6	7,28	с	7	о.о.сл.	7,16	4			7	о.о.сл. д.
5,00	2					5,32	1				
4,74	2										
4,51	2										
4,26	2					4,26	3				
4,04	1					4,08	1				
3,78	1										
3,67	2					3,68	2				
3,56	4					3,56	4				
3,35	10					3,35	10				
3,19	3					3,20	5				
2,57	1										
2,45	1					2,45	3				
						2,28	1				
2,14	1					2,13	1				
1,998	2										
1,814	2					1,814	2				
1,669	1					1,669	1				
1,540	2					1,540	2				
1,497	1					1,491	1				

отражений глин (фракция < 0,001 мм) оленекского яруса

Обр. 12-453						Обр. 13-459						Обр. 1-113					
природный		насыщенный		500°		природный		500°		природный		насыщенный		500°			
$\frac{d}{h}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I		
14,14	2	15,51	сл. д.	14,03	1					14,28	ср	15,32	ср. ш	13,68	с		
										11,69	сл						
10,55	3, д	10,08	ср	10,15	1	10,68	2, д	10,20	5	10,49	ср. ш	10,08	ср	10,54	ср		
7,12	3	7,12	ср. с.							~7,12	с	7,24	с. ш	7,56	о. сл.		
4,97	1					5,06	6										
Обр. 1-117																	
природный		насыщенный		500°		природный		насыщенный		природный		насыщенный		500°			
$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I		
4,48	1			4,48	3			4,50	6								
4,25	2			4,26	2									13,47	ср		
										14,22	ср	15,79	ср. ш	11,67	ср		
										10,62	ср. ш	10,24	ср	10,45	ср. ш		
						3,63	6			7,08	с	7,22	с	7,20	о. сл. д.		
Обр. 1-125																	
природный		насыщенный		500°		природный		насыщенный		природный		насыщенный		500°			
$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I		
3,54	2			3,35	10	3,33	10	3,36	10								
3,34	10																
3,19	2			3,23	3			3,27	2								
3,08	10			2,99	1	3,06	8	2,97	3								
								2,69	10								
2,56	2			2,58	3	2,51	6	2,58	8 ш.	14,38	сл	14,62	ср	13,39	с.		
								2,45	5			12,40	ср				
2,45	1					2,39	3	2,38	4	10,24	ср. с. ш	10,37	ср. с	10,24	с. ш.		
2,27	1, д			2,28	3			2,21	4								
2,12	1, д			2,12	2	2,11	2	2,13	4	7,10	с	7,24	с	—			
1,998	2, д			2,00	2	1,999	3	1,955	4								
						1,873	2										
Обр. 13-463																	
природный		насыщенный		500°		природный		насыщенный		природный		насыщенный		500°			
$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I		
1,813	2			1,813	2	1,804	4	1,778	5								
								1,692	5								
								1,654	8	13,68	ср. д	14,79	ср	14,62	ср. ш		
1,665	1, д									11,13	с	12,36	ср	10,71	ср. ш		
1,540	1			1,539	1	1,531	1	1,538	3			10,24	ср	10,71	ср. ш		
								1,512	5								
1,499	0,5					1,490	2			7,20	сл	7,28	сл. д	—			

Все хлориты представлены так называемыми «подвижными» разновидностями, скорее всего это смешаннослойные сростки типа хлорит — монтмориллонит. При насыщении этиленгликолем их базальное отражение от плоскости (001) имеет промежуточное значение, свойственное хлоритам и монтмориллонитам в насыщенном состоянии — от 14,56 до 16 Å (табл. 6, обр. 404-884, 404-887, 12-453, 1-113, 1-125, 13-463). При отжиге их межплоскостные расстояния приближаются к хлоритовым, но несколько уменьшаются по сравнению с естественными. Смешаннослойные сростки типа гидрослюда — монтмориллонит, гидрослюда — хлорит, монтмориллонит — гидрослюда встречаются несколько реже (табл. 6, обр. 1-113, 1-117, 1-125, 13-463).

Итак, наиболее широко распространенной ассоциацией среди глинистых отложений оленекского яруса является гидрослюдисто-каолининовая. В качестве третьего компонента выступает «подвижный хлорит», смешаннослойные сростки которого характерны для Оленекского района. Почти чистая гидрослюда обнаружена в прослое глины в среднем течении Оленекской протоки.

Фосфатоносные стяжения в виде желваков лепешко-видной или эллипсоидальной формы приурочены к прослоям аргиллитов в нижней части разреза оленекского яруса (Ивановская, 1964). Залегают они рядами на расстоянии около 70 см друг от друга; размеры отдельных стяжений достигают в диаметре 0,4 м. Вверх по разрезу количество и размеры конкреций сокращаются. Снаружи стяжения покрыты матовой коркой черно-коричневого цвета, состоящей из чередующихся полос аморфного или радиально-лучистого фосфата кальция. Конкреции состоят из сидерита и глинисто-фосфатного вещества. Показатели преломления аморфной разности фосфата кальция 1,606—1,612 и близки таковым коллофана. Электронномикроскопические исследования позволили установить кристаллическую природу глинисто-фосфатной массы. Кристаллы образуют непрозрачные пористые сростки угловатой формы размером до 4 мк. Обнаружены также гексагональные таблички каолинита. По данным химического анализа, содержание фосфорного ангидрида колеблется от 7 до 14,5%. Судя по результатам рентгеноструктурного анализа, основным фосфатсодержащим минералом является хлор-апатит с характерными сильными рефлексамми: 2,77—2,78, 1,958—1,963—1,870 Å (табл. 7). Обнаружена примесь каолинита.

Мелкие глинисто-фосфатные конкреции вместе с многочисленными раковинами аммоноидей обнаружены также в самых северных разрезах. Содержание фосфорного ангидрида здесь 10,25%.

Наряду с определением содержания P_2O_5 в этих конкрециях был проведен химический анализ различных литологических разностей с целью попытаться восстановить возможные источники фосфора. Кальцитовые конкреции среди пестроцветных отложений, подстилающих фосфатоносные стяжения у пос. Станнах-Хочо, содержат 0,17% P_2O_5 . Аналогичные низкие концентрации обнаружены в синхронных образованиях других участков Оленекской протоки (в аргиллитах — 0,142—0,146%, битуминозных известняках — 0,057—0,51%).

Идея о вулканогенном происхождении фосфатов данного района не подтвердилась, так как там, где можно было бы ожидать повышенного содержания фосфорного ангидрида, например, в районах проявления магматической деятельности (Усть-Енисейский район, Запорожьева, 1958), содержание P_2O_5 в диабазах не превышает 0,35%, в туфах — 0,06—0,23%, в карбонатных конкрециях — 0,1%, а в аргиллитах темноцветной пачки (вероятные аналоги оленекских аргиллитов) — 0,11—

Таблица 7

Межплоскостные расстояния (в Å) и интенсивности отражений фосфатсодержащих конкреций оленекского яруса*

Обр. 1-112		Хлор-апатит		Каолинит		Цинкрокбриджит	
$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>
7,06	2	7		7,06	2	7,06	2
4,82	1					4,82	1
4,45	2			4,45	2		
4,20	2			4,20	2		
4,12	1			4,12	1		
3,82	1			3,82	1		
3,57	1			3,57	1	3,57	1
3,41	4					3,41	4
3,409	4	3,400	4				
3,307	10					3,307	10
3,154	2						
3,026	1	3,026	1				
2,776	7	2,776	7			2,773	7
2,671	4	2,671	4				
2,598	2			2,59	2	2,598	2
2,45	1			2,45	1		
2,259	1					2,259	1
2,228	2			2,228	2		
2,118	2					2,118	2
1,978	1	1,978	1			1,978	1
1,919	2	1,919	2			1,919	2
1,870	1	1,870	1			1,870	1
1,824	2	1,824	2			1,824	2
1,805	1	1,805	1				
1,757	1	1,757	1				
1,708	2	1,708	2			1,708	2
1,529	2	1,529	2			1,529	2

* Расшифровка рентгенограмм произведена сотрудником Института геологии и геофизики Т. Н. Григорьевой. Табличные значения хлор-апатита заимствованы из книги В. И. Михеева «Рентгенометрический определитель минералов», цинкрокбриджита — из книги Ф. В. Чухрова «Коллоиды в земной коре», каолинита — из книги «Рентгеновские методы определения глинистых минералов», 1955.

0,13%. Скорее всего, накопление фосфатоносных отложений происходило в начальный период трансгрессии в условиях гумидного климата, так как на Таймыре и Земле Франца-Иосифа в это время росли теплолюбивые древовидные папоротники и беннититы (Сакс, 1960), а среди глинистых отложений накапливались известковистые осадки. Образование стяжений фосфорита желвакового типа в гумидных зонах (Страхов, 1962) объясняется, скорее всего, процессами диагенетического перераспределения соединений фосфора, если их содержания далеки от 100% (кларк P_2O_5 — 0,15%, по данным Попова, 1963).

Карбонатные породы (известняки) приурочены к нижней части оленекских отложений. Прослой битуминозных известняков небольшой мощности (0,2 м) весьма характерны для этих толщ. Известняки имеют разнозернистую структуру, размеры отдельных кристаллов неправильной, «лапчатой» формы достигают 0,5 мм, изредка 1,6 мм. Вблизи трещин, пронизывающих породу, отмечаются кристаллы с двумя отчетливыми параллельными или пересекающимися гранями системы двойников. Показатель преломления $N_m = 1,658$ соответствует кальциту. Битуминозное вещество бурого или темно-коричневого цвета, значительно окисленное, встречается преимущественно по сутурным швам, иногда в виде рассеянных вкрапленников среди мелкокристаллической (0,04—0,08 мм) массы кальцита, заполняющей трещины. Кроме того, встречаются известняки мелкокристаллические, содержащие до 10% алевритовой примеси (корродированные зерна кварца, полевые шпаты, чешуйки мусковита, гидратизированные кристаллы биотита).

Следующей разновидностью известняков являются пелитоморфные скрытозернистые разности с агрегативной поляризацией.

Наконец, последний тип оленекских карбонатных пород — известняки фунтиковой текстуры, высота конуса может достигать 1,5—2 см. Сложены они кристаллами лопастной формы (0,6 мм в длину) и пронизаны системой тончайших двойников. Конус от конуса отделяется бурым глинистым веществом (см. приложение, табл. VII, 1), содержащим иногда незначительную терригенную примесь (мелкие зерна кварца, полевых шпатов и растительный детрит). Апикальный угол равен 50—70°. В поперечном срезе известняк имеет концентрическое строение. Ряд овалов выполнен мелкозернистым (0,008—0,016 мм) кальцитом мозаичной текстуры. Овалы отделены друг от друга тонкозернистой кальцитовой массой с тончайшей каемкой из глинистого вещества.

ПЕСЧАНО-КОНГЛОМЕРАТОВЫЙ РЕГРЕССИВНЫЙ КОМПЛЕКС СРЕДНЕГО И ВЕРХНЕГО ТРИАСА

В составе комплекса выделяются две толщи, отвечающие этапам развития регрессии. Нижняя сложена преимущественно песчаными и алевролитовыми осадками и соответствует по времени среднему триасу. Верхняя представлена песчано-конгломератовой толщей карнийского яруса (рис. 5). В строении этих частей комплекса имеются некоторые различия, поэтому они рассматриваются отдельно.

Песчано-алевролитовая толща среднего триаса

Песчано-алевролитовая толща сформировалась на протяжении анизийского и ладинского веков в начальные этапы регрессии. Литологически эти отложения довольно близки, так как их накопление происходило в сходных фациальных обстановках. Однако имеются и некоторые различия: особенности строения прослоев с гальками

конгломератов и ряд других. В связи с этим типы пород, слагающие толщу, рассматриваются для каждого яруса отдельно.

Значительный интерес в составе комплекса представляют горизонты, обогащенные минералами железа, поэтому их детальному исследованию (в том числе особенности строения, минералогический состав и т. д.) посвящен особый раздел. Состав глинистых минералов сходен для всех подразделений комплекса, поэтому он рассматривается совместно, без разделения на разновозрастные толщи.

Анизийский ярус

В составе анизийских отложений выделяются следующие типы пород: конгломераты, песчаники, алевролиты и известняки.

Маломощные прослои конгломератов встречаются в основании отложений этого возраста и прослежены почти во всех разрезах Ленского и Оленекского районов. Серо-зеленые песчаники — преобладающий тип пород; количество и мощность отдельных прослоев песчаников возрастают вверх по разрезу. Темно-зеленые алевролиты образуют толщи, переслаивающиеся с печаниками, и приурочены главным образом к основанию разреза. Горизонты известняков и аргиллитов встречаются довольно редко и главным образом в слоях, граничащих с оленекскими отложениями.

Конгломераты прослежены в основании разреза анизийского яруса на мысе Чекуровский, на горах Туора и Хатыстах. Эти незначительной мощности (10—15 см) прослои с резким контактом залегают на подстилающих песчаниках. Гальки часто удлиненной формы, отмечаются обломки диаметром до 5 см, чаще 2 см. Цементом конгломератов служит песчано-карбонатный материал. Совместно с конгломератами встречаются остатки раковин амmonoидей, лингул и иглы морских ежей, а также обломки лимонитизированной древесины.

В составе галек преобладают исключительно осадочные породы (рис. 6), на долю аргиллитов приходится 30%, алевролитов и известняков — по 19%, песчаников и фосфатизированных обломков — 16%. Наибольший интерес представляют фосфатизированные гальки. Они сложены тонкодисперсным желтовато-зеленым фосфатным веществом с отдельными рассеянными включениями тонких пластинок гидрослюд, чешуек каолинита и окатанных обломков кварца. В отдельных гальках алевритовая примесь составляет 15—20%; кроме чешуек мусковита и биотита, отмечаются окатанные, но разрушенные зерна глауконита. Цементом галек служат мелкозернистые граувакково-кварцевые песчаники, в которых встречаются обломки кремней, халцедона, микрофельзита и волокна окисленной древесины. Песчаники цементируются кальцитом, по которому развиваются ромбоэдры сидерита диаметром 0,008—0,016 мм в виде «сыпи» по цементу и оторочек вокруг фосфатизированных галек алевролита. Если гальки пронизаны трещинами, кальцит и сидерит заполняют их совместно.

Для выявления морфологических особенностей галек конгломератов были замерены три основных параметра каждой гальки (a — длина, b — ширина, c — толщина). Эти данные позволили рассчитать различные коэффициенты: сферичность, по номограмме Крумбейна (Саркисян и Климова, 1955), изометричность по формуле $k_{\text{изом}} = \frac{a+c}{2b}$ (Саркисян и Климова, 1955), окатанность и уплощенность по формуле $k_{\text{упл}} = \frac{c}{b}$ (Хабаков, 1933, 1948).

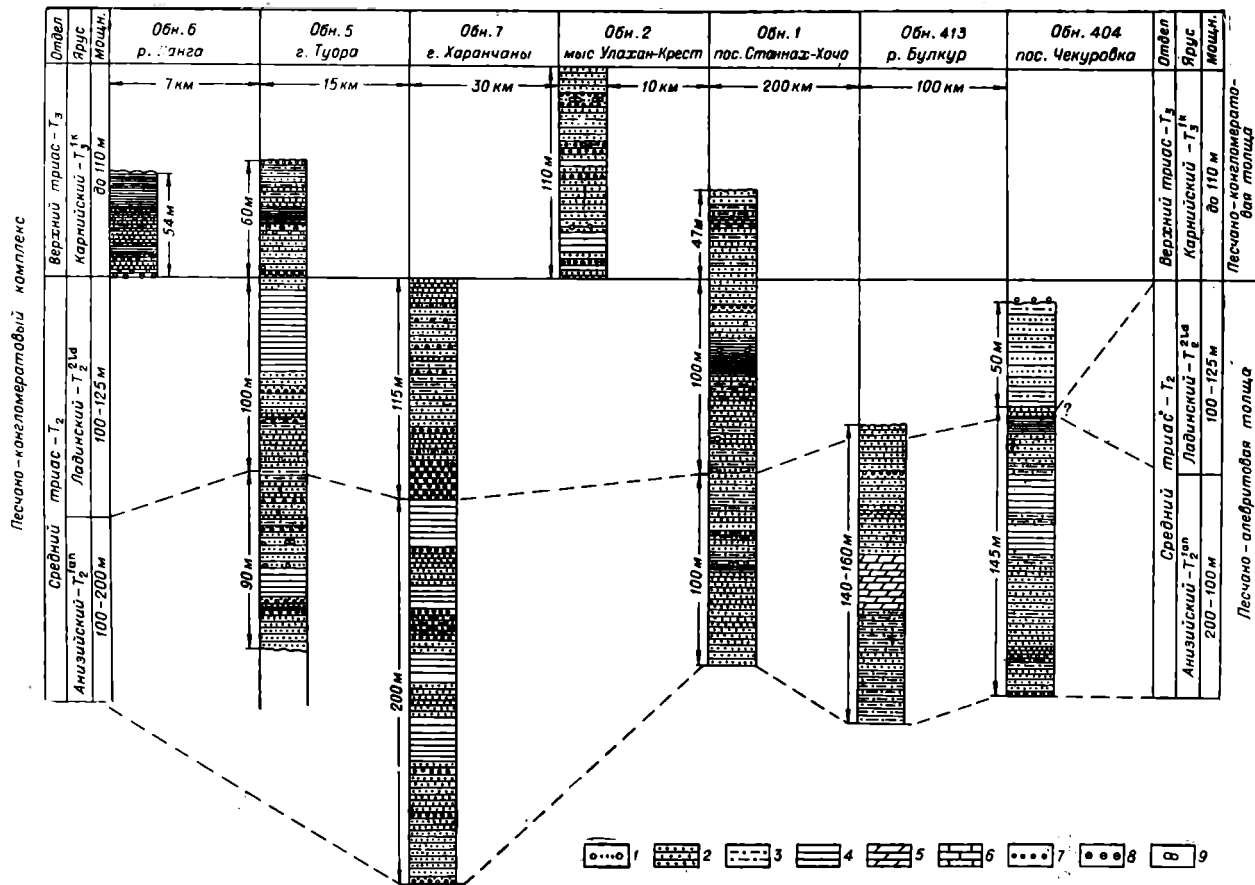


Рис. 5. Схема корреляции отложений среднего и верхнего триаса:

1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — алевриты; 4 — аргиллиты; 5 — мергели; 6 — известковистые песчаники; 7 — гетит-гидрогетитовые прослои; 8 — оолиты хлоритов; 9 — конкреции и линзы.

Морфологические исследования галек алевролитов показали (табл. 8 и 9), что они окатаны плохо ($k_{\text{сфер}} = 0,62$). но в соответствии со значениями коэффициента уплощенности ($k_{\text{упл}} = 0,48$) они могут быть отнесены к галькам, отлагавшимся в морских условиях.

Средне-мелкозернистые песчаники образуют редкие прослои мощностью от 5 до 20 м, тяготеющие к нижней половине разреза. Они встречаются в низовьях р. Лены (пос. Чекуровка и р. Булкур) и р. Оленек (горы Туора и Харанчаны). Для них характерны косая слоистость, наличие линзовидных прослоев галек алевролитов, располагающихся по слоистости; следов ползания илоедов, отчетливо наблюдаемых на поверхностях глинистых прослоев; симметричных знаков ряби (с индексом ряби 10,5; 11,2; 17,3), свидетельствующих об образовании осадков в морской среде.

Преобладающий размер зерен — 0,16—0,40 мм, реже 0,32 мм. Цемент, как правило, играет незначительную роль (5—7%, редко 30—40%). В основном цемент поровый и соприкосновения. В составе обломков отмечаются удлиненные угловатые чистые и с рядами газовых включений зерна кварца (51—54%), часто регенерированные; среди плагиоклазов (до 12%) встречаются свежие, а также серицитизированные и хлоритизированные зерна. Хлоритизированы обычно кислые разности. Обломки пород представлены измененными эффузивами (28—33%), кремня-

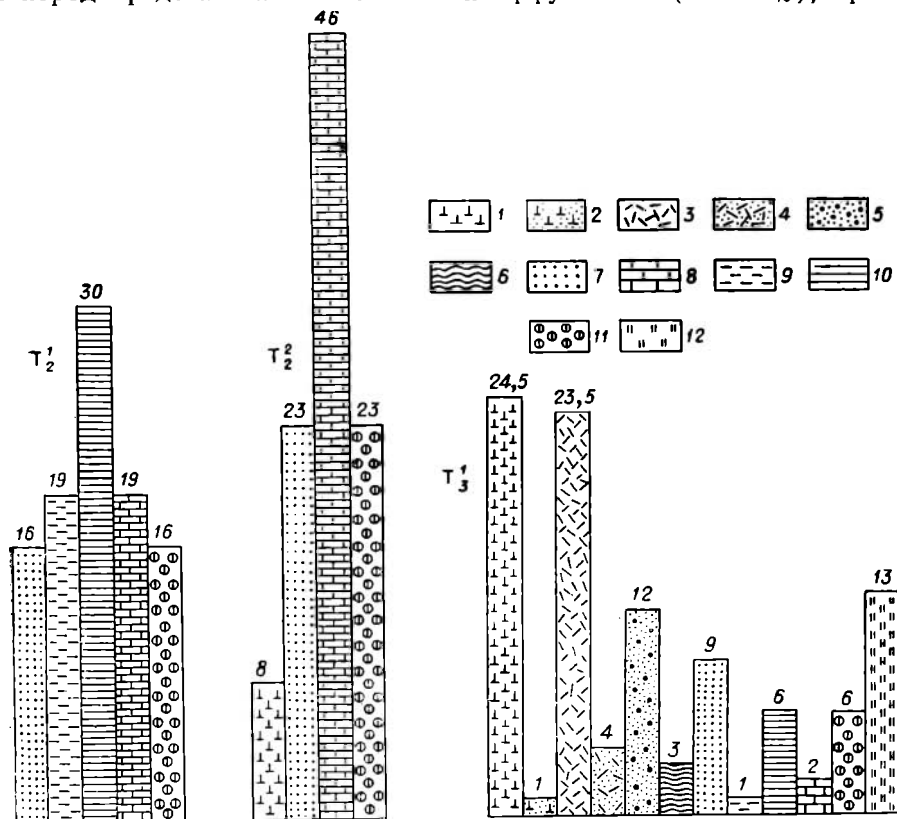


Рис. 6. Петрографический состав галек конгломератов триаса Лено-Оленекского района: (в %)

1 — основные эффузивы; 2 — туфы основных эффузивов; 3 — кислые эффузивы; 4 — туфы кислых эффузивов; 5 — пирокластические породы; 6 — метаморфические сланцы; 7 — песчаники; 8 — известняки; 9 — алевролиты; 10 — аргеллиты; 11 — фосфатизированные обломки; 12 — кремнистые породы.

Таблица 8

Морфологические особенности галек конгломератов в триасовых отложениях

Ярус	Местонахождение	$k_{\text{сфер}}$	$k_{\text{окат}}$	$k_{\text{изом}}$	$k_{\text{упл}}$
Карнийский	р. Нанга	0,59	46%	1,05	0,50
	г. Туора	0,65	40%	1,18	0,64
	мыс Улахан-Крест	0,68	34%	1,03	0,59
	пос. Станнах-Хочо	0,70	32%	1,02	0,56
Ладинский	г. Харанчаны	0,71		1,42	0,81
Анизийский	г. Харанчаны	0,62		1,03	0,48

ми (5—9%), слюдистыми и кремнисто-слюдистыми сланцами (1—3%), единичными обломками известняков. Исходя из вышеперечисленных особенностей, песчаники могут быть отнесены к граувакково-кварцевому типу. Собственно граувакки характерны для западных разрезов (Анабаро-Хатангское междуречье, данные А. И. Кравцовой, 1955), где количество обломков пород составляет 26—82%.

На отдельных участках в породе на контакте кварцевых зерен наблюдается образование аутигенного кварца, который, «припаяваясь» к

Морфологические особенности

Ярус	Тип пород	$a_{\text{ср}}$, мм	Колеб. знач. a , мм	$v_{\text{ср}}$, мм	Колеб. знач. v , мм	$c_{\text{ср}}$, мм	Колеб. знач. c , мм
Карнийский	Диабазовые порфириды	35	68—20	27	35—11	17	30—8
	Базальтовые »	33	45—23	24	32—20	16	22—9
	Андезитовые »	31	52—20	22	25—15	13	19—10
	Гранитовые порфиры	38	85—15	28	45—11	16	40—6
	Липаритовые »	27	40—13	21	25—8	12	28—5
	Туфы липаритовых пор- финов	43	60—30	29	32—20	19	25—13
	Песчаники	30	35—20	23	40—14	16	25—12
Кремни	33	60—15	23	40—11	13	25—8	
Ладинский	Известняки	50	70—30	36	40—30	25	35—10
Анизийский	Алевролиты	18	19—18	15	16—14	7	11—3

* a — длинная ось гальки, v — средняя, c — короткая.

ним, заполняет поровое пространство и играет роль цемента; зерно с «припаянным» кварцем приобретает зубчатый облик (см. приложение, табл. XIX, 2). Линия сочленения зерен кварца и кислых плагиоклазов часто извилиста.

Цемент песчаников хлорит-биотитовый, чешуйки биотита заключены между зернами и повторяют их контуры; они сильно обесцвечены и плеохроируют в желтовато-коричневых цветах. Часто пластинки разделены на отдельные волокна и сноповидные агрегаты. В этом случае они приобретают волнистое погасание и интерферируют в низких серо-желтых тонах первого порядка, а иногда на концах пластин отдельных пакетов сохраняются первоначальные цвета интерференции биотитов.

Мелкозернистые песчаники, переходные к крупнозернистым алевролитам, наиболее широко распространены среди отложений анизийского возраста. Они залегают в нижней и верхней частях разреза. Обычно эти породы окрашены в зеленые и пепельно-серые цвета и являются хорошими маркирующими горизонтами для анизийских отложений. В нижних частях разреза среди этих песчаников встречаются прослои ракушечников и известняков со структурой «конус в конус», а также известковистые стяжения, содержащие раковины лингул. Кроме того, здесь установлены знаки волновой ряби и отпечатки листьев. Мощность отдельных дачек 12—20 м, реже 3—5 м. В верхней части разреза песчаники образуют пачки, равномерноритмично переслаивающиеся с алевролитами. В этом случае их мощность уменьшается до 1,1—0,15 м. Мелкозернистые песчаники обычно хорошо отсортированы, диаметр зерен 0,08—0,16 и 0,12—0,16 мм. В мелкозернистых песчаниках, переходных к крупнозернистым алевролитам, размер зерен варьирует от 0,08 до 0,12 мм и от 0,04 до 0,12 мм. По составу цемента среди описываемых

Таблица 9

галек конгломератов различной типов пород*

$k_{\text{упл}}$	Колеб. знач. $k_{\text{упл}}$	$k_{\text{сфер}}$	Колеб. знач. $k_{\text{сфер}}$	$k_{\text{изом}}$	Колеб. знач. $k_{\text{изом}}$	Колич. обр.
0,63	0,91—0,36	0,70	0,82—0,60	1,23	0,89—2,0	10
0,48	0,69—0,24	0,63	0,71—0,58	1,15	1,60—0,74	6
0,72	0,80—0,62	0,73	0,89—0,66	0,97	1,08—0,79	8
0,59	0,90—0,45	0,70	0,82—0,67	0,94	1,38—0,70	10
0,55	0,78—0,25	0,61	0,80—0,40	1,06	1,50—0,72	26
0,66	0,75—0,52	0,66	0,79—0,10	1,12	1,38—0,86	4
0,75	0,78—0,70	0,66	0,73—0,62	1,17	1,32—1,06	4
0,61	0,72—0,50	0,63	0,71—0,60	1,04	1,24—0,85	6
0,81	0,87—0,71	0,70	0,82—0,64	1,42	1,60—1,20	5
0,48	0,78—0,18	0,62	0,74—0,51	1,03	1,42—0,65	2

песчаников выделяются три разновидности: 1) со слюдисто-хлоритовым, 2) хлоритово-карбонатным и 3) карбонатным цементом.

Песчаники со слюдисто-хлоритовым цементом состоят из угловатых удлиненных зерен кварца (52—53%), прямоугольных табличек неизмененных кислых и хлоритизированных плагиоклазов (6—14%), обломков эффузивов с сильно хлоритизированной основной массой и отчетливыми лейстами плагиоклазов (28—32%), кремнисто-слюдистых сланцев (2%) и единичных крупных обломков микрофельзитов и кремней. Цемент составляет 30—50%; тип цементации поровый, участками — базальный. В цементе содержатся пластинки хлорита, иногда частично утратившие первоначальный габитус (при этом строение их стало волокнистым), но сохранившие яркие сине-зеленые цвета интерференции. Чешуйки биотита при параллельных николях имеют зеленую окраску, плеохроируя от зеленого до желтого цвета, близкого к хлоритам. В крупных чешуях по пакетам наблюдается неполное обесцвечивание, когда часть волокон обесцвечена, а часть имеет розовато-оранжевую окраску.

Песчаники с хлоритово-карбонатным цементом встречены в низовьях рек Лены и Оленек. Среди обломков кварцевые зерна составляют 56—60%, полевые шпаты — 6—14%, эффузивы — 15—20%, кремни — 7—8%, слюдистые сланцы — 1%, что приближает эти породы по составу к олигомиктовым граувакково-кварцевым и кварцевым разностям. Основная масса цемента выполнена хлоритом. Последний участками замещен кальцитом, который корродирует обломки или нацело их замещает.

Песчаники с карбонатным цементом встречены в низовьях р. Лены. По составу обломков породы этого типа близки вышеописанным разновидностям. Структура цемента поровая, реже соприкосновения; по объему цемент составляет 20—30%. Кальцит, как правило, корродирует зерна. Он обычно бесцветен, иногда слабо желтоватый, тонкозернистый.

В составе минералов тяжелой фракции в нижних горизонтах анизийского яруса, как и в оленекских отложениях, сохраняют свое ведущее значение биотитовые слюды (62—92%). Их количество резко уменьшается в районах, примыкающих к р. Анабар. В тяжелой фракции остальной части анизийских отложений преобладают лейкоксен (40—80%) и рудные (до 60%), постоянно присутствует циркон (10—32%), но содержание последнего снижается в низовьях р. Лены до 4%, обычен рутил (до 10%), апатит (8—10%, у мыса Чекуровский до 28%); турмалин (8—15%). На Оленекской протоке появляются роговые обманки, а в сторону р. Анабар — минералы из группы цоизит — эпидот (10—18%).

Перечисленные особенности позволяют выделить лейкоксеново-магнетитово-цирконово-рутилово-апатитово-турмалиновую ассоциацию, которая весьма близка таковой индского яруса. Отсюда можно сделать вывод о том, что материал, поступавший из источников сноса в индский и анизийский века, был близок по составу.

Среди алевролитов выделяются крупно- и мелкозернистые разности.

Крупнозернистые алевролиты окрашены в зеленые тона, ритмично-слоистые, с параллелепипедальной отдельностью или массивные, крепкие, с известковоистыми стяжениями, внутри которых часто встречаются скопления раковин аммоноидей. Мощность слоев довольно значительна (14—40 м). Породы этого типа встречены на г. Туора (низовья р. Оленек) и на мысе Чекуровский (низовья р. Лены). В составе обломочных зерен преобладают водяно-прозрачные угловатые полуокатанные, реже корродированные зерна кварца — до 44—60%, плагиоклазы — средние, кислые или основные (типа лабратора) — 6—8%, обломки эффузи-

вов — 23—28%; кремнистых пород — 10—20%. Более олигомиктовый граувакково-кварцевый состав алевролитов характерен для восточных разрезов (р. Лена), а более полимиктовый — для западных (р. Оленек). По составу цемента в алевролитах отмечаются разновидности с гидрослюдисто-каолининовым и хлоритово-карбонатным цементирующим веществом.

Алевролиты с гидрослюдисто-каолининовым цементом (30—40%) имеют базальный тип цементации, реже порово-пленочный. Породы обычно окрашены в буровато-зеленые тона. В скрещенных николях цемент обнаруживает чешуйчато-волокнистое строение и двупреломляет на отдельных участках в низких серых тонах, что обусловлено присутствием каолинита. Непосредственно вокруг зерен развиваются волокнистые биотит-гидрослюдистые образования, интерферирующие в желтых тонах. В разрезах по р. Лене цемент пород такого типа окрашен в ярко-красно-коричневые цвета в связи с повышенным содержанием гидроксидов железа. В алевролитах с хлоритово-карбонатным цементом второй компонент цемента является более поздним образованием, так как кальцит занимает оставшееся поровое пространство между зёрнами в кристификационной каемке хлоритов. Иногда цемент довольно хорошо раскристаллизован, встречаются полисинтетические двойники. Кальцит изредка замещает плагиоклазы и корродирует некоторые зёрна кварца. На отдельных участках первоначальный хлоритовый цемент остается нетронутым.

Мелкозернистые алевролиты обычно коричневого цвета, реже серые, с зеленоватым оттенком. Часто они образуют разности, переходные к оскольчатым аргиллитам. В них содержатся известковистые стяжения (0,15—0,6 мм в диаметре) с остатками раковин аммоноидей и отпечатки листьев. Алевролиты в основном плитчатые, по наслоению наблюдаются чешуйки слюд. Часто они переслаиваются с песчаниками. Мощности отдельных прослоев от 8 до 0,4 м. Такого типа алевролиты встречаются иногда у пос. Станнах-Хочо. В качестве цемента выступает глинисто-карбонатное или карбонатное вещество. Тип цементации базальный, коррозионный, участками отмечается пойкилитовая структура. Распределение глинистого и карбонатного материала неравномерное — в виде пятен и отдельных концентров.

Органогенно-детритовые известняки в виде прослоев чаще встречаются в основании разреза, образуя горизонты битого ракушечника (пелелипод и аммонитов). Примесь терригенного материала — кварц, полевые шпаты, хлориты, обломки гетит-гидрогетита, алевролита — довольно значительна (15—20%). Состав обнаруженных раковин кальцитовый, кальцит имеет волокнистое строение. Иногда они сложены крупнокристаллическими зёрнами лопастной и лапчатой формы. В шлифе видны отдельные камеры раковин аммонитов, состоящих из нескольких слоев (см. приложение, табл. VII, 2).

Ладинский ярус

Как и среди отложений анизийского возраста, преобладающим типом пород здесь являются песчаники, а среди них — мелкозернистые разности, в меньшей степени алевролиты и аргиллиты и изредка прослои конгломератов. Граница между анизийскими и ладинскими ярусами проводится условно по смене ископаемых остатков фауны.

Единичные прослои конгломератов мощностью 15 см встречены в верхней части разреза на г. Харанчаны. Они залегают на пласте гори-

зонтальнослоистого песчаника с трещинами усыхания и знаками ряби, по плоскостям напластования которого располагаются раковины и иглы морских ежей.

В составе ладинских конгломератов преобладают осадочные породы (см. рис. 6) — известняки, песчаники и фосфатизированные обломки. Появляются основные эффузивы (диабазовые и базальтовые порфири-ты), известные в составе траппового комплекса. Кроме того, встречаются сильно измененные и корродированные кальцитом обломки эффузивов, микропегматиты микрографической структуры, хорошо окатанные куски древесины с сохранившимся строением обуглившейся клетчатки, обломки и целые чешуйки (2—3 мм) рыб, замещенные в карбонатном цементе кальцитом. Встречаются обломки раковин аммонитов и остатки фораминифер, куски хитиновых створок лингулид, осколки раковин волокнистого строения, иглы морских ежей, обломки пород с бобовинами окисленных хлоритов и зерна глауконита. Весь перечисленный комплекс свидетельствует о перемыве осадка в непосредственной близости от морского берега. Судя по результатам анализа морфологических особенностей галек конгломератов (см. табл. 8 и 9, $k_{упл} = 0,81$, $k_{сфер} = 0,71$ и $k_{изом} = 1,42$), они довольно хорошо окатаны, изометричны и обязаны своим происхождением тоже действию волн, перемещавших гальки вдоль морского побережья.

Среднезернистые песчаники в виде редких прослоев обнаружены в верхней части разреза яруса у пос. Станнах-Хочо и на г. Харанчаны. Окрашены они в светло-серый цвет со слабым зеленоватым оттенком. Породы обычно плитчатые. По наслоению встречаются чешуйки слюд и скопления обугленного детрита (см. приложение, табл. III, 1), иногда линзовидные прослои алевролитов. Мощность пластов до 7 м. Диаметр обломков в основном 0,24—0,32 мм, реже 0,48 мм. Количество цементирующей массы невелико — 25—30%, реже 10%. Тип цементации поровый, кристификационный или соприкосновения.

В терригенной примеси содержатся чистые молочно-белые зерна кварца, иногда с игольчатыми включениями рутила, реже струйчатые (60%), полевые шпаты (11%) — средние и кислые плагиоклазы, иногда с изогнутыми двойниками, кремни мозаичной структуры (20%), обломки основных эффузивов (11%), халцедона, имеющего волокнистое и сферолитовое строение, кремнисто-слюдистые сланцы, а также единичные зерна сфена и окатанного рутила. Следует отметить также присутствие остроугольных зерен струйчатого кварца, кремней и халцедона, у которых отношение длины кристалла к ширине в среднем равно 1 : 7.

Состав цемента сложный. На отдельных участках он хлоритово-кварцевый. Второй компонент цемента возник в результате растворения обломочного кварца на стыке зерен под влиянием давления. Хлоритовая оторочка сохраняется иногда частично, и новообразованный кварц становится преобладающим в составе цемента. Цемент может быть также цеолитовым (типа анальцима), изотропным, прозрачным, часто со следами спайности. В скрещенных николях он обнаруживает секторное строение. Зерна кварца с регенерационной яемкой и кремнистым веществом в порах часто объединяются в единый агрегат типа кварцитовидных песчаников, образуя так называемые простые мозаичные структуры (см. приложение, табл. XIX, 1) с ровными контактами между зерен.

Мелкозернистые песчаники слагают основную массу пород ладинского яруса по побережью Оленекского залива и р. Оленек. Песчаники окрашены в зеленые и буроватые тона. В них встречаются гальки кремнистых пород удлиненной формы диаметром 2—3 см, покрытые пленкой

гидроокислов железа. Часто наблюдаются знаки ржи и известковистые стяжения, переполненные иглами морских ежей. Породы обычно массивные, толстоплитчатые, иногда по наслоению присутствует перетертый углистый материал. Мощность отдельных прослоев достигает 15 м, а в случае развития тончайших прослоев алевролитов — до 30 м.

По составу цемента среди песчаников могут быть выделены следующие группы: 1) с гидрослюдистым, 2) хлоритово-гидрослюдисто-карбонатным и 3) хлоритовым цементом.

В песчаниках с гидрослюдистым цементом среди обломков преобладает (56—65%) кварц — струйчатые окатанные и полуокатанные инкрустированные слюдой разности, иногда регенерированные. Полевые шпаты (5—10%), как правило, пелитизированы, серицитизированы и корродированы. Иногда отмечаются решетчатые микроклины. Эффузивы (главным образом микрофельзиты и порфириды) составляют 14—25%, по лейстам последних развиваются слюды. Более полимиктовые разности характерны для района р. Анабар (Кравцова, 1955) и пос. Станнах-Хочо, более кварцевые (олигомиктовые граувакково-кварцевые) — для низовий р. Оленек.

В верхней половине песчаной толщи ладинского яруса содержатся зерна роговой обманки (см. приложение, табл. XXI, 1), плеохроирующие от бесцветных до светло-желтых тонов, с углом погасания до 20° и единичные зерна пироксенов. И. С. Грамбергом и др. (1961) в синхронных отложениях по рекам Чубукулах и Даркы установлена роговая обманка типа глаукофана, что позволяет высказать предположение о близости источников сноса питающих отложения этого возраста. Кроме того, в районе указанных рек довольно часто отмечаются зерна сфена и рутила, реже циркона и единичные свежие зерна глауконита и мусковита.

Цемент составляет 20—40% в основном он поровый или типа соприкосновения и состоит из биотитово-гидробиотитовой массы, в которой иногда сохраняются отчетливые чешуйки со следами спайности. Обычно они теряют свои очертания и превращаются в волокнистую слабо анизотропную массу, часть которой интерферирует в ярких коричневых тонах. Часто цемент корродирует зерна или развивается избирательно по какой-либо из систем двойников полевых шпатов. Кое-где поровое пространство выполнено кремнистым или фосфатным веществом.

Песчаники с хлорит-гидрослюдисто-карбонатным цементом обнаружены в немногих местах. Состав слагающих обломков аналогичен описанному выше. Весьма характерно, что карбонатный цемент выполняет поровое пространство между отдельными зернами и хлорит-гидрослюдистым цементом. Часто карбонатное вещество имеет явно органогенное происхождение. Внутри некоторых пор, выполненных чешуйчатым кальцитом, есть остатки створок раковин, частично утративших свои очертания. Наблюдаются отдельные скопления раковин фораминифер, которые располагаются по слоистости песчаника. Внутренние полости этих раковин выполнены фосфатно-хлоритовым веществом (см. приложение, табл. II, 2). Песчаники с преимущественно хлоритовым цементом будут описаны в разделе, посвященном железосодержащим породам.

Песчаники мелкозернистые, переходные к крупнозернистым алевролитам, и крупнозернистые алевролиты распространены главным образом в виде редких прослоев вдоль Оленекского залива (пос. Станнах-Хочо) и на г. Харанчаны. Окрашены они, как правило, в светло-серый цвет с зеленым или голубым оттенком. Породы плитчатые, сливные, с неявно выраженной слоистостью. Часто они образуют толщи, переслаивающиеся с прослоями аргиллитов или углисто-слюдистым материалом.

В пластах песчаников этой разновидности обнаружены следы жизнедеятельности илоедов, раковины педелипод и иглы морских ежей. Мощность слоев 8—10 м. В этих песчаниках среди обломков преобладают угловатые и полуокатанные зерна кварца (60%), полевые шпаты (7—10%), обломки кремней и эффузивов (30—35%). Последние лучше окатаны.

Цемент составляет 40—50% общей массы породы. По составу цемента выделяются слюдисто-гидрослюдистые, слюдисто-хлоритовые и хлоритовые разновидности.

Песчаники со слюдистым цементом, базальным или поровым, содержат большое количество цемента. Породы хорошо сортированы, отмечается горизонтальная слоистость, подчеркиваемая расположением растительных остатков. Слюдистая масса обычно бурого цвета, с двупреломлением, свойственным биотиту, или красно-бурая, что обусловлено присутствием гидроксидов железа.

Песчаники и алевролиты со слюдисто-хлоритовым цементом (40—50%) зеленовато-бурого цвета характеризуются двупреломлением в низких зеленоватых и сине-зеленых тонах, присущих хлоритам, или бурых, иногда желтоватых, свойственных биотиту и разновидностям, близким гидробиотиту. Волокна слюд как бы обтекают зерна, повторяя их контуры.

Алевролиты с хлоритовым цементом (40—50%) по типу цементации — базальные или поровые. Хлоритовая масса светло-зеленого цвета имеет тонкочешуйчатое строение. Местами отмечается тонкокристаллическое карбонатное вещество, которое вместе с хлоритом часто корродирует зерна и развивается по спайности полевых шпатов. На фоне светло-зеленой хлоритовой массы попадаются отдельные чешуйки биотита, имеющие вермикулитообразное строение. Наблюдаемая в некоторых образцах микрослоистость обусловлена горизонтальным расположением обрывков растительной ткани и зерен удлиненной формы.

В тяжелой фракции ладинского яруса в массовом количестве появляются роговые обманки (Хараулахские горы и г. Харанчаны — 21%). По-прежнему сохраняют свое ведущее значение лейкоксены (16—60%) и магнетиты (8—53%). Несколько возрастает роль цирконов (2—26%), гранатов (до 11%), главным образом в низовьях р. Лены. Неизменно присутствуют турмалины (2—10%), апатиты (иногда до 10%), рутилы (6—12%). На г. Харанчаны встречаются минералы группы цоизит — эпидот (до 9—42%).

Перечисленные особенности позволяют выделить ассоциацию минералов (лейкоксено-магнетито-цирконово-гранатово-apatитово-турмалиновая с переменным содержанием роговой обманки и цоизит-эпидота), которая почти неотличима от ассоциации анизийского яруса.

Песчано-конгломератовая толща карнийского яруса

Карнийские отложения обнажаются лишь частично, залегают они на ладинских отложениях с размывом, верхняя половина яруса и контакт с норийскими образованиями не вскрыты. Изучены они (см. рис. 5) у пос. Станнах-Хочо и на мысе Улахан-Крест (побережье Оленекского залива), на г. Туора и в отрогах хр. Туора-Хаята (р. Оленек), а также на мысе Чекуровский (данные И. И. Тучкова). Верхняя часть песчано-конгломератового комплекса представлена преимущественно горизонтами светло-серых плохо сортированных песчаников с прослоями конгломератов и гравелитов, редкими пропластками алевроли-

тов, аргиллитов и известняков, имеющих текстуру «конус в конус», и ракушечниками.

Конгломераты и гравелиты, как правило, небольшой мощности (0,1—0,4—0,6 м), залегают линзами или прослоями, которые прослеживаются по простираанию до 10 км. Ближе к подошве слоя расположены более крупногалечные разности (до 2—8 см). Обычно они плохо отсортированы, и пространство между гальками заполнено гравийным материалом (2—6 мм). Встречаются так называемые «пуддинги», где гравийно-галечные разности не образуют самостоятельных прослоев, а рассеяны в толще песчаников.

Петрографический состав галек довольно пестр (см. рис. 6), но преобладают изверженные породы. Содержание кислых эффузивов во всех изученных разрезах составляет 22—27%. Это, главным образом, липаритовые порфиры с микрофельзитовой и микропиклитовой структурой основной массы (см. приложение, табл. XX, 1), которая часто бывает хлоритизирована, а по стеклу отмечается образование цеолитов. Калиевые полевые шпаты в порфирированных выделениях нередко альбитизированы. Наблюдаются акцессорные апатит (до 1 мм), циркон, изредка гранат и брукит.

Количество обломков основных эффузивов в отдельных горизонтах изменяется от 8 до 39%, в том числе диабазово-базальтовые порфириты — 5—27%. Основная масса, лейсты плагиоклазов и темноцветы (пироксены и амфиболы) в этой группе эффузивов сильно хлоритизированы. Отмечаются скелетные формы ильменита, выделения гематита, отдельные скопления (до 15% основной массы) титанистых минералов, среди которых видны квадратные кристаллы анатаза.

Осадочные породы играют подчиненную роль в составе конгломератов и гравелитов. Однако на р. Оленек и мысе Улахан-Крест одновременно с гальками магматического происхождения встречаются обломки песчаников с бобовинами и оолитами железистых хлоритов, количество которых достигает 48% за счет разрушения вмещающих пород. Появляются обломки туфов кислых и основных эффузивов.

Совместно с обломками пород попадают не только битые, но иногда и целые раковины аммоноидей, пелеципод, гастропод, брахиопод, обломки мшанок, кости и чешуи рыб, куски фосфатизированной древесины, углефицированная растительная ткань. Цементом конгломератов служат разнозернистые полимиктовые песчаники с бобовинами хлоритов, сцементированные слюдыстым, известковистым, хлоритовым и анализимовым материалом. Хлорит часто образует крустификационные каемки вокруг зерен (см. приложение, табл. XV, 1), а анализим — оторочки вокруг зерен и обломков и, кроме того, заполняет поровое пространство в окаменевших кусках древесины (см. приложение, табл. XVII, 1).

Рассматривая морфологические особенности галек конгломератов (см. табл. 9), можно заметить, что минимальные средние величины длинных осей галек свойственны липаритовым порфирам, а максимальные — их туфам. Самой большой является разница величин оси a гранитовых порфиров и диабазовых порфиритов. Более всего близки к форме шара андезитовые порфириты ($k_{сфер}$ в среднем равен 0,73), затем следуют диабазовые порфириты и гранитовые порфиры, затем — туфы липаритовых порфиров, которые доминируют в разрезах по р. Оленек (р. Нанга, табл. 8).

Большинство галек, вероятно, отлагалось вдоль побережий под действием потоков, так как почти для всех типов пород и во всех районах $k_{упл} > 0,5$. Разница между тремя осями галек невелика, и поэтому

коэффициент изометричности $k_{изом}$ лишь незначительно отличается от единицы. Степень окатанности обломков закономерно убывает в восточном направлении (пос. Станнах-Хочо) и возрастает в низовьях р. Оленек. Следует отметить также, что в верхних трех горизонтах у пос. Станнах-Хочо почти все гальки расколоты, вероятно, под действием морского прибора или штормов в зоне открытого побережья.

Среди песчаников по размерам слагающих зерен выделяются следующие группы: крупно-среднезернистые и среднезернистые; средне-мелкозернистые и мелкозернистые. Разнозернистые и плохо отсортированные разновидности обычно подстилают или перекрывают прослой конгломератов. Как правило, они окрашены в желтый или светло-серый цвет. Для пород характерны знаки несимметричной подводной ряби морского типа с индексом ряби 9,3; 10,0; 10,6 и индексом асимметрии 1,1; 1,4; 2. Иногда в слоях отмечается грубая ритмичность. Попадают растительные остатки трубчатой формы типа хвощей. Мощности прослоев от 0,3 до 3,0 м. Среднезернистые и мелкозернистые песчаники окрашены различно: пепельно-серые, светло-серые, почти белые или грязно-зеленые. Для них характерна горизонтальная и косая слоистость. Иногда в толще встречаются известковистые конкреции, довольно часто — мелкие обрывки растительной ткани, отпечатки листьев. Мощность прослоев от 1 до 5—6 м.

Крупно-среднезернистые и среднезернистые песчаники имеют размеры слагающих частиц 0,24—0,40 мм; иногда встречаются отдельные зерна диаметром 0,56 мм и даже крупнее. Состав породы существенно полимиктовый: зерна кварца, довольно хорошо окатанные, чистые, иногда с газовыми включениями (см. приложение, табл. X, 1), реже струйчатые (см. приложение, табл. X, 2), часто регенерированные и изредка хлоритизированные (41—56%); плагиоклазы — кислые и средние; изредка встречаются микроклины (6—8%). Кристаллы полевых шпатов могут быть изогнуты или регенерированы (см. приложение, табл. XI, 1). По спайности в некоторых зернах отмечается хлоритизация. Обломки эффузивов (35—43%) также нередко хлоритизированы и лимонитизированы, главным образом вокруг включений титанистых минералов. По обломкам кремнистых пород (4—6%) часто развиваются ромбоэдри сидерита. Встречены, кроме того, слюдястые сланцы (3%) и единичные микропегматиты, а также, как и в ладинских песчаниках, кристаллы роговой обманки, окисленные бобовины и «зачаточные» оолиты хлоритов.

Цемент (не более 15% всей породы) регенерационно-кварцевый и слюдясто-гидрослюдистый, участками волокнистого строения. Часть слюд сильно обесцвечена. Слюды часто по плоскостям спайности бывают лейкоксенизированы, и тогда в них по пакетам наблюдаются мелкие вкрапления аутигенных титанистых минералов. В том случае, когда цемента мало и зерна сближены, видна неровная линия контакта между регенерированными частицами кварца и полевого шпата. Обычно регенерационная кайма в кварце хорошо заметна по реликтам первоначального хлоритового цемента. В цементе довольно часто содержатся титанистые минералы.

Средне-мелкозернистые и мелкозернистые песчаники имеют размер зерен 0,12—0,32 мм, реже 0,4 мм. Среди обломков содержится кварц (от 50—65 до 72—80%), что приближает породу к олигомиктовым кварцевым разностям (см. приложение, табл. XXII, 1). Зерна кварца чистые, струйчатые, окатанные и гранулированные по краям, довольно часто регенерированные, независимо от их размеров. Для струйчатых разностей характерно волнистое погасание. Вокруг некоторых зерен

отмечаются железистые «рубашки». У кислых и средних плагиоклазов (4—17%) по спайности или избирательно по системе двойников часто развивается кальцит, реже слюды, иногда попадаются изогнутые кристаллы плагиоклаза. Изредка встречается микроклин. Обломки эффузивов в полимиктовых разностях составляют 25—36%, по мере приближения к мономинеральным разностям количество их уменьшается до 16%. Обычно их основная масса хлоритизирована, а отдельные лейсты серицитизированы. Обломки кремней составляют 6—7%, количество слюдистых сланцев невелико (2%), попадают обломки «письменного» гранита, халцедона, чешуйки мусковита и частично окисленные зерна глауконита, содержание которого может достигать 5%.

Соотношение породообразующих минералов и обломков пород (кварца — до 46%, обломков — 15—63%; данные А. И. Кравцовой (1955) для Анабарского района) позволяет отнести песчаники к грауваккам и полевошпатовым грауваккам. Для Лено-Оленекского района характерны в основном граувакко-кварцевые и лишь изредка олигомиктовые-кварцевые разности. Обломки титансодержащих минералов встречаются довольно часто. Лейкоксен отмечается по спайности полевых шпатов и слюд. Зерна рутила образуют отдельные агрегативные скопления.

По составу цемента выделяются две разновидности песчаников: 1) с хлоритово-слюдистым и 2) с кремнисто-хлоритово-карбонатным цементом.

Для первой разновидности песчаников цементирующая масса составляет 20—50%. Тип цементации базальный, поровый, пленочный, крустификационный или соприкосновения. Взаимоотношения слюд и хлорита в цементе таковы: в западных районах (низовья р. Оленек) преобладают биотиты,

а в восточных (побережье Оленекского залива) — хлориты. Иногда биотитовая масса окрашена в ярко-красный цвет за счет интенсивной лимонитизации. Обычно слюды обесцвечены по пакетам и приобретают вермикулитоподобное строение. Часто они образуют крустификационные каемки вокруг зерен. В некоторых случаях хлорит образует вокруг зерен крустификационные каемки в виде щеток, а оставшееся поровое пространство полностью изотропным, реже с двойниками, цеолитом типа анальцима (см. приложение, табл. XVI, 1). По трещинам спайности цеолитов иногда развивается хлорит.

Для диагностики этого минерала — характерной составной части цемента песчаников и конгломератов среднего и верхнего триаса — был выделен его концентрат и подвергнут тщательному анализу. Исследо-

Таблица 10
Результаты анализа по инфракрасному спектру поглощения* образца 6-286

Частоты исследуемого образца, см ⁻¹	Частоты эталонного анальцима по Моенсе**, см ⁻¹
450	450
620	620
740	746
770	775
	862
1040	1040
	1115
1635	1635
3550	
	3620

* Спектр поглощения получен на приборе UR-10. Образец был спрессован со спектрально чистым КВг, плотность 1 мг/см². Режим усиления 5/2/2, щель 4, скорость сканирования 50/32/12. Анализ проводился в лаборатории ИГиГ СО АН СССР Д. К. Архипенко.

** Эталонные значения взяты из Mineralspekter, Berlin. Horst Moenke, 1962.

вания спектра поглощения в области инфракрасного излучения (табл. 10) и результаты рентгеноструктурного анализа (табл. 11) позволили однозначно отнести этот минерал к анальциму (с параметром решетки $a = 13,69 \text{ \AA}$), чему не противоречат показатели преломления ($N = 1,483 - 1,486$) и эндотермический эффект на кривой нагревания (рис. 7) при 460° . Незначительная остановка около 850° связана, скорее всего, с примесью кальцита.

Таблица 11

Межплоскостные расстояния (в \AA) и интенсивности отражений анальцима*

Образец 6-266 ($a = 13,62 \text{ \AA}$)				Анальцим**			
$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I
5,64	8	1,708	2	5,64	7	1,710	4
4,85	4	1,684	3	4,87	2	1,680	6
4,12	3*	1,661	1			1,655	1
		1,614	1	3,72	1	1,608	2
3,66	2***	1,593	2			1,587	8
3,43	1***	1,495	1	3,45	10	1,491	6
3,34	1***	1,476	2			1,471	6
3,19	1***	1,453	1			1,456	2
2,91	9	1,439	1	2,923	10	1,439	4
2,80	3	1,412	4	2,794	2	1,408	9
2,68	4	1,380	1	2,686	5	1,379	1
2,50	4	1,370	2	2,502	4	1,365	2
2,42	3	1,358	5	2,419	4	1,352	8
2,22	4	1,306	2	2,219	6	1,301	7
2,16	1	1,284	3			1,279	8
2,11	1	1,260	2	2,099	1	1,258	7
1,933	1***	1,240	1			1,247	1
1,897	4			1,902	8	1,237	1
1,868	3	1,218	3	1,856	5	1,215	9
1,736	5			1,735	10		

* Режим съемки: $D = 57,3 \text{ мм}$; $d = 0,3 \text{ мм}$; Со — антикатод; Fe — фильтр, $V = 30 \text{ кВ}$; $I = 12 \text{ мА}$. Съемка и расшифровка образца проводилась в ИГиГ СО АН СССР Т. Н. Григорьевой и в СНИИГГиМСе Н. Т. Мандриковой.

** Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов, 1955.

*** Минералы-примеси.

Хлоритово-кремнисто-карбонатный цемент (5—25%) характерен для граувакк и граувакково-кварцевых разновидностей песчаников (кварц — 45—56%, полевые шпаты — 4—7%, эффузивные обломки — до 40%, кремнистые — 5%, слюдястые сланцы — 1—3%, мусковит — иногда до 3%). Если количество цемента незначительно, то параллельно с образованием структур взаимного приспособления происходит регенерация зерен кварца в местах стыков, в результате чего образуются так называемые «структуры припая» с соседними зернами. Полевые шпаты регенерированы реже. Кальцитовый цемент обычно выполняет поры, иногда он разъедает каемку и замещает зерна, образуя псевдоморфозы по кристаллам. По полисинтетическим двойникам кальцита отмечаются отдельные рассеянные ромбоэдры сидерита. Несколько возрастает роль хлорита и слюд (до 29%). Постоянно присутствуют турмалин (до 14%), циркон (до 9%), апатит (до 18%), гранат (до 5%). Эпизодически встречается эпидот (до 10%). Указанные особенности позволяют выделить в песчаниках карнийского возраста лейкоксеново-магнетитово-апатитово-турмалиново-цирконово-гранатовую ассоциацию, близкую ладинской.

Алевриты можно разделить на крупно- и мелкозернистые.

Крупнозернистые алевролиты встречены главным образом в восточных разрезах (пос. Станнах-Хочо и мыс Улахан-Крест) и в основном в нижних частях толщи. Обычно они горизонтальнослоистые, что обусловлено степенью сортировки материала. В подошве алевролитовых слоев располагаются крупнозернистые алевролиты и переходные к мелкозернистым песчаникам разновидности, которые **вверх** по разрезу постепенно обогащаются более тонким, глинистым материалом. Мощности таких прослоев достигают 1 м, как исключение — 14 м.

К более крупнозернистым разновидностям тяготеют обломки титанистых минералов и растительные остатки, по которым часто развивается пирит, отдельные пустоты выполнены оранжево-красным гидрогетитом. В составе обломочных зерен — кварц с игольчатыми включениями рутила, корродированный гидрослюдистым цементом, изредка с крустификационной каемкой хлорита; полевые шпаты средние и кислые; по спайности располагаются гидрослюды, обычно таблитчатой формы.

По составу цемента среди крупнозернистых алевролитов выделяются алевролиты с хлоритово-гидрослюдистым и кальцитовым цементом. В алевролитах с хлоритово-гидрослюдистым цементом (40—70%) хлоритовые пластинки часто обнаруживают чешуйчато-волоконистое и вермикулитоподобное строение. Отдельные пакеты обесцвечены, некоторые распадаются на мелкие, близкие по форме к шестиугольным, таблички каолинита с низким двупреломлением. Иногда хлорит образует крустификационные каемки вокруг обломков, а на контактах сближенных кварцевых зерен отлагается кремнистое вещество. Слюды преобразуются в тонковолокнистые сноповидные агрегаты светло-желтого цвета, в средних частях этих образований сохраняются реликты спайности. Пластины слюд частично утратили свои первичные очертания: концы пластин расщепляются на отдельные волокна, которые затем приобретают вермикулитоподобное строение.

Алевролиты с карбонатным цементом (40%) встречаются редко, кальцитовое вещество имеет тонкокристаллическое строение и распределяется неравномерно, пятнами замещая хлоритово-слюдистую массу и обломки, корродируя некоторые зерна.

Мелкозернистые алевролиты встречены в одном разрезе (мыс Улахан-Крест). Они окрашены в серый цвет со слабым зеленоватым оттенком. В пластах обнаружены редкие известковистые конкреции, довольно часто наблюдаются вкрапленники и мелкие линзы пирита. Отмечаются волнистые поверхности напластования, углубления которых заполнены тонкодисперсным глинистым веществом, обогащенным растительными остатками. В некоторых прослоях есть иглы морских ежей. Мощность пластов 15—20 м. Среди обломков встречаются зерна кварца остроугольной и полуокатанной формы, средние и кислые плагиоклазы, обломки эффузивов, удлинённые и остросребристые обломки кремнистого состава, возможно первично пеплового происхождения, сферолиты халцедона, колеччатые двойники рутила и квадратные зерна анатаза.

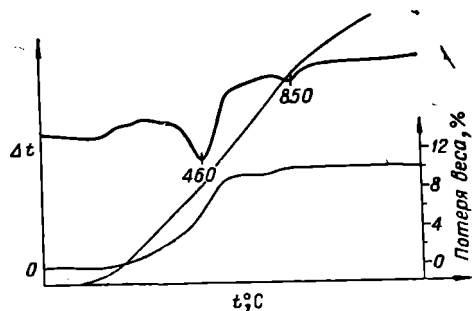


Рис. 7. Кривая нагрева аналитического образца (обр. 6-286).

Цементирующая масса (50%) мелкозернистых алевролитов имеет хлоритовый состав с различными чешуйками. Пластинки биотита и мусковита обычно располагаются по слоистости. Обломки алевролитов обычно овальной формы, диаметр их около 1 см. Внутри них, как правило, содержатся целые раковины или обломки раковин известковистых фораминифер. Глинистая масса бурого цвета, тонкодисперсная, часто изотропная, фосфатизированная, с очень мелкими иголецатыми включениями слюд и перетертым растительным детритом.

Породы, обогащенные железосодержащими минералами

Эти породы с ильменитом, магнетитом, гематитом, железисто-магнезиальным хлоритом и гетит-гидрогетитом тоже входят в состав песчано-конгломератового регрессивного комплекса.

В нижней части комплекса (средний триас) железосодержащие минералы являются составной частью прослоев полимиктовых и известковистых песчаников и алевролитов.

В песчано-конгломератовой толще карнийского яруса минералы железа входят в состав песчаников и гравелитов, залегающих в основании горизонтов конгломератов. Они прослежены в обнажениях в низовьях р. Оленек (г. Туора, отроги хр. Туора-Хаята, г. Харанчаны) и по берегам Оленекского залива (мыс Улахан-Крест и пос. Станнах-Хочо). Встречаются они и западнее, на Анабаро-Хатангском междуречье (слои, относимые А. С. Запорожцевой и А. И. Кравцовой, 1956, к гуремисской свите).

Нижний стратиграфический предел распространения зерен гетит-гидрогетитового состава отмечается в основании анизийского яруса и приурочен главным образом к мелкозернистым песчаникам и реже крупнозернистым алевролитам. Песчаники обычно зеленого или серого цвета, с известковистыми стяжениями, знаками ряби, часто встречаются хитиновые раковины лингулид, кроме того, скопления этих окисленных вкрапленников в виде мелких бурых пятен, окрашивают всю породу в коричневый цвет. Иногда гетит-гидрогетитовые зерна входят в состав толщи, сложенной ритмично чередующимися тонкими слоями желто-коричневых песчаников (1—2 см) и черных алевролитов (миллиметры). Указанные зерна тяготеют к первым разностям. В алевролитах бедные рудопроявления отмечаются в виде мелких пятен и вкрапленников (линзочек) гетит-гидрогетита среди песчанистых включений.

Как показали исследования аншлифов в отраженном свете, главным железосодержащим минералом пород анизийского яруса является гидрогетит светло-серого цвета. В прозрачных шлифах зерна гидрогетита (диаметр 0,1 мм) имеют красно-оранжевый, густо-вишнево-красный, желто-оранжевый цвет, плеохроируют от густо-красного или бурокоричневого до светло-желтого и золотисто-оранжевого. В зернах, как правило, вытянутых в форме бобовин или угловатых, в скрещенных николях обнаруживаются следы трещин вдоль их контуров и трещины синерезиса по краям. Некоторые зерна являются зачаточными оолитами со слабыми контурами намечающегося concentрического строения. Отдельные крупные бобовины (0,24 мм) гидрогетита имеют неоднородное строение. Они состоят из более мелких зерен того же состава или же разбиты на сцементированные полигональные участки, контуры которых более густо окрашены. В породах анизийского яруса содержатся зерна, бобовины и сгустки хлорита (см. приложение, табл. IV, 2), обычно зеленого цвета, которые распадаются на отдельные розетки, волокна

и часто окислены в центре. Трещины в окисленных хлоритах и гидрогетите выполнены тонкоагрегативным гематитом.

Другими минералами железа в анизийских отложениях являются обломочные зерна ильменита, магнетита (возможно, титаномagnetита), серовато-черные, с сине-черным металлическим блеском и синеvато-серые в отраженном свете в прозрачном шлифе. Зерна обычно неправильной формы, иногда с извилистыми очертаниями, мельче, чем у гидрогетита (0,04—0,08 мм, реже 0,12 мм), структура их скрытокристаллическая. Часто по таким зернам развивается гидрогематит; иногда они составляют 30% общего количества рудных обломков (особенно в верхах яруса) (см. приложение, табл. IV, 1).

Цементом песчаникам служат хлорит, слюда (биотит), кальцит, частично кремнистое вещество. О взаимоотношении цемента и обломков уже упоминалось выше, при описании мелкозернистых разностей песчаников анизийского яруса. На некоторых участках хлоритовая сферолитовая, тонкочешуйчатая или волокнистая масса преобразуется в слабодвупреломляющие чешуйчатые агрегаты, близкие по составу каолинитам. В слюдистом цементе отмечаются ярко окрашенные, вероятно, за счет адсорбции гидроокислов железа, чешуйки биотита с трещинами спайности, свойственными слюдам, но с цветами интерференции, характерными для гидрогетита.

Продукты разрушения железистых минералов образуют железистые «рубашки» вокруг обломочных зерен, развиваются по трещинам спайности плагиоклазов, тонко инкрустируют зерна кварца, нацело замещают иногда основную массу эффузивов. Лимонитовые сгустки (диаметром до 0,8 мм) выполняют пустоты среди окисленных обломков растительной ткани. Спорадически в песчаниках отмечаются зерна частично окисленного глауконита и обломки хитиновых створок лингулид.

Среди отложений ладинского и, частично, карнийского ярусов наиболее обогащены железосодержащими минералами мелкозернистые песчаники раннеладинского возраста. Характер залегания и распределения минералов в этих отложениях несколько иной по сравнению с анизийскими. Железистые песчаники имеют пятнистую текстуру. Пятна причудливых очертаний окрашены в коричнево-бурый и красновато-сиреневый цвета. В изломе им свойственна шелковистость. В наиболее богатых железом разностях пятна сливаются в единую однородную массу. Среди этих разностей часто встречаются кальцитовые стяжения. Если толща обеднена гетит-гидрогетитовым компонентом, цвет ее становится обычным темно-серым, с зеленоватым оттенком.

Магнетиты и гематиты в верхней половине песчано-конгломератового комплекса встречаются довольно часто. Они обычно лимонитизированы по краям, иногда почти полностью, и лишь в центральных участках остаются неизмененными. Отмечается также лимонитизация основной массы обломков эффузивов, не затрагивающая порфирировых выделений. Иногда из зерен магнетита (титаномagnetита) возникают новообразованные зерна рутила, видимо, в результате разложения первичного титансодержащего материала.

Гетит и гидрогетит содержатся в толще песчаников ладинского и карнийского ярусов в виде окатанных зерен буро-коричневого или оранжевого цвета, прозрачных и двупреломляющих, по краям пронизанных трещинами. Довольно часто встречаются заключенные между этими зернами сгустки гетит-гидрогетита, повторяющие контуры зерен, частично их окисляющие и образующие вокруг них каемки. В центре некоторых зерен хлорит остается почти неизмененным, а по краям интенсивно окислен. Часть зерна представляет собой хлорит, находящийся в стадии

перехода в гидрогетит. Есть бобовины (сильно вытянутые в длину), в которых в отдельных их частях намечается зачаточное оолитовое строение: ярко-оранжевый и желтый концентры чередуются с более светлыми и более интенсивно окрашенными овалами, распадающимися на отдельные волокна. Внутри некоторых зерен трещины заполнены светло-зеленым хлоритом, реже кальцитом и тонкочешуйчатым каолинитом. Часть бобовин имеет сферолитовое строение и секторное логасание.

В некоторых шлифах пород анизийского и ладинского ярусов, обогащенных железистыми минералами, наблюдается микрогоризонтальная слоистость. Интересно то, что к нижним частям слоев приурочены более тяжелые по удельному весу, но меньшего размера зерна магнетит-гематитового состава; несколько выше располагаются более «легкие» зерна окислов и гидроокислов железа — происходит процесс естественного шлихования в условиях подвижной среды морского мелководья. Подтверждением подвижности среды осадкообразования являются прослой конгломератов ладинского яруса, упомянутые ранее, где, кроме обломков эффузивных и осадочных пород, были обнаружены куски древесины, чешуи рыб, куски раковин и т. д. В разрезе часто встречаются совместно с рудными минералами зерна глауконита и единичные зерна индигово-синего хлоритоида.

Если характер рудопроявлений в отложениях анизийского яруса близок таковому ладинского яруса, то для песчано-конгломератовой толщи карнийского яруса весьма специфичны оолиты железисто-магнезиальных хлоритов. Они приурочены к нижней части разреза и связаны с прослоями песчаников, подстилающих конгломераты. Песчаники часто имеют пятнистую окраску, обусловленную скоплениями вкрапленников оолитов бурого цвета (диаметр 1—6 мм) на фоне светло-серого цеолитового цемента. Иногда эти породы имеют мелкогравийный облик. В прослоях конгломератов, кроме различных по составу галек, описанных ранее, встречены куски обуглившейся древесины, отпечатки листьев, а также скелеты мшанок, доказывающие морской генезис осадка.

Среди оолитовых образований карнийского яруса в зависимости от степени сложности их строения могут быть выделены несколько разновидностей.

В центре оолитов наиболее простого строения отмечаются зерна светло-зеленых хлоритов, их края частично лимонитизированы. Концентры, образовавшиеся позже, тоже слегка окислены, но в меньшей степени, чем центральное зерно. Внутри некоторых оолитов обнаружены обломки кварца.

Другие оолиты представляют собой довольно сложные образования. Наружные оболочки имеют неоднородное строение, они сами содержат мелкие окатанные в различной степени окисленные бобовины. В цементе, окружающем эти бобовины, также намечается концентрически-ступчатое строение. В формировании концентров оторочек при-

Химический состав железосодержащих песчано-

Образец	Возраст	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO
5-264	Карнийский	56,63	14,19	1,09	4,75	8,48	0,55
5-263	»	63,40	12,04	0,83	3,48	7,6	0,58
7-333	Ладинский	56,24	8,25	1,93	6,06	8,69	2,0
7-312	Анизийский	57,44	8,49	2,08	11,26	9,44	0,55
7-246	»	54,86	13,68	1,26	7,12	7,33	0,83

нимает участие кремнистое вещество, а отдельные секущие трещины синерезиса, которыми пронизаны лишь внутренние овалы, заполнены каолинитом.

Крупные оолиты буро-зеленого цвета (до 3 мм), центральное ядро и наружные концентры которых окислены интенсивнее, чем средние овалы, встречаются довольно часто (см. приложение, табл. V, 1). Такие оолиты пронизаны секущими трещинами, выполненными светло-зеленым хлоритовым веществом, содержащим выделения титанистых минералов, обломки которых иногда отмечаются в составе оолитов.

Наконец, известны оолиты сильно окисленных хлоритов, испытавших на протяжении истории своего формирования многократные перемены. Внутренние ядра у них обычно бурого цвета, разбиты трещинами синерезиса на неправильные многоугольники. Трещины выполнены менее окисленным хлоритовым веществом, содержащим мелкие включения пирита. Средние концентры не разбиты трещинами, но в них присутствуют бобовины и зачаточные оолиты. Наружные овалы частично разрушены и имеют неравномерно-сгустковое концентрическое строение; кроме бобовин и зачаточных оолитов, в них обнаружены оолиты с зернами пирита и магнетита в центре, а также обломки кварца (см. приложение, табл. V, 2). Следует отметить, что нарастание степени сложности строения оолитов происходит снизу вверх по разрезу. Очень часто вместе с оолитами в составе песчаников попадают зерна сфена, рутила, анатаза, брукита и скопления различных лейкоксенизированных кристаллов.

Оолиты часто цементируются хлоритом. Тип цементации обычно базальный, но, кроме того, цемент образует крустификационные оторочки в виде щеток вокруг терригенных зерен. Вторым, довольно широко распространенным компонентом цемента, более поздним по времени образования, является анальцит, обнаруживающий секторное строение; некоторые из секторов представляют собой систему слабопреломляющих двойников. Химический состав железосодержащих пород песчано-конгломератового регрессивного комплекса среднего и верхнего триаса приведен в табл. 12. Обращает на себя внимание высокое содержание кремнезема (до 63%), что связано с большим содержанием обломочного кварца, обычно регенерированного. Двуокиси титана в указанных породах тоже много (до 2%), вероятно, за счет присутствия обломков титаносодержащих минералов и аутигенных зерен этой группы, часто наблюдаемых в шлифах. Наличие K_2O обусловлено присутствием слюд. Закономерное увеличение содержания окиси натрия (свыше 2%) в образцах пород карнийского яруса связано с цеолитовым цементом. Содержание окисного и закисного железа сравнительно невелико (3,48—11,26% и 6,75—9,44% соответственно). Количество MgO иногда возрастает почти до 9% (в среднем 4,6%). Поэтому хлориты в составе песчаников могут считаться магнезиально-железистыми.

Таблица 12

алевролитовых пород среднего и верхнего триаса (вес. %)

MgO	MnO	K ₂ O	Na ₂ O	S	H ₂ O	п.п.л.	Сумма
3,15	0,07	0,84	2,49	0,04	0,96	6,31	99,51
2,93	0,07	0,96	2,22	0,04	0,5	4,95	99,63
8,65	0,099	0,54	сл.	0,07	2,05	5,35	99,80
3,99	0,128	0,66	сл.	0,05	0,46	5,12	99,63
4,69	0,01	1,45	сл.	0,37	1,76	6,77	99,85

В заключение следует отметить, что количество прослоев, обогащенных железосодержащими минералами, в отложениях песчано-конгломератового комплекса уменьшается с запада на восток. В фаціальном отношении породы с повышенной концентрацией железа, судя по находкам аммоноидей, лингулид и других ископаемых остатков фауны, с одной стороны, и кусков древесины, с другой, отлагались в мелководных морских условиях и в подводных частях дельты. А. С. Запорожцевой и А. И. Кравцовой (1956) приведены описания гидрогетит-хлорит-каолинитовых пород Анабаро-Хатангского междуречья. Ими выделены три горизонта, хорошо сопоставляющихся с толщами Лено-Оленекского района, которые накапливались в прибрежно-морских условиях, близких к континентальным.

Глинистые породы

Минералогический состав глинистых отложений среднего триаса и карнийского яруса исследовался главным образом по побережью Оленекского залива и по р. Оленек. В низовьях р. Лены изучался минералогический состав глин только анизийского возраста.

Глинистые породы в этих отложениях представлены в основном тремя компонентами: хлоритом (резко преобладает), каолинитом и гидрослюдай (незначительная примесь).

Аргиллиты в разрезе играют значительную роль. Приурочены они к нижним частям анизийского яруса, а в виде маломощных прослоев встречаются и в средней его части. В ладинских отложениях аргиллиты тяготеют к верхам яруса, редкие прослои их есть среди карнийских пород. Обычно они темно-серого, коричневого или зеленовато-желтого цвета, острооскольчатые, углисто-слюдистые. Довольно часто в них содержатся линзы песчаников и карбонатные конкреции, в которых наблюдаются раковины аммоноидей и иглы морских ежей. Мощность аргиллитовых пластов 10—25 м, иногда доли метра, но «чистые» аргиллиты встречаются редко. В основном это разности, переходные к мелкозернистым алевролитам. Единичные прослои серых глин и размокающих серых глинистых алевролитов отмечены среди анизийских песчаников на мысе Чекуровский и в карнийских породах на мысе Улахан-Крест. Мощность их достигает 8,7 м.

Аргиллиты имеют алевропелитовую структуру; терригенная примесь (изометричный, полуокатанный кварц, пластинки мусковита, чешуйки разрушенного биотита, угловатые обломки полевых шпатов) иногда составляет 10—30% массы породы. Диаметр частиц 0,01—0,008 мм. Встречается также пирит (по углифицированному детриту),

Химический состав глин (фракция < 0,001 мм)

Образец	Возраст	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO
2-146	Карнийский	40,10	23,68	2,02	8,63	2,82	0,18
6-267	»	47,24	21,54	1,01	7,39	3,18	0,04
6-281	»	41,99	21,42	1,37	8,32	8,26	0,59
2-178	»	43,33	22,00	1,32	5,32	9,69	0,79
2-180	Ладинский	48,04	20,94	1,55	4,41	6,99	0,22
5-236	»	40,77	21,98	1,90	9,81	10,45	0,36
404-898	Анизийский	50,44	24,29	0,94	1,95	4,84	0,46
5-250	»	43,87	20,39	1,62	7,40	6,47	0,22

зерна которого иногда образуют скопления. Текстура глинистой массы довольно часто пятнистая, что обусловлено неравномерным распределением терригенной примеси и глинистого материала. В скрещенных николях в случае преобладания хлорита глинистое вещество слабо дупреломляет в серо-сине-зеленых тонах, гидрослюды имеют волокнистое строение и желтовато-бурую интерференционную окраску; местами обнаруживаются почти изотропные слабодупреломляющие чешуйки каолинита.

Показатели преломления ориентированных агрегатов (фракция менее 0,001 мм) довольно высокие: $Ng' = 1,576—1,588$, реже 1,594—1,600, $Np' = 1,573—1,585$, реже 1,594—1,597. Дупреломление 0,003—0,006, реже 0,009. Увеличение показателей преломления объясняется присутствием магнезиально-железистого хлорита (клинохлор), указанное же дупреломление довольно обычно для каолинитов и хлоритов. Агрегаты, как правило, длинные и тонковолокнистые.

Содержание кремнезема и глинозема в тонких фракциях колеблется незначительно (табл. 13). В ряде случаев (обр. 6-281; 2-178) каолинит занимает ведущее место и отношение кремнезема к глинозему примерно равно 2. Содержание окисного и закисного железа, а также окиси магния довольно высокое, что объясняется постоянным присутствием железисто-магнезиальных хлоритов. Количество окиси калия обычно невелико, это обусловлено подчиненным содержанием гидрослюд. Обращает на себя внимание сравнительно большое содержание двуокиси титана, что характерно для каолиновых глин и связано, вероятно, с образованием аутигенных титанистых минералов, часто наблюдаемых в шлифах.

Электронномикроскопическое исследование показало, что фракция менее 0,001 мм содержит большое число тонких чешуек неодинаковой плотности с размытыми очертаниями и остроугольными краями, которые расшифровываются как гидрослюды. Есть в этой фракции мелкие (0,3 мк) гексагональные кристаллы каолинита, иногда образующие скопления и одиночные зерна (1 мк), обычно полуокатанные, с частично сглаженными гранями. Довольно часто отмечаются удлиненные полупрозрачные и прозрачные чешуйки (хлорит ?).

На кривых нагревания (рис. 8, обр. 1-5, 1-49, 5-220, 6-275) отмечается эндотермическая остановка от 100 до 140°. Второй эндотермический эффект — около 600°, часто переходящий в экзотермический пик около 700°, свойственный хлоритам. Не всегда наблюдается эндотермическая остановка при 840—850°, также характерная для хлоритов. Каолинитовый эффект обычно «замаскирован» хлоритовым эффектом, зато экзотермическая реакция около 1000°, характерная для каолинитов, фиксируется на большинстве термограмм. Изредка на кривых нагревания

Таблица 13

среднего и верхнего триаса (вес. %)

MgO	MnO	N ₂ O	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O	и.п.п.	Сумма
2,60	0,02	0,018	2,77	0,54	4,36	11,67	99,40
3,26	0,11	0,01	3,61	0,54	3,30	7,95	99,28
2,75	не опр.	не опр.	2,40	0,50	не опр.	12,67	100,21
3,80	не опр.	не опр.	2,64	0,34	не опр.	11,20	100,39
3,96	0,04	0,01	3,25	0,88	2,36	7,42	99,28
1,26	0,11	0,016	1,87	0,81	2,44	8,24	100,02
2,42	не опр.	не опр.	4,32	0,20	не опр.	10,57	100,41
4,25	0,04	0,011	3,19	0,47	3,48	7,86	99,27

смеси глинистых минералов (обр. 6-275) отмечается присутствие монтмориллонита.

Рентгеноструктурный анализ глинистой фракции среднего и верхнего триаса показал, что все хлориты незначительно разбухают (табл. 14) и неполностью растворяются в 10%-ной соляной кислоте. После отжига в течение 15—30 мин интенсивности рефлексов 14 и 7 Å уменьшаются. Ввиду лишь частичного растворения хлорита в соляной кислоте и одновременного уменьшения интенсивностей первого и второго базального рефлексов хлорита, совпадающих с отражением от плоскости (001) каолинита, что затруднило диагностику минералов, пришлось провести дополнительное исследование. Была применена обработка серной кислотой по методу М. Вивальди и М. Галлего (1961). После протравливания (табл. 14, обр. 5-220) оба рефлекса почти исчезли, что доказывает резкое преобладание хлорита. Остался лишь слабый базальный рефлекс гидрослюд и каолинита.

Для выяснения природы гидрослюд прокаливалась смесь каолинита и гидрослюд, после чего удалось установить, что сохранился рефлекс от плоскости (060) — 1,541 Å, характерный для триоктаэдрических гидрослюд.

Детальные исследования были проведены для сложной смеси глинистых минералов (табл. 15). Основным минералом фракции является смешаннослойный минерал типа хлорит — вермикулит. Он обнаруживает свойства, присущие этим двум минералам. Его межплоскостные расстояния при насыщении этиленгликолем увеличиваются до 15,57 Å.

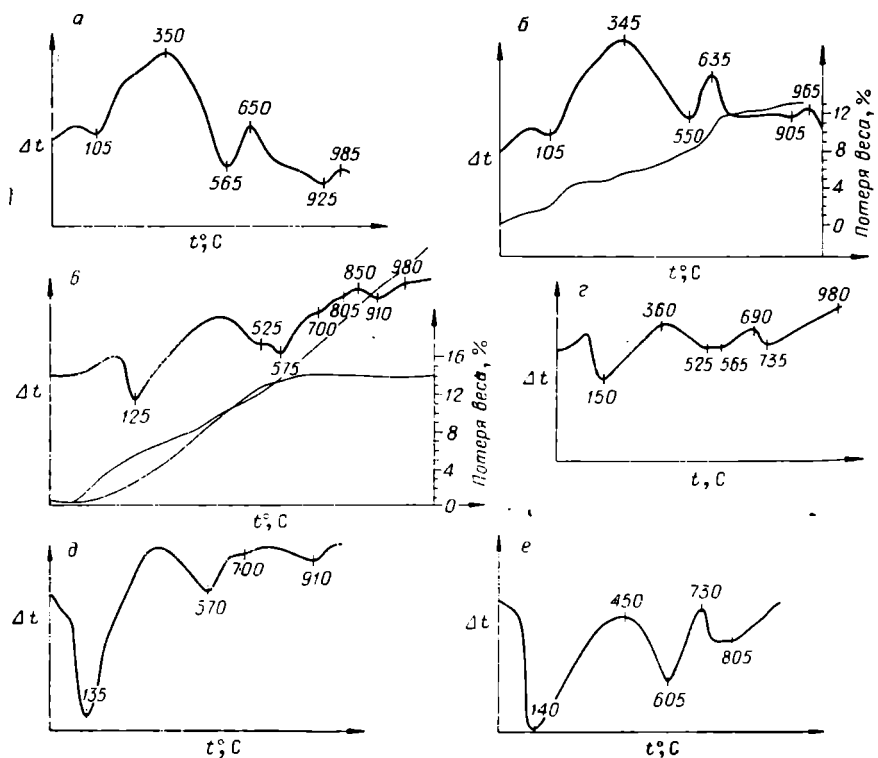


Рис. 8. Кривые нагревания глин (фракция < 0,001 мм) среднего и верхнего триаса:

а — обр. 1-5; б — обр. 1-49; в — обр. 6-275; г — обр. 6-279; д — обр. 404-898; е — обр. 5-220.

Таблица 14

Межплоскостные расстояния (в Å) и интенсивности отражений глины
(фракция < 0,001 мм) среднего и верхнего триаса

Обр. 5-253						Обр. 2-180							
природный		насыщенный		15 мин с HCl		природный		насыщенный		15 мин с HCl		3 ч с HCl	
$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I
14,29	ср.	14,58	ср. ш	14,29	ср	14,38	ср	14,79	ср	14,29	ср	14,71	сл. д
10,41	ср. д.	10,20	ср	10,00	ср	10	ср. д	10,08	ср.	11,79	сл	10,31	сл. д.
7,12	о. с	7,12	о. с.	7,104	о. с.	(11,23) 7,10	с	7,20	о. с.	7,14	ср	7,12	ср

Обр. 5-218						Обр. 5-220							
природный		насыщенный		15 мин с HCl		природный		насыщенный		500°/(30 мин)		20% H ₂ SO ₄	
$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I
14,79	с	14,96	о. с.	13,38	ср. ш.	14,62	ср.	14,79	ср. с	13,54	ср.ш	—	—
		10,20	сл	10,71	сл. д	10,00	сл. д	10,08	ср	10,41	ср.д	10,04	сл.
7,14	о. с	7,20	о. с.	7,20	ср	7,20	с	7,22	о. с.	7,14	ср.	7,20	о. сл

Таблица 15

Межплоскостные расстояния (в Å) и интенсивности отражений сложной смеси
глинистых минералов (фракция < 0,001 мм) карнийского яруса (обр. 6-279)

Природный		Насыщенный		500° (30 мин)		700° (21 ч)		700° (24 ч)		15 мин с HCl		H ₂ SO ₄ + насыщенный	
$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I
14,38	5	15,57	5	13,91	3, д	12,48	4	12,48	4, ш	13,91	5	12,79	3, пояс
10,24	4, д	10,16	3	10,24	2, д	10,16	7	10,16	5	10,94	4, о. д.	1,0	2, о. д
7,10	10	7,12	10	7,10	4	—	—	—	—	7,08	3	7,18	2
						5,01	2						
4,46	4, ш			4,47	5	4,48	6	4,48	5				
4,25	4			4,25	3	4,24	5	4,25	3				
						3,74	2						
3,53	6			3,49	5	3,49	5	3,49	3				
3,33	8			3,34	10	3,32	10	3,34	10				
3,18	5, ш			3,19	5	3,24	8						
2,56	4, ш			2,57	2			2,58	2				
2,48	4, д			2,49	2			2,52	1,5				
				2,44	1,5								
2,38	3, д												
1,99	2, д			1,989	1								
1,81	2			1,813	2	1,808	1						
1,695	2												
1,662	2			1,660	2	1,662	2						
1,536	1			1,536	1	1,536	1	1,536	1				
				1,504	1,5	1,502	1, о. д.	1,502	1,5, д				
1,500	2												

что вполне возможно для разбухающих хлоритов и вермикулитов. При прокаливании до 500° , а затем при 700° межплоскостные расстояния от плоскости (001) постепенно уменьшаются от 14,38 до 13,91 Å, затем до 12,48 Å, а от плоскости (004) от 3,53 до 3,49 Å. Линия талька (9,2 Å) не появляется, как следовало бы ожидать от вермикулита, согласно Г. Ф. Уокеру (1955), и он ведет себя как хлорит. После кислотных обработок в минерале-сростке разрушаются хлоритовые слои. Эндоэффекты этого образца (рис. 8, обр. 6-279) при 150 и 565° по Х. Мигдли и С. Мигдли (1962) характерны для смешаннослойного сростка типа хлорит — вермикулит. Наличие каолинита в нем подтверждается рефлексом 7,18 Å от плоскости (001), сохранившейся в кристаллах после протравливания их серной кислотой с последующим насыщением этиленгликолем, но меньшей интенсивности. Гидрослюда (рефлекс 10,16 Å и т. д.) в обр. 6-279 присутствует в незначительном количестве.

Для нижних горизонтов анизийского яруса главным минералом является «подвижный» или разбухающий железисто-магнезиальный хлорит, на втором месте стоит триоктаэдрическая гидрослюда, незначительно уступая ему количественно. Каолинит, иногда довольно хорошо окристаллизованный, занимает третье место. В верхней части анизийских, в ладинских и частично в карнийских отложениях хлорит резко преобладает над каолинитом и гидрослюдой, последняя содержится в весьма небольших количествах и отличается низкой степенью кристалличности. В верхних, наиболее полно сохранившихся от размыва частях разрезов на мысе Улахан-Крест гидрослюда иногда занимает ведущее место, а хлорит и каолинит — подчиненное.

ГЛИНИСТО-ПЕСЧАНЫЙ ТРАНСГРЕССИВНЫЙ КОМПЛЕКС ЮРЫ

В составе комплекса (рис. 9) по литологическим особенностям могут быть выделены три толщи: нижняя — существенно глинистая, отвечающая нижней и частично средней юре (аален — большая часть батского яруса — келимярская свита), средняя — преимущественно песчаная, в основном среднеюрская (верхний бат — нижний келловей (?)) — чекуровская свита) и верхняя — глинистая толща верхней юры.

Нижняя часть комплекса сформировалась в начальные этапы трансгрессии, средняя соответствует некоторому замедлению в ее развитии, верхняя — максимальному распространению.

Глинисто-алевролитовая толща нижней и средней юры

Нижний отдел юры

На исследованной территории отложения старше среднелейасовых неизвестны. В более южных районах в приплатформенных участках Приверхоанского прогиба Р. А. Биджиевым и Ю. И. Минаевой (1962) были встречены грубокластические образования низов нижней юры. В породах этого возраста авторы установили многочисленные обломки кремней (52%) и окремненных известняков (19%), гальки кварца (12%) и песчаников (12%); в плинсбахских(?) домерских конгломератах — обломки окремненных битуминозных известняков (80—90%), кремней и окремненных известняков (до 40%), кристаллических

Глинисто-песчаный комплекс

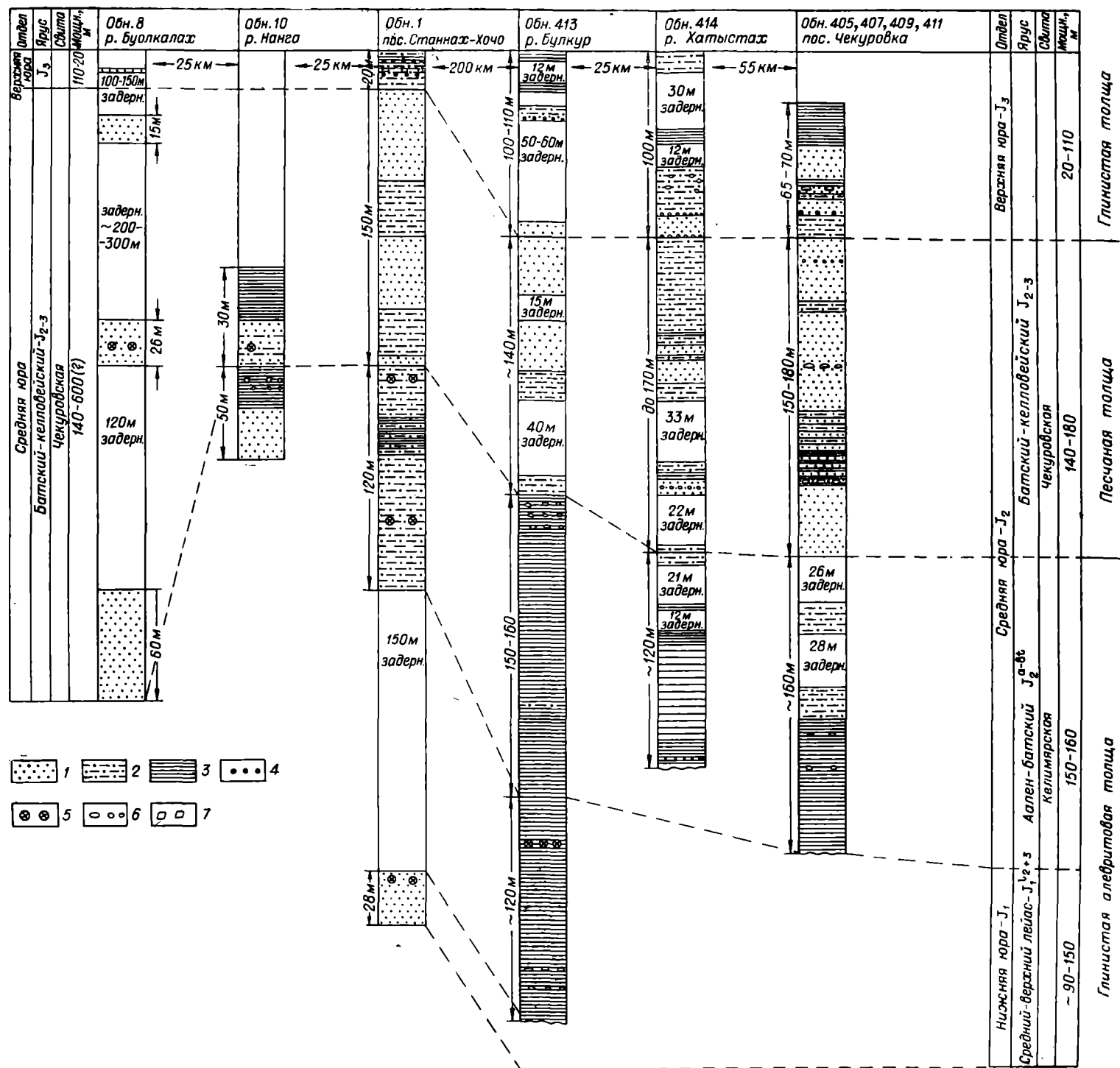


Рис. 9. Схема корреляции юрских отложений:

1 — песчаники; 2 — алевролиты; 3 — аргиллиты; 4 — бобовины хлоритов; 5 — «звезды» конкреции; 6 — карбонатные конкреции; 7 — пиритовые конкреции.

сланцев и роговиков (50—60%), песчаников (до 50%), а также кварц-содержащих порфиров, туфопесчаников и туфобрекчий и т. д. Цементом конгломератов служат аркозовые песчаники с алмазами и спутниками алмазов. По мнению Р. А. Биджиева и Ю. И. Минаевой (1962), источниками сноса в данном случае являлись осадочные породы севера Сибирской платформы и, возможно, ныне погребенные массивы центральных частей Вилуйской синеклизы.

Среднеплейасовые отложения были изучены у руч. Станнах (побережье Оленекского залива) и по р. Булкур. Главные типы пород этой части комплекса — алевролиты и аргиллиты. В первом разрезе нижний(?) -средний лейас представлен горизонтально-тонкослоистыми алевролитами светло-серого, зеленоватого цвета. По плоскостям наслоения располагаются более тонкозернистый материал и чешуйки слюд. Часто встречаются линзы известковистого песчаника (размером до $2,1 \times 0,7$ м) и включения пирита. Общая видимая мощность пачки 28 м.

На р. Булкур среднеплейасовые отложения представлены монотонными аргиллитами темно-серого цвета с коричневым оттенком. Встречаются прослой серых сидеритизированных алевролитов со следами ползания червей и остатками раковин пеллеципод плохой сохранности, часты углистые остатки. Видимая мощность 120 м.

Песчаники, по данным Д. С. Сорокова и др. (1961), известны в основании домерского яруса (по рекам Оленек, Таас-Крест, Таас-Эйэжит и Буор-Эйэжит), где они залегают в виде пачки, содержащей гальки кварца и обломки сланцев, яшм, основных пород, песчаников и известняков. Песчаные прослой отмечаются в Анабарском и Жиганском районах и в низовьях р. Лены. Зерна кварца составляют 6—50% породообразующих минералов домерских песчаников. Резко возрастает по сравнению с триасовыми породами количество калиевых полевых шпатов (до 45—51%). Содержание плагиоклазов невелико (до 4%) и лишь в Жиганском районе (Тест и др., 1962) —20—25%. Снижается (до 10%) количество обломков пород, за исключением районов, прилегающих к р. Анабар; здесь их содержание достигает 40—82%. Указанные соотношения сохраняются и в тоаре. Таким образом, песчаники среднего и верхнего лейаса могут быть отнесены к семейству аркоз или граувакковых аркоз, кроме собственно граувакковых разновидностей в Анабарском районе.

В более южных районах (южная часть Чекуровской антиклинали и район г. Жиганска) в составе минералов тяжелой фракции возрастает роль слюд (до 50%), а количество циркона и турмалина заметно снижается. Содержание эпидота увеличивается до 66% по рекам Муна и Моторчуна. Спорадически на Чекуровской антиклинали встречаются роговая обманка (0—20%) и пироксены (0,11%). В тоарских отложениях Анабарского и Жиганского районов преобладают черные рудные и титансодержащие минералы (лейкоксен, сфен) и апатит (до 22%). Кроме того, присутствуют гранат (до 8—12%) и турмалин (до 5%), в переменных количествах циркон и эпидот.

Алевролиты представлены главным образом мелкозернистыми разновидностями (0,016—0,040 мм). Количество терригенного и глинистого компонентов в них примерно одинаково. Среди обломочных зерен преобладает кварц (65%). Кристаллы его корродированные, реже удлиненные (1 : 4), осторребристые, иногда с волнистым погасанием. Впервые в разрезе появляются свежие плагиоклазы (15%) с ясными полисинтетическими двойниками, короткопризматические кислые разновидности, иногда слабо пелитизированные средние плагиоклазы. Обломки пород преимущественно кремнистого или кремнисто-слюдистого состава и сильно из-

мененные эффузивы составляют около 20%. Довольно много слюд, обычно биотита, иногда измененного в гидробиотит. Кристаллы их изогнуты и повторяют контуры соседних зерен. Изредка встречаются бесцветные пластинки гидромусковита (до 10% количества всех слюд). Часто слюды имеют неотчетливую спайность, что подчеркивается тонкодисперсными продуктами разложения пирита, располагающимися в виде цепочек вдоль волокон слюд. Последние иногда обнаруживают вермикулитоподобное строение. В ряде случаев встречены слюды сильно железенные и окрашенные в яркие красно-бурые тона.

По составу цемента алевролиты можно разделить на слюдястые и карбонатные. В алевролитах первого типа входящие в состав цемента слюды утрачивают свои очертания, сливаясь с цементирующей массой, хотя на отдельных участках и сохраняют яркую интерференционную окраску. Довольно многочисленные растительные остатки встречены по всей породе, они сильно изогнуты, повторяя контуры окружающих зерен. Обычно эти чешуйки подчеркивают слоистость вместе с кристаллами кварца удлиненной формы. К таким прослоям, как правило, приурочены скопления титансодержащих минералов (лейкоксен, сфен, рутил, анатаз).

Алевролиты с карбонатным цементом встречаются сравнительно редко. Входящий в состав цемента кальцит очень часто замещает зерна полевых шпатов и корродирует кварц. Обычны скопления или оторочки вокруг кристаллов сидерита; иногда в тонкодисперсном состоянии он рассеян по всей массе цемента, окрашивая ее в характерный бурый цвет.

Описание аргиллитов лейаса будет приведено ниже совместно с глинистыми породами келимярской свиты.

Средний отдел юры, (келимярская свита — аален-бат)

В бассейнах нижних течений рек Лены и Оленек и по побережью Оленекского залива осадки средней юры представлены толщей аргиллитов мощностью около 200 м, в которой встречены также прослой алевролитов и песчаников, значительно реже — гальки алевролитов и раковинные брекчии, состоящие из обломков створок иноцерамусов. Отсюда известны также многочисленные конкреции кальцитового, сидеритового или пиритового состава. В карбонатных включениях обнаружены остатки раковин пелеципод. Прослой нижеааленских конгломератов отмечаются (Биджиев и Минаева, 1962) в приплатформенных районах (реки Молодо, Моторчуна и Сюнгююдэ), в основном это обломки кремнистых пород, сцементированные аркозовым песчаником.

Редкие прослой глинистых мелкозернистых **песчаников** установлены в верхней половине разреза келимярской свиты (пос. Станнах-Хочо и мыс Чекуровский) и в ее подошве (пос. Станнах-Хочо). Обычно породы хорошо отсортированы. Размеры слагающих частиц 0,16—0,24 мм. Среди обломков встречены зерна кварца (50%) с точечными газовыми включениями или удлиненной формы с волнистым погасанием; калиевые полевые шпаты и кислые плагиоклазы с изогнутыми, иногда раздробленными двойниками; редкие регенерированные микроклины; биотитовые слюды, часто осветленные, по плоскостям спайности которых развиваются вторичные гидроокислы железа; лейкоксенизированные титанистые минералы; эффузивные обломки, нередко корродированные, гидрослюдизированные, хлоритизированные или лейкоксенизированные (30—35%).

В Хатангской впадине состав породообразующих минералов близок вышеописанному. Кварц составляет 10—42%, калиевые полевые шпаты — 25—58%, плагиоклазы почти отсутствуют, обломков пород — 30—40%. В Жиганском и приплатформенных разрезах по р. Оленек и ее притокам в отложениях аалена и байоса возрастает роль плагиоклазов (1—13%), а количество обломков уменьшается до 5—10%. Перечисленные особенности соотношений породообразующих минералов позволяют песчаные отложения низовьев р. Лены и побережья Оленекского залива считать полевошпатовыми граувакками, а приплатформенных разрезов собственно аркозами.

Цемент песчаников гидробиотитовый. Обломочного биотита 15%. Отмечается сильная регенерация зерен кварца обычного типа.

Состав минералов тяжелой фракции довольно пестр. В Жиганском районе преобладает эпидот (13—48%), черные рудные минералы, главным образом магнетит (5—51%) и сфен (7—26%). В верхах аалена и в подошве бата содержание роговой обманки увеличивается до 34%. В заметных количествах (до 9—14%) присутствуют лейкоксен, апатит, гранат и циркон. Ассоциация минералов этого участка (эпидотово-магнетитово-сфеновая с роговой обманкой) весьма сходна с комплексом минералов смежных частей Вилюйской синеклизы.

В Лено-Оленекском районе и в отдельных разрезах отмечается повышенное содержание моноклинных пироксенов (до 86% на реках Булкур, Таас-Крест, Сукно-Юрэгэ) и слюд (до 63% на р. Булкур и мысе Чекурский). Наиболее распространен среди других минералов лейкоксен (до 36%), а также магнетит (до 22%), циркон (до 22%) и гранат (до 20%). Здесь ассоциация минералов несколько другая (лейкоксено-магнетитово-цирконово-гранатовая с непостоянным количеством моноклинного пироксена и слюд) по сравнению с южными разрезами, но весьма близкая таковой анабарских разрезов аалена.

Среди **алевролитов** встречаются лишь мелкозернистые разновидности, в которых глинистый цемент составляет 50—60%, а песчаная примесь (до 0,4 мм) — около 5%. Среди обломочных частиц есть зерна кварца, иногда с газовыми включениями, кремни мозаичной структуры, калинатовые полевые шпаты и микроклин, образующие структуры пертитового прорастания. Более мелкие разновидности, кроме кварца, кремней и короткопризматических кристаллов полевых шпатов, содержат чешуи биотита и мусковита. Цементирующее вещество карбонатно-слюдистого состава распределяется по породе неравномерно — кальцит иногда проникает по некоторым микрослойкам и корродирует терригенные зерна.

Слоистость часто обусловлена ориентировкой и степенью сортировки обломков кварца, слюд, растительного детрита, часто линзовидными микровключениями и пятнами окислов железа, возможно выполняющих ходы илоядных животных. В глинистой массе содержатся раковины кремнистых фораминифер (текстулариид), внутренние полости которых выполнены пиритом или мимонитизированным глинистым веществом. Пирит, кроме того, часто встречается вместе с растительными остатками.

В пачках алевролитов и аргиллитов с конкрециями сидеритового и сидерит-кальцитового состава установлены прослои глинистой массы, неравномерно, в виде пятен «пропитанной» тонкодисперсным кальцитом, реже сидеритом (реки Булкур и Нанга). Последний иногда образует мелкозернистую и псевдооолитовую массу, а корродированные зерна кварца и слюд (5—7%) в этом случае приобретают извилистые очертания. Изредка попадаются зерна кварца, кремней и полевых шпатов размером до 0,1 мм.

Редкие глинистые гальки (разрез по р. Булкур) сложены тонкодисперсным буро-коричневым веществом, обогащенным окислами железа. В них встречены обломки кальцита и известковистые раковины фораминифер. В глинистой массе попадаются мелкие кристаллы хлорита и глауконита.

Аргиллиты являются в низовьях рек Лены и Оленек наиболее широко распространенным типом пород как келимярской свиты, так и нижней юры. Обычно они черного или темно-серого цвета, слоистые, острооскольчатые, с карбонатными конкрециями. Включения пирита часто выполняют ходы илоядных животных. Вместе с прослоями алевролитов аргиллиты образуют толщи тонкоритмичного переслаивания.

В шлифах основная масса изотропная или слабо двупреломляет. Встречаются мелкие чешуйки биотита. На отдельных участках отмечаются скопления зерен кварца, полуокатанных, с волнистым погасанием и чешуйки зеленого хлорита. Иногда видна прерывистая и линзовиднослоистая текстура, обусловленная неравномерным распределением глинистого вещества различной окраски, обрывков растительной ткани. Обнаружены вкрапленники и тонкоагрегативные скопления зерен ильменита, а также кремнистые раковины фораминифер.

Минералогические составы **глинистой фракции** пород келимярской свиты и нижней юры очень близки и здесь описываются совместно. Для разрезов нижнего течения р. Лены характерна хлорит-гидрослюдистая ассоциация, а для более северных и западных районов — вермикулит-каолининовая.

В ассоциации первого типа ориентированные агрегаты в иммерсионных средах обнаруживают нестчетливое строение, плохую ориентировку слагающих частиц и показатели преломления, свойственные магнезиально-железистым хлоритам ($Ng' = 1,591—1,600$, $Np' = 1,588—1,597$), с низким двупреломлением ($0,003—0,006$). В некоторых случаях Ng занижено за счет присутствия каолинита. На снимках в электронном микроскопе отмечаются непрозрачные и полупрозрачные пластинки гидрослюда, удлинённые чешуйки хлорита и зерна каолинита (диаметром до $0,5 \text{ мк}$).

На термограммах (рис. 10, обр. 413-1465, 413-1472) гидрослюдам соответствует эндотермический эффект при $125—150^\circ$, $565—585^\circ$ и около 920° , хлориту — эндотермическая остановка при 550° , сменяющаяся экзотермической реакцией около 700° , и реже при 805° . Каолинит определяется по двум остановкам — одна общая с хлоритом при 575° и сильный экзотермический эффект около 1000° . На некоторых кривых нагревания обнаруживается эндотермический эффект при 380° за счет разложения минералов гетитовой группы, присутствующих в составе хлоритов. Аналогичные явления наблюдались Л. Н. Формозовой (1959) в хлоритах палеогена Северного Приаралья.

Данные химического анализа (табл. 16, обр. 413-1465, 413-1473, 413-1475) свидетельствуют о несколько повышенном содержании кремнезема (до 54%) в гидрослюдисто-хлоритовых глинах. Количества окисного и закисного железа и окиси магнезия подтверждают наличие хлорита. Иногда повышается содержание окиси железа с одновременным уменьшением окиси магнезия, что, вероятно, связано с присутствием железистых хлоритов.

Результаты рентгеноструктурного анализа позволяют сделать заключение, что основным минералом глинистой фракции пород келимярской свиты и нижней юры являются гидрослюда и магнезиально-железистый хлорит, который не изменяет своих межплоскостных расстояний

после насыщения этиленгликолем, но уменьшает интенсивность первых двух базальных хлоритовых рефлексов при прокаливании в интервале 550—600° С.

Второй ассоциации глинистых минералов (пос. Станнах-Хочо и р. Нанга) свойственны несколько иные показатели преломления ориентированных агрегатов ($Ng' = 1,561—1,567$, $Np' = 1,540—1,546$, двупреломление 0,019—0,027), характерные, по М. Ф. Викуловой (1957), для вермикулитов и, отчасти, гидрослюд. На электронномикроскопических снимках (см. приложение, табл. XXII, 3) наблюдаются неправильные и угловато-удлиненные полупрозрачные чешуи гидрослюд, мелкие агрегаты каолинита (0,4 мк) и пластинки вермикулита. Термический анализ (рис. 10, обр. 1-68) также дает основание предполагать присутствие вермикулита. На это указывают эндоэффекты при 125, 215, 575, 805°, сходные с данными для вермикулита, приводимыми Х. Мигдли и С. Мигдли (1962). Кроме того, присутствуют гидрослюда, иногда хлорит, диагностируемые по соответствующим константам.

Судя по результатам химического анализа (табл. 16, обр. 1-68, 1-71, 10-406), довольно высоко содержание закиси и окиси железа и окиси магния, свойственных хлориту. Повышенное количество окиси натрия можно объяснить примесью тонкодисперсных аутигенных калинатровых полевых шпатов и альбита, которые хорошо обнаруживаются рентгенографически. В некоторых образцах, основываясь на высоких потерях при прокаливании, можно предполагать присутствие примеси разбухающих глинистых минералов.

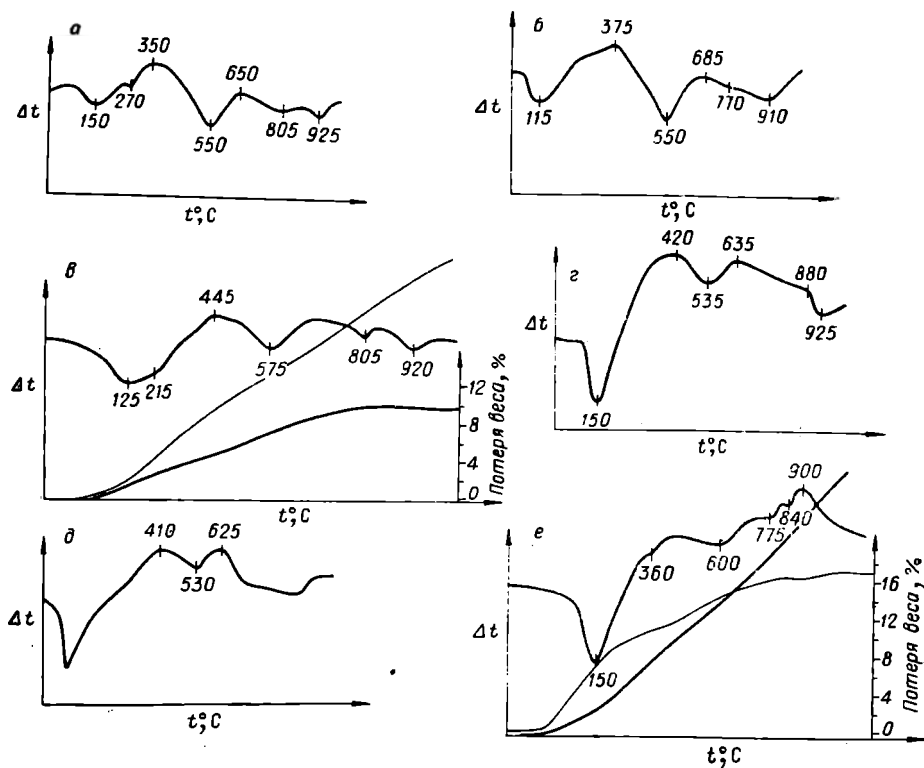


Рис. 10. Кривые нагревания глин (фракция < 0,001 мм) юры:
 а — обр. 413-1465; б — обр. 413-1472; в — обр. 1-68; г — обр. 407-1912; д — обр.
 411-1221; е — обр. 1-87.

Образец	Возраст	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO
1-443	Верхняя юра	49,98	21,79	1,03	6,10	3,21	0,29
1-438	»	46,80	20,80	0,81	0,62	2,11	0,29
411-1221	»	57,07	18,46	0,98	4,14	2,87	0,79
8-343	Чекуровская свита	46,58	21,61	1,21	7,10	3,25	0,07
411-1211	То же	57,07	18,46	0,98	4,14	2,87	0,79
409-1082	»	56,06	16,59	0,94	3,57	4,84	1,12
10-406	»	45,76	24,03	1,17	7,20	2,61	0,18
1-71	Келимярская свита	48,34	22,13	1,10	5,22	3,81	0,36
1-68	То же	50,50	20,56	1,30	4,32	4,52	0,40
413-1475	»	54,11	19,44	1,04	4,98	3,94	0,59
413-1473	»	42,53	17,17	0,94	12,27	2,69	0,53
413-1465	Средний лейас	49,62	19,16	0,89	9,63	3,05	0,59

Как видно на дифрактограммах (табл. 17, обр. 1-71), межплоскостные расстояния после насыщения изменяются от 14,14 до 15,05 Å, а при прокаливании уменьшаются до 12,79 Å. После протравливания серной кислотой наблюдается диффузный пик 13,54 Å. Близкие результаты были получены Вивальди и Санчес (Vivaldi a. Sanchez, 1962) для смеси

Таблица 17

Межплоскостные расстояния (в Å) и интенсивности отражений глин (фракция <0,001 мм) келимярской свиты

Обр. 1-71						Обр. 10-406									
природный		насыщенный		500°		20% H ₂ SO ₄		природный		насыщенный		500°		20% H ₂ SO ₄	
$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>
14,4	9	15,05	5, д	12,79	5, д	13,54	3, д	13,83	9	14—17	5, д	13,83	5	13,47	4
10,85	6, д	10,08	5	10,04	7, д	10,94	3, д	10,67	7, д	10,04	6	12,79	5	9,52	3, д
7,12	8	7,12	8	7,12	6	8,43	1	7,14	7	7,16	7	7,12	6	7,14	
4,94	2	4,91	2	4,98	2	7,20	3	4,99	2	4,97	3	4,99	2	5,53	
		4,60	2			4,48	6			4,70	2				
4,48	3	4,45	2	4,47	3	4,02	3, д	4,46	3	4,44	2	4,44	3	4,44	
4,25	3	4,22	3	4,22	2					4,25	2			3,94	
3,55	5	3,53	60	3,55	4			3,55	5	3,54	7	3,54	4	3,55	3, д
3,33	10	3,32	1	3,32	10	3,33	9	3,33	10	3,32	10	3,33	10	3,32	
		3,21	3	3,19	4	3,19	3					3,19	2		

иллита, вермикулита и каолинита. Встречаются в породах этого типа также сростки вермикулит-хлоритового состава, дающие диффузный пояс 14—17 Å при насыщении гликолем. Их межплоскостные расстояния уменьшаются до 13,83 Å после отжига при 500°, после обработки серной кислотой они сохраняют отчетливые рефлексы (табл. 17, обр. 10-406).

0,001 мм) юрского возраста (вес. %)

MgO	MnO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O	п.п.п.	Сумма
3,06	0,05	3,61	2,02	3,22	6,02	100,39
2,60	0,01	3,91	0,27	4,80	7,75	99,93
3,32	не опр.	4,06	2,25	не опр.	5,42	99,02
3,05	0,04	2,83	0,94	7,32	5,18	99,18
3,32	не опр.	4,06	2,25	не опр.	5,42	99,02
3,27	не опр.	3,64	2,13	не опр.	7,35	99,24
2,82	0,04	3,31	0,67	2,76	8,78	99,33
2,97	0,05	3,40	1,21	2,44	8,73	99,84
3,11	0,04	3,31	1,48	1,88	7,93	99,34
2,18	не опр.	3,40	1,45	не опр.	8,65	99,59
1,85	не опр.	2,80	1,33	не опр.	15,61	98,11
2,56	не опр.	3,08	1,38	не опр.	9,61	99,39

Песчаная толща чекуровской свиты (верхний бат — низы келловая)

Преобладающий тип пород здесь — средне- и мелкозернистые песчаники. Первые из них приурочены главным образом к верхней половине разреза, тогда как вторые чаще встречаются вблизи контакта с келимярской свитой. Другие разности отмечаются значительно реже. При этом пласты большей мощности, сложенные более крупнозернистыми частицами, характерны для Чекуровской антиклинали и побережья Оленековского залива, а более глинистые и менее мощные расположены по рекам Булкур, Хатыстах и Буолкалах.

Среднезернистые песчаники окрашены в светло-серый цвет, иногда с коричневым оттенком. Они могут быть массивными, тогда их мощность достигает 20—40 м, плитчатыми, косослоистыми и волнистослоистыми (мощность до 3 м). По плоскостям напластования отмечаются растительный детрит, куски древесины и раковины иноцерамов хорошей сохранности. Пленочный цемент составляет около 5%.

В составе среднезернистых песчаников преобладает кварц (40—52%); в зернах установлены точечные газовые и рудные включения. Количество полевых шпатов по сравнению с близкими по гранулометрическому составу породами триаса резко возрастает (24—36%). Среди них преобладают кислые плагиоклазы короткопризматической формы. Увеличивается также количество микроклинов, как правило, свежих. Кислые плагиоклазы пелитизированы и серицитизированы. Чешуйки слюд располагаются не по спайности, а беспорядочно, что обуславливает появление так называемых «сетчатых» плагиоклазов. Основные плагиоклазы (типа лабрадора) встречаются редко. Кристаллы полевых шпатов, установленные в данном типе пород, часто изогнуты, раздроблены и смещены (см. приложение, табл. XI, 2; табл. XII, 1). Трещины в плагиоклазах и микроклинах выполнены минералом, близким альбиту. с показателем преломления меньшим, чем у самого зерна. Регенерированные полевые шпаты встречаются редко. Аутигенная каемка сохраняет обычно, но не всегда, оптическую ориентировку кристалла.

Среди обломков пород (19—26%) преобладают кремни, в меньшей степени развиты порфириды с хлоритизированной основной массой и микропегматиты микрографической структуры. По соотношению обло-

мочного материала среднезернистые песчаники чекуровской свиты могут быть отнесены к аркозово-кварцевым.

По данным А. И. Кравцовой (1955) и Б. И. Тест и др. (1962) для всего бата Анабаро-Хатангского междуречья и Жиганского района, зерна кварца в песчаных отложениях составляют 2—50%; калиевые полевые шпаты (30—52%) резко преобладают над плагиоклазами (до 2,5%). Содержание обломков пород достигает 15%. Все перечисленные особенности позволяют считать эти песчаники аркозовыми. Количество полевых шпатов в породах данного типа увеличивается с севера на юг и с запада на восток, тогда как содержание обломков пород, в составе которых преобладает кремний, убывает в тех же направлениях.

Цемент в составе песчаников играет незначительную роль (5—10%). Цементация — типа соприкосновения, иногда пленочная, состав цемента — гидрослюдястый (см. приложение, табл. XVI, 2). Существенное значение местами приобретают вторичные цементы (кремнистый и др.). В песчаниках чекуровской свиты установлены также титанистые аутигенные минералы: кристаллы анатаза и золотисто-желтые рутилы. Последние, в виде раскристаллизованных индивидов, также хорошо развиваются по обломкам кварца. Довольно часто встречаются конформные структуры «взаимного приспособления», в этом случае характер сочленения зерен типа глубокого взаимного внедрения, особенно на контактах зерен полевых шпатов и кварца; линия сочленения извилиста.

Слюды, среди которых биотит преобладает над мусковитом, встречаются редко. Все же количество их несколько выше, чем в отложениях триаса. Слюды биотитового ряда обычно бурого цвета, иногда зеленые, с сильным плеохроизмом до бесцветных. Их изогнутые кристаллы приобретают волнистое погасание, и в местах изгибов некоторые пакеты бывают разорваны. Часто биотиты обесцвечиваются; весьма характерны для них тонкокристаллические включения гидроокислов железа, имеющие псевдооолитовое строение. Часто попадают частицы роговой обманки. Чешуйчатый карбонатный цемент, корродирующий зерна, встречается весьма редко.

Мелкозернистые песчаники обычно светло-серого цвета, с желтоватым или зеленоватым оттенком. Породы массивные, реже плитчатые или со скорлуповатой отдельностью. Изредка отмечаются гальки алевролитов, знаки ряби, раковины иноцерамов и ходы илоедов (см. приложение, табл. I, 2), а в верхней части разреза — отпечатки раковин аммонитов и белемнитов. Мощность прослоев 2—25 м. Мелкозернистые разности песчаников чекуровской свиты по минералогическому составу весьма сходны со среднезернистыми. Роль цемента также незначительна, тип цементации — соприкосновения, крустификационный, реже поровый. Выделяются песчаники с кремнистым, хлоритовым и карбонатным цементами.

Песчаники с кремнистым цементом скреплены регенерационным кварцем. Обычно зерна спаяны в один агрегат и образуют участки кварцитоподобных структур. Характер сочленения зерен пыльчато-зубчатый, обусловленный растворением в процессах эпигенеза под влиянием давления. Преобладают полукатаные и угловатые разности струйчатого кварца с волнистым погасанием. Часто они регенерированы. Средние плагиоклазы пелитизированы, а по некоторым двойникам развиваются слюды, форма их короткопризматическая и удлиненная. Плагиоклазы, как правило, деформированы и разбиты на отдельные обломки, некоторые из них «припайваются» к зерну. При пертитовом прорастании калинатровых полевых шпатов плагиоклазами вторые могут быть пелитизированы. В составе обломков попадают редкие хлориты,

интерферирующие в синих тонах. Чешуи биотитов и мусковитов редки. Иногда они в виде пленочного цемента развиваются вокруг зерен кварца, отделяя новообразованную каемку. В ряде случаев биотитовые слюды располагаются по плоскостям наслоения. Они в значительной мере обесцвечены, между пакетами наблюдается аутигенный кварц. По слюдам часто развиваются в виде «сыпи» или дендритов гидроокислы железа, замещающая иногда почти нацело кристаллы. В поровых пространствах отмечаются новообразования рутила и полупрозрачные удлиненнопризматические зерна цеолитов. Встречены также гранаты, скопления сфена, на отдельных участках их количество достигает 3—5% (см. приложение, табл. XV, 2). Среди обломков пород преобладают кремни, кремнисто-серицитовые и кремнисто-слюдястые сланцы и окремненные известняки. Обломки эффузивов крайне редки.

В песчаниках с хлоритовым крустификационным цементом хлорит в виде «щеток» окаймляет зерна. В породах этого типа кварц составляет 54%, кристаллы его остроугольные или угловатые, плагиоклазов (кислые, короткопризматические разности) меньше 20%, обломков кремнистых пород — 19%, слюд — 7%.

Песчаники с карбонатным цементом образуют редкие прослои мощностью до 12 м. Окрашены они в светло-серый цвет с розоватым оттенком. Цемент (40—60% от общей массы породы) распределяется между зернами очень равномерно, иногда по нему развиваются титанистые минералы. Часто кальцит корродирует различные обломки, особенно полевые шпаты. На контакте цемента и зерна возникает реакционная полоса, через которую как бы «просвечивают» первоначальные контуры. На отдельных участках кальцит обнаруживает пойкилитовую структуру. В обломках пород, не уничтоженных коррозией, содержание кварца возрастает до 65%. Полевые шпаты составляют 16%, обломки кремнистых пород — 19%, слюды — 5%. Биотиты и гидробиотиты переходят частично в хлорит.

В Жиганском районе преобладающим минералом тяжелой фракции батских отложений, так же как аалена и байоса, являются эпидот (до 48%), магнетит (до 25%) и сфен (до 28%). Постоянно присутствуют гранат и апатит. Спорадически, главным образом в нижней части разреза этого возраста, отмечается роговая обманка (до 33%).

В Лено-Оленекском и Анабарском районах характер терригенно-минералогической ассоциации сходен с таковым комплекса минералов келимйерской свиты. Главный минерал фракции — лейкоксен. Содержание его у пос. Станнах-Хочо составляет 74%, уменьшаясь в западном и юго-восточном направлениях. Затем следуют гранат (до 46%), сфен (44% в Анабарском районе) и циркон (до 42% у пос. Станнах-Хочо). В переменных количествах присутствуют слюды (до 58 и 65% на мысе Чекуровский и на р. Анабар) и моноклинные пироксены (максимальные их количества — до 36% — встречены на р. Булкур). Впервые уменьшается роль рудных (не более 9%; данные З. З. Ронкиной, 1963).

Алевролиты делятся на крупнозернистые и мелкозернистые разновидности. Размеры зерен в наиболее крупнозернистых алевролитах 0,08—0,16 мм. Породы такого типа встречаются в низах разреза, и количество их увеличивается к северо-западу от мыса Чекуровский — в сторону более глубоководных частей бассейна. Для наиболее крупнозернистых разновидностей алевролитов характерен порово-пленочный цемент, а также пятнистые и слоистые текстуры, обусловленные неравномерным обогащением глинистого вещества, что сближает их с глинистыми алевролитами. В крупнозернистых алевролитах с примесью песчаного материала и пленочным, реже поровым, цементом наблюдается отчетливая

горизонтальная слоистость, что подчеркивается расположением удлиненных зерен в основании слойков, а также растительного детрита и кристаллов аутигенных минералов (сфен, рутил, анатаз), биотита и мусковита, единичных пироксенов и гранатов. В алевролитах с пятнистой структурой отмечаются выделения буро-желтой глинистой массы, состоящей из мельчайших слюдястых индивидов, которые часто имеют одну оптическую ориентировку и одновременно погасают как монокристалл. Карбонатное вещество также распределяется в цементе неравномерно. На отдельных участках тонкодисперсные глины почти не затронуты кальцитизацией. На других участках, наоборот, кальцит как бы пропитывает цемент, приобретая при этом бурую окраску, корродирует зерна и раздвигает пакеты биотита. По слюдам развиваются псевдооолитовые кристаллы сидерита — продукты взаимодействия свободного железа с кальцитом цемента. Обычны зерна пирита по растительным остаткам. Иногда встречается частично окисленный глауконит.

Мелкозернистые алевролиты по составу цемента делятся на три разновидности: с глинистым (слюдисто-хлоритовым), глинисто-карбонатным и карбонатным цементом. В мелкозернистых алевролитах первого типа терригенный материал составляет 60—70% всей породы. Тип цементации — порово-пленочный. Терригенные компоненты представлены кварцем и полевыми шпатами. Различаются в цементе чешуйки биотитовых слюд, реже мусковит и хлорит. Для слюд характерно волокнистое строение, часто они сливаются с основной глинистой массой цемента, двупреломляющей в желтых и серых тонах. Отдельные выделения выполнены бурым глинистым веществом, содержащим растительные остатки.

Мелкозернистые алевролиты с преимущественно глинистым цементом, в котором карбонаты играют второстепенную роль, распространены главным образом по р. Буолкалах (наиболее северо-западная часть района). В более восточных и южных районах карбонаты в составе цемента занимают ведущее положение.

В мелкозернистых алевролитах с преимущественно глинистым цементом (30% общего количества обломков составляют кварц и полевые шпаты) отмечаются иногда изогнутые и разорванные в местах сгибов обесцвеченные слюды, причем биотиты встречены в виде реликтов. Нередко кальцит (5—10% от всего цемента) выполняет некоторые поры, корродирует соседние зерна, нацело замещает полевые шпаты, а также разобочает отдельные пакеты слюд. Иногда встречается кальцит с полисинтетическими двойниками, чаще же чешуйчато-лапчатой формы, с извилистыми очертаниями. Кое-где попадают зерна явно обломочного происхождения. В слоистых алевролитах карбонатное вещество или тяготеет к определенным микрослойкам (см. приложение, табл. II, 1) или образует линзовидные участки. Иногда же характер его распределения пятнистый. Если кальцит слагает основную массу цемента, то степень его раскристаллизации неодинакова — участки, не содержащие терригенной примеси, имеют тонкоагрегативную структуру с микроагрегативной поляризацией. Там, где содержание кварца, глауконита, растительного детрита и раковин фораминифер достигает 30%, карбонатное вещество лучше раскристаллизовано, что обусловлено наличием большого количества пор. В терригенной примеси преобладают полуокатанные зерна кварца, прямоугольные таблички полевых шпатов, квадратные зерна сфена, мозаичные кремни и кремнисто-слюдястые сланцы.

Количество прослоев **аргиллитов** среди песчаников чекуровской свиты незначительно. Встречены они в нижних частях разреза в слоях, граничащих с глинистыми толщами келимярской свиты (реки Булкур и

Хатыстах). В прозрачных шлифах тонкопелитовая масса имеет бурозеленый цвет, почти изотропна. В ней различимы пластинки гидрослюды и светло-зеленых хлоритов. Терригенная примесь незначительна — изредка достигает 25% (зерна кварца, полевых шпатов, а также лимонитизированные обрывки растительной ткани).

Результаты детального изучения тонкой (менее 0,001 мм) фракции глин, выделенной из аргиллитов и цемента алевролитов, показали, что минералогический состав ее в разных участках неодинаков. В пределах Чекуровской антиклинали в глинах содержатся хлорит и гидрослюда; в верхней части стратотипического разреза появляются монтмориллонитовые разности, иногда смешаннослойные сростки. У пос. Станнах-Хочо и на р. Буолкалах обнаружена монтмориллонит-каолинит-гидрослюдистая ассоциация. Ориентированные агрегаты первой ассоциации, как правило, в иммерсионных средах обнаруживают плохую ориентировку, обусловленную присутствием органического вещества. Показатели преломления: $N_g' = 1,579—1,585$, редко 1,600, $N_p' = 1,576—1,582$, иногда 1,597. Двупреломление крайне низкое — 0,003—0,006.

На электронномикроскопических снимках наблюдаются крупные кристаллы непрозрачных слюд, иногда с размытыми краями; скопления их мелких непрозрачных чешуек, в некоторых случаях переходящих в хлопьевидные. Отмечаются удлиненные четко очерченные агрегаты хлорита; каолинитовые зерна редки и обычно полуокатаны.

На термограммах обнаруживаются эндоэффекты при 110—150°, 535—570°, около 900° и выше, до 940°, свойственные гидрослюдам. А эндоэффект при 535—570°, общий с гидрослюдами, переходящий в экзоэффект при 600—680°, присущ хлоритам. Примесь монтмориллонита или смешаннослойных его сростков с каким-либо другим глинистым минералом проявляется в глубоких эндоэффектах (100—150°), что связано со значительной потерей межслоевой воды, в эндоэффектах между 500 и 600° и в довольно слабой эндотермической остановке при 775° (рис. 10, обр. 407-1012).

По данным химического анализа (см. табл. 16, обр. 411-1211, 409-1082), кремнезема в породе довольно много — до 56—57%, глинозема до 18%, в более хлоритовых разностях еще меньше — до 8,58%. Содержание окисного и закисного железа и окиси магния подтверждает присутствие хлоритов. Повышенные количества двуокиси натрия объясняются, скорее всего, наличием тонкодисперсных полевых шпатов, фиксируемых на рентнограммах, и примеси цеолитов, наблюдаемых в шлифах. Величина содержания K_2O связана с наличием гидрослюды.

Результаты рентгенструктурного анализа свидетельствуют о том, что основными компонентами глинистой фракции пород чекуровской свиты являются хлорит и гидрослюда (табл. 18, обр. 407-1059, обр. 407-1062). Первому присущи рефлексы 14, 7 Å и т. д., а гидрослюдам — 10; 4,99 Å и т. д. При отжиге в интервале 550—600° в течение часа базальный рефлекс от плоскости (001) для хлорита усиливается, а от плоскости (002) — исчезает. На величину межплоскостных расстояний гидрослюды термическая обработка такого типа влияния не оказывает. При насыщении фракции этиленгликолем рефлексы остаются неизменными. Кроме хлорита и гидрослюды, в глинистой фракции присутствуют смешаннослойные сростки со значениями рефлексов, промежуточными между 10 и 14 Å (табл. 18, обр. 411-1211). При прокаливании их межплоскостные расстояния несколько уменьшаются, а после насыщения этиленгликолем увеличиваются. Такие показатели свойственны смешаннослойным сросткам типа монтмориллонит — гидрослюда. Межплоскостные расстояния монтмориллонитсодержащих глин, встре-

Обр. 407-1059						Обр. 407-1062			
природный		насыщенный		550—600°		природный		насыщенный	
$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>
14,55	2	14,41	2, д	14,55	5	14,71—		14,58	4
10,31	2	10,22	2	10,30	2, д	13,86	2	10,03	2
7,16	5	7,15	5	—		10,03		10,03	2
6,41	2					7,15	4	7,15	4
5,02	1					6,41	1		
4,75	1					5,06	1		
4,26	2					4,72	1		
						4,47	2		
						4,25	2		
4,04	1					4,03	2		
3,77	2					3,77	2		
3,67	2					3,67	2		
3,55	5					3,54	3		
3,34	10					3,34	10		
3,20	8					3,19	9		
3,01	1					2,98	1		
2,94	1					2,93	2		
2,56	2					2,57	2		
2,45	2					2,45	2		
						2,39	2		
						2,28	15		
2,12	1					2,12	1		
1,991	1					1,997—			
						1,97	1, д		
1,814	1					1,814	2		
1,665	1					1,669	1		
1,540	2					1,540	2		
1,506—									
1,502	1					1,499	1		

ченных в верхах разреза, после обработки гликолем увеличиваются до 17,64 Å, а после отжига — уменьшаются до 10 Å. На рентгенограммах обнаружены полевые шпаты: альбиты и анортоклазы с соответствующими им константами (Бриндли, 1955).

Показатели преломления монтмориллонит-каолинит-гидрослюдистой ассоциации (ориентированных агрегатов), измеренных в иммерсионных средах, следующие: $Ng' = 1,585—1,588$, $Np' = 1,573—1,576$, дву-преломление среднее — 0,012—0,015, что свойственно гидрослюдам с примесью каолинита. Под электронным микроскопом видны крупные непрозрачные чешуи слюд с полупрозрачными размытыми краями, зерна каолинита (0,1—0,5 мк), скопления полупрозрачных чешуек монтмориллонита хлопьевидной формы и удлиненные индивиды хлорита.

Кривые нагревания показывают глубокий эндоэффект при 135—145° и довольно слабый при 680°, что присуще монтмориллониту. Для каолиновой примеси характерен эндоэффект при 560° и небольшой подъем около 1000°. Гидрослюдам свойственны три остановки: при 150, 570 и около 900—935°. Хлоритовая примесь обнаруживается по эндоэффекту около 600°, переходящему в экзоэффект около 700°.

Содержание окислов железа и магния и двуокиси калия (см. табл. 16, обр. 8-343) довольно высокое, соответствующее такому сме-

желей глин (фракция < 0,001 мм) чекуровской свиты

550—600°		Обр. 411-1271					
		природный		насыщенный		550—600°	
$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>
14,55 10,24	5	14,71	1	16,54	2	14,16	4
	2,5	13,17	2, ш	14,31	2	10,59	3, ш
		10,72	2, д	10,07	4		
		7,20	3	7,20	5		
		5,06	1				
		4,74	1				
		4,25	2				
		4,08	2				
		3,82	1, д				
		3,69	1				
		3,56	3				
		3,35	10				
		3,22	7				
		3,01	1				
		2,95	2				
		2,58	2				
		2,45	2				
		2,28	1				
		2,13	1				
		1,998	1				
		1,821	2				
		1,669	1				
		1,540	1				
		1 504	1				

си биотитовых слюд с магнезиально-железистыми хлоритами. На присутствие монтмориллонита указывает довольно большое количество глинозема и кремнезема при весьма постоянном и высоком их соотношении (3,5—3,7), а также несколько повышенное содержание низкотемпературной воды (7,32%). На рентгенограммах отмечается увеличение межплоскостных расстояний при насыщении гликолем от 14,22 до 17,64 Å, что свойственно монтмориллонитовым глинам. Для гидрослюд характерен постоянный рефлекс 10 Å, а для каолинита — 7,12—7,20 Å, который исчезает при нагревании.

Глинистая толща (верхний отдел юры)

Позднеюрские отложения в описываемом районе представлены преимущественно темно-серыми и буро-хоричневыми алевролитами и аргиллитами, более песчанистые разности встречаются на юге территории (р. Булкур, мыс Чекуровский, устье р. Менкере). Характерны прослойки, содержащие железистые хлориты, глауконит, сидерит.

Прослойки конгломератов установлены главным образом по левым притокам р. Лены, в нижнем ее течении Р. А. Биджиевым и Ю. И. Ми-

наевой (1962). Согласно данным этих исследователей, в составе галек нижнекелловейского возраста преобладают кремнистые и окремненные породы (до 73%), разнозернистые кварцевые песчаники и гравелиты (18—21%), окремненные песчаники, гранитоиды и оолитовые известняки (5—7%). Среди нижеволжских алмазонасных конгломератов главное место по-прежнему занимают кремнистые породы (50—90%) и разнозернистые песчаники и сланцы (26—47%); обломки окремненных и битуминозных известняков составляют от 7 до 16%, столько же приходится на долю метаморфизованных и аркозовых песчаников. В меньшей степени развиты породы трапповой формации и кислые эффузивы. Сходный состав конгломератов установлен (Осипова, Рубенчик, 1964) на Лено-Анабарском междуречье.

Прослой песчаников прослежены в кровле и подошве верхней юры. Обычно они светло-серого цвета, со слабым коричневатым и зеленоватым оттенком. В районе р. Менкере в пограничных слоях юрско-мелового возраста встречены линзы угля, тогда как на мысе Чекуровский и по р. Булкур обнаружены слои с волноприбойными знаками и раковинами морских моллюсков. Мощность их песчано-алевритовых прослоев 1—5 м. Среди песчаников можно выделить средне-мелкозернистые и разности, переходные к крупнозернистым алевролитам.

Средне- и мелкозернистые песчаники верхней юры изучены на реках Булкур и Хатыстах. В них преобладают зерна размером 0,12—0,16 мм, реже 0,32 мм. По составу цемента различаются следующие разновидности: с гидрослюдистым, гидрослюдисто-карбонатным и фосфатным цементом.

Песчаники с гидрослюдистым цементом (5—40% всей массы породы) имеют поровый тип цементации, пленочный или сопрякосновения. Содержание кварца в терригенной фракции достигает 68%, полевых шпатов — 20%, кремней мозаичной структуры — 12%, кроме того, обнаружены единичные обломки микропегматитов и известняков. Цемент наблюдается в виде реликтов пленочных каемок, образовавшихся вокруг корродированных зерен кварца и затем претерпевших регенерацию вплоть до восстановления правильных кристаллографических очертаний. Отмечается также регенерация полевых шпатов. Новообразованные каемки соседних зерен спаиваются воедино, образуя структуры «взаимного приспособления» с ровными контактами. Такой тип цементации близок вышеописанному сливных песчаников средней юры. Слюды биотитового ряда претерпевают те же изменения.

Верхнеюрские средне- и мелкозернистые песчаники с гидрослюдисто-карбонатным и карбонатным цементом характеризуются поровым или базальным типом цементации. Карбонатное вещество (кальцит составляет 40—50%) часто корродирует зерна. На отдельных участках в цементе обнаруживается система изогнутых двойников, а иногда пятна сферолитового строения. Резко преобладает кварц. Полевых шпатов значительно меньше, так как большая часть их уничтожена коррозией. Слюды и хлориты редки. При замещении кальцитом тонкодисперсного глинистого вещества, состоящего из гидрослюды и в меньшей степени хлорита, первый приобретает буроватую окраску. Если карбонатный цемент базального типа, он имеет пойкилитовую структуру. Форма зерен извилистая, лапчатая, диаметр отдельных кристаллов до 1,6 мм. Даже при таком типе цементации кальцит явно вторичный, так как вокруг некоторых, не затронутых коррозией зерен сохраняется пленочный гидрослюдистый цемент.

Верхнеюрские средне- и мелкозернистые песчаники с фосфатным цементом наблюдаются в породах разреза р. Менкере и в составе кар-

бонатных конкреций в песчаниках района пос. Станнах-Хочо. Тип цементации — базальный и поровый, фосфат (30—40%) бесцветен, слабо пелитизирован и изотропен. Среди слагающих породу обломков преобладают кварц (52%), полевые шпаты (до 35—40%, среди них ведущее место занимают калиевые разновидности) и зерна кремней (8%), что позволило отнести их к аркозовому типу (см. приложение, табл. XXI, 2).

Подобное соотношение породообразующих минералов весьма характерно для верхнеюрских песчаников в северной части Приверхоянского краевого прогиба и в восточной части Лено-Анабарской депрессии. Количество обломков пород редко превышает 40%, чаще — 10—14%.

Плагиоклазы обычно раздроблены и имеют глубокие трещины по спайности. Чешуйки биотитовых слюд, кроме обесцвечивания, расщепления, деформации, подвержены и монтмориллонитизации. Пластинки биотита в скрещенных николях обнаруживают тонковолокнистое строение. Ориентировка отдельных волокон повторяет контуры соседних зерен, как бы обтекая их. По спайности пакетов биотита отмечаются мелкие скопления бесцветных кристаллов цеолитов (?) неправильной формы, слабо двупреломляющие в серых тонах. Встречаются бобовины светло-зеленого хлорита, по которым развиваются рутил и лейкоксен.

Мелкозернистые песчаники, переходные к крупнозернистым алевролитам, и крупнозернистые алевролиты верхней юры широко распространены у пос. Станнах-Хочо, на мысе Чекуровский и р. Менкере. Более песчаные толщи окрашены обычно в серые тона, тогда как более глинистые — в буроватые. В пластах пород такого типа встречен растительный детрит вместе с раковинами ауцелл и белемнитов. Мощность этих прослоев — от долей метра до 12—14 м (мыс Чекуровский). Примесь зерен диаметром 0,1—0,15 мм составляет 10—20% всей породы. В основном же преобладают крупноалевролитовые зерна (0,04—0,08 мм). Цемент в этом случае базальный, поровый или пленочный, а по составу хлоритово-гидрослюдистый.

Количество кварца в песчано-алевролитовых разностях верхней юры достигает 70—73%. Его кристаллы могут быть полукатанными, угловатыми и корродированными. Кислые плагиоклазы и микроклин составляют 16%, кремни — 11%, обломки эффузивов встречаются редко, в них по лейстам полевых шпатов часто развиваются слюды. В некоторых образцах установлены микропегматиты и обломки известняков.

Текстура верхнеюрских песчано-алевролитовых разностей обычно беспорядочная, неявно горизонтальная или пятнистая. На отдельных участках имеются скопления темно-коричневого глинистого вещества с ориентированным по плоскостям слоистости растительным детритом. Глинистый цемент буро-зеленого цвета. В цементирующей массе отмечаются разрозненные пакеты и пластинки биотита, утратившие свои кристаллографические очертания и сливающиеся с цементом. По ним развиваются тонкодисперсные разности гидроокислов железа. На некоторых кристаллах измененного биотита буро-зеленого цвета с волнистым погасанием наблюдается треугольная сагенитовая сетка, образованная игольчатым рутилом. В районе р. Менкере цементом песчано-алевролитовых разностей служит кальцит, который сильно корродирует слагающие породу зерна и раздвигает пакеты хлорита и биотита. Среди хлоритов встречаются зерна овальной формы, сильно окисленные, близкие по составу гидрогетиту. В скрещенных николях они все же обнаруживают розетковидное и сферолитовое строение.

Крупно-мелкозернистые алевролиты верхней юры широко распространены во всех разрезах. Как правило, они серого цвета, с коричневым оттенком и отличаются скорлуповатой отдельностью. Часто встре-

чаются в них кальцитовые и сидеритовые конкреции. Вместе с песчаниками и аргиллитами алевролиты образуют толщу тонкого переслаивания. Мощность отдельных прослоев 17—32 м.

Примесь крупноалевролитового материала (0,05—0,1 мм) составляет 15—20% общего количества обломков. Неравномерное распределение терригенного материала и глинистого цемента (15—20%) обуславливает пятнистую текстуру. Отмечаются отдельные линзовидные скопления мелких зерен кварца, почти без цемента или с очень незначительным количеством слюдяного и карбонатного вещества. Диаметр их — до 1,5 мм. Тонкодисперсная глинистая масса образует выделения в виде овальных пятен с небольшой примесью кристаллов кварца, биотита и мусковита, а также растительного детрита.

Терригенная фракция крупно-мелкозернистых алевролитов представлена кварцем угловатой или округлой формы, с игольчатыми включениями рутила, полевыми шпатами, среди которых встречаются ортоклазы с пертитовыми прорастаниями веретенной формы, чешуи изогнутых буро-зеленых слюд биотитового ряда, сфен, рутил, анатаз. Есть также единичные зерна гранатов и перекристаллизованные кремнистые раковины фораминифер.

В составе тяжелой фракции рассматриваемых алевролитов в Жиганском районе главными минералами по-прежнему являются эпидот (в среднем 28—32%), ильменит (10—22%) и сфен (в среднем 18%). Присутствуют гранат, апатит и лейкоксен (от 2 до 4%). К югу уменьшается содержание эпидота до 19%, но увеличивается количество слюд. В кровле юры вновь появляется роговая обманка (в среднем 24%). В северном направлении растет содержание черных рудных (30—36%). Указанные соотношения позволяют выделить эпидотово-ильменитово-сфеновую ассоциацию с переменным содержанием роговой обманки и слюд.

В Лено-Оленекском районе минералогический состав верхнеюрских крупно-мелкозернистых алевролитов следующий. Ведущая роль принадлежит циркону (до 54%), гранату (до 32%), лейкоксену (10—18%) и сфену (0,9—50%). Среди минералов, количество которых непостоянно, следует отметить группу рудных (иногда до 47%), титанистых (до 11%) и эпидота (до 18%). Для этой части Приверхоанского прогиба характерна цирконово-гранатово-лейкоксеново-сфеновая ассоциация с переменным содержанием черных рудных, титанистых и эпидота.

В Анабарском районе преобладает эпидот (до 26%) и черные рудные (до 22%), а также апатит, титанистые и гранат (8—10%).

Аргиллиты и алевритистые аргиллиты в разрезе верхней юры — наиболее широко распространенный тип пород. Аргиллиты (примесь терригенного материала менее 10%) обычно темно-серого цвета. На их поверхности часто наблюдаются охристые пятна, обусловленные процессами окисления сидеритовых стяжений, рассеянного пирита и сидеритизированных прослоев (пос. Станнах-Хочо и Булкурская антиклиналь). Аргиллитовые толщи иногда листоватые, чаще острооскольчатые. Более алевритистым разновидностям свойственна скорлуповатая отдельность. В них нередко встречаются пиритизированные ходы червей, конкреции сидерита, а также разнообразные обломки раковин моллюсков. Отмечается разнонаправленная («перистая») слоистость. Текстура часто пятнистая: одни участки неправильных очертаний светлее, чем другие — интенсивно лимонитизированные и окрашенные в буро-красные тона. Обильный растительный детрит пиритизирован. Терригенная примесь (0,5 мм и мельче) состоит в основном из зерен кварца, полевых шпатов, окатанного кальцита. Некоторые участки окрашены в светло-

зеленый цвет и представляют собой почти изотропную массу с мелкими игольчатыми включениями слюд и фосфатов. Часто встречаются кремнистые раковины фораминифер. В ряде случаев установлено несколько повышенное количество карбонатов.

Минералогический состав **глинистой фракции** верхнеюрских отложений в различных районах не одинаков. В более северных разрезах (пос. Станнах-Хочо) преобладает монтмориллонит, в значительных количествах присутствует хлорит, обнаружена также примесь гидрослюды и каолинита. В районе пос. Чекуровка главным компонентом является хлорит, в меньшей степени развита гидрослюда, а в верхней части разреза появляются смешаннослойные образования типа гидрослюда — монтмориллонит. На широте р. Менкере среди глинистых минералов резко преобладает гидрослюда.

Показатели преломления ориентированных агрегатов: $N_{g'} = 1,570—1,585$, иногда $1,591$; $N_{p'} = 1,558—1,579$, реже $1,588$; двупреломление — $0,018—0,021$. В ряде случаев из-за присутствия хлорита оно снижается до $0,006$. Для более обогащенных гидрослюдами глинистых разностей (например, по р. Менкере) показатели преломления еще ниже ($N_{g'} = 1,555—1,561$; $N_{p'} = 1,543—1,552$, двупреломление — $0,015$).

На электронномикроскопических снимках образцов из северных районов видны размытые чешуйки и хлопьевидные агрегаты монтмориллонита, тонкие удлиненные пластинки хлорита, полуокатанные и четкие шестигранные каолинита ($0,3—1,5 \text{ мк}$). В образцах из более южных районов установлены полупрозрачные крупные чешуйки и пластинки гидрослюды, иногда с размытыми очертаниями. На кривых нагревания монтмориллонитовых глин проявляются глубокий эндотермический эффект при 150° и слабый — при 840° , сопровождающиеся потерей веса до 17% (см. рис. 10, обр. 1-87). Отмечается также эндотермическая остановка при 360° , характерная для гетита. В этом случае содержание скиси железа достигает 27% . Примесь гидрослюды и хлорита проявляется в характерных эндоэффектах: $100—125$; $530—545$; $880—922^\circ$, присущих гидрослюдам, и $530—545^\circ$, переходящий в экзотермический пик выше 600° , свойственный хлориту (см. рис. 10, обр. 411-1221). Для гидрослюдных глин, по-видимому плохо раскристаллизованных, с незначительной примесью каолинита, характерны эндоэффекты в интервалах температур, указанных выше, слабый подъем кривой около 1000° подтверждает присутствие каолинита. Незначительная примесь кальцита фиксируется эндоэффектом при 755° , а органического вещества — экзотермическим при 365° .

Высокое содержание железа и окиси магния в глинистой фракции верхней юры (см. табл. 16, обр. 411-1221, 1-438, 1-443) обусловлено примесью хлорита. Отношение кремнезема к глинозему обычно более 3; это соответствует, как правило, монтмориллонитовым глинам. Содержание окиси калия увеличивается с ростом количества гидрослюды от $2,25$ до $4,1\%$. Увеличение количества окиси натрия вызвано формированием аутигенных полевых шпатов и цеолитов.

Рентгеноструктурный анализ (табл. 19, обр. 1-81, 1-87) показал, что верхнеюрские монтмориллонитовые глины разбухают до $17,64 \text{ \AA}$, а при отжиге при 500° их межплоскостные расстояния уменьшаются до $10,49 \text{ \AA}$. После кислотной обработки с последующим насыщением этиленгликолем отражения от базальной плоскости (001) образуют диффузный пояс $13—17 \text{ \AA}$. Эти значения не меняются после прокаливании с последующим насыщением. На присутствие смешаннослойного сростка типа хлорит-монтмориллонит в этом случае указывает появление при насы-

Обр. 1-81

природный		насыщенный		500°		500° + насыщенный		H ₂ SO ₄ + насыщ.		природный	
$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>
14,71	6	17,64	7			14,17	2, пояс	17,17	3, пояс		
10,58	7	14,62	6	13,76	5			13,76	2	14,22	10
7,12	8	10,04	7	10,09	6	10,08	3	10,24	3, д	10,08	8
4,93	3			7,14	5	7,10	3			7,22	1
4,48	11			4,99	2						
				4,48	2	4,43	4			4,51	5
				4,23	2	4,24	4	4,26	2	4,18	4
				4,02	1	4,01	4	3,94	2		
				3,77	1			3,76	2		
3,55	6			3,52	4	3,51	4	3,49	3		
3,33	10			3,33	10	3,32	9	3,32	8	3,32	7
3,19	5			3,21	4			3,18	3		
2,98	3										
2,56	3									2,58	4
										2,45	3
2,12	2										
1,994	1										
1,813	1										
1,540	1									1,711	1
										1,699	1
1,499	1										
										1,510	2

щении этиленгликолем лика 14,62 Å, который в естественном состоянии сливался с базальными отражениями от плоскостей (001) пакетов монтмориллонитовых глин. Интенсивности первых рефлексов от плоскостей (001) и (002) несколько ослабевают при нагревании до 500°, что не противоречит обычному поведению в таких условиях магнезиально-железистых хлоритов. Хлорит разрушается почти полностью после обработки серной кислотой. Гидрослюда присутствует в небольшом количестве с обычными для нее рефлексамии. Они не меняются при прокаливании, а после насыщения этиленгликолем с предварительной кислотной обработкой межплоскостные расстояния слегка увеличиваются (до 10,24—10,27 Å). Каолинит встречается сравнительно редко; интенсивность его базального рефлекса от плоскости (001), совпадающего с отражением ст плоскости (002) хлорита, после протравливания серной кислотой уменьшается главным образом за счет разрушения хлорита, который исчезает после кислотной обработки. Весьма характерно, что, кроме тонкодисперсного кварца, который обнаружен во всех образцах (рефлексы 4,25; 3,34; 2,45 Å и т. д.), часто встречаются полевые шпаты (6,43; 4,06; 3,77; 3,20; 2,97 Å и т. д.), иногда типа альбита или анортклаза, а также микроклин.

Верхнеюрские породы, богатые железом, встречены в районе пос. Станнах-Хочо, на р. Булкур и близ устья р. Менкере — это песчаники, алевролиты, аргиллиты с карбонатными конкрециями. В первом разрезе железистые породы залегают в виде трех прослоев со стяжениями мощностью 0,1—0,2 м. Они накапливались в мелководных морских условиях в периоды кратковременных обмелений, нередко сопро-

отражений глин (фракция < 0,001 мм) верхней юры

Обр. 1-87						Обр. 411-1221					
насыщенный		500°		H ₂ SO ₄ -насыщен.		природный		насыщенный		500—600°	
$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I
17,64	10			17—14	3, пояс	14,55	1	15,00	2	14,16	2
						13,38	1	10,77	1	10,19	2
10,08	5	10,49	9	10,62	4, пояс	10,27	2	10,15	3	8,17	1
7,22	1					7,24	3	7,24	5	7,46	1
						5,06	1				
		4,51	4	4,44	7	4,52	1				
				3,93	3, д	4,25	2				
						3,82	1				
						3,69	1				
						3,56	2				
		3,34	6	3,33	4	3,35	10				
						3,22	5				
						3,00	1				
						2,87	1				
						2,57	2				
						2,45	1				
						2,23	1				
						2,13	1				
						1,997	1				
						1,822	2				
						1,699	1				
						1,540	1				
						1,504	1				

вождавшихся размывами. В этих прослоях содержатся кремнистые гальки диаметром 1—3 см, обломки древесины, раковин белемнитов, аммонитов и ауцелл. На левом берегу р. Булкур ниже светлых валанжинских песчаников обнажаются довольно рыхлые среднеризистые песчаники, в которых встречены буро-зеленые оолиты, сцементированные железистым цементом, сидеритовые конкреции и окисленные раковины. Около устья р. Менкере выходят на дневную поверхность песчаники, зелено-вато-серые, переслаивающиеся с аргиллитами; по плоскостям напластования наблюдается скопление углистого вещества. Окисленные бобовины хлорита обнаруживаются лишь микроскопически. Железистые минералы были изучены (Ивановская, 1965) в шлифах, иммерсионных средах, а также подвергнуты термическому, рентгеноструктурному и химическому анализу. Микроскопические исследования показали, что в отдельных случаях на р. Булкур порода содержит до 85% железистых хлоритов, слагающих бобовины и цемент.

Средний диаметр бобовин и ооидов 0,32—0,64 мм. Среди них встречаются довольно разнообразной формы зерна, в различной степени окисленные. По степени их измененности эти зерна делятся на три группы.

1. Оолиты, бобовины и резко удлиненные окатанные зерна светло-зеленого хлорита (см. приложение, табл. VI, 2), иногда пронизанные системой трещин, без нарушения их целостности. В скрещенных николях они обнаруживают волокнистое строение. Кристаллы часто окружены оторочкой ромбоэдрического сидерита, иногда окисленного. По некоторым зернам сидерит образует звездчатые сростки и сферолиты лимонитизированные в центре.

2. Центральные участки второго типа оолитов и бобовин, также состоящих из хлорита, окислены более интенсивно. Зерна распадаются на пакеты, расположенные перпендикулярно удлинению зерна. Периферические участки и пространство между пакетами часто выполнены более светлым хлоритом, менее окисленным. Зерна хлорита покрыты железной «рубашкой» из тонкодисперсного красно-бурого гетит-гидрогетита.

3. Изредка встречаются оолиты, в центре которых расположены корродированные зерна кальцита, фосфатизированные хлориты, халцедон или ильменит. В оолитах такого типа насчитывается до пяти центров, сложенных чередующимися различно окисленными хлоритами, а наружная оболочка — сидеритовая. В строении некоторых центров принимает участие также тонкодисперсный кальцит.

Терригенная примесь в хлоритовых породах очень незначительна — 2—3%. Это редкие обломки кварца, полевых шпатов, микрофельзитов, халцедона. Все зерна покрыты сидеритовой оторочкой. Цемент песчаников карбонатный (кальцитовый) и кальцит-хлоритовый. На некоторых участках для хлорита характерны аномальные цвета интерференции — сиреневые и серо-бурые. Иногда кальцит вокруг обломков обнаруживает сферолитовое строение. Часто по цементу отмечаются желто-красные сгустки гидрогетита, которые в ряде случаев тоже имеют сферолитовое или розетковидное строение. Вероятно, эти формы образовались за счет окисления хлоритов. Изредка встречаются ромбоэдрические кристаллы гидрогетита, образованные за счет окисления сидерита. Показатели преломления бобовин и оолитов хлоритов $1,663 \pm 0,003$, т. е. свойственные окисным и закисным железистым хлоритам (Теодорович, 1958).

Был проведен термический анализ хлоритового концентрата и полученного после обработки его теплой 3%-ной соляной кислотой нерастворимого остатка (рис. 11). В остатке были установлены лишь гидро-

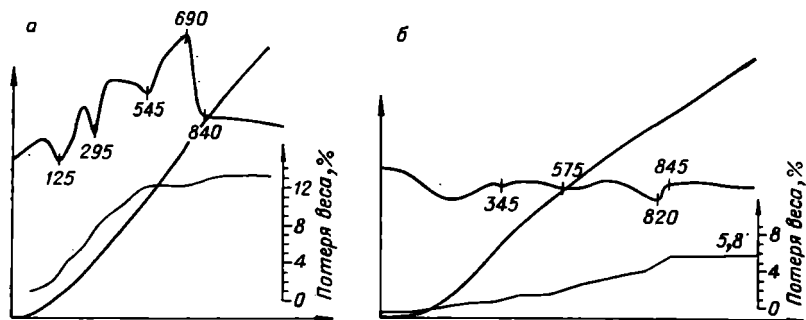


Рис. 11.

а — кривая нагревания природного образца железистого хлорита; б — тот же образец после обработки в теплой 3%-ной соляной кислоте. Кривые сняты на пирометре Курнакова в течение 25 мин. Чувствительность 3,7 мг на 1°. Анализы проведены в лаборатории СНИИГГМСа.

слюда и кальцит, хлорит же растворился полностью, что весьма характерно для железистых разновидностей. На термограмме концентрата хлорита видны три сильные эндотермических эффекта: при 120°, свойственный как гидрослюде, так и хлориту с высоким содержанием железа; при 295°, характерный для гидрогетита и тонкодисперсного гетит-гидрогетита; при 545°, связанный с удалением конституционной воды (10%). Экзотермический максимум при 690° соответствует моменту восстановления основной массы закисного железа после исчезновения основного количества воды при температуре 530°. Незначительная остановка при 945° указывает на присутствие гидрослюды. Полученные данные хорошо со-

поставимы с кривыми сильно железистых и почти лишенных алюминия хлоритов Кок-Булака Северного Приаралья (Формозова, 1959).

Судя по порошковым рентгенограммам (табл. 20), исследуемый минерал является плохо раскристаллизованным железистым хлоритом, на что указывают слабые базальные рефлекссы от плоскостей (001) и (003) — 14,00 и 3,52 Å и более интенсивные от плоскостей (002) и (004) — 7,14 и 1,792 Å. Линии, равные 10 Å, характеризуют незначительную примесь гидрослюд, а линии, равные 3,33 и 1,368 Å, указывают на примесь тонкодисперсного кварца. Линия (060) для природного образца — 1,533 Å, по-видимому, является общей как для триоктаэдрических гидрослюд, так и для хлоритов. Она резко усиливается после прокаливания. При нагревании до 270° рефлекссы 14,36 и 3,52 Å становятся более четкими по сравнению с первоначальными, а при нагревании выше 450—475° хлорит разрушается и линии исчезают. Приведенные данные полностью согласуются с данными Варшава и др. (1960) для осадочного сильно железистого плохо раскристаллизованного хлорита.

Таблица 20

Межплоскостные расстояния (в Å) и интенсивности отражений железистого хлорита (образец 413-1438)*

Природный				270°			
$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>
14,0	0,5 оч. д	1,792	1	14,36	1		
9,94	1	1,713	0,5	10,14	1	1,698	0,5
7,14	1	1,652	0,5	7,14	2	1,663	1
		1,533	0,5	4,57	0,5	1,537	5
4,23	4, д.	1,497	0,5	4,26	3	1,509	0,5
3,52	1			3,52	0,5	1,451	2
3,33	1	1,368	1	3,37	10	1,372	8
				3,154	0,5	1,285	1
		1,251	0,5	2,60	0,5	1,254	1
				2,52	0,5	1,227	1
2,44	1	1,195	0,5	2,45	0,5	1,199	1
2,247	1			2,27	1,9	1,181	1
		1,175	0,5	2,216	2		
2,112	1			2,123	2	1,153	1
1,968	1			1,966	5		
1,815	1			1,812	5		

* Условия съемки: Со — антикатод; $V=37$ kV; $I=10$ mA; $D=57,3$ мм; $d=0,4$ мм. Экспозиция 12,5 ч. Исправлено по особому снимку смеси хлорида с KCl. Расшифровка проводилась в ИГиГ СО АН СССР Т. Н. Григорьевой.

Химический состав образца (табл. 21) позволяет отнести его к группе осадочных окисленных хлоритов, согласно классификации Г. И. Теодоровича (1958). К сожалению, структурную формулу для этого образца рассчитать не удалось, ибо невозможно точно учесть и исключить из расчета количество окисного железа, наблюдаемого в виде сгустков гидрогетита, а также двухвалентного железа, входящего в состав железистых «рубашек» сидеритового типа вокруг зерен. Минералы из группы окисных железистых хлоритов, по данным Г. И. Теодоровича (1958), широко распространены в железорудных месторождениях Малки и Халилово. Они представляют собой своеобразные аналоги

Химический состав (вес. %) концентрата железистого хлорита (образец 413-1483)

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	CaO	MgO	MnO	K ₂ O	Na ₂ O	S	H ₂ O—	H ₂ O—	Сумма
19,87	8,8	21,44	12,5	0,57	12,45	2,94	0,16	0,42		0,16	2,11	18,57	99,76

глауконита, но лишённые калия, который образовался в окислительно-восстановительных условиях субаквали. Ю. П. Казанский (1963) приводит данные анализа окисленного глауконита в железных рудах калпашевской пачки подобного типа. Содержание K₂O составляет всего лишь 1,54%, а Na₂O — 0,08%; рентгенограмма имеет гетитовый характер и линии глауконита отсутствуют; данные термического анализа показывают, что этот минерал почти утратил признаки глауконита, но приобрел некоторые свойства гидрогетита.

Указанные преобразования имеют место для нашего образца. По-видимому, исследуемый железистый хлорит представляет собой дальнейшую, более глубокую стадию преобразования глауконита. Вынос калия и разрушение решетки глауконита идут еще более интенсивно, но несколько неравномерно: часть зерен испытывает не только окисление, но и частичное восстановление, другие же под воздействием процессов диагенеза приобретают оолитовое строение.

Совместное присутствие глауконита и хлорита отмечается Д. С. Соколовым и др. (1961) у пос. Станнах-Хочо на побережье Оленекского залива в отложениях, залегающих под фаунистически охарактеризованными породами верхневолжского — валанжинского ярусов. Эти исследователи описали три прослоя оолит-железистых карбонатных пород, как правило, почти не содержащих терригенную примесь. Вокруг зерен хлоритовая оторочка разложена до гидроокислов железа, а среди оолитов присутствует фосфат. В верхних горизонтах глауконит и сидерит окислены и превращены в гидроокислы железа. А. С. Запорожцева (1954) описала случай совместного присутствия глауконита и шамозита и формы перехода глауконита в шамозит. Последний минерал является железистым хлоритом, но так как рентгенографическое исследование его проведено не было, то нельзя сделать вывод, является ли он семиангстремным хлоритом каолинитовой структуры, как считают Г. В. Бриндли и К. Робинсон (1955), или какой-либо другой разновидностью хлоритов. Возможно, он представляет собой закисно-окисный железистый хлорит, о чем свидетельствует содержание некоторых элементов (Fe₂O₃ — 5,6%, FeO — 13,29%, MgO — 2,61% в глауконитовой породе с примесью шамозита). А. С. Запорожцева указывает, что преобразование глауконита в железистый хлорит, а затем в сидерит совершалось в период диагенеза в восстановительных условиях с последовательным падением окислительно-восстановительного потенциала.

Сидеритизированные прослои алевролитов и аргиллитов коричневого цвета мощностью 0,1 и 0,2 м встречаются у пос. Станнах-Хочо, а на р. Бултуре отмечены лишь сидеритовые конкреции. Микроскопическое исследование показало, что в сидеритовых прослоях содержатся криптокристаллические агрегаты, чередующиеся с тонкодисперсными глинистыми. Иногда сидеритовая масса имеет неявное ромбоэдрическое и псевдооолитовое строение с радиально-лучистыми и сферолитовыми образованиями на некоторых участках. Пространство между зёрнами выполнено фосфатным изотропным веществом.

Терригенная примесь в сидеритизированных аргиллитах невелика (1—3%). Она состоит из угловатых зерен кварца и полевых шпатов диаметром 0,04—0,16 мм, мусковита, окисленных пластинок биотита и хлорита, располагающихся по слоистости. В более алевритистых и песчаных разностях терригенный материал с сидеритовым цементом образует отдельные пятна и микрослойки. Зерна диаметром 0,24—0,6 мм составляют 5—10%. Это окатанные или почти сферические зерна кварца, кислые плагиоклазы, микроклии, микрозернистые кремнистые обломки, единичные зерна биотита с точечными включениями гидроокислов железа, скопления пирита. Зерна хлорита, как правило, сильно корродированы. Наблюдаются раковины кремниевых радиолярий и фораминифер. Детальному исследованию (термический, рентгеноструктурный и химический анализы) были подвергнуты наиболее чистые разности сидеритов — его конкреции. Полученные данные будут рассмотрены ниже.

Железосодержащие отложения широко распространены среди осадочных толщ мезозоя Приверхоянского краевого прогиба. Так, прослойки глауконитовых песчаников широко известны в отложениях келловей, оксфорда и нижнего киммериджа, главным образом, в Хатангской депрессии (по р. Хете и на крыльях Тигяно-Анабарской антиклинали, по рекам Левая Боярка, Анабар и в районе Анабарской губы), по данным В. Н. Сакса, И. С. Грамберга и др. (1959). Эти горизонты генетически связаны с песчаниками и глинами, содержащими морскую фауну аммонитов, белемнитов, пелеципод, а также включения ожелезненной древесины. Описанный состав горизонтов свидетельствует о небольшой глубине отложения осадка. Роль железистых хлоритов возрастает вверх по разрезу. Так, на реках Хета, Правая Боярка, Дябака-Тари (приток р. Верхняя Таймыра) установлены глыбы, караваи, прослойки хлоритизированных известковистых алевролитов и хлоритовых песчаников с остатками раковин аммонитов, белемнитов и пелеципод, датирующие нижний и верхний волжские ярусы вмещающих пород (Сакс и др., 1963), а также обломки пиритизированной древесины. Р. С. Родин (1963) по р. Лене на мысе Чекуровский описал породы, обогащенные оолитами железистых хлоритов, сидеритом и пиритом. Кроме того, несколько южнее, близ устья р. Менкере в песчаниках верхневолжского яруса (Ивановская, 1963) встречены прослойки олигомиктово-кварцевых песчаников, содержащие незначительное количество (15—20%) хлоритов в виде сильно окисленных бобовин, разбитых трещинами синерезиса и окисленных в центре. Иногда некоторые хлориты приобретают бурую окраску и псевдооолитовое строение. В этом случае в центре располагаются зерна магнетита, а наружные оболочки выполнены различно окисленным хлоритом. Цементом песчаника является изотропное фосфатное вещество. Почти все зерна окружены крустификационной каемкой хлорита.

ПЕСЧАНО-УГЛЕНОСНЫЙ РЕГРЕССИВНЫЙ КОМПЛЕКС НИЖНЕГО МЕЛА

В составе комплекса выделяются две части: нижняя, преимущественно песчаная, сравнительно небольшая по мощности, отвечает по времени валанжину; верхняя, песчано-угленосная, сформировалась в заключительные этапы развития прогиба в готерив-альбское время.

Эти части комплекса соответствуют разным этапам регрессии — начальному и конечному, завершающему историю формирования прогиба.

Песчаная толща (валанжинский ярус)

Отложения валанжинского яруса прослежены на большом протяжении: от мыса Чекуровский и далее по р. Лене, вдоль побережья Оленекского залива и в низовьях р. Оленек. Они сложены главным образом песчаными пластами с прослоями алевролитов¹ (рис. 12). В нижней части толщи отмечаются прослой ракушнякав. Для этой толщи весьма характерно большое разнообразие типов косой и горизонтальной слоистости, среди которых можно назвать следующие:

1. Слойки выгнутой формы. Часто встречаются в основании серий. Преобладающий угол наклона слоев равен 8°.

2. Линзообразные или веерообразные расходящиеся серии косых слоев, которые обычно к основанию серии становятся пологими, сохраняя при этом взаимную параллельность.

3. Тонкоритмичные горизонтальные слои, чередующиеся с сильно вытянутыми слоями, которые в верхней части обычно срезаются новой серией горизонтальных пачек. Такой тип слоистости характерен для переслаивающихся пачек мелкозернистых песчанников и крупнозернистых алевролитов.

4. В нижней и верхней частях разреза часто встречаются горизонтальнослоистые пласты. Слоистость в этом случае ритмичная, довольно отчетливая, песчаные светло-серые прослой (мощностью до 7 мм) чередуются с тонкочешуйчатым углито-слюдистым материалом или «древесной крошкой» (мощностью 2 мм). Иногда такие пласты представляют собой сложно построенные пачки, в которых ритмично чередуются тонкие слои средне-мелкозернистых песчаных разностей и темно-серого песчано-углистого материала. Мощность таких пачек 3—5 м. Количество углито-материала возрастает вверх по разрезу.

Встречаются также пачки со знаками мелкой подводной волновой ряби (индекс ряби 7, морского типа), содержащие ракушечниковые прослой аугелл и обломки древесины. Иногда в подобных толщах отмечаются трещины усыхания и «текстуры втекания» (Ботвинкина, 1962), что свидетельствует о проникновении алевролитового материала с большим удельным весом, насыщенного водой, в менее плотный песчанник. Изредка встречаются гальки алевролитов совместно с раковинами моллюсков. Их захоронение, вероятно, происходило в зоне волнений.

Приведенные выше особенности свидетельствуют о подвижной среде осадкообразования в зоне побережья.

Среди отложений валанжина наиболее распространены песчанники.

Среднезернистые и средне-мелкозернистые валанжинские песчанники обнаружены только в низах разреза яруса. Они обычно светло-серого цвета, массивные, реже косо-волнистослоистые, с уплощенными гальками алевролитов и известковистыми стяжениями. Вместе с прослоями песчано-углистого материала они образуют груборитмичные пачки и входят в состав маркирующей толщи основания валанжина. Мощность этого горизонта на мысе Чекуровский 40 м, на р. Булкур 32 м, на р. Хатыстах 25 м, у пос. Станнах-Хочо 14 м.

Тип цементации песчанников довольно разнообразный — поровый, соприкосновения, контактовый или пленочный (слюдистый и карбонатный) и базальный (слюдистый и фосфатный, последний встречается главным образом в низовьях р. Оленек).

¹ На мысе Чекуровский граница юры и мела (по данным И. И. Тучкова) проводится внутри аргиллитовой толщи с прослоями железосодержащих песчанников.

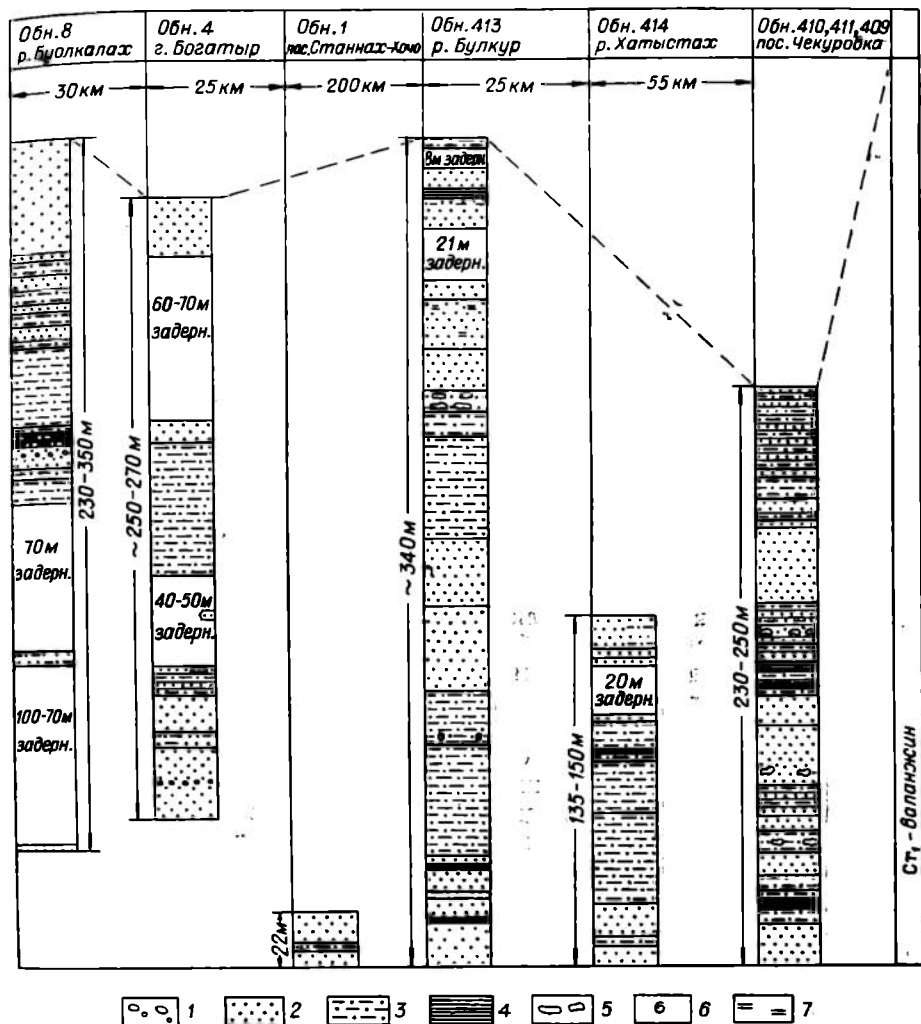


Рис. 12. Схема корреляции валанжинских отложений:

1 — гальки; 2 — песчаники; 3 — алеволиты; 4 — аргиллиты; 5 — известковые породы; 6 — ракушечники; 7 — растительные остатки.

По соотношению обломков (кварц — 15—70%, полевые шпаты — 25—34%, обломки пород — 4—16%) эти породы могут быть отнесены к полимиктовым песчаникам семейства «загрязненных аркозов» — граувакковым аркозам, аркозовым и аркозово-кварцевым песчаникам. Олигомиктовые разности распространены по р. Оленек, а аркозовые — на р. Булкур и в районе пос. Чекуровка. Типичные аркозы отмечаются в Жиганском районе. Содержание кварца (Тест и др., 1962) колеблется от 16 до 42%. Полевые шпаты представлены калиевыми разностями (15—41%), кислыми (12—35%) и средними (4—18%) плагиоклазами.

Зерна кварца регенерированы и корродированы, часто по ним развиваются аутигенные минералы группы цоизит — эпидот. Среди полевых шпатов широко распространен микроклин, который находится примерно в равных соотношениях с плагиоклазами. Часто его зерна разбиты трещинами, выполненными альбитом (?). Иногда они изогнуты, что ясно видно по деформациям решетки. Из плагиоклазов наиболее развиты

кислые разности, иногда пелитизированные по трещинам спайности, серицитизированные или интенсивно эпидотизированные (см. приложение, табл. XII, 2). Встречаются изогнутые или же раздробленные зерна. Среди обломков пород есть микропегматиты, слюдисто-кремнистые сланцы, кремни мозаичной структуры, лимонитизированные обломки эффузивов. Довольно часто попадают в шлифах зерна сфена, реже рутила, а также бесцветный гранат и единственный циркон, редко — глаукоцит.

Структура цемента в значительной мере зависит от его количества. Если цемента мало (5—10%), тип цементации пленочный или соприкосновения, наблюдаются конформные структуры и зубчатый характер сочленения зерен полевых шпатов. В поровом пространстве нередко отмечаются тонкоагрегативные образования титанистых минералов и кальцита с полисинтетическими двойниками, кальцит корродирует смежные зерна. Если цемент гидрослюдистый и его не менее 40%, отдельные чешуйки биотита сильно изогнуты и пережаты. В пространстве между пакетами развивается лейкоксен, реже тонкочешуйчатый каолинит. Гидрослюдистый цемент имеет волокнистое строение. Вокруг обломков часто образуется крустификационная каемка, и тогда фосфатное изотропное вещество, если оно есть в цементе, становится особенно заметным.

Мелкозернистые песчаники валанжина по минералогическому составу и типу цементации очень близки вышеописанным разностям. Можно выделить песчаники с гидрослюдистым (наиболее часто встречаемая разность) и с гидрослюдисто-карбонатным цементом.

Песчаники с гидрослюдистым цементом имеют пленочный, реже поровый (до 10%) тип цементации. Соотношение обломков: кварц — 56%, полевые шпаты — 26—46%; в некоторых образцах содержание слюд возрастает до 17%. Чешуи биотитовых слюд обычно буро-зеленого цвета, некоторые пакеты частично обесцвечены, а по отдельным пластинкам развивается пирит. Среди обломков пород попадают кремнистые сланцы, микрофельзиты с порфирными выделениями халцедона, гидрослюдизированные порфириды. Кварц и полевые шпаты обычно катаклазированы. Трещины часто выполнены слюдистым материалом. Зерна эпидота имеют неправильную форму. Иногда попадают синезеленая роговая обманка и редкие зерна бесцветных гранатов. Среди песчаников с гидрослюдистым цементом по рекам Оленек и Буолкалах отмечаются обогащенные фосфатом разности.

Встречаются также сливные разности валанжинских песчаников, почти лишенных цемента (не более 2—3%). Для них характерны структуры «взаимного приспособления» (конформные). Иногда зерна скреплены регенерационными каемками кварца. Зерна кварца и полевых шпатов окатаны и полуокатаны. Среди них содержатся мелкие зерна цоизита. По составу обломков эти породы принадлежат к типу аркозово-кварцевых песчаников. Соотношение обломков в них: кварца — 57%, полевых шпатов — 33%, обломков пород, в числе которых попадают кремни, микропегматиты и единичные эффузивы, — 10%. Кроме биотитов, есть чешуи хлоритов и единичные зерна глаукоцита.

Песчаники с гидрослюдисто-карбонатным и карбонатным цементом представлены главным образом стяжениями или редкими линзовидными прослоями. Кальцит крустифицирует слюды и корродирует обломки, неравномерно проникает в поровое пространство. В цементе некоторые слюды биотитового ряда интенсивно сидеритизированы.

В составе минералов тяжелой фракции преобладает эпидот (в Жиганском районе (Тест и др., 1962) роговые обманки и эпидот); возрастает содержание биотита, встречаются также черные рудные, сфен, апатит, гранат, циркон и лейкоксен.

На мысе Чекуровский и у пос. Станнах-Хочо количество сфена увеличивается до 68%, эпидота — до 57%, слюд — до 56%, граната — до 41%, а лейкоксена, апатита и циркона уменьшается до 18—10%. На территории Булкурской антиклинали преобладают слюды (до 84%) и гранат (до 49%), черных рудных и титанистых 28%, а эпидота — 21%.

Указанные особенности позволяют выделить в отложениях валанжина для южных районов эпидотово-амфиболовую ассоциацию, для северных — эпидотово-гранатовую со слюдой и черными рудными.

Среди валанжинских алевролитов по величине зерен могут быть выделены разности, переходные к песчаникам (с большой примесью песчаного материала), крупнозернистые и мелкозернистые.

Алевролиты, переходные к мелкозернистым песчаникам, горизонтально- и косослоистые, приуроченные главным образом к кровле и подошве мощных песчаных толщ; кроме того, они входят в состав переслаивающихся песчаных пачек. Алевролиты обычно серого цвета, с коричневым оттенком, содержат мергелистые конкреции, раковины ауцелл, знаки ряби, трещины усыхания, а по плоскостям наслоения — углистые остатки. Мощность их прослоев от 8 до 25 м, реже 40 м.

Песчаная примесь (зерна диаметром 0,1—0,16 мм) составляет 15—20%. Характерными в данном случае являются структуры взаимного приспособления, сопровождаемые часто регенерацией зерен кварца и полевых шпатов. Граница сочленения зерен ровная, иногда слабо извилистая. Нередко поровое пространство выполнено кальцитом, который корродирует зерна кварца, полевых шпатов и слюд. Отдельным прослоям присуща плохая сортировка; это относится даже к горизонтально-слоистым разностям, представляющим собой чередующиеся прослой кварцево-полевошпатового материала в пленочном слюдистом цементе и более слюдистых разностей (слюды до 40%). Часто рядом с бурыми биотитовыми слюдами, расщепленными, изогнутыми и обесцвеченными (см. приложение, табл. XIII, 2), наблюдаются лимонитизированные растительные остатки.

В составе терригенной примеси зерна кварца составляют 44—52%, полевые шпаты, средние и кислые плагиоклазы, последние иногда пелитизированы — 15—27%; слюды, преимущественно биотиты, — 21—41%. Попадаются обломки микрогранитов, угловатые зерна халцедона, а также сфена, реже бипирамидальный рутил и довольно часто эпидот.

Крупнозернистые алевролиты валанжина имеют серый и темно-серый цвет с коричневым оттенком и встречаются в разрезе довольно часто. Они входят в состав горизонтально- и косослоистых пачек, в которых алевролиты переслаиваются с песчаниками. В таких разностях наблюдаются следы оползневых явлений и знаки ряби, а по плоскостям наслоения — углисто-слюдистые примеси; довольно обычна скорлуповатая отдельность. Мощность таких прослоев 1,5—6,0 м, изредка до 39—47 м (разрезы по рекам Булкур и Буолкалах).

Весьма распространены структуры двух типов — пятнистая и слоистая. Первая обусловлена неравномерным скоплением алевровитовых зерен среди тонкодисперсной глинистой массы (см. приложение, табл. I, 1). Иногда, наоборот, отдельные включения, возможно ходы илоедов, выполнены тонким материалом слюдисто-хлоритового состава, содержащим обрывки растительной ткани и мелкие зерна пирита. Горизонтальная слоистость в алевролитах особенно хорошо заметна по расположению чешуек слюд, растительного детрита и по ориентировке удлиненных зерен. Карбонаты (преимущественно кальцит) на отдельных участках распределяются неравномерно или образуют прослой в глинистой массе. В некоторых случаях слоистость нарушена ходами илоедов.

Цемент крупнозернистых валанжинских алевролитов слюдистый или карбонатный (реки Булкур и Оленек). Тип цементации — базальный, поровый (более 40—50%), пленочный и, редко, соприкосновения (2—3%).

Среди терригенной примеси преобладают кварц, полевые шпаты (микроклин сравнительно редок), часто раздробленные, иногда мусковитизированные или эпидотизированные. Из слюд преобладают биотиты, которые плеохроируют в зеленых тонах. Они часто изогнуты, расщеплены и обесцвечены по пакетам, в этом случае показатели преломления значительно ниже таковых кварца, близкие монтмориллону.

Гидрослюды цемента преобразуются в тонкочешуйчатую мелкоигольчатую слабо двупреломляющую гидрослюдистую массу. Среди обломков пород преобладают известняки, сильно хлоритизированные эффузивы, кремнисто-слюдистые сланцы и микропегматиты.

В составе минералов тяжелой фракции отмечаются в основном цоизит, эпидот, рутил, сфен, анатаз, реже гранаты, циркон и хлориты. Эти кристаллы образуют скопления по поверхности наложения пластов.

Мелкозернистые алевролиты встречаются в верхней и нижней частях разреза валанжина. Они содержат линзовидные прослои мелкозернистых песчаников. Алевролитовый материал вместе с глинистым цементом хлорит-гидрослюдистого состава образует разности, внешне напоминающие аргиллиты.

Судя по минералогическому составу глинистой фракции, для разрезов валанжина в районе Чекуровской и Булкурской антиклиналей весьма характерны хлорит и, в меньшей степени, гидрослюда, тогда как в разрезе на р. Буолкалах при переходе к кигиляхской свите появляется монтмориллонит.

Показатели преломления тонких фракций хлорит-гидрослюдистой ассоциации валанжина 1,564—1,579. Двупреломление, как правило, низкое, ориентировка плохая. Для монтмориллонитсодержащих глинистых отложений показатели преломления изменяются по N_g' от 1,521 до 1,576, по N_p' от 1,513 до 1,564, двупреломление — до 0,021. На электронных снимках диагностируются полупрозрачные и непрозрачные пластинки и размытые мелкие чешуйки гидрослюд, хорошо раскристаллизованные кристаллы каолинита (0,8 мк) и немногочисленные удлиненные пластинки хлорита. Примесь монтмориллонита обнаруживается по ступковому скоплениям неодинаковой плотности.

Химический анализ образцов валанжинской хлорит-гидрослюдистой ассоциации (табл. 22) подтвердил присутствие магнезиально-железистых хлоритов и гидрослюд. Следует, однако, отметить, что несколько повышенное содержание двуокиси натрия (до 2% и более) объясняется присутствием цеолитов (ломонтит). Кривые нагревания данной ассоциации обычны для глин хлорит-гидрослюдистого состава — эндоэффекты при 110—145°, около 550—600°, переходящий в экзотермическую остановку при 630°, и, наконец, эндоостановка около 800°. Примесь каолинита подтверждается эндотермической остановкой, общей с хлоритом — около 600° и главным образом по экзопику около 1000°. Монтмориллонит отмечается по весьма глубокой эндотермической остановке при 145° и экзотермическому эффекту при 705°.

Рентгенограммы валанжинской хлорит-гидрослюдистой ассоциации тождественны таковым ассоциации, описанной ранее для отложений юры. Некоторый интерес представляет наличие смешаннослойных сростков типа хлорит-гидрослюда с межплоскостными расстояниями от плоскости (001), равными 12,25 Å; они не изменяются после обработки

Химический состав глин (фракция < 0,001 мм) валанжина (вес. %)

Образец	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	п.п.п.	Сумма
413—1276	57,00	17,32	3,02	4,41	0,98	1,18	3,18	3,62	2,25	6,44	99,13
413—1600	56,04	18,43	3,27	1,04	1,04	0,86	3,04	3,60	2,06	6,50	98,78

этиленгликолем, но сдвигаются к 10 Å после прокаливания в течение часа при 550—600°. Монтмориллонитовая примесь подтверждается сильным рефлексом от плоскости (001), который после насыщения этиленгликолем составляет 17,7 Å; он сохраняется и после повторной обработки серной кислотой с последующим насыщением этиленгликолем. После прокаливания рефлекс сдвигается к 10 Å, что также подтверждает наличие монтмориллонита.

Песчано-угленосная толща (готерив (?) — альб)

В бассейне нижнего течения р. Лены более молодые, чем валанжинские, мезозойские отложения представлены угленосной толщей, формирование которой в разных частях Приверхоёнского прогиба протекало не одновременно. Так, в центральной части Вилюйской синеклизы угленакопление началось в середине юры, на широте р. Менкере — в валанжине, а в районе пос. Говорова и пос. Кюсюр — в конце валанжина или в готериве.

Угленосная формация в целом представляет собой чередование угольных и безугольных толщ, выделенных А. И. Гусевым (1950) под названием различных свит (рис. 13). Эти свиты объединяются в так называемую ленскую серию*. Формирование всей угленосной толщи происходило в континентальных условиях, причем седиментационный бассейн в начале своего существования еще не полностью утратил связь с морем. Мощность серии 2500 м. Угленосные отложения нижнего мела представлены континентальными образованиями. Разрезы изучены в районе Говорова — Кюсюр и на мысе Чуца. Литология этих отложений не являлась предметом детальных исследований и рассмотрена в работе схематично. Эти вопросы уже освещены более подробно (Запорожцева, 1960₂₋₄; Ващенко, 1959; Коссовская и др., 1960; Тест и др., 1960).

В угленосных свитах (кюсюрская, булунская, огонер-юряхская, (рис. 13) прослой песчаников составляют немногим более 50%, алевролитов — 10%, а углей — всего лишь 0,3%. Песчаные пачки обычно светло-серого цвета, мелкозернистые; в низах свит их мощность составляет 7—10%. Алевролиты темно-коричневого цвета, как правило, обогащены растительным детритом, их мощность в булкурской и в других свитах 12—18 м. Песчаники, алевролиты и угли образуют сложно построенные ритмичные пачки, при этом мощности названных литологических разностей составляют доли миллиметра, тогда как мощность слагаемых ими пачек достигает 100 м. Мощность прослоев углей обычно 10—20 см, изредка 0,6 м, часто они переходят в углисто-глинистые разности. В кюсюрской свите отмечен 31 прослой угля. Там же встречены знаки ряби. крупная косяя слоистость дельтового типа и гальки алевролитов диаметром до 1 см, свидетельствующие об образовании толщи в условиях подводных дельт, лагун и приморских болот.

* Лукумайская свита входит в состав оленекского яруса.

Свита	Мощность, м	Литологический состав	Краткое описание	№№ обн.	Глинистые минералы				
					М	Г/с	Хл	В	К
Луки-Май-ская	30-40		Песчаник серовато-зеленый ср.-мл. зернист. с прослоями известковистого песчаника	48-462 49-460 47-458 46-453					
Оганёр-юряж-ская	0-100		Переслаивание светло-серого ср./мл./зерн. песчаника с серыми алевритами и редкими прослоями углистых сланцев. Отмечаются знаки ряби.	44-441 44-440 44-438					
Надбулунская	60-550		Песчаник светло-серый, слегка зеленоватый, с прослоями известковистого песчаника в виде линз и стяжений. Прослои алевритов также в виде коротких линз. Иногда знаки ряби.	43-436					
Булун-ская	0-100		Переслаивание песчаников и алевритов. В середине и кровле незначительные углистые прослои.	42-425					
Надкюсюрская	160-800		Монотонная толща песчаника светло-серого со слабым зеленоватым оттенком. Прослои известковистого песчаника уменьшаются вверх по разрезу. В середине толщи - гальки алевритов и многочисленные скопления флоры. Изредка прослои коричневых аргиллитов.	115-216 41-414 307-344 116-219 40-408 39-295 37-284 33-254 306-335 309-359 307-348 31-236					
Кюсюр-ская	10-170		Чередование песчаников светло-серых с алевритами темно-серыми и пачками песчано-углистого переслаивания	310-367 111-168 33-248 110-163 35-266 305-326 34-250					
Кизилъя-ская	100-430		Переслаивание песчаников темно- и светло-серых, иногда известковистых с темно-серыми алевритами, в которых редкие стяжения сидерита. Часты остатки обуглившейся древесины и солоноватоводная фауна.	311-369 109-158 113-198					

Рис. 13. Сводный разрез угленосных меловых отложений (пос. Говорово — пос. Кюсюр, мыс Чуца):

м — монтмориллонит; г/с — гидрослюда; хл — хлорит; в — вермикулит; к — каолинит (усл. обозначения см. рис. 12).

По мере ослабления связи с морским бассейном менялся и характер слоистости. Так, в булунской свите наблюдается линзовидно-волнистая, четковидная или косоволнистая слоистость, не выдержанная по простиранию, по всей вероятности связанная с деятельностью течений и волнений в мелких водоемах типа озер или стариц. Кроме того, здесь

же отмечается толща, сложенная ритмично чередующимися горизонтальными слоями песчаников, алевролитов и углей, образовавшихся в спокойной среде, когда влияние морского бассейна еще больше ослабло. В огонер-юряхской свите наблюдаются крайне невыдержанные по простирацию прослои песчаников, алевролитов и углисто-глинистого материала с нечеткими вертикальными границами. В угленосных свитах весьма часто встречаются отпечатки листьев, корневой системы и окаменелые стволы деревьев.

Все безугольные свиты (кигиляхская, надкюсюрская, надбулунская, лукумайская) обычно сложены массивными толстоплитчатыми светло-серыми песчаниками мощностью 30 м и более. Для всех этих свит характерно присутствие песчано-известковистых стяжений весьма причудливой формы, линз и пластовых тел мощностью до 3 м и протяженностью до 10 м. Песчаники, как правило, крупно- и среднезернистые; реже мелкозернистые. В средней части разреза надкюсюрской свиты обнаружено несколько прослоев и линз алевролитовых и аргиллитовых слоистых галек, окатанных и уплощенных, длиной до 5 см. Совместно с ними встречены окатанные куски угля и древесины, а также редкие кварц-полевешпатовые гальки. Здесь же установлены знаки ряби и грубая косая слоистость. Все эти признаки свидетельствуют о том, что седиментация в данном случае происходила в условиях аллювиальной равнины, изредка заливаемой морем.

Среднезернистые разности песчаников рассматриваемого возраста приурочены к средним частям разреза безугольных свит, а алевролитовые и пелитовые породы тяготеют к углесодержащим горизонтам.

Песчаники. Все песчаные свиты сложены среднезернистыми, реже крупно- и мелкозернистыми разностями. Цементу отводится довольно скромная роль (10—15, изредка 45%). В нем преобладают хлориты и гидрослюды, главным образом гидробиотит, весьма широко распространены цеолиты (ломонтит, гейландит и т. д.). Тип цементации — контактовый, пленочный, реликтивно-пленочный, что присуще преимущественно хлоритам и гидрослюдам; нередко эти два минерала образуют кристификационные каемки вокруг зерен, и тогда отчетливо заметно, что оставшееся поровое пространство выполнено цеолитами. Ломонтит (см. приложение, табл. XVII, 2) иногда образует полисинтетические двойники с отчетливыми трещинами спайности. По трещинам в некоторых случаях развивается биотит. Для гейландита, который встречается гораздо реже, характерны коленчатые двойники или зерна сегментарного строения. Иногда, кроме цеолитов и хлорита, в цементе содержится кальцит; в этом случае цеолиты сохраняются лишь в центре пор. Последнее подтверждает более позднее образование кальцита. Изредка цеолиты располагаются между пакетами биотитов. Отмечается иногда замещение цеолитами полевых шпатов. Некоторые кристаллы ломонтита под воздействием давления приобретают волнистое погасание.

Характерная черта песчаников готерив-альба — появление большого количества «сетчатых» плагиоклазов (см. приложение, табл. XIII, 1), по которым интенсивно развиваются чешуи мусковита и эпидота; последний изредка встречается в виде тонкодисперсной массы соссюрита.

Следует отметить также широкое распространение ортоклазов в виде стерженьковых сростков перитового прорастания.

Песчаники с базальным хлоритово-гидрослюдистым цементом встречаются сравнительно редко. В буроватой слабодупреломляющей волокнистой массе цемента отмечаются отдельные пластинки хлорита и слюды обычно зеленого цвета. Эти пластинки сохранили реликты спайности.

В местах изгиба волокна мусковита часто разорваны, возможно, отчасти биотитизированы (?). Как правило, слюды совместно с растительными остатками располагаются по слоистости. Зерна кварца полуокатаны, изредка окатаны, довольно свежие, иногда по краям гранулированы. Встречаются также регенерированные зерна. По некоторым кристаллам развивается гематит. Кварц и полевые шпаты находятся примерно в равных соотношениях, иногда преобладают плагиоклазы (главным образом кислые разности с углом симметричного погасания до 15—20°).

Среди обломков пород следует отметить кремнисто-слюдистые обломки, тонкоагрегативные микрокварциты и очень редко встречающиеся кислые эффузивы. Довольно часты акцессории (эпидот, светло-желтые рутилы, бесцветные гранаты) и единичные зерна глауконита; кое-где около растительных остатков наблюдаются сгустки лимонита, окрашивающего соседние пластинки слюд в бурый цвет. В том случае, когда цемента мало, возникают структуры «взаимного приспособления».

Готерив-альбские **алевролиты** встречаются в безугольных песчаных свитах и главным образом угленосных толщах. В песчаниках они преимущественно крупнозернистые, глинистые (цемент базальный, слюдино-хлоритовый, составляет 50—60%). Среди обломков преобладают кварц и полевые шпаты. По спайности последних нередко развиваются слюды. Иногда в цементе содержится мелкозернистый кальцит.

Для угленосных свит характерны разности алевролитов, переходные к песчаникам, или микрогоризонтальное чередование тонкозернистых песчаных и алевроитовых разностей, содержащих примесь песчаного материала. Цемент главным образом гидрослюдистый. По поверхности наслаения, кроме растительных остатков, часто располагаются минералы тяжелой фракции (эпидот, гранат, сфен, рутил).

Зерна кварца (58%) весьма интенсивно замещаются цоизитом и эпидотом. Полевые шпаты (42%), среди которых распространены главным образом калиевые разности (ортоклаз, реже микроклин), в значительной мере гидрослюдизированы. Слюды сильно деформированы и лимонитизированы, особенно вокруг растительных остатков. Из обломков пород встречен плагиогранит. Разложение слюдистого цемента идет более интенсивно — он часто обесцвечен, образует тонкоцементную слабо двупреломляющую массу, вероятно каолинитового состава. Обнаружены также отдельные линзовидные пятна кварцевого материала почти без цемента. Наряду с прослоями, относительно обогащенными глинистым цементом, встречаются участки, где поры частично выполнены карбонатным веществом (кальцитом), а растительный детрит распределен неравномерно. Вокруг последнего располагаются густые пятна лимонита.

Аргиллиты готерив-альба встречаются гораздо реже, чем песчаники или алевролиты. Окрашены они в темно-серые тона с коричневым оттенком, часто остроосколычатые. Мощность отдельных прослоев достигает 8 м. Под микроскопом они представляют собой тонкодисперсную массу, неравномерно окрашенную в буро-зеленые тона. Примесь растительного детрита может достигать 10%; распределяется он пятнами.

Изучение минералогического состава тонкой фракции глин показало, что главными минералами трех нижних свит (кигиляхской, кюсюрской и надкюсюрской) являются хлорит и гидрослюда, а булунской, надбулунской, огонер-юряхской и лукумайской — каолинит и гидрослюда (см. рис. 13). Количество каолинита возрастает вверх по разрезу. В качестве минералов-примесей первой ассоциации может быть отмечен монтмориллонит, а второй — вермикулит.

ВТОРИЧНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ В ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСАХ МЕЗОЗОЯ

Характер вторичных изменений, происходящих в процессе преобразования осадка в породу (диагенез)¹ и затем в уже сформированной породе (эпигенез)², определяется главным образом тектоническим положением данной области, длительностью осадконакопления и т. д. Диагенез в отложениях триаса, юры и нижнего мела, который, несомненно, имел место, был сильно затушеван более поздними процессами эпигенеза.

ДИАГЕНЕЗ

Картину изменений, которым подвергались толщи мезозоя в процессе диагенеза, удалось восстановить лишь частично, без разделения его в большинстве случаев на этапы (по Н. М. Страхову, 1953). Нами намечается два типа диагенетических преобразований: рассеянное минералообразование и образование конкреций.

Рассеянное минералообразование

Диагенетические процессы в различных типах пород протекали по-разному. Наиболее полно эти изменения проявлялись в глинистых и отчасти в известковистых отложениях. Диагенез песчаников был в значительной мере затушеван более поздними эпигенетическими преобразованиями. Ниже рассматриваются диагенетические изменения в различных типах пород.

В песчаниках наибольший интерес представляет поведение железосодержащих минералов (хлоритов и гидроокислов железа) среднего и верхнего триаса и верхней юры. В триасовых породах преобразование этих минералов происходило в окислительных условиях. Это находит свое выражение в минералогическом составе и морфологических

¹ Автор принимает определение диагенеза, данное М. С. Швецовым (1934, 1962), Н. М. Страховым (1953), Л. Н. Формозовой (1959).

² Автор принимает определение эпигенеза, предложенное А. Г. Коссовской, В. Д. Шутовым (1955), А. Г. Коссовской, Н. В. Логвиненко, В. Д. Шутовым (1957), А. В. Копиливичем (1958).

особенностей железосодержащих минералов. Рассмотрим некоторые из них.

Среди ангийских отложений некоторые бобовины и удлиненные зерна (0,1 мм, реже 0,24 мм) гидрогетита не полностью утратили сходство с хлоритами. Часть из них сохраняет зеленую окраску и волокнистое строение. В других разновидностях наблюдаются зачатки оолитов — огибающие бобовины трещины, выполненные гематитом или каолинитом. Все зерна, как правило, в железистой «рубашке».

В ладинских отложениях распространены сгустки гидроокислов железа или оранжевые и буро-красные зерна гидрогетита. Имеются формы, промежуточные между бобовинами и типичными оолитами. Это зерна гидрогетита с намечающимися и отчетливыми различно окисленными концентриями. Бобовины часто рассечены трещинами, выполненными свежим хлоритовым веществом, что говорит о наличии кратковременных восстановительных условий в то время.

В карнийских и верхней части ладинских отложений среди железосодержащих пород преобладают оолиты (до 1 мм и крупнее) железистых хлоритов, состоящих из нескольких различно окисленных концентров. Часть наиболее крупных оолитов разрушена, большинство же из них разбито трещинами, выполненными хлоритовым, каолинитовым и, реже, фосфатным веществом.

Несколько по-другому происходило преобразование железистых минералов в позднюрское время. Главными минералами этих отложений, иногда образующими рудные прослои, являются закисно-окисные железистые хлориты, возникшие за счет преобразования глауконита. Наиболее распространенная форма зерен — бобовины (0,32—0,64 мм), реже оолиты, но с меньшим количеством концентров, чем в карнийских толщах. Весьма характерна железистая «рубашка» гидрогетитового и сидеритового состава. Аналогичные наблюдения были сделаны А. С. Запорожцевой (1954), которая считает, что перечисленные изменения происходили в более восстановительных, по сравнению с первоначальными, условиях с постепенным (стадийным) частичным замещением одних железосодержащих минералов другими.

Наиболее распространенный аутигенный минерал цемента песчаников — кальцит. В абсолютном большинстве случаев кальцит замещает первоначальный глинистый цемент, который сохраняется в виде пленок или каемок вокруг зерен. На отдельных участках он хорошо раскристаллизован, часто корродирует обломки, замещает отдельные пакеты слюд или развивается по спайности полевых шпатов. Иногда на контакте зерна и цемента возникает реакционная полоса, через которую «просвечивают» первоначальные контуры зерен.

Другим вторичным минералом цемента является фосфат, но его распространение довольно ограничено. Он встречен среди ладинских и карнийских осадков, а также среди верхневолжских и валанжинских отложений. Обычно фосфатное вещество выполняет остаточное поровое пространство внутри кристификационных слюдистых или хлоритовых каемок, окружающих обломки. Представляется интересной одна особенность ладинских и карнийских песчаников. Фосфатный цемент обнаружен среди железосодержащих пород, но на наиболее обедненных железом участках. Базальный, с небольшим количеством бобовин хлорита, тип цемента характерен главным образом для песчаников волжского яруса района устья р. Менкере. Фосфат изредка выполняет внутренние полости раковин и образует фитоморфозы.

Вторичные преобразования глинистых отложений находили свое выражение в появлении небольшого числа аутигенных минералов (гид-

роокислы железа, пирит, сидерит, кальцит). Для окислительного этапа весьма характерны рассеянные гидроокислы железа, которые пропитывают и окрашивают в бурый цвет алевролиты и аргиллиты среднего и верхнего триаса и верхней юры, особенно отложения, обогащенные железистыми минералами.

Пятна и сгустки вокруг зерен сидерита, пирита и растительных остатков показывают, что происходит сдвиг в сторону более окислительных условий по сравнению с первоначальными. По мнению Н. М. Страхова (1953), Г. И. Теодоровича и Е. А. Похвисневой (1964), этот начальный этап диагенеза для глинистых отложений охватывает лишь верхнюю пленку осадка. Второй этап, по мнению тех же исследователей, протекает в более глубоких горизонтах осадка при постепенном понижении с глубиной окислительно-восстановительного потенциала. Для этого этапа характерным минералом является пирит. Он встречается среди оленекских, юрских и нижнемеловых отложений. Самая распространенная форма его существования — псевдоморфозы по растительным остаткам и ходам илоядных, часто наблюдаются вкрапленники, включения и мелкие гнездовидные скопления. Размеры отдельных зерен кубической и округлой формы (глобули) 0,8—1 мм. Изредка пирит выполняет внутренние полости кремнистых раковин фораминифер.

Карбонатные минералы широко распространены в нижней половине триаса, в средне-верхнеюрских отложениях. Кальцит является составной частью глинистого цемента, распределение его неравномерное: пятна, концентры и микролинзы. В тесной ассоциации с кальцитом, но в меньших количествах находится сидерит. Он образует оторочки вокруг зерен или в тонкозернистой форме прорастает кальцит, корродирует кварц и слюды, формирует агрегативные сростки ромбоэдрической формы за счет взаимодействия пирита и кальцита. Так же как и кальцит, сидерит образует скопление псевдоолитов. Подобные скопления, пятна, концентры и микролинзы представляют собой промежуточное звено между рассеянным минералообразованием и образованием конкреций.

В известняках оленекского яруса наблюдаются мелкозубчатые поверхности, перекрываемые пленками окисленного битуминозного вещества. Это свидетельствует о том, что они образовались в результате сдавливания и сопутствовавшего ему растворения породы (Твенхофел, 1936).

Близкий к описанному процесс происходил в известково-глинистых породах с текстурой «конус в конус» оленекского, анизийского и карнийского ярусов. Постоянное присутствие штриховки и отложение глинистого вещества в основании каждого конуса свидетельствуют (Твенхофел, 1936) о растворении под давлением. Диагенетические изменения такого типа, по мнению Д. В. Наливкина (1956), имеют место для слоечков, сложенных кристаллами, однообразно ориентированными в результате кристаллизации вещества в определенных направлениях.

Наконец, последним примером диагенетических преобразований в известковистых осадках может считаться растворение кальцитовых раковин, содержащихся в прослоях органогенных известняков анизийского яруса.

Образование конкреций

В терригенных толщах мезозоя широко распространены конкреции. Основная масса конкреций тяготеет к глинистым осадкам (аргиллиты, алевролиты, глинистые песчаники). Наиболее распространенная форма конкреций — лепешковидная и шаровидная; стя-

жения располагаются цепочками и рядами, реже беспорядочно. В песчаниках стяжения в форме линз, включений разнообразной формы и неотчетливых пятен. Диаметр этих образований колеблется от долей сантиметра до нескольких метров.

По своему минералогическому составу они могут быть подразделены на три группы: карбонатные, фосфатсодержащие и сульфидные. В каждой группе выделяются минералогические разновидности, а в последних, кроме того, структурно-морфологические типы (табл. 23). Остановимся более детально на минералогических особенностях выделенных типов конкреций.

Таблица 23

Классификация конкреций

Группа	Минералогическая разновидность	Структурно-морфологический тип	Текстурные особенности
Карбонатные	Кальцитовые	Пелитоморфные	а) массивная, б) пятнистая, в) слоистая
		Мелкозернистые	
		Центрически-сфероли- товые	
		Пойкилитовые	
	Сидеритовые	Пелитоморфные	Пятнистая
		Мелкозернистые	
Центрически-микросфе- ролитовые			
Сидерит-кальци- товые	Пелитоморфные		
Центрически-крустифи- кационные			
Фосфатсодержащие	Фосфатно-кальци- товые	Мелкозернистые	
		Пойкилитовые	
	Фосфатно-сиде- ритовые	Мелкозернистые	
		Центрически-сфероли- товые	
	Фосфатно-гли- нистые	Пелитоморфные	
	Суль- фид- ные	Пиритовые	

Карбонатные конкреции. Кальцитовые конкреции составляют основную массу карбонатных отложений за исключением нижнего триаса. Форма этих образований довольно разнообразная — шаровидная, лепешкообразная, четкоподобная, линзовидная, иногда со скорлуповатой отдельностью; диаметр их от нескольких миллиметров до 0,3 м. Во вмещающих отложениях они располагаются в виде цепочек или бес-

порядочно. В зависимости от состава окружающей породы — существенно глинистой (аргиллиты или глинистые алевролиты) или песчанистой — меняются структурные особенности кальцитовых конкреций.

К первому типу относятся тонкокристаллические конкреции, распространенные в среднетриасовых и нижнеюрских отложениях. Иногда конкреции такого типа имеют пятнистую текстуру, обусловленную обогащением отдельных участков глинистым материалом. В некоторых стяжениях отмечается горизонтальная слоистость, что подчеркивается расположением растительного детрита. Наиболее распространенной примесью, кроме глинистого вещества, в тонкокристаллических конкрециях является терригенный материал (5—10%) — корродированный кварц, полевые шпаты, потерявшие четкие очертания чешуйки слюд и хлоритов, рудные минералы из группы титанистых, а также гнезда пирита и растительный детрит. Иногда встречаются раковины фораминифер (текстуларийд) и остатки раковин аммоноидей, выполненные зернами кальцита неправильной формы. Рентгеноструктурный анализ (табл. 24, обр. 404-897) одной из конкреций такого типа показал, что кальцит имеет несколько уменьшенные межплоскостные расстояния. Это явление может быть вызвано изоморфным замещением иона кальция в решетке кальцита ионами меньшего радиуса (марганец, железо, магний). Разновидностью стяжений можно считать сростки лучевидных кристаллов кальцита, встреченные среди аргиллитов и песчано-глинистых отложений нижней и средней юры. Такие сростки («звезды») достигают в диаметре 10 см. Сложены они кристаллами неправильной, «лапчатой» формы диаметром до 0,5 мм. Вершины ромбоэдрических лучей выполнены тонкодисперсным глинисто-карбонатным веществом с примесью кварца, полевых шпатов, растительного детрита. Наибольший показатель преломления несколько завышен ($N_m = 1,661$). По данным термического анализа (рис. 14, обр. 1-65) обнаружены очень сильный эндоэффект при 935—950° и экзотермическая остановка при 485°, которая характеризует момент сгорания органического вещества. Химический анализ (табл. 25, обр. 1-65) также подтверждает присутствие кальцита. Результаты рентгеноструктурных исследований «звездных» друз (см. табл. 22, обр. 1-72) позволяют заключить, что межплоскостные расстояния в минерале близки эталонным значениям таковых кальцита и подтверждают присутствие примесей (кварц, полевой шпат и пирит), наблюдаемых в шлифах.

Среди аргиллитов нижней и верхней юры встречены сферолиты кристаллов кальцита (см. приложение, табл. VIII, 1) от 0,08 до 0,22 мм в диаметре. Показатель преломления их также равен 1,661. Термический (рис. 15), химический (см. табл. 23), рентгеноструктурный анализы этого (413-1467) образца подтверждают наличие кальцита.

В песчаных образованиях среднего и верхнего триаса, средней юры и нижнего мела карбонатные конкреции состоят из кристаллов неправильной «лапчатой» формы, с сильно изрезанными краями. Размер их 0,12—0,30 мм. Крупные индивиды (1,1 мм) образуют пойкилитовую структуру, более мелкие являются базальным или поровым цементом песчано-алевролитовых частиц. Иногда среди зерен кальцита наблюдаются так называемые изогнутые «двойники скольжения» (Коссовская, 1962). Алевролитовый песчаный материал, составляющий в конкреции 30—40%, имеет разнообразный состав (кремнистые, эффузивные породы, кварц, полевые шпаты, слюды и др.). Карбонат корродирует зерна кварца, «разъедает» полевые шпаты по плоскостям спайности, заполняет пространство между пакетами изогнутых и расщепленных биотитовых слюд и разрушает хлориты.

Межплоскостные расстояния (в Å) и относительные интенсивности (I) карбонатных конкреций*

Обр. 1-72		Обр. 401-897		Кальцит**		Обр. 113-1151		Обр. 1-88		Сидерит	
I	d:n	I	d:n	I	d:n	I	d:n	I	d:n	I	d:n
2	4,24	4	4,24			4	4,24				
1	4,03	3	4,00			3	4,02				
2	3,82	2	3,80	3	3,89	2	3,82				
		3	3,68			2	3,60	5	3,59	6	3,592
		1	3,47			10	3,34			1	3,33
8	3,34	10	3,34			4	3,17				
3	3,19	6	3,18			8	3,027				
10	3,027	8	3,00	10	3,029	0	2,813	10	2,80	10	2,791
		2	2,94			1	2,58	3	2,58	1	2,572
1	2,83	1	2,82			2	2,48				
2	2,69	1	2,69			2	2,45				
1	2,55	2	2,55			1	2,36	5	2,34	6	2,348
3	2,48	6	2,46	5	2,490	5	2,28				
		1	2,39			1	2,24				
6	2,28	7	2,28	6	2,277	1	2,19				
		1	2,24					7	2,14	7	2,135
1	2,12	5	2,12			3	2,08				
5	2,08	6	2,088			4,ш	1,973	6	1,966	6	1,966
1	1,975	2	1,975			3	1,901				
7	1,901	5	1,893	8	1,912	3	1,868				
7	1,870	5	1,850	9	1,869	7	1,813				
3	1,813	7	1,813					2	1,802	5	1,799
		1	1,780			1	1,785				
1	1,738	2	1,738			1	1,748				
1	1,644	4	1,644			1,ш	1,736	1	1,737	9	1,733
4,ш	1,630	1,ш	1,630	2	1,626	2	1,668				
4	1,537	6	1,537			2	1,598				
1	1,517			6	1,520	2	1,539				
				3	1,478			1	1,530	2	1,527
2	1,440	3	1,426	5	1,440	2,ш	1,519				
1	1,417			4	1,418	2,ш	1,506	4	1,506	4	1,505
1	1,348	2	1,347	1	1,358	1	1,466				
1	1,333	1	1,323	2	1,338	1	1,450				
						1	1,434	3	1,430	4	1,426
										1	1,396
								1	1,374	1	1,377
								2	1,358	4	1,355

* Условия съемки: Co — излучение; Fe — фильтр; $D=57,3$ мм; $d=0,3$ мм; $V=39$ кВ; $J=10$ мА.

** Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов, 1957.

Сидеритовые конкреции встречаются в редких линзовидных прослоях и в сидеритизированных гальках в приконтактовой зоне перми и триаса (р. Булкур, левый приток р. Лены). В индских отложениях (побережье Оленекского залива) конкреции удлиненной формы (диаметр 1—4 см) располагаются цепочками в пласте алевролитовых песчаников. В черных аргиллитах верхней юры также встречены сидеритовые стяжения диаметром 0,2 м.

По структурным особенностям среди кристаллически-зернистых конкреций можно выделить пелитоморфные и мелкозернистые разновидности, обычно желтовато-бурого цвета, с агрегативной поляризацией. Пятни-

стые участки в конкрециях такого типа обусловлены неравномерным ступковым распределением слабоизотропного тонкочешуйчатого глинистого вещества. Примесь алевритового материала располагается также неравномерно, достигая на отдельных участках 20—30%. По составу это корродированные зерна кварца и полевых шпатов и редкие чешуи слюд. В карбонатно-глинистой массе встречаются растительный детрит, часто пиритизированный, отдельные скопления и рассеянные зерна пи-

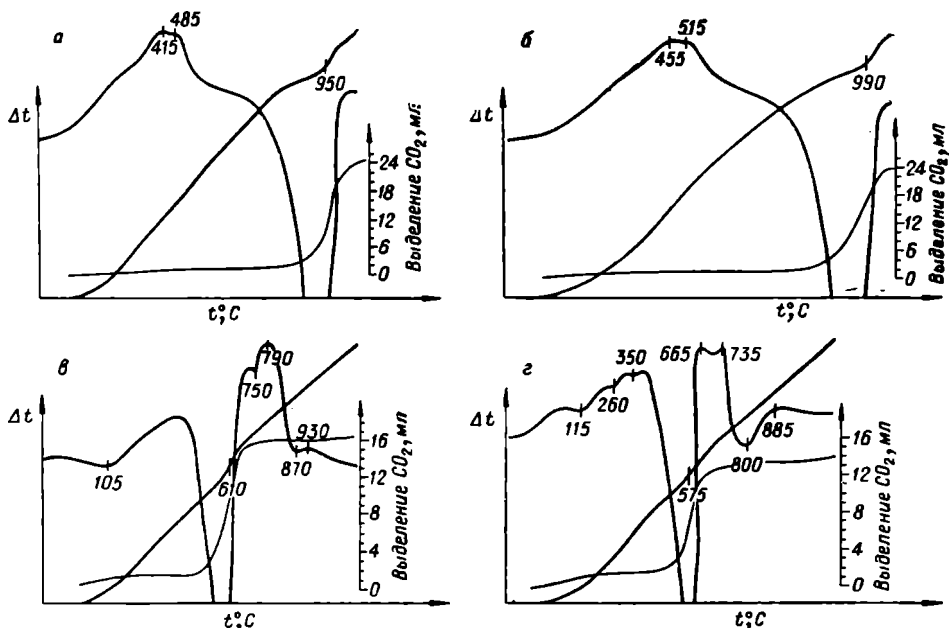


Рис. 14. Кривые нагревания карбонатных конкреций:

а — кальцит (обр. 1-65); б — кальцит (обр. 413-1467); в — сидерит (обр. 1-101); г — сидерит, кальцит (обр. 1-88).

рита. Кроме того, отмечаются редкие зерна хлорита. Химический состав сидеритовых конкреций приведен в табл. 25, результаты термического анализа — на рис. 15 (обр. 1-101).

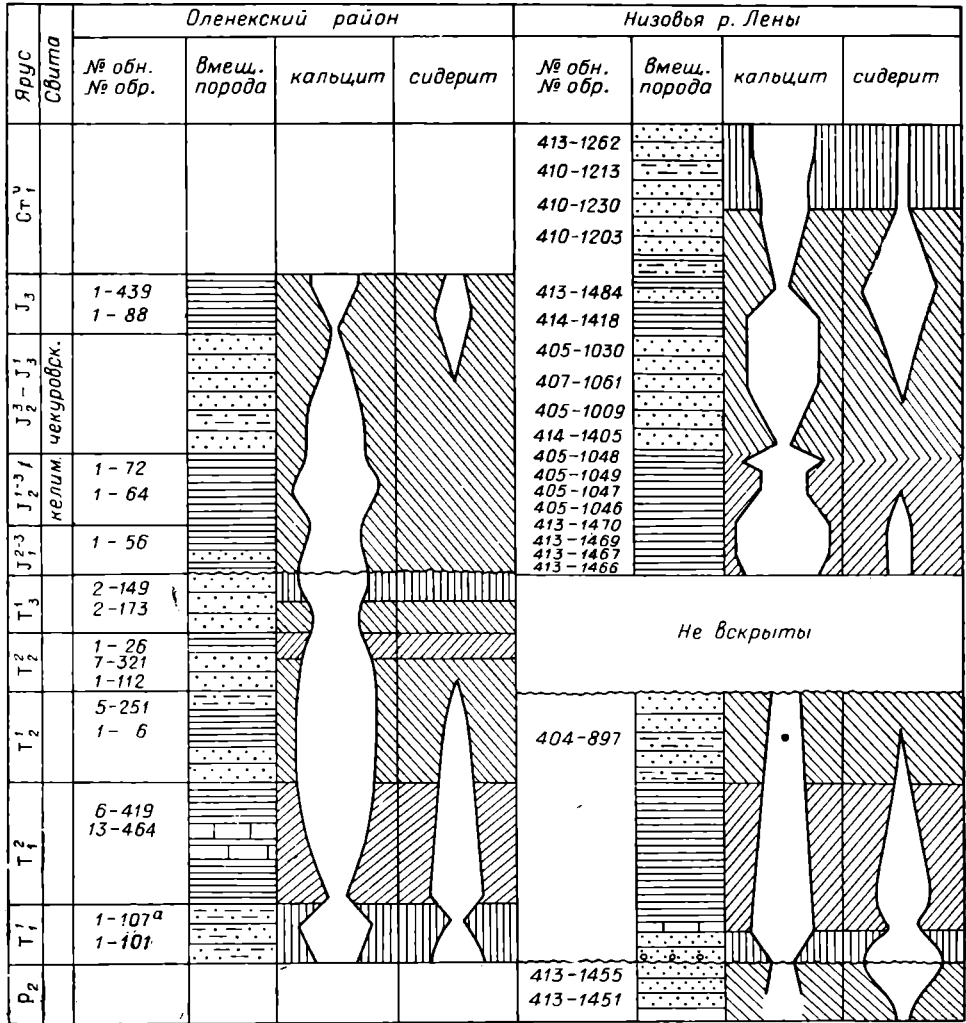
В сидеритовых конкрециях микроструктуры форма индивидов неотчетливая, близкая к ромбоэдрической (диаметр 0,16—0,032 мм), и ромбоэдрическая (диаметр 0,05 мм; см. приложение, табл. VIII, 2). Иногда пространство между отдельными неплотно при-

Таблица 25

Химический состав карбонатных конкреций (вес. %)

Образец	Возраст	Н. о.	Химический состав													Сумма	
			SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	CaO	MgO	MnO	K ₂ O	Na ₂ O	S	H ₂ O	п.п.л.		CO ₂
1-65	Келимярская свита	7,99	6,66	0,86	1,12	0,43	0,075	48,96	1,11	0,24	0,44	0,20	0,10	0,29	39,02	37,30	99,60
413-1467	Нижний лейас	2,67	2,26	0,85	1,22	0,43	0,06	51,59	1,13	0,078	0,41	0,15	0,038	0,21	41,17	40,50	99,96
1-88	Верхняя юра	21,41	20,15	5,16	12,92	25,28	0,43	3,57	3,98	0,25	0,21	1,72	0,034	2,22	24,26	21,13	100,18
1-101	Индский ярус	26,80	21,21	6,03	3,64	28,87	0,52	1,61	5,62	4,96	0,41	0,81	0,017	1,08	26,46	24,85	100,01

легающими зернами выполнено серовато-бурым слабо двуломляющим глинистым веществом. В качестве терригенной примеси встречаются корродированные зерна халцедона (0,1 мм), свежие или частично окисленные зерна обломочных хлоритов, тонкодисперсный кварц, полевые шпаты, рассеянный пирит, обрывки растительной ткани. Химический анализ конкреций приведен в табл. 25. На термических кривых для сидеритов (см. рис. 14, обр. 1-88) отмечается глубокий эндотермический эффект при 570—610°, сильный экзотермический эффект при 790°, осложненный небольшой эндотермической остановкой при 735°, и слабая экзотермическая остановка в интервале 885—935°. Данные рентгеноструктурного анализа (табл. 24, обр. 1-88) близки значениям чистых разностей сидерита.



 Морские

 Прибрежно-морские

 Переходные от континентальных к морским

Рис. 15. Распределение карбонатов в конкрециях верхней перми, триаса, юры и валанжина Лено-Оленекского района. Условные обозначения см. рис. 2.

В некоторых конкрециях сидерит образует микросферолиты диаметром 0,08—0,16 мм с неясно выраженным радиально-лучистым строением (см. приложение, табл. IX, 1). При этом центральные участки выполнены мелкими ромбоэдрическими кристаллами сидерита, более интенсивно окрашенными, чем основная масса, за счет гидроокислов железа. Песчаная примесь по составу аналогична предыдущему случаю и составляет 10—15%.

Сидерит-кальцитовые конкреции встречаются в виде линзовидных прослоев в мелкозернистых песчаниках в верхних частях перми на границе с триасом и среди аргиллитов нижней и верхней юры.

Сидерит и кальцит встречаются в двух модификациях. Первый тип — пелитоморфная смесь обоих минералов бурого цвета с агрегативной поляризацией, обычно с примесью мелкозернистого кварца, окисленных зерен хлорита и псевдоморфоз пирита по растительным остаткам. Наличие этих компонентов диагностируется данными термического, рентгеноструктурного и химического анализов.

Второй тип контактических структур характерен для приконтактовой зоны перми и триаса и хорошо различим в шлифах. Сидерит бесцветен, слабо желтоватый, коричневатобурый, интенсивность его окраски усиливается от центра конкреции к периферии за счет окрашивания гидроокислами железа; зерна ромбоэдрической формы (0,008—0,024 мм), располагаются вокруг песчаных зерен в виде крустификационных каемок типа «железистой рубашки». Показатели преломления: $Nm = 1,851—1,857$ и $Np = 1,633$. Кальцит же с отчетливыми полисинтетическими двойниками (показатель преломления $Nm = 1,658$) выполняет основное поровое пространство. В том случае, если «защитный» слой сидерита вокруг терригенных зерен нарушен, наблюдается коррозия кальцитом или же полное их замещение. Кальцит, несомненно, является более поздним образованием, ибо трещины, секущие конкрецию, выполнены кальцитом, а его габитус и оптические свойства весьма близки таковым кальцита порового пространства. Состав терригенной примеси пестрый: полуокатанные зерна кварца, кислые и средние плагиоклазы, микроклин, единичные кристаллы циркона, бобовины хлорита, обломки кремней и кремнисто-слюдистых сланцев. Рентгеноструктурный анализ (табл. 24, обр. 413-1451) сидерита показал, что в этом образце наблюдается увеличение межплоскостных расстояний по сравнению с эталонными значениями. Такое изменение возможно при замещении ионов железа в структуре сидерита ионами большего радиуса (кальций, магний).

Фосфатсодержащие конкреции по составу делятся на два типа — фосфатно-кальцитовые и фосфатно-сидеритовые.

Фосфатно-кальцитовые конкреции приурочены к верхнеюрским аргиллитам. Они представляют собой крупнокристаллическую кальцитовую массу (кристаллы «лапчатой» формы, диаметром 1,6 мм), содержащую раковины радиолярий, почти нацело замещенные кальцитом и почти утратившие свое строение. Участками внутренние полости кремнистых по своей природе раковин, а иногда и цементная масса (до 5%) замещены изотропным скрытокристаллическим фосфатным веществом (см. приложение, табл. IX, 2). На термической кривой обнаружен характерный эндотермический эффект при 910°, а также экзотермическая остановка при 510°, обусловленная сгоранием органического вещества (обрывки растительной ткани). Рентгеноструктурный анализ показал, что фосфатное вещество состоит из фторапатита.

Фосфатно-сидеритовые конкреции встречаются среди аргиллитов (?) триаса. Форма их лепешковидная, диаметр до 0,4 м. Сиде-

рит является преобладающим компонентом конкреции. Он желтовато-бурого цвета, сложен зернами диаметром 0,008—0,04 мм, имеющими неправильную форму, близкую к изометричной. Более крупнозернистые разновидности напоминают псевдоолиты или скрытые сферолиты вокруг более темных точечных включений диаметром до 0,003 мм. Это конкреции центрической структуры. Пространство между зернами выполнено глинисто-фосфатным, почти изотропным веществом. Встречаются редкие обломки кварца, чешуи хлорита и мусковита, тонкорассеянный пирит и органическое вещество.

В аргиллитовой толще нижнего триаса над пестроцветами индского яруса встречено большое количество фосфатно-глинистых конкреций диаметром от 1 до 3 см. В шлифах видно, что основная масса их сложена изотропным скрытокристаллическим веществом желтовато-коричневого цвета, в котором наблюдается редкая примесь обломочного мелкозернистого кварца, чешуи слюды, обуглившийся детрит. Фосфат в конкрециях представлен хлорапатитом с показателем преломления $N=1,615—1,618$. Содержание P_2O_5 составляет 14%.

Сульфидные конкреции. Пиритосные конкреции встречены среди ааленских отложений в нижнем течении р. Оленек, представленных аргиллитами. Диаметр этих образований шаровидной формы 3—5 см. Среди юрских образований более позднего возраста (низовья р. Лены), а также в валанжинских алевролитах пирит сохраняется лишь в центральных частях конкреций, на периферических участках он преобразован в рыхлую серую массу. Диаметр этих образований 1—2 см.

Результаты исследования состава карбонатных конкреций, включая фосфатсодержащие, позволяют заключить, что основными компонентами в них являются кальцит и сидерит, первый преобладает, т. е. набор карбонатных минералов крайне ограничен. Состав аутигенных минералов беден: пирит в виде гнезд и вкрапленников, хлорит, который свободно лежит в карбонатном веществе конкреции, а также минералы из группы титанистых. Эти данные вполне согласуются с выводами Н. М. Страхова (1962) для отложений гумидного типа.

Автор разделяет точку зрения Н. М. Страхова (1962) на механизм образования конкреций в период диагенеза, когда перераспределение элементов происходило под воздействием CO_2 , выделившегося за счет разложения органического вещества. В шлифах отмечаются многочисленные растительные остатки, которые, по-видимому, могли быть источниками углекислого газа. Процесс образования конкреций, проникновения, замещения и стягивания в них карбонатного вещества протекал неравномерно, отдельные участки не были затронуты такими процессами, о чем свидетельствует пятнистая текстура некоторых пелитоморфных глинисто-карбонатных конкреций. При замещении фосфатно-кремнистого вещества, содержащего радиолярии, отдельные места внутренних полостей раковин оставались также не замещенными. Наконец, иногда удавалось наблюдать последовательность выделения карбонатов в шлифах. Сидерит в виде зерен ромбоэдрической формы инкрустировал терригенные зерна, образуя «защитный слой». В том случае, если этот слой нарушался, кальцит, выполняющий остальное поровое пространство, немедленно корродировал или нацело замещал терригенные зерна.

Рассматривая приуроченность карбонатных конкреций к различным фаціальным типам (см. рис. 15), можно заключить, что максимальное содержание в них кальцита связано с прибрежно-морской средой (средний триас, нижняя и средняя юра), в меньшей степени с морскими условиями и, реже, с обстановкой, переходной от континентальных к морским условиям (нижний и верхний триас). Максимальное содержа-

ние сидерита в конкрециях отмечается главным образом в прибрежно-морских осадках пограничных горизонтов перми и триаса, нижней и верхней юры, а также в лагунных осадках индского и прибрежно-морских оленекского ярусов. Кроме того, сидерит является одной из составных частей фосфатсодержащих глинистых конкреций нижнего триаса.

Изучение содержания отдельных элементов в карбонатных конкрециях, в том числе фосфатносных, а также во вмещающих породах на основании данных количественного спектрального анализа позволило сделать некоторые выводы.

Общим для всех конкреций, независимо от их состава, является то, что они в значительной мере обогащены марганцем, никелем, свинцом, стронцием и цирконием и почти всегда барием. Повышенные количества кобальта и ванадия встречены лишь в «звездах»-сростках (табл. 26).

Таблица 26

Среднее содержание малых элементов в конкрециях и во вмещающих породах мезозоя Лено-Оленекского района, в частях на миллион

Элементы	Кальцитовые конкреции (пелитоморфные) 9 обр.	Вмещающая порода	Кальцитовые конкреции («звезды») 6 обр.	Вмещающая порода	Кальцитовые конкреции (мелкозернистые) 7 обр.	Вмещающая порода	Сидеритовые конкреции (зернистые) 3 обр.	Вмещающая порода	Фосфатсодержащие конкреции 4 обр.	Вмещающая порода
Ba	242	333	460	100	160	—	166	—	190	—
Co	33	143	91	34	51	96	44	153	65	69
Cr	163	266	420	144	238	360	520	166	137	110
Cu	100	106	86	113	85	100	83	100	175	100
Mn	6550	1174	4130	3270	3970	3737	7300	7886	7850	790
Ni	204	170	416	273	160	144	336	153	255	170
Pb	41,5	42	121	90	46	27	45	43	33	14
Sr	340	100	330	100	275	—	266	—	350	—
Ti	5260	7520	5333	4200	17414	10000	5400	5960	3750	2500
V	397	466	250	120	410	566	390	670	385	850
Zr	160	98	233	100	143	100	200	100	175	100

Кальцитовые «звезды»-сростки обогащены всеми исследованными элементами, кроме меди. Пелитоморфные разности кальцитовых и сидеритовых конкреций обнаруживают черты несомненного сходства в распределении элементов, за исключением бария и хрома. По содержанию элементов пелитоморфные и кристаллически-зернистые кальцитовые конкреции также близки между собой, и, следовательно, структурные особенности не сказываются на характере распределения элементов. Сидеритсодержащие и фосфатносные образования значительно обогащены марганцем (в десятки раз по сравнению с кларковыми содержаниями), свинцом, хромом, никелем, цирконием и стронцием, а также барием. Кроме того, в фосфатных конкрециях отмечаются повышенные по сравнению с вмещающими аргиллитами концентрации титана и меди. Содержание марганца, свинца, ванадия, кобальта, никеля значительно превосходит кларковые как для вмещающих пород, так и для конкреций (имеются в виду кларки для известняков). По мнению Граффа (Graff, 1961), марганец обычно ассоциирует с железом, к этим же элементам тяготеет никель. Свинец и ванадий связаны с глинистыми минералами и органическим веществом, а в конкрециях пелитоморфной структуры оба эти минерала являются существенной примесью. В конкрециях отмечаются высокие содержания циркония и бария, первый из них обычно связан с аксессуориями и в незначительной степени — с глинистыми ми-

нералами. Содержания хрома и меди в конкрециях повышены по сравнению с их кларками в известняках, но хром тяготеет к песчаникам, а медь — к глинистым породам. Следует отметить также низкое содержание стронция в конкрециях и вмещающих породах.

ЭПИГЕНЕЗ

Эпигенез находит свое выражение в новообразованиях, обусловленных исходным петрографическим составом «костяка» породы (Коссовская, Шутов, 1963), в текстурных и структурных особенностях, в составе цемента, ассоциациях глинистых минералов и специфике аутигенеза.

Рассмотрим, как реализуются вышеназванные признаки эпигенеза в комплексах мезозоя Лено-Оленекского района сверху вниз по разрезу.

Минеральные ассоциации. Для песчано-угленосного комплекса нижнего мела характерен аркозовый состав. По данным А. И. Гусева и А. С. Запорожцевой (1960), количество калиевых полевых шпатов и плагиоклазов в угленосных свитах несколько уменьшается, а содержание кварца увеличивается по сравнению с безугольными. Близкий состав породобразующих минералов отмечается для отложений валанжина — нижней юры.

Резко отличный состав пород характерен для отложений триасового возраста. Это в основном граувакково-кварцевые, граувакковые и олигомиктовые граувакково-кварцевые разности песчаников и алевролитов.

В зависимости от состава обломков могут быть выделены две ассоциации. В одной из них (верхний — средний триас) существенную роль играют обломки основных и кислых эффузивов, в другой (нижний триас) — кремнистые породы и, в меньшей степени, обломки эффузивов кислого и основного состава.

Для нижнетриасового комплекса характерно довольно высокое количество кварца (45—63%), полевые шпаты составляют 4—12%, обломки пород — до 53%.

Изменения обломочного материала. При оценке изменений обломочного материала в первую очередь следует обратить внимание на широкое развитие альбитов «ситовидной» структуры, характерное для песчано-угленосного комплекса нижнего мела, а в более южных разрезах (в Западном Верхоянье) и для верхней юры. А. Г. Коссовская (1962) высказала предположение о том, что альбиты ситовидной структуры являются не только продуктами преобразования гнейсоидов Станового хребта, но и могли образоваться при эпигенезе пород в разрезе в условиях несколько повышенных температур и давления, связанных с погружением пород на значительную глубину (2500—3000 м). «Ситовидные» плагиоклазы (см. приложение, табл. XIII, 1) характерны преимущественно лишь для песчаных свит. В них зерна кварца гранулированы по краям. Некоторые изменения претерпевают и биотиты. Они обесцвечиваются, деформируются и в местах перегибов пластин распадаются на волокна, часть из которых бывает разорвана.

Для отложений валанжина-юры характер преобразований несколько иной, что определяется возрастанием давления с глубиной погружения. Весьма характерны для этих отложений также деформации и катклаз полевых шпатов. Зерна часто разбиты трещинами, которые выполнены альбитом; иногда они разбиты трещинами на отдельные части, смещенные относительно друг друга (см. приложение,

табл. XII, 1). Деформация хорошо заметна по изогнутым двойникам (см. приложение, табл. XI, 2). Кислые плагиоклазы интенсивно эпидотизированы (см. приложение, табл. XII, 2) и серицитизированы.

Зерна кварца довольно сильно регенерированы, в отдельных про- слоях — вплоть до восстановления правильных кристаллографических очертаний. В этих случаях новообразованный кварц водянопрозрач- ный и не содержит газовых включений, столь характерных для обло- мочных зерен.

Хорошим индикатором вторичных изменений, как уже отмечалось А. Г. Коссовской и В. Д. Шутовым (1955), является биотит. В пределах песчано-угленосного комплекса отмечается частичное обесцвечивание по пакетам (см. приложение, табл. XIII, 2), сопровождаемое выносом железа и титана. Первый элемент преобразуется в пирит или сидерит и располагается по спайности. Слюдь часто деформируются, расщеп- ляются на волокна и повторяют контуры зерен, между которыми они заключены.

Для верхне-среднетриасового комплекса характер эпигенетических изменений отличен от вышележащих отложений, что определяется разли- чием петрографического состава. В этих отложениях разновидности об- ломочного кварца испытывают сильную регенерацию (см. приложение, табл. X, 1, 2), встречаются также инкрустированные слюдой зерна. Полевые шпаты сильно изменены: деформированы, корродированы, пе- литизированы, серицитизированы и регенерированы, причем оптические свойства новообразованной каемки и регенерируемого зерна часто не совпадают (см. приложение, табл. XI, 1).

Биотиты также претерпевают сильные изменения. Они интенсивно лимонитизируются, частично обесцвечиваются и в пределах пакета при- обретают вермикулитоподобное строение. По ним часто развиваются лейкоксеновые сгустки и скопления мелких зерен рутила. Иногда слюды преобразуются в сноповидные обесцвеченные агрегаты.

В отложениях триаса весьма характерным обломочным минералом является хлорит. Он сильно видоизменен, образует крустификационные каемки вокруг обломков и имеет игольчатое строение (см. приложение, табл. XV, 1).

Обломки эффузивных пород сильно хлоритизированы, лейкоксени- зированы и лимонитизированы, что связано с растворением под давле- нием, выносом нестойкого силиката стекла основной массы (Копелио- вич, 1960). При этом более стойкие и менее подвижные титан и железо остаются на месте. По основной массе эффузивов и стеклу туфов от- мечаются новообразования цеолитов.

В отложениях нижнего триаса характер эпигенетических изменений близок к преобразованиям в вышележащих толщах. Зерна кварца силь- но регенерированы. Полевые шпаты тоже регенерированы, кроме того, они иногда полностью замещаются гидрослюдой и хлоритизируются, а местами частично переходят в лимонит и каолинит. Слюдь в этих от- ложениях также обесцвечены и превращены в тонкоагрегативную мас- су, которая только на отдельных участках и по отдельным пакетам со- держит реликты первичного минерала. В пространстве между пакетами наблюдаются кремнистые образования. Отмечается преобразование биотита в хлорит. Хлорит, как и биотит, образует крустификационные оторочки зерен.

Вторичные структуры — один из показателей эпигенетических из- менений. Их распределение в разрезе представляется в следующем виде. По данным А. Г. Коссовской (1962), для песчано-угленосной ча- сти разреза в зоне прогиба характерны начальные изменения первично-

обломочных структур, формирование простых мозаично-регенерационных структур, переработка структур с поровым кварцевым цементом и появление структур «припая».

Для отложений валанжина-юры характерны структуры «взаимного приспособления» или конформные (по А. В. Копелиовичу) и регенерационно-кварцевые. Линия сочленения зерен обычно ровная или слабоизвилистая (для валанжина и верхней юры). В отдельных горизонтах линия сочленения зерен кварца и полевых шпатов (валанжин) становится пильчато-зубчатой. В более олигомиктовых и хорошо отсортированных прослоях средней юры с небольшим количеством цемента зерна кварца спаиваются в единый агрегат за счет слияния регенерационных каемок кварца.

В отложениях среднего и верхнего триаса отмечаются явления бластезации, появление простых мозаичных структур с ровным характером сочленения зерен (см. приложение, табл. XIX, 1) и структур «припая» (см. приложение, табл. XIX, 2). Для нижнетриасового комплекса характерны структуры «взаимного приспособления» (см. приложение, табл. XVIII, 2).

Состав цемента. Для песчано-угленосных отложений нижнего мела весьма специфическим минералом в составе цемента является ломонтит. Он выполняет поровое пространство между зернами (см. приложение, табл. XVII, 2) и под воздействием давления в некоторых случаях приобретает волнистое погасание. Часто ломонтит развивается вдоль спайности полевых шпатов и биотитов. На возникновение ломонтита в стадию глубинного эпигенеза за счет кальциево-натровых плагиоклазов указывали А. Г. Коссовская, В. Д. Шутов и В. И. Муравьев (1960). Этот минерал приурочен главным образом к песчаным свитам и не характерен для угленосных. На данное обстоятельство указывали А. И. Гусев и А. И. Запорожцева (1960). Другие, более распространенные в составе цемента минералы — хлорит и гидрослюда. Они часто преобразуются в буроватую слабо дупреломляющую неравномерно окрашенную волокнистую гидрослюдисто-хлоритовую массу.

В отложениях валанжина-юры состав цемента песчаников довольно однообразен: гидрослюдисто-кремнистый, гидрослюдисто-карбонатный, гидрослюдисто-хлоритовый и фосфатный. Последний, как было отмечено выше, вероятно, диагенетического происхождения.

Весьма интересен состав цемента верхне-среднетриасового комплекса. Здесь наряду с широко распространенным хлоритом (см. приложение, табл. XV, 1) и кварцем, обуславливающим наличие сливных структур и структур «припая», наблюдается анальцит (см. приложение, табл. XVI, 1). По поводу возникновения этого минерала существует две точки зрения. Одни считают его диагенетическим минералом, образовавшимся при засолонении озерных осадков (Van Houten, 1962) и в сухих условиях пустыни (Joulié a. oth., 1959). Другие (Coombs a. oth., 1959; Coombs, 1961; Paskhata a. Grook, 1960; Коссовская и Шутов, 1963) считают его продуктом, образовавшимся за счет обломков вулканогенных граувакковых пород, прошедших стадию начального эпигенеза на глубине около 5000—6000 м. Последняя точка зрения хорошо согласуется с нашими данными.

Для нижнетриасового комплекса характерен главным образом хлоритовый цемент, в меньшей степени кварцевый (см. приложение, табл. XIV, 1, 2) и цеолитовый. Последний встречается в виде выделений неправильной формы (Сороков и др., 1961) в туфогенных песчаниках улахан-юряхской свиты. Образование цементов этого типа связано с изменением и преобразованием туфового материала.

Эпигенетические изменения осадочных терригенных пород

Таблица 27

Комплексы, возраст	Состав песчаников	Изменение обломочного материала	Вторичные структуры	Цемент	Новообразованные минералы	Ассоциации глинистых минералов	Зоны	Стадии
Песчано-угленосный, нижний мел	Кислые аркозы	Катаклаз и частичная регенерация кварца; эпидотизация и серицитизация плагиоклазов («сетчатые» плагиоклазы); частая деформация и частичное обесцвечивание слюд по пакетам	Участками структуры взаимного приспособления, характер сочленения зерен ровный или слабоизвилистый; изредка структуры «припая»	Хлоритово-гидрослюдисто-ломонитово-карбонатный, реже кремнистый (кварцевый)	Эпидот, группа титанистых (особенно сфен и рутил), ломонит	Полиминеральный (хлорит для безугольных свит, каолинит для угленосных)	Верхняя зона (эпидотово-биотитово-ломонитовая)	(Цеолитовая фация)
Глинисто-песчаный, юра	Кислые аркозы, аркозово-кварцевые и олигомикто-кварцевые	Регенерация кварца; деформация, катаклаз, эпидотизация и серицитизация плагиоклазов; деформация, обесцвечивание и расщепление биотитов по пакетам	Регенерационно-кварцевые; взаимного приспособления (копформные)	Слюдисто-кремнистый, слюдисто-фосфатный (последний частично диагенетический)	Группа титанистых, гидроокислы железа; сколецит (по Запорожцевой и др., 1960) в верхней юре, гейландит в нижней юре (Коссовская, 1960)	Хлорит и гидрослюда попеременно преобладают; гидрослюда с монториллонитом и хлоритом образуют смешанно-слоистые сростки	Верхняя зона (эпидотово-биотитово-ломонитовая)	
Песчано-конгломератовый, средний триас и верхний триас	Граувакково-кварцевые, олигомиктово-граувакково-кварцевые	Регенерация кварца; деформация, коррозия, регенерация и пелитизация полевых шпатов; обесцвечивание, лимонитизация и лейкоксенитизация биотитов; хлоритизация, лимонитизация и цеолитизация обломков эффузивов и туфов	Простые мозаичные структуры; бластезация; структуры «припая»	Хлоритово-кварцевый, анальцимовый	Группа титанистых, лимонит, анальцим	Хлорит (в том числе «подвижный») преобладает; каолинит, триоктаэдрическая гидрослюда	Нижняя зона (хлоритово-анальцимовая)	
Глинисто-алевролитовый, нижний триас	Граувакково-кварцевые, реже граувакковые	Сильная регенерация кварца; сильная регенерация, хлоритизация и гидрослюдизация полевых шпатов; расщепление, обесцвечивание и переход в хлорит биотитов	Регенерационно-кварцевые и структуры взаимного приспособления	Преимущественно хлоритовый	Группа титанистых, хлорит, изредка анальцим	Триоктаэдрическая гидрослюда, каолинит, «разбухающий» хлорит	Нижняя зона (хлоритово-анальцимовая)	

Глубинный эпигенез

Глинистые минералы. В песчано-угленосных толщах тонкая фракция глин полиминеральна, так как в условиях быстрого прогибания и частой смены фациальных обстановок, кратковременности диагенеза осадки не успевали приспособиться к условиям окружающей среды и приобрести индивидуальные черты (Коссовская, 1960).

Глинистые минералы валанжин-юрских отложений содержат хлорит, гидрослюда, каолинит и монтмориллонит. Первые два минерала попеременно преобладают в разрезе, а гидрослюда с монтмориллонитом и хлоритом образуют смешаннослойные сростки (верхняя юра и чекуровская свита). Изредка встречается вермикулит. В верхнем и среднем триасе в составе глинистых минералов преобладают хлорит и «подвижный» хлорит, реже встречается триоктаэдрическая гидрослюда. Она плохо раскристаллизована и обнаружена лишь в карнийских толщах на мысе Улахан-Крест.

Глинистые минералы нижнего триаса представлены триоктаэдрическими гидрослюдами, каолинитом и разбухающим хлоритом.

Наконец, несколько слов об **аутигенных минералах**, которые тесно связаны с преобразованием обломочного материала. Это прежде всего регенерационные каемки кварца, полевых шпатов, измененные слюды и хлориты, продукты преобразования железа и титана, развитых по биотиту, лейкоксен и лимонит обломков эффузивов. Иногда (средняя юра) отмечаются скопления сфена и рутила в цементе песчаников (см. приложение, табл. XV, 2) и по отдельным зернам.

Перечисленные преобразования позволяют считать, что отложения мезозоя Лено-Оленекского района прошли стадию глубинного эпигенеза. В этой зоне по характеру вторичных преобразований могут быть выделены две подзоны (табл. 27). Верхняя подзона объединяет два комплекса: нижнемеловой и юрский с преимущественно аркозовой ассоциацией обломочных пород и характерными эпигенетическими изменениями — катаклаз и частичная регенерация кварца, деформация и катаклаз полевых шпатов, расщепление по пакетам и обесцвечивание слюд, наличие в цементе и по полевым шпатам ломонтита и т. д. Нижняя также включает в себя два комплекса: верхне-среднетриасовый и нижнетриасовый с граувакково-кварцевым составом пород и характерными изменениями — нарастающая с глубиной регенерация кварца, регенерация, хлоритизация и гидрослюдизация полевых шпатов, переход биотита в хлорит, хлоритизация, лимонитизация и цеолитизация эффузивных обломков и их туфов, наличие в цементе анальцима. Наличие в обеих подзонах ломонтита и анальцима позволяет провести некоторую аналогию с цеолитовой фацией, выделенной Д. С. Кумбсом и др. для мезозойских и пермских отложений Новой Зеландии (Cosmbs a oth., 1959), прошедших стадию глубинного эпигенеза.

ФАЦИИ И ИСТОРИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ В ТРИАСЕ, ЮРЕ И РАННЕМ МЕЛУ

В предыдущих главах было рассмотрено строение мезозойских литологических комплексов Лено-Оленекского района и типы слагающих их пород, а также те вторичные изменения, которым они подверглись на протяжении всей своей истории. Взаимотношения выделенных комплексов в пространстве и времени позволяют восстановить последовательную смену обстановок на протяжении триаса, юры и раннего мела, а также выявить некоторую специфику седиментации в исследуемом районе. Такая расшифровка возможна только после установления, какие именно изменения пород являются вторичными.

Рассмотрим особенности формирования осадков каждого комплекса*.

НАКОПЛЕНИЕ ОСАДКОВ ГЛИНИСТО-АЛЕВРИТОВОГО ТРАНСГРЕССИВНОГО КОМПЛЕКСА НИЖНЕГО ТРИАСА

Формирование осадков этого комплекса началось в индский век на фоне общего воздымания, охватившего значительную часть Восточной Азии еще в перми (Забалуева и др., 1964) и сменившегося во вторую половину индского и оленекского веков небольшой трансгрессией на территории северо-восточной окраины Анабарского массива и области, примыкающей к Верхоянью. При этом зона наибольшего прогибания в раннем триасе сместилась в Яно-Колымскую складчатую зону (Рязанов, Зарудный, 1962).

Триасовое осадконакопление на рассматриваемой территории началось неодновременно, так как выделенный комплекс залегает на осадках перми трансгрессивно; кроме того, установлено выпадение слоев нижней зоны индского яруса (Грамберг и др., 1961). Развитие трансгрессии происходило в два этапа.

Первый этап соответствует большей части индского времени. В пределах Лено-Оленекского района по литологическим особенностям выделяются две зоны (рис. 16), отличные по составу осадков. Так, восточная зона (Оленекская протока, р. Чубукулах, мыс. Чекуровский) представ-

* В работе использованы данные НИИГА «Атлас литолого-палеогеографических карт советской Арктики» (пермский, триасовый, юрский и меловой периоды). Под ред. И. С. Грамберга, 1963.

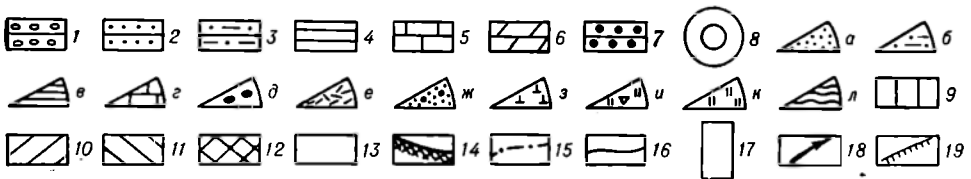
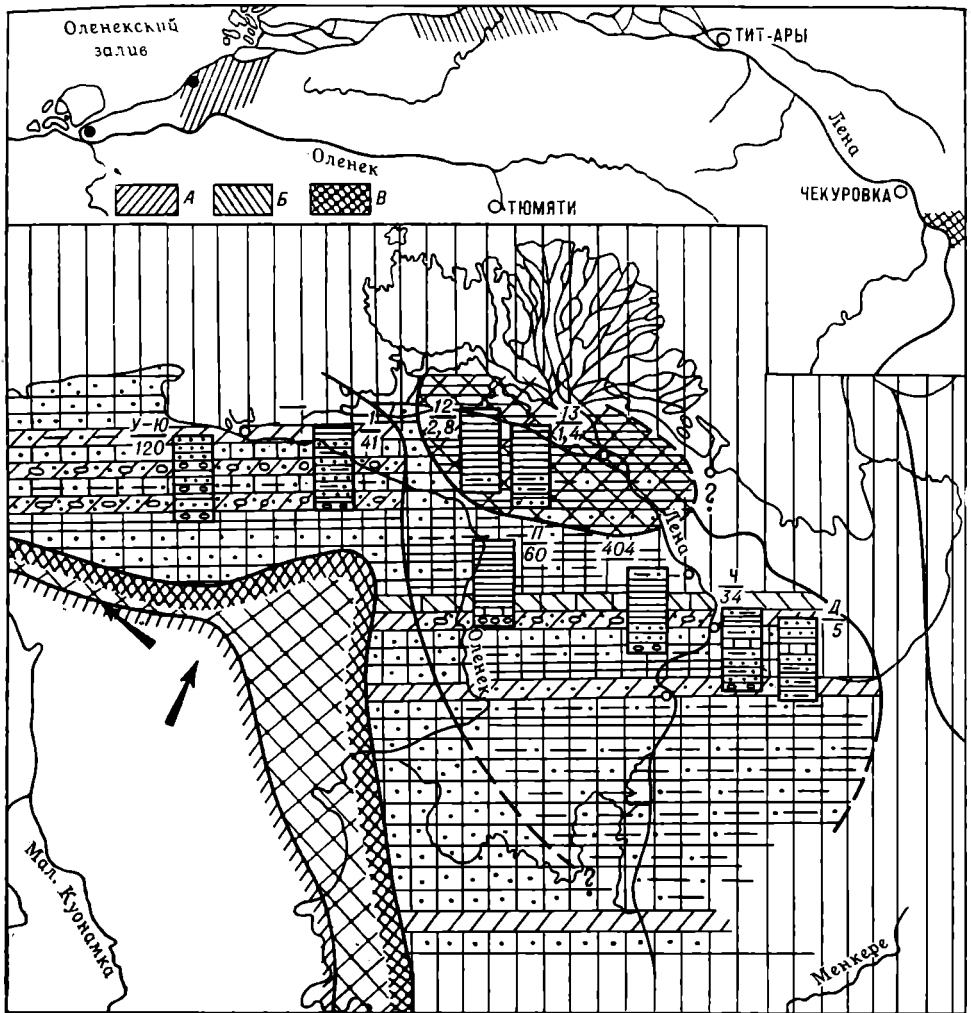


Рис. 16. Литолого-фациальная карта отложений индского яруса.

Минералогические ассоциации: А — гидрослюдисто-каолинито-хлоритовая со смешаннослойными сростками гидрослюда — монтмориллонит; В — гидрослюдисто-каолинитовая с хлоритом; В — гидрослюдисто-каолинитовая.

Условные обозначения к литолого-фациальным картам: 1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — алевролиты; 4 — аргиллиты; 5 — известняки; 6 — мергели; 7 — железосодержащие прослои; 8 — состав конгломератов (в центре указан номер обнажения); а — обломки песчаников, б — алевролитов, в — аргиллитов, г — известняков, д — фосфатсодержащих пород, е — кислых эффузивов, ж — туфов кислых эффузивов, з — основных эффузивов, и — кремнистых пород со спикулами губок, к — кремнистых пород, л — метаморфических сланцев; 9 — прибрежно-морские отложения; 10 — лагунные отложения; 11 — морские отложения; 12 — аккумулятивная равнина; 13 — денудационная равнина (возвышенная суша, плато, нагорья); 14 — граница максимального распространения моря; 15 — граница современного распространения осадков; 16 — граница распространения однотипных фациальных зон; 17 — осредненные разрезы по обнажениям (в числителе указана его номенклатура, в знаменателе — мощности отложений); 18 — направления источника сноса; 19 — граница распространения денудационной равнины.

ляет собой островную полосу, возможно периодически затопляемую. Здесь отлагались маломощные (до 10 м и первые десятки метров) мелкозернистые полимиктовые песчано-глинистые осадки континентального облика с перетертым растительным детритом. Близ о. Кэлгэтей среди песков обнаружены скопления угловатых глыб песчаников, сходных по составу с подстилающими пермскими породами, представляющими собой скорей всего обрушивающийся берег или выступы суши, сформировавшиеся еще в пермскую эпоху. В основании разреза (на реках Чубукулах и Даркы, данные И. С. Грамберга и др., 1961, на Чекуровской антиклинали) наблюдаются прослои морских конгломератов.

К западу от выделенной зоны (район побережья Оленекского залива и далее, до Усть-Енисейской впадины) в это время формируются пестроцветные полимиктовые (граувакковые и граувакково-кварцевые) песчано-алевритовые осадки с галечниковыми прослоями. По ряду признаков (плынистая окраска, грубая косая слоистость, линзовидные прослои конгломератов и гравелитов, растительные остатки и находки раковин филлопод — обитателей вод ненормальной солености) эти отложения являются типично лагунными, более грубозернистые их разности формировались в подвижной среде (бары, косы, перекаты).

Пестроцветная окраска пород улахан-юряхской свиты индского яруса связана с общей сухостью климата, сменившего умеренно влажный климат перми. Этим обстоятельством А. Г. Коссовская и др. (1960) объясняют неравномерную окраску сходных по генезису лагунных и дельтовых осадков западной части Вилюйской синеклизы в нижнем триасе.

Закономерным является распределение мощностей осадков этого возраста в пределах смежных областей выделенных зон. Так, в Усть-Енисейской впадине мощность осадков составляет 420 м, постепенно уменьшаясь до 180 м по направлению к мысу Цветкова, до 120 м на Улахан-Юряхском участке, до 8 м на Оленекской протоке и вновь возрастают до 45 м на р. Чубукулах и до 1200 м на Орулгане.

О характере источников сноса позволяет судить состав конгломератов, минералов тяжелой фракции и ассоциации глинистых минералов.

Среди конгломератов ведущее место занимают обломки кремнистых пород, и в первую очередь кремни со спикулами губок и радиоляриты, встреченные И. С. Грамбергом и др. (1961) в районе Хараулахских гор и А. И. Кравцовой (1955) в Анабарском районе среди прослоев конгломератов. Источник сноса этих пород в близлежащих районах неизвестен. Широко распространены обломки терригенных осадочных пород пермского возраста и кислых эффузивов. Встречаются также обломки основных эффузивов, широко распространенных в северо-западной части Сибирской платформы среди пород траппового комплекса.

Среди акцессорных минералов преобладают лейкоксен и магнетит, они связаны с разрушением основных эффузивов. Кроме того, часто встречаются циркон, турмалин, гранаты, апатит, заимствованные, вероятно, из кислых эффузивов. Состав этой ассоциации близок на всей территории исследуемой области.

По составу глинистых минералов выделяются две области. На западе развита ассоциация гидрослюдисто-каолинитово-хлоритовая со смешаннослойными сростками гидрослюдисто-монтмориллонитового типа, на востоке — гидрослюдисто-хлоритовая ассоциация с каолинитом. Источниками сноса в это время служили лавовые поля западной части Сибирской платформы и участки суши на полуострове Таймыр.

Второй этап нижнетриасовой трансгрессии соответствует времени ее максимального распространения и охватывает конец индского (?) и

первую половину оленекского веков. Исследуемая территория в это время становится областью погружения. Здесь отлагались преимущественно глинистые осадки с прослоями известняков в нижней половине разреза и горизонтами песчаников в кровле комплекса. Осадкообразование происходило в спокойной среде, иногда в мелководных прибрежных условиях, о чем свидетельствуют пологоволнистая и косая слоистость донных течений, нарушаемая подводно-оползневыми явлениями, сбилие растительного детрита, гальки и окатыши глинистых пород. Встречающиеся в породах многочисленные остатки раковин аммонитов и пелеципод иногда образуют скопления типа банок. В ряде случаев они являются центрами глинистых конкреций. Мощности отложений глинистой толщи изменяются в пределах 65—200 м.

Источники сноса остаются в общих чертах сходными с таковыми для осадков индского века, поэтому и ассоциации минералов тяжелой фракции близки по составу (лейкоксен, ильменит, гранат, циркон, апатит). Обращает на себя внимание появление значительного количества биотитовых слюд.

В составе глинистых минералов преобладают гидрослюда и каолинит, что в некоторой степени сближает эту ассоциацию с глинистой фракцией индского возраста. Кроме того, в Оленекском районе присутствует «подвижный» хлорит. Резко преобладают триоктаэдрические гидрослюды в мелководных отложениях в разрезах Оленекской про-токи.

На границе нижнего и среднего триаса произошли локальные поднятия в пределах Верхояно-Чукотской геосинклинали — возникли гористые острова (Сакс, 1960). Это привело к появлению в верхней половине разреза песчаных прослоев.

НАКОПЛЕНИЕ ОСАДКОВ ПЕСЧАНО-КОНГЛОМЕРАТОВОГО РЕГРЕССИВНОГО КОМПЛЕКСА СРЕДНЕГО И ВЕРХНЕГО ТРИАСА

В анизийский век значительная часть территории на Северо-Востоке (Охотский, Колымский, Омалонский и Тайгоносский массивы), осевая и южная часть Верхоянья испытали значительные поднятия и были превращены в островную зону (Рязанов, Зарудный, 1962). Прибрежно-морские осадки сохранились лишь в районе гор Орулгана, Хараулаха и в Лено-Хатангской депрессии. Морской бассейн оказался соединенным с морями Восточной и Юго-Восточной Азии, однако эти связи были кратковременными и в ладинский век оказались утраченными (Сакс, 1960). Характер осадконакопления для этих двух веков был весьма близким. В карнийский век на большей части Северо-Востока, включая все Верхоянье и захватывая частично Вилюйскую синеклизу, установился режим открытого моря, так как произошло нарастание трансгрессии (Забалуева и др., 1964). Мелковидные морские осадки с прослоями конгломератов отлагались лишь в Хатангской и Лено-Анабарской впадинах. Не представляется возможным сделать какие-либо выводы об особенностях седиментации в норийский, рэтский века и раннем лейасе, так как осадки этого возраста были смыты в результате эрозии в предъюрскую эпоху.

Формирование песчано-алевролитовой толщи среднего триаса происходило в довольно однообразных континентальных и прибрежно-морских условиях. В основании этой части комплекса повсеместно отмечаются прослой конгломератов, сложенные преимущественно осадочными, часто фосфатизированными обломками, что свидетельствует о размыва-

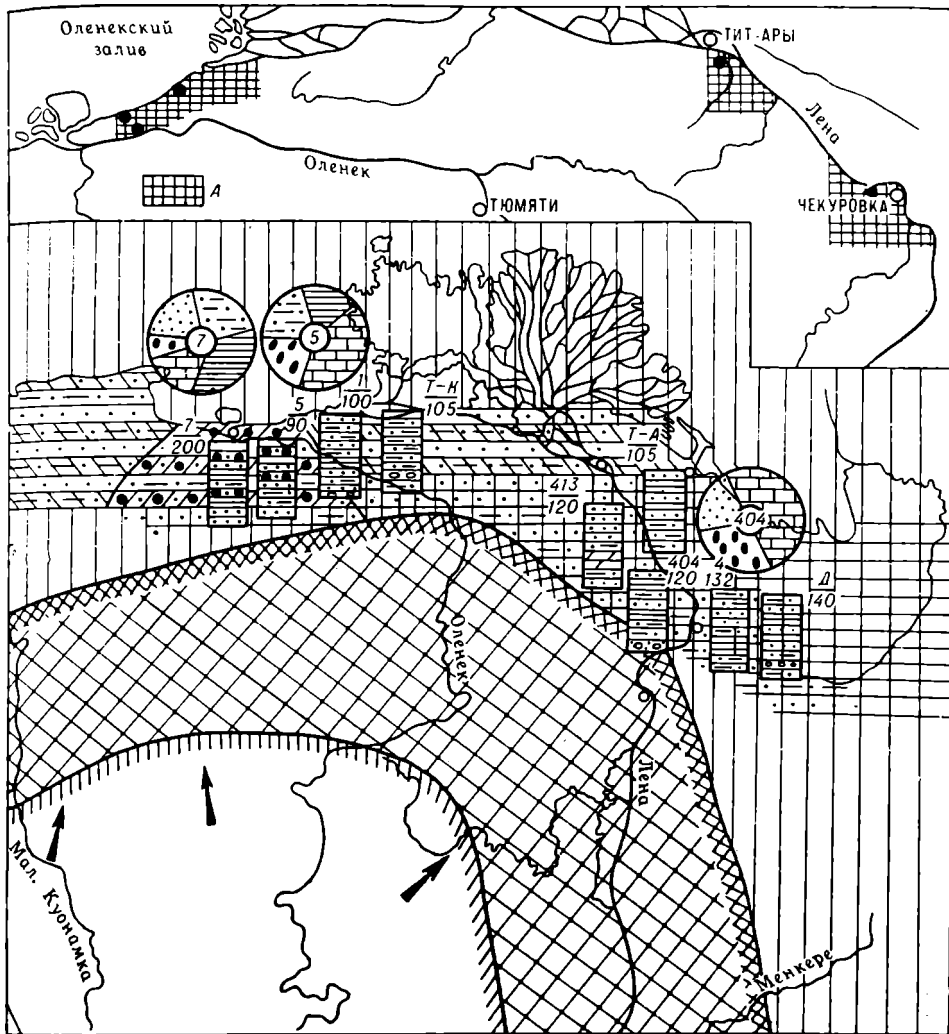


Рис. 17. Литолого-фациальная карта отложений анизийского возраста.

Минералогические ассоциации: А — хлоритово- (в том числе «разбухающий» хлорит) каолинито-гидрослюдистая.

местных пород. Преобладающим типом осадка являются граувакково-кварцевые и олигомиктово-кварцевые песчаники.

В первую половину анизийского века осадкообразование происходило в прибрежно-морских сравнительно мелководных условиях, на что указывают наличие горизонтов битого ракушечника (пелелипод и аммонитов), раковин лингул, игл морских ежей и обломков лимонитизированной древесины, хорошая сортировка мелкозернистых песчаников и крупнозернистых алевролитов. Значительный интерес представляют прослои железосодержащих минералов (ильменит — магнетит, бобовины хлорита и гетит-гидрогетита), появляющиеся в верхней части анизийских отложений. Как правило, эти прослои приурочены к песчаным разностям, содержащим раковины лингул, и не характерны для алевролитов, содержащих аммоноидеи. По-видимому, железосодержащие ми-

нералы тяготеют к прибрежным участкам или сосредоточиваются в подводных частях дельт, что позволило выделить железосодержащую зону осадков (горы Харанчаны и Туора) (рис. 17).

В ладинский век признаки сравнительного обмеления бассейна в Лено-Оленекском районе выступают довольно ярко. Отмечаются по поверхности наслоения трещины усыхания, следы волнений, куски окатанной древесины с сохранившимся строением клетчатки, обломки раковин, располагающиеся по слоистости, скопления чешуй рыб, а также редкие прослои конгломератов с гальками основных и кислых эффузивов. Увеличивается количество прослоев, обогащенных железом (наряду с бобовинами гетит-гидрогетита появляются и оолитовые образования, указывающие на подвижность среды). Обитателями этих бассейнов являются по-прежнему сравнительно немногочисленные лингулы. Железосодержащие отложения сходного типа, образовавшиеся в еще более

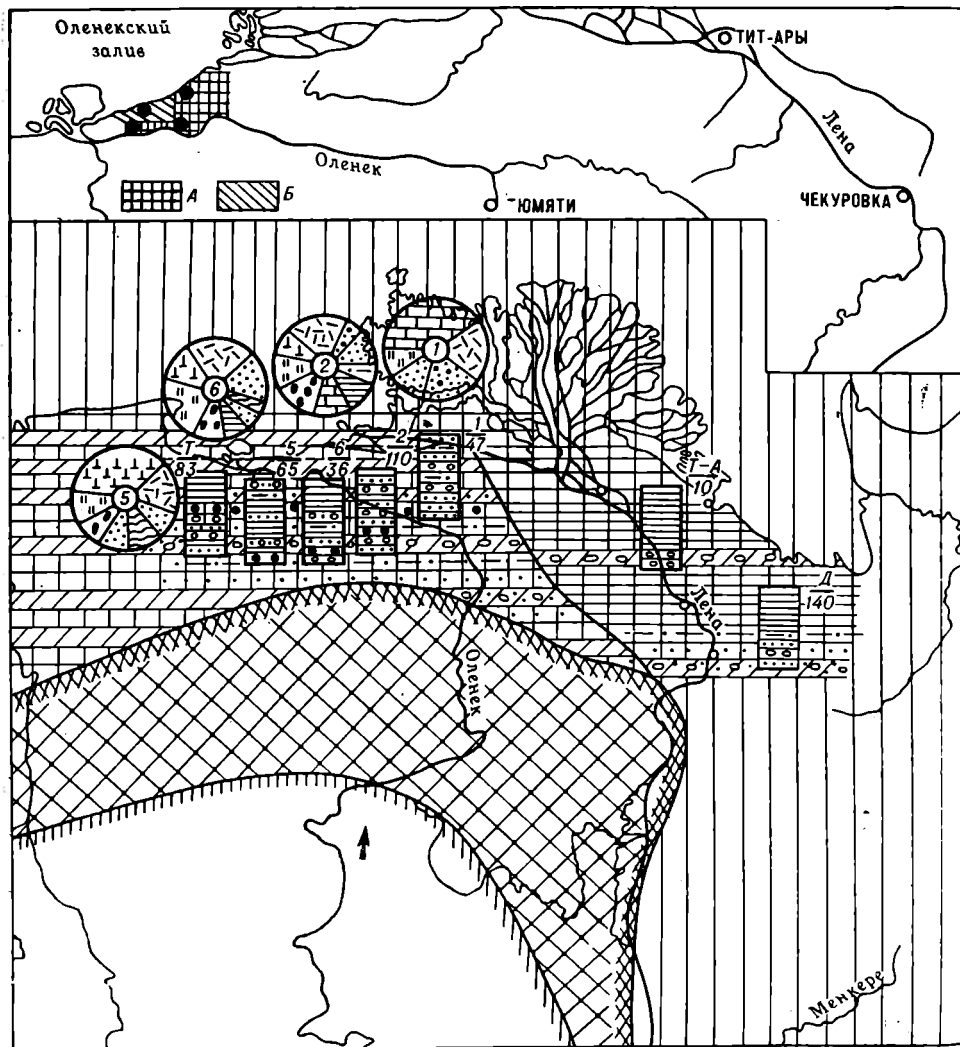


Рис. 18. Литолого-фациальная карта отложений карнийского возраста.

Минералогические ассоциации: А — хлорито-каолинито-гидрослюдистая; Б — гидрослюдисто-хлорито-каолинитовая.

мелководных, близких к континентальным, условиях установлены на Анабаро-Хатангском междуречье (Запорожцева, Кравцова, 1956) в гуремисской свите (ладинский ярус). Возможно, это была часть одной большой лагуны.

Источником сноса минералов, обогащенных железом, являлись основные эффузивные породы, гальки которых были зафиксированы среди ладинских песчаников. Названные породы, вероятно, подвергались воздействию химического выветривания. Дополнительные концентрации минералов с большим удельным весом создавались путем естественного шлихования в литоральной зоне.

Мощности отложений анизийского возраста не превышают 200 м (в зоне дельты (?)), чаще 100—150 м. Мощности ладинских отложений составляют на р. Оленек и в низовьях Лены от 0 до 115 м, у пос. Станнах-Хочо — 100 м, на Чекуровской и Булкурской антиклиналях породы этого возраста в значительной мере размыты.

Состав минералов тяжелой фракции среднего триаса сходен с таковым отложений нижнего триаса. Ведущее положение занимают лейкоксен, магнетит и циркон. Впервые среди толщ ладинского возраста появляются пироксены и амфиболы, что связано с поступлением из близко расположенных источников сноса основных эффузивов. Минералогический состав тонкой фракции глин довольно однообразен для всей песчано-алевритовой толщи на территории исследуемого района («подвижный» хлорит и каолинит с незначительной примесью гидрослюда).

Обломочный материал в среднетриасовую эпоху поступал из горных сооружений Таймыра и выступов суши, сложенных осадочными терригенными и, в меньшей степени, карбонатными породами. Кроме того, продолжался размыв трапповых полей северо-западной части Сибирской платформы.

В карнийский век в Лено-Хатангской депрессии в разрезах, сохранившихся от размыва, формировались преимущественно песчаные (граувакково-кварцевые) толщи с редкими прослоями известняков-ракушечников и прослоями гравелитов и конгломератов (рис. 18). Сохранились от разрушения на границе юры и триаса лишь карнийские, норийские (?) и, возможно, рэтские осадки (мощностью 420 м) на мысе Цветкова и у мыса Нордвика (Сакс и др., 1959). Здесь в условиях обмелевшего моря формировались прибрежно-лагунные угленосные толщи.

Осадки карнийского возраста в Оленекском районе накапливались в беспокойной среде морского побережья с часто меняющимся характером береговой линии. Конгломераты, песчаники и алевриты обычно плохо сортированы. Этим отложениям свойственны грубая ритмичность, косая слоистость, знаки несимметричной ряби морского типа. Гальки конгломератов нередко расколоты благодаря действию штормов. Раковины (целые и битые) аммоноидей, пелеципод, гастропод и брахиопод, обломки скелетов мшанок, кости и чешуи рыб, куски цеолитизированной и фосфатизированной древесины, трубчатые остатки растений типа хвощей и отпечатки листьев наземной флоры — все это довольно красноречиво иллюстрирует прибрежно-морские условия накопления этой толщи.

В отложениях карнийского века продолжали накапливаться прослойки пород с железосодержащими минералами (бобовины гетит-гидрогетита и оолиты железистых и железисто-магнезиальных хлоритов). Эти горизонты часто залегают в основании конгломератов. Среди отложений подобного типа встречаются куски древесины, обломки раковин лингул и аммонитов.

Весьма сходные по литологическим особенностям породы, обогащенные минералами железа, встречены А. С. Запорожцевой и А. И. Кравцовой (1958) на Анабаро-Хатангском междуречье. Осадки подобного типа могут быть выделены в специфическую фациальную зону. По-видимому, они протягивались полосой вдоль морского побережья. Мобильность зоны препятствовала образованию железных руд. Количество железосодержащих прослоев уменьшается на восток в сторону относительно глубоководных частей бассейна, где по направлению к Верхоянскому хребту происходит замещение песчано-сланцевыми отложениями неритовой зоны (Тучков, 1962). В это время в южной ветви Приверхоянского краевого прогиба и, возможно, в центральных частях Вилюйской синеклизы (Коссовская и др., 1960) осадки карнийского возраста перекрывали размытую поверхность среднетриасовой суши, местами ложась на различные горизонты нижнего триаса и перми. Это преимущественно песчано-конгломератовые осадки. По мере приближения к Хараулаху они становятся более тонкозернистыми, а к востоку сменяются более глинистыми.

Мощности отложений карнийского яруса Лено-Оленекского района значительно и закономерно изменяются. Так, у пос. Станнах-Хочо мощность этих отложений около 40 м, на мысе Улахан-Крест — 110 м, на р. Даркы, по данным И. С. Грамберга и др. (1961), — 140 м, а в Яно-Колымской складчатой зоне (Рязанов, Зарудный, 1962) увеличиваются до 1600 м.

Об источниках сноса в позднем триасе позволяет судить состав конгломератов, в которых главную роль среди галек играют обломки кислых и основных эффузивов и осадочных пород. Состав тяжелой фракции сходен с таковым ассоциации минералов среднего триаса (лейкоксено-магнетито-апатито-цирконо-турмалиновая). Исчезновение в осадках роговой обманки и пироксенов, вероятно, связано с неблагоприятной средой их захоронения. Среди глинистых минералов господствуют «подвижный» хлорит и каолинит и, в меньшей степени, гидрослюда. В более мелководных осадках (на мысе Улахан-Крест) преобладает гидрослюда.

Источниками сноса в это время являлись породы трапповой формации, а также терригенные и карбонатные разности палеозойских отложений, слагающие Сибирскую платформу и горные сооружения Таймыра. Неясным остается район развития кислых эффузивов в индском и карнийском веках. Судя по морфологическим особенностям галек пород этого состава, источник разрушения находился где-то близко, возможно в пределах Лено-Оленекского выступа.

НАКОПЛЕНИЕ ОСАДКОВ ГЛИНИСТО-ПЕСЧАНОГО ТРАНСГРЕССИВНОГО КОМПЛЕКСА ЮРЫ

Формирование комплекса началось в пределах Лено-Оленекского района в среднем лейасе. К этому времени в начале юрской эпохи произошло значительное обновление рельефа: появились горные сооружения Таймыра, а на Анабарском массиве обнажились кристаллические породы, в южной части Сибирской платформы заложилась Вилюйская впадина (Сакс, 1961), где, начиная с додомерского века, шло накопление озерно-аллювиальных осадков.

Исследуемая территория с середины лейаса и до конца юрской эпохи представляла собой зону устойчивого прогибания. В истории раз-

вития бассейна в юрское время могут быть выделены три этапа. На первом этапе, соответствующем среднему лейасу — нижнему бату, различные участки Лено-Оленекского района испытывали прогибание различной интенсивности. Характер накопления осадков на протяжении этого времени остается довольно однообразным. Здесь отлагались преимущественно глинистые осадки (алевролиты и аргиллиты), содержащие пеллеципод.

В конце домерского века намечается слабое обмеление, появляются прослой мелкозернистых хорошо отсортированных песчаников. Сходный, но более глубоководный режим сохраняется в тоаре. Появляется эндемичная фауна. В тоарский век трансгрессия достигает своего максимума, глинистые отложения в пределах Лено-Оленекского района формируются и далее, на протяжении почти всей средней юры (аален — ранний бат).

Грубообломочный материал, по данным Р. А. Биджиева и Ю. И. Минаевой (1962), на протяжении ранней и средней юры накапливался вдоль восточной окраины Сибирской платформы, локализуясь вдоль морского побережья того времени. Как уже упоминалось, в Лено-Оленекском районе в это время отмечались почти исключительно глинистые осадки (рис. 19) с редкими прослоями домерских песков. Эти отложения в значительной степени несут на себе следы формирования в мелководье. Здесь обнаружены скопления *Harpax*, ракофинная брекчия из створок иноцерамов, гальки алевролитов, по поверхности наслоения часто отмечаются растительные остатки. Мощности отложений (по Сорокову, 1958) составляют более 400—500 м.

В составе галек конгломератов (Биджиев и Минаева, 1962) северо-западной части платформы преобладают главным образом осадочные породы (кремни, кремнистые известняки, песчаники и битумные известняки), иногда обломки метаморфических сланцев и роговиков, реже кислые эффузивы. В. Н. Сакс и Э. З. Ронкина (1958) приводят сведения о составе конгломератов, залегающих в основании нижнеюрских разрезов по Хатангской депрессии: среди них распространены гальки основных изверженных пород, а также продукты разрушения амфиболовых гнейсов Анабарского массива и обломки осадочных пород.

Минералогический состав акцессориев в отложениях среднего лейаса и тоара близок составу этих минералов в триасе (преобладают группа титансодержащих, турмалин, апатит, спорадически встречается роговая обманка). В аален-бате состав минералов тяжелой фракции довольно пестр. Так, для Лено-Оленекского района характерна титанисто-рудная ассоциация с переменным содержанием пироксенов и слюд. Южнее она сменяется эпидото-ильменито-роговообманковой, которая лежит в виде полосы на большом протяжении вдоль западной окраины Вилюйской синеклизы. Минералогический состав тонкой фракции в нижнем течении р. Лены хлоритово-гидрослюдистый, а в западных и северных районах — гидрослюдисто-вермикулит-каолинитовый.

Источником сноса в это время являлись осадочные породы севера Сибири, а также, согласно Р. А. Биджиеву и Ю. И. Минаевой (1962), поребенные массивы центральной части Вилюйской синеклизы, давшие гальки кислых эффузивов. Кроме того, разрушались трапповые поля и амфиболовые гнейсы Анабарского массива, гальки которых также установлены в конгломератах.

Второй этап развития Лено-Оленекского района в юрское время соответствует концу среднеюрской эпохи (верхний бат) и захватывает частично ранний келловей. Этот период характеризуется активизацией тектонических движений и связан с дальнейшим крупным поднятием

складчатых сооружений Таймыра и прилегающей территории Сибирской платформы (Сакс, Ронкина, 1958). Отдельные участки в пределах Усть-Енисейской и Вилюйской впадин становятся областями размыва. В это время вдоль склонов Анабарского массива формируется широкая полоса песчаных мелководно-морских отложений, на юго-западной окраине Вилюйской впадины продолжают накапливаться аллювиально-озерные осадки, содержащие маломощные торфяники (Коссовская и др., 1960).

В Лено-Оленекском районе накапливались мощные довольно монотонные толщи аркозово-кварцевых песков с редкими прослоями алевритов. Обитателями бассейнов в это время были иноцерамы. Их раковины, часто довольно крупные, образуют отдельные скопления и горизонты ракушечников, прослеживаемые на десятки километров. В описываемых отложениях встречаются также редкие раковины белемнитов и растительный детрит, гальки местных осадочных пород (песчаников и алевролитов) и знаки ряби. Количество алевритовых прослоев и их мощность увеличиваются вверх по разрезу. Мощность отложений этого возраста (чекуровская свита) на большом протяжении довольно постоянна (200—300 м).

В составе минералов тяжелой фракции преобладают лейкоксен, гранат, сфен, циркон, есть переменные количества пироксенов и слюд. Рудные минералы сохраняют ведущее положение лишь в Анабарском районе. Ассоциация минералов в Жиганском районе (эпидотово-магнетитово-сфеновая с гранатом, апатитом и, реже, роговой обманкой) сходна по составу с терригенно-минералогической провинцией, выделенной А. Г. Коссовской и др. (1960) и протягивающейся вдоль западной окраины Вилюйской синеклизы.

Минералогический состав тонкой фракции глин в низовьях р. Лены хлоритово-гидрослюдистый. В верхней половине разреза появляется монтмориллонит, а у пос. Станнах-Хочо распространена монтмориллонит-каолинит-гидрослюдистая ассоциация. Источники сноса те же, что и в первую половину средней юры.

Третий этап развития Лено-Оленекского района в юрское время представляет собой эпоху максимального развития трансгрессии. Таймыр к этому времени превратился в архипелаг островов (Сакс, 1960), вся территория северного обрамления Сибирской платформы являлась морским бассейном, Верхоянский хребет — зоной поднятий. Западное Приверхоянье и Вилюйская впадина являлись приморской периодически затопляемой равниной, в пределах которой происходила неоднократная смена фациальных обстановок: суши, мелкого моря и заболоченных низин приморских болот (Коссовская и др., 1960). В поздневолжский век море в последний раз проникает вдоль Верхоянского хребта вплоть до Алданского района.

В пределах нижнего течения рек Лены и Оленек представляется возможным выделить зону (рис. 20) распространения преимущественно алевритово-глинистых осадков с редкими прослоями песков. Галечниковые прослои протягиваются полосой вдоль Анабарской суши по левым притокам Лены в ее нижнем течении (Биджиев, Минаева, 1962), псаммитовые осадки тяготеют к более южным районам (р. Булкур, мыс Чекуровский, р. Менкере). В толщах, переходных к континентальным, встречены линзы угля, знаки ряби и раковины моллюсков. Пачки алевролитов и аргиллитов формировались в неспокойных морских условиях, для них характерна разнонаправленная «перистая» слоистость донных течений, часто встречаются раковины ауцелл, белемнитов, аммонитов и брахиопод.

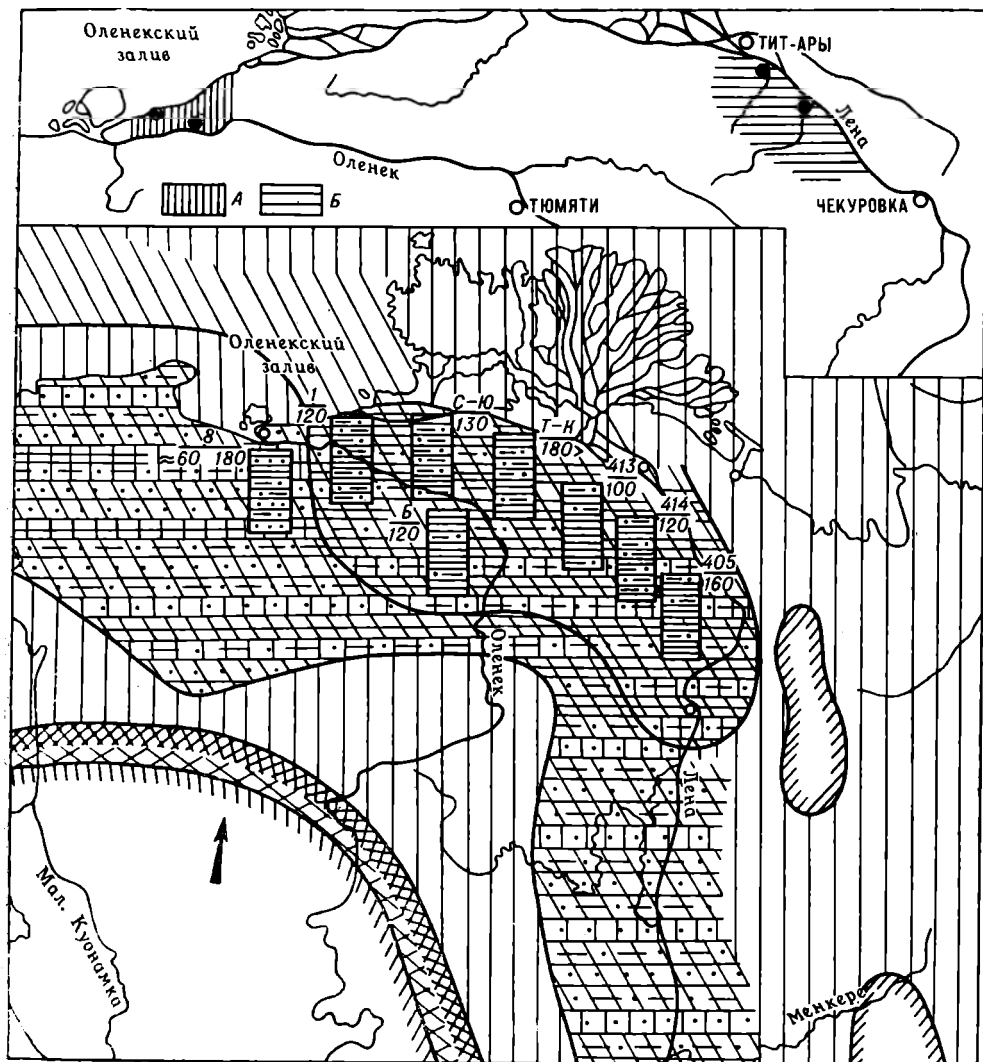


Рис. 19. Литолого-фациальная карта отложений аалена — позднего бата (келимярская свита).

Минералогические ассоциации: А — гидрослюдисто-вермикулито-каолинитовая; Б — хлоритово-гидрослюдистая.

Некоторый интерес представляют маломощные прослои с железосодержащими минералами (глаукониты и железистые хлориты), протягивающиеся от устья р. Менкере вдоль р. Лены в сторону Хатангской депрессии. Наряду с представителями морской фауны (аммониты, белемниты, радиолярии и ауцеллы) в них обнаружены гальки кремнистых и эффузивных пород и обломки древесины. Видимо, эти отложения накапливались в подвижной среде, вблизи берега.

Мощности осадков весьма невелики (20—100 м), но резко увеличиваются в центральной части Приверхоянья (до 1300 м).

Минералогический состав тяжелой фракции для различных разрезов довольно разнообразен. Так, в разрезах западных окраин Вилюй-

ской синеклизы и Жиганского района состав аксессуариев по-прежнему близок к таковому вышележащих отложений (эпидото-ильменито-роговообманковая ассоциация). В низовьях Лены характерными минералами являются циркон, апатит, гранат. В Анабарском районе циркон и гранат преобладают над лейкоксеном, эпидотом и черными рудными.

Минералогический состав тонкой фракции глин различен в Оленекском и Усть-Ленском районах. В первом преобладают монтмориллонит над хлоритом, гидрослюдами и каолинитом, во втором — ведущими минералами являются хлорит и гидрослюда, в верхах разреза появляются смешаннослойные сростки, в устье р. Менкере в более прибрежных условиях резко преобладает гидрослюда над всеми другими минералами глин. Источниками сноса в это время были возвышенные части Таймыра и метаморфические толщи Анабарского массива.

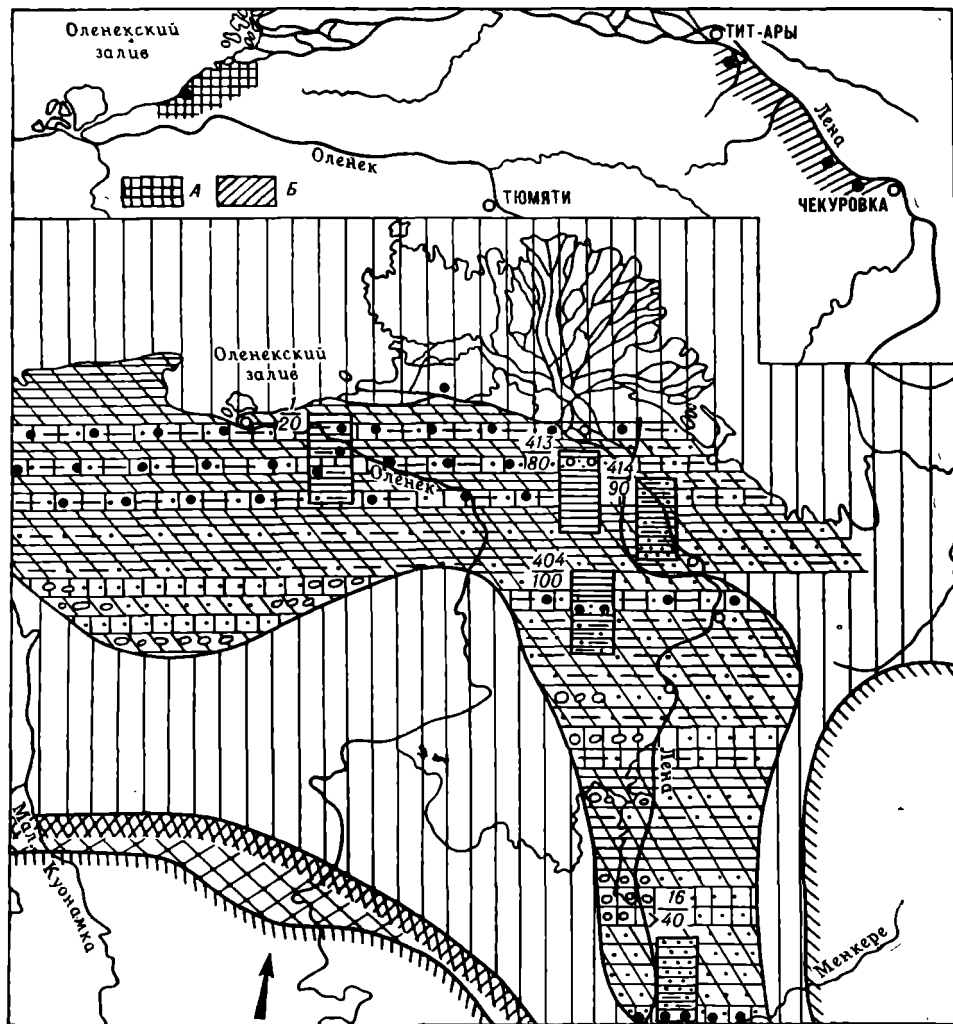


Рис. 20. Литолого-фациальная карта отложений поздней юры.

Минералогические ассоциации: А — гидрослюдисто-хлоритовая; Б — монтмориллонито-гидрослюдисто-хлоритовая с каолинитом.

НАКОПЛЕНИЕ ОСАДКОВ ПЕСЧАНО-УГЛЕННОГО РЕГРЕССИВНОГО КОМПЛЕКСА НИЖНЕГО МЕЛА

Формирование осадков песчано-угленосного комплекса нижнего мела в различных частях Приверхоанского прогиба началось неодновременно. Так, в Вилюйской синеклизе таким переломным моментом является граница ранней и средней юры, в устье р. Менкере — послеверхневолжское время на широте пос. Булун — валанжин, в Оленекском районе — конец валанжина, в Хатангской и Усть-Енисейской впадинах — баррем (Сакс, Ронкина, 1957).

Угленакопление — качественно новый этап в истории восточной части Сибирской платформы. Накопление паралических угленосных толщ предгорных прогибов является необратимым процессом. Море при этом постепенно регрессирует, приморская равнина превращается во внутриконтинентальную предгорную депрессию, а связи с морским бассейном становятся все более кратковременными и постепенно утрачиваются совсем (Страхов, 1962). Накопление угленосных осадков происходило в климатически благоприятных условиях влажного и теплого климата, который обусловил разнообразие папоротников, хвойных и гинкговых (Вахрамеев, 1958). Г. Ф. Крашенинников (1957), кроме тектонического и климатического факторов, важным условием угленакопления считает режим колебательных движений. Циклическое строение (чередование песчаниковых безугольных и глинисто-угольных пак) является яркой иллюстрацией данного положения.

В первую половину валанжина в Лено-Оленекском районе в условиях морского мелководья накапливались песчаные толщи с прослоями алевролитов и горизонтами ауцелл. Для всей толщи весьма характерны следы обмеления бассейна, обилие различных типов косої слоистости и куски необуглившей древесины, трещины усыхания, гальки алевролитов, беспорядочно расположенные раковины моллюсков, следы илоядных животных и т. д. В кровле этой толщи появляются прослой углей.

Глинистые осадки с глауконитами, сходные с отложениями верхней юры Лено-Оленекского района, продолжали формироваться лишь в пределах Хатангской депрессии (Сакс и др., 1959).

В зависимости от характера осадков в валанжинский век представляется возможным выделить три зоны (рис. 21): южную, исключительно песчаниковую (к югу от мыса Чекуровский), промежуточную песчано-глинистую (низовья рек Лены и Оленек) и северную — глинисто-алевритовую с прослоями известняков (р. Анабар). Мощности осадков валанжина изменяются от 250 м в центральной части Хатангской депрессии до 340 м в районе Чекуровской антиклинали.

Минералогический состав тяжелой фракции на изучаемой территории разнообразен. В южной зоне и в восточной части Хатангской депрессии накапливалась эпидотово-амфиболовая ассоциация. Для низовий Лены состав минералов близок вышеописанному, но исчезают амфиболы. В анабарских разрезах в составе акцессориев преобладают пироксены, слюда и оливин. Состав глинистых минералов на всей площади Лено-Оленекского района почти одинаков (хлорит и гидрослюда), на р. Булкур отмечается иногда примесь монтмориллонита в более глубоководных прослоях.

Источником сноса в валанжинский век служили лавовые покровы Сибирской платформы и кристаллические сланцы Анабара. Эпидот, широко распространенный среди меловых отложений прогиба, обязан сво-

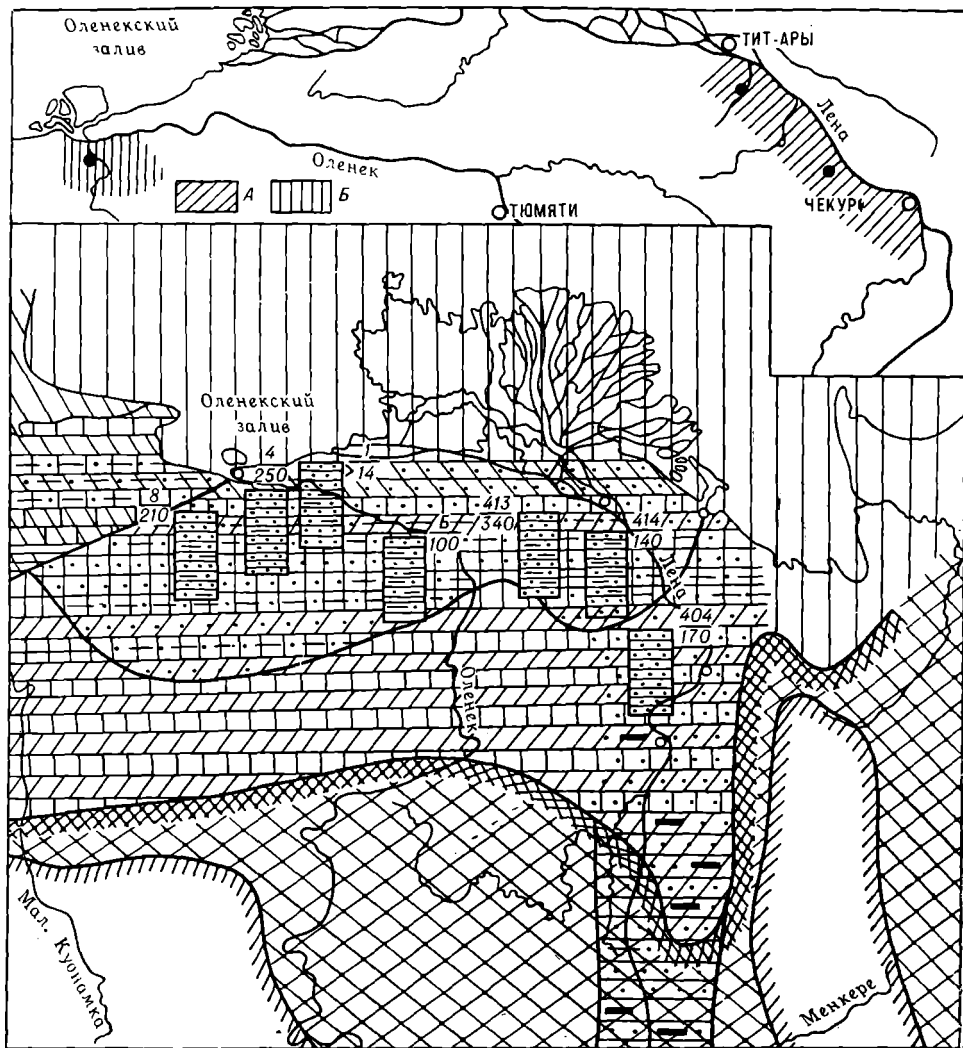


Рис. 21. Литолого-фациальная карта отложений валажинского возраста.
 Минералогические ассоциации: А — хлоритово-гидрослюдистая; Б — хлоритово-гидрослюдистая с монтмориллонитом.

им появлением области разрушающихся метаморфических пород Станового хребта (Коссовская и др., 1960).

На этом заканчивается период, являющийся связующим звеном между преимущественно морским комплексом триаса и юры и континентальными угленосными толщами готерив-альба.

Контакт угленосного комплекса с нижележащими прибрежно-морскими песчаниками не сопровождается какими-либо несогласиями, и граница между ними проводится условно по появлению первых угольных пластов небольшой мощности (10—15 см). Связь с морем не была утрачена полностью, и поэтому в нижних горизонтах встречаются остатки моллюсков, редкие знаки рыбы, крупная косая слоистость дель-

твого типа, гальки алевролитов. Постепенно тип окружающего ландшафта менялся, и бассейн из паралического превратился в лимнический — заболоченную равнину со слабым наклоном на север. Угленакпление иногда прекращалось. В эти моменты типичные озерно-болотные углесодержащие прослойки чередовались с песчаниками аркозового типа, лишенными угля. Прогибание в центральных частях бассейна происходило очень быстро, так как мощность ленской и оленекской угленосных серий, накопившихся за сравнительно короткий промежуток времени (готерив-альб) в осевой части прогиба составляет 3500 м, что превышает суммарную мощность осадков, отлагавшихся на протяжении всего триаса, юры и, частично, валанжина.

Состав минералов тяжелой фракции отличен в безугольных и угленосных отложениях (Гусев, Запорожцева, 1960). Для первых характерны гранат, эпидот, сфен, ильменит, лейкоксен и циркон. В угленосных свитах исчезают эпидот и резко сокращается количество сфена, но увеличивается содержание граната, циркона, ильменита и лейкоксена. Указанные особенности зависят от усиления в период накопления угленосных отложений процессов выветривания в области питания, от условий захоронения на месте и ряда других причин.

Глинистая фракция полиминеральна. Постоянно присутствует гидрослюда, количество каолинита резко увеличивается в угленосных отложениях, а хлорит характерен для безугольных толщ. Монтмориллонит тяготеет к свитам, залегающим в основании ленской серии, а вермикулит встречается в верхах разреза.

Источниками сноса в раннем мелу служили породы, распространенные к югу от Ленского бассейна — диафториты, граниты (Гусев, Запорожцева, 1960). О поступлении обломочного материала с юга указывает преобладающее направление косої слоистости (Ващенко, 1959).

БОР И ЕГО ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПАЛЕОСОЛЕННОСТИ

Вопросам определения солености вод бассейнов прошлого посвящены довольно многочисленные публикации. В решении этой проблемы намечаются два пути. По первому пути идут главным образом советские ученые (И. С. Грамберг, Н. С. Спино, Ц. Л. Вовк и др.), восстанавливающие обстановку осадкообразования позднего палеозоя и мезозоя севера Сибирской платформы на основании изучения адсорбированного комплекса. По второму пути идут преимущественно зарубежные авторы (В. Гольдшмидт, К. Петерс, Г. Аррениус, Ш. Ландергрэн, Г. Хардер и др.), восстанавливающие палеосоленость по содержанию бора в глинистых породах, определенному спектрометрически.

Довольно достоверные сведения о составе вод материнского бассейна дает изучение комплекса, адсорбированного глинистыми породами по методике Н. С. Спино и И. С. Грамберга (1960). Этот комплекс оказался наиболее устойчивым к процессам диагенеза и эпигенеза; по мнению авторов, он отражает состав вод бассейна, в которых формировались осадки. Устойчивость, возможно, определялась резким сокращением общей поверхности осадка при его уплотнении, что способствовало быстрой изоляции адсорбированных частиц от «иловых вод». На основании исследования глинистых пород перми и мезозоя авторами было установлено, что отложениям различных фаций свойственны определенные соотношения между адсорбированными элементами, что дает возможность использовать геохимические данные при сравнении раз-

личных фаций и корреляции однотипных фаций. Эти положения иллюстрируются примерами на детально изученных разрезах перми и триаса севера Сибирской платформы.

В одной из первых работ, посвященных геохимии бора, В. Гольдшмидт и К. Петерс (1938) обратили внимание на то, что в глинистых породах наблюдается повышенное содержание бора по сравнению с таковым в изверженных породах, метеоритах, доломитах и известняках. Авторы впервые высказали предположение о том, что в глинистые осадки бор попадает из морской воды. Они считали, что существует несомненная связь между содержанием бора в осадке и соленостью вод в бассейне седиментации. Ш. Ландергрэн (Landergrén, 1958) установил, что наиболее обогащены бором глинистые (диаметр менее 0,006 мм) и тонкопелитовые (диаметр от 0,006 до 0,015 мм) частицы. Повышенное содержание бора во фракции 20—60 мк Р. Игар (Eagar, 1962) и Г. Хардер (Harder, 1960) связывают с примесью обломочного, а возможно, и аутигенного турмалина.

На примере Мексиканского залива А. Фредериксон и Р. Рейнольдс (Fredericson a. Reynolds, 1960) установили зависимость между содержанием бора и соленостью придонных вод в пресных и нормально-морских условиях. Они показали, что с увеличением солености придонных вод содержание бора в иллите пропорционально увеличивается. Это соотношение может быть использовано для оценки солености моря во время седиментации. Хлорит и каолинит также извлекают бор из морской воды, но в меньшей степени. Несколько позже А. Фредериксон (1962), уточняя свои более ранние данные, указывал, что поскольку бора в иллите больше, чем в других глинистых минералах, то по содержанию именно бора легче всего сделать вывод о характере изменения солености в бассейне. С другой стороны, он считал, что поскольку, возможно, в каждом глинистом минерале содержится определенное свойственное ему количество бора, постольку эти минералы могут быть своеобразным чувствительным индикатором фаций. Г. Хардер (1961) экспериментально установил, что поглотителем бора являются слюды (мусковит), в меньшей степени каолинит и монтмориллонит.

Вопрос о форме вхождения бора в решетку глинистых минералов не может считаться решенным. Так, В. Гольдшмидт и К. Петерс (1938), а вслед за ними Ш. Ландергрэн (1945) предполагали, что бор адсорбируется в виде боратов глинами. В. Гольдберг и Г. Аррениус (Goldberg a. Arrhenius, 1958), М. Кейт и Е. Дегенс (Keith, Degens, 1961) считали, что бор замещает кремний по тетраэдрическим плоскостям глинистых минералов, а Г. Хардер (1961) высказал мысль, что бор, скорее, замещает алюминий в тетраэдрической координации.

В. Стабикэн и Р. Рой (Stabican a. Roy, 1962) доказали на синтетически полученных флогопите, мусковите и сапоните, что бор замещает в тетраэдрических позициях не только алюминий, но и кремний. Кроме того, они высказали весьма важную мысль о том, что бора в слюдах и иллитах больше, чем в монтмориллонитах, потому что ионы калия влияют на стабилизацию бора в четверной координации во время образования слюды.

В. Гольдшмидт и К. Петерс (1938) предположили, что более молодые породы беднее бором, чем древние, так как при седиментации глинистая часть бора заимствуется из моря. Это предположение подверг сомнению Ш. Ландергрэн (1945), который склонен думать, что содержание бора от кембрия до наших дней оставалось примерно постоянным, но не исключена возможность, что его количество отражало изменения скорости осадконакопления, которая должна быть синхронной орогениче-

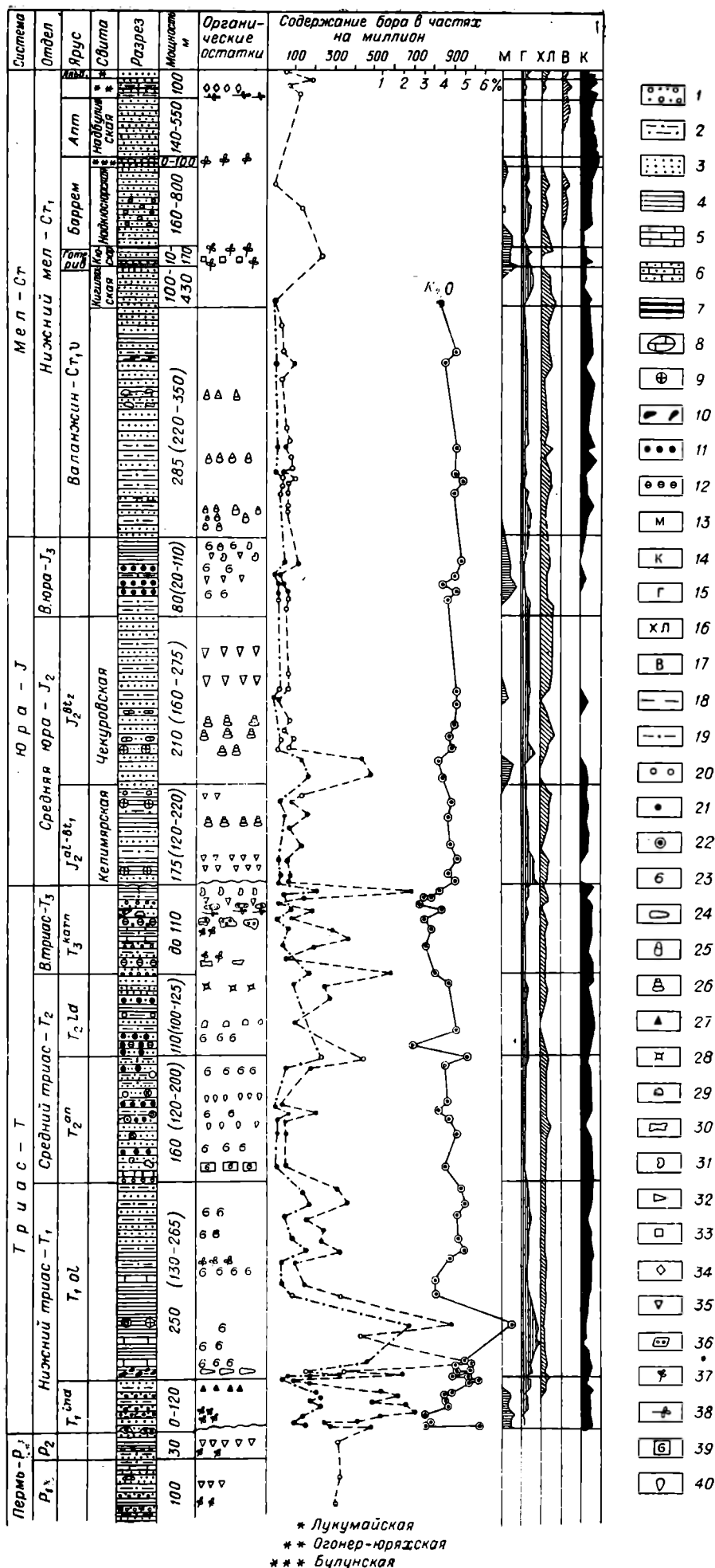


Рис. 22. Распределение бора и калия в глинистых фракциях и иллитах мезозоя Лено-Оленевского района:

1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — алевриты; 4 — аргиллиты; 5 — известняки; 6 — известковые песчаники; 7 — прослой углей; 8 — конкреции и линзовидные прослои известкового песчаника; 9 — фосфатсодержащие конкреции; 10 — конкреции «звезд» кальцита; 11 — железосодержащие прослои; 12 — оолиты железистых хлоритов; 13 — монтмориллонитовая группа; 14 — каолинитовая группа; 15 — гидрослюдистая группа; 16 — хлоритовая группа; 17 — вермикулиты; 18 — кривая содержания бора в глинистых фракциях; 19 — кривая содержания калия в иллитах (после пересчета на K₂O) глинистой фракции; 20 — содержание бора в образцах Ленского района; 21 — содержание бора в образцах Оленевского района; 22 — содержание калия в глинистой фракции; 23—40 — остатки фауны: 23 — аммонидей; 24 — наутиллоидей; 25 — ауцелл; 26 — иноцерамов; 27 — эстерий; 28 — игл морских ежей; 29 — чешуй рыб; 30 — костей рыб; 31 — брахиопод; 32 — белемнитов; 33 — корбулей; 34 — пресноводных моллюсков; 35 — пелеципод; 36 — мшанок; 37 — листья; 38 — древесины; 39 — ракушечниковых прослоев; 40 — лингул.

ским процессам. Г. Хардер (1960) приводит данные по содержанию бора в глинистых сланцах ФРГ различного возраста; он разделяет мнение Ш. Ландергрена о постоянстве в первом приближении содержания бора в глинистых осадках. Исходя из возможного относительного постоянства бора в глинах возникает вопрос: каким образом осуществляется это постоянство. По этому поводу существуют три мнения.

Одни исследователи (Кураман, 1958) склонны считать, что источником бора служат умеренно кислые, средние и основные магмы, которые легче всего выделяют бор в окружающую среду. Другие (Гольдшмидт и Петерс, 1938; Ландергрэн, 1945) полагают, что бор накапливается в осадочных породах в морской среде путем адсорбции, а затем благодаря процессам выветривания выщелачивается и вновь возвращается в океан, осуществляя тем самым круговорот в верхней литосфере. Р. Игар (1962), разделяя точку зрения ученых этой группы, указывает, что на содержание бора, кроме солёности вод, оказывает значительное влияние привнос иллитов, турмалина и поступление боратов за счет кратковременной вулканической деятельности в соседних районах. Наконец, Д. П. Сердюченко (1960), Г. Хардер (1960), Д. Графф (1961) уделяли большое внимание тектоно-метаморфическому и магматогенному воздействию на осадочные породы, где под влиянием этих процессов совершаются явления рассеивания, перекристаллизации, метасоматоза и другие, контролирующие концентрации бора. По мнению этих авторов, часть бора может попадать в океан, но уже за счет разрушения содержащих его отложений.

С целью восстановления палеосолёности бассейнов мезозоя на северо-востоке Сибирской платформы и прилегающих районов Приверхоянского краевого прогиба было исследовано спектрометрическим методом содержание бора в глинистой фракции менее 0,001 мм. Параллельно в этих же образцах был определен минералогический состав глинистых минералов, о чем было подробно сказано выше (рис. 22).

Критерием для отнесения осадков к тому или иному типу по содержанию бора послужили данные, приводимые Р. Игаром (Eagar, 1962) и К. Валкером (Walker, 1963). Они считают, что граница разделения морских от солоноватоводных осадков соответствует содержанию бора 109 ч. н. м.¹, граница между солоноватоводными и пресноводными соответствует 62 ч. н. м., для морских, но слегка опресненных характерно содержание бора 384—520 ч. н. м., для нормально-морских — 522—642 ч. н. м., для морских, в которых солёность выше нормальной, — 653—728 ч. н. м., для слабозолённых — 759—811 ч. н. м., для эвапоритов — 960 ч. н. м. При оценке солёности отложений мезозоя в исследуемом районе большое внимание уделялось фаунистическим осадкам и общему характеру литологических комплексов, дающих дополнительные сведения об условиях осадконакопления.

Немногочисленные данные по перми свидетельствуют о довольно постоянной солёности (300 ч. н. м.) в морских условиях.

Несколько иная картина наблюдается в нижнем триасе. Здесь полимиктовые толщи индского яруса отличаются резким перепадом содержания бора: от 100 почти до 740 ч. н. м. Повышенные количества бора, скорее всего, могут быть объяснены влиянием эффузивной деятельности, затухающей по направлению на восток. На повышение содержания бора за счет привноса боратов во время кратковременной вулканической деятельности в соседних районах указывал также Р. Игар (1962). Сравнительно низкие содержания бора соответствуют солоноватовод-

¹ Частей на миллион, или граммов на тонну.

ным осадкам, содержащим раковины эстерий. Для полимиктовых осадков в районе о. Дюльонг содержание бора составляет 250—500 ч. н. м., близ пос. Станнах-Хочо — 100—660 ч. н. м., к востоку количество бора увеличивается до 430—740 ч. н. м. Сопоставляя эти данные с материалами И. С. Грамберга и др. (1961) для туфогенных отложений в Оленекском районе (образцы Д. С. Сорокова) и на мысе Цветкова, авторы справедливо считают сравнимые осадки специфическими образованиями лагунного характера.

Осадконакопление в оленекский век происходило в условиях нормальной солености (333 ч. н. м. в среднем), но с резким повышением содержания бора в моменты садки хемогенных известняков (до 1000 ч. н. м.). Здесь отмечаются довольно высокие значения бора по сравнению с индскими осадками: у пос. Станнах-Хочо 110—380 ч. н. м., у о. Дюльонг 160—900 ч. н. м., на р. Булкур 350 ч. н. м., в районе пос. Чекуровка 340—440 ч. н. м. Сходные данные о характере солености отложений этого возраста получены Н. С. Спири и И. С. Грамбергом (1960) на основании изучения состава поглощенного комплекса. Они отмечают некоторое опреснение к западу и востоку от Оленекского района.

Довольно сильное снижение солености имело место в первой половине среднего триаса (в анизийский век): до 60 ч. н. м. в разрезах Оленекского района (горы Туора и Харанчаны). В песчаных осадках здесь наблюдаются явные следы обмеления: прослой фосфатизированных конгломератов, отпечатки знаков ряби и раковины лингул. Сходные данные получены для слоев с лингулами (при содержании бора 60—83 ч. н. м.) Лорингом (Loring) и Никольсом (Nicholls), о чем сообщено в работе Р. Игара (Igar, 1962).

Со второй половины анизийского века и до конца среднего триаса в Лено-Оленекском районе существовал морской режим, о чем свидетельствуют находки раковин аммонитов. Содержание бора равно 100—590 ч. н. м. (пос. Станнах-Хочо и мыс. Улахан-Крест). На мысе Чекуровский во второй половине анизийского века содержание бора составляло 460 ч. н. м., что соответствует слегка опресненным морским условиям. Данные по этому разрезу, по всей вероятности, могут быть сопоставлены с данными, приводимыми И. С. Грамбергом и др. (1961), для средней части отложений среднего триаса Хараулахских гор, где существовали более глубокие части бассейна. Но более мелководные и более пресноводные условия сохранялись во второй половине анизийского века и на протяжении всего ладинского века в западных районах. Так, на р. Оленек (горы Туора и Харанчаны) образовывались горизонты, обогащенные минералами группы железа. С этими горизонтами связаны находки раковин лингул и наиболее низкие содержания бора (30—74 ч. н. м. на г. Туора).

В карнийских отложениях, сохранившихся от размыва, отмечается смена типичных морских осадков с прослоями известняков и разнообразной морской фауны явно пресноводными отложениями с отпечатками знаков ряби и листьев и обуглившейся древесиной. Содержание бора в глинистых осадках карнийского яруса колеблется от 60 до 700 ч. н. м. Так, в Оленекском районе (г. Туора) количество бора более постоянно (80—190 ч. н. м.), но все-таки снижается в верхней части разреза по р. Нанга. Сильно колеблется содержание бора и восточнее, в разрезе на мысе Улахан-Крест, но здесь осадконакопление происходит в целом в условиях повышенной солености (190—700 ч. н. м.). В районе мыса Улахан-Крест повышенные содержания бора приурочены к верхней части разреза (до 700 ч. н. м.), что сближает характер солености

этого разреза с данными по мысу Нордвик, полученными И. С. Грамбергом и др. (1961).

После значительного перерыва в осадконакоплении в конце триаса — начале юры отложения среднего и верхнего лейаса, аалена, байоса и частично бата накапливались в сходных литологических условиях (это в основном аргиллиты с редкими прослоями песчанистых алевролитов). Обитателями водоемов этого времени были пелециподы с тонкой раковиной и аммониты. Содержания бора колебались незначительно: от 60 до 170 ч. н. м. Осадкообразование происходило в условиях значительного опреснения. Содержание бора примерно одинаково на Булкурской антиклинали (реки Булкур и Хатыстах — до 130 ч. н. м.), у пос. Станнах-Хочо (60—140 ч. н. м.) и на Усть-Оленекской структуре (80—170 ч. н. м.).

На протяжении второй половины верхнего бата и, возможно, низов келловая накапливались однообразные мелкозернистые песчаники. В них захоронены многочисленные иноцерамы и белемниты. Эти горизонты приурочены главным образом к нижней половине свиты, здесь наблюдаются соответственно и повышенные содержания бора (440—500 ч. н. м. для р. Буолкалах). В верхней половине количество бора резко снижается (в среднем до 63—100 ч. н. м. на мысе Чекуровский).

В позднеюрское время осадконакопление происходило в морских условиях. В Лено-Оленекском районе накапливались глинистые толщи с богатой и разнообразной морской фауной, прослоями железистых хлоритов и фосфатизированных известняков. Хотя седиментация совершалась в морской среде, но, по-видимому, воды были в достаточной мере опреснены во время этой последней и кратковременной трансгрессии, проникшей далеко на юг, в Приверхоянский прогиб. Содержание бора в среднем по отделу 66 ч. н. м., изредка — 140 ч. н. м., у пос. Станнах-Хочо — 20—140 ч. н. м., на р. Булкур — 60—100 ч. н. м., небольшие количества бора приурочены к нижней половине верхней юры.

Таким образом, соленость вод в юре снижается по сравнению с триасом вдвое (табл. 28). К близким выводам пришли Н. С. Спири и И. С. Грамберг (1960).

На широте р. Менкере в послеверхневолжское время отлагались континентальные песчано-угленосные косослоистые осадки, содержание бора в которых составляет 3—60 ч. н. м. Несколько севернее, на мысе Барроу в алевритовых прослоях песчано-угленосной пачки с линзами конгломератов, а также близ устья р. Джарджан в песчано-угленосных отложениях с остатками слабоуглефицированной древесины содержание бора равно 64—70 ч. н. м., что характерно для пресноводных или слегка солоноватоводных условий.

Севернее мыса Чуча смена прибрежно-морских осадков континентальными произошла гораздо позднее, здесь в валанжине продолжал существовать мелководный морской режим и отлагались мощные толщи мелкозернистых песчаников с редкими пропластками алевролитов. В них были обнаружены раковины ауцелл и белемнитов. В верхней половине толщи наблюдаются косая слоистость, гальки алевритов и углистые прослой. Количество бора постепенно уменьшается вверх по разрезу от 110 до 50 ч. н. м. при переходе в вышележащие угленосные осадки. Содержание бора для отложений этого возраста в Оленекском районе составляет 110—40 ч. н. м., на р. Булкур 95—40 ч. н. м.

Севернее мыса Чуча прибрежно-морской, уже в достаточной степени опресненный режим во второй половине валанжина сменяется чередующимися слабосоленоватыми (угленосные осадки) и континентальными,

пресноводными условиями (песчаные толщи), отражающими эволюцию перехода бассейна паралического типа в лимнический. Немногочисленные данные о содержании бора в песчано-угленосных толщах ленской серии нижнего мела свидетельствуют об увеличении количества этого элемента в кюсюрской угленосной свите (250 ч. н. м.), содержащей фауну соленатоводных корбулей. В надкюсюрских песчаниках, косо-слоистых, с линзами и прослоями алевролитовых и песчаниковых конгломератов (следы перемыва на месте), количество бора резко уменьшается — до 20 ч. н. м. Некоторое, по-видимому, относительно слабое засоление наблюдается в огонер-юряхской свите (80—140 ч. н. м.), и затем в альбе (лукумайская свита) снова наступает резкое опреснение (65 ч. н. м.).

Таким образом, содержание бора на протяжении нижнего мела уменьшается по сравнению с данными для юры в целом (см. табл. 28), но незначительно увеличивается по сравнению с данными для позднеюрского времени.

Минералогический состав тонкой фракции глин многокомпонентен. Вслед за А. Фредериксоном и Р. Рейнольдсом (1960), К. Валкером (1963) содержание бора во фракции было пересчитано (основываясь на предположении, что основная масса бора связана главным образом с этим глинистым минералом) на чистый иллит по содержанию калия, определенному химическим путем, и по формуле, которая соответствует предположительно идеальной структуре иллита: вычисленный бор (adjusted) = наблюдаемый (observed) бор $\times \frac{8,5}{K_2O}$.

К. Валкер (1963) приводит данные по содержанию бора в иллитах, пересчитанные согласно вышеприведенной формуле, для морских слегка опресненных осадков (133—210 ч. н. м.), для нормально-морских (205—216 ч. н. м.), для морских с соленостью выше нормальной (307—353 ч. н. м.), слабозасоленных (505—530 ч. н. м.) и эвапоритов (530 ч. н. м.). Эти данные в основном согласуются с нашими результатами (см. табл. 28).

Как видно из рис. 23, кривые содержаний K_2O , бора в глинистой фракции и иллитах, несомненно, сходны. Содержание калия в нормальных осадочных толщах, вероятно, может в совокупности с данными по бору характеризовать режим солености в бассейне, хотя бор, несомненно, является более чувствительным индикатором солености. Г. А. Казаков и Н. И. Полевая (1958), исследуя содержания иона калия в глауконитах, приводят некоторые данные по мезозою и перми (см. табл. 28). Из них вытекает, что среднее содержание калия в пермских глауконитах выше, чем в верхней юре. Они отмечают также дальнейшее незначительное понижение содержания калия для нижнего мела, но в общем количества калия в глауконитах для перми, верхней юры и нижнего мела очень близки между собой, что согласуется и с нашими данными по калию. По данным Г. А. Казакова (1963), содержание калия уменьшается от палеозоя до наших дней (от 5,71 до 3,57%), что он объясняет общей необратимостью эволюции химического состава пород.

Итак, накопление осадков на протяжении триаса, юры и валанжина происходило в прибрежно-морских и морских условиях при постепенном опреснении бассейна: соленость в триасе в два раза больше, чем в юре, и закономерно уменьшалась в раннемеловую эпоху. Песчано-угленосные толщи нижнего мела формировались в пресноводных континентальных условиях, при этом их соленость возрастала в периоды угленакопления, когда восстанавливались кратковременные связи с регрессирующим морским бассейном.

Содержание бора (в частях на миллион) и калия (в процентах) в глинистых фракциях (менее 0,001 мм) и иллитах Лено-Оленекского района

Возраст	Пределы изменения содержания бора во фр. менее 0,001 мм	Средн. содерж. бора в глин. фр. менее 0,001 мм	Пределы изменения содерж. бора в иллитах	Средн. содерж. бора в иллитах	Пределы изменения содержания K ₂ O	Среднее содерж. K ₂ O	K ₂ O в пересчете на К	Сред. содерж. К по Казакову*	Средн. содерж. К по Спиро**
C ₁ ^h	3-250***	76*** (18 обр.)	10	3 (1 обр.)	2,77	2,8 (1 обр.)	2,3	-	-
C ₁ ^v	40-110	71 (15 обр.)	21-47	30 (7 обр.)	3,62-3,07	3,4 (7 обр.)	2,7	5,13 (8 обр.)	7,5 (10 обр.)
J _a	20-140	66 (6 обр.)	8-64	30 (5 обр.)	3,01-3,91	3,5 (5 обр.)	2,8	5,07 (2 обр.)	-
J ₂ ^{chek}	20-500	157 (9 обр.)	8-178	66 (7 обр.)	3,64-2,83	3,3 (7 обр.)	2,7	-	-
J ₂ ^{kel} + J ₁ ¹⁻²	60-170	107 (7 обр.)	26-93	48 (6 обр.)	3,12-3,73	3,4 (6 обр.)	2,7	-	-
J	20-500	116 (22 обр.)	8-178	50 (18 обр.)	3,68-2,83	3,4 (18 обр.)	2,7	-	4,9 (25 обр.)
T _a	60-700	234 (9 обр.)	29-227	67 (7 обр.)	3,61-1,81	2,5 (9 обр.)	2,0	-	-
T ₂ ²	30-590	188 (6 обр.)	5-183	68 (5 обр.)	3,73-1,45	2,6 (5 обр.)	2,1	-	-
T ₂ ¹	40-460	154 (7 обр.)	15-234	66 (7 обр.)	4,32-2,83	3,4 (7 обр.)	2,7	-	-
T ₁ ²	110-1000	333 (15 обр.)	43-690	200 (11 обр.)	6,55-2,65	3,4 (13 обр.)	3,0	-	-
T ₁ ¹	100-740	393 (16 обр.)	86-348	182 (11 обр.)	5,00-2,16	3,50 (13 обр.)	2,8	-	-
T	30-1600	292 (54 обр.)	5-690	134 (41 обр.)	5,00-2,16	3,3 (42 обр.)	2,7	-	10,2 (47 обр.)

* Содержание калия в глауконитах (Казаков и Полева, 1958).

** Содержание калия в составе адсорбированного комплекса катионов (Спиро, Грамберг, 1960).

*** Включены содержания бора в образцах приустьевых районов рек Менкере и Джарджан. Эти данные не отражены на рис. 22.

ВЫВОДЫ

В результате настоящего исследования впервые выделены литологические комплексы, характеризующие определенные физико-географические обстановки, которые соответствуют крупным этапам развития данной территории, а именно: 1) нижнетриасовый, глинисто-алевролитовый, трансгрессивный; 2) средне-верхнетриасовый, песчано-конгломератовый, регрессивный; 3) юрский, глинисто-песчаный, трансгрессивный; 4) нижнемеловой, песчано-угленосный, регрессивный.

Каждый из названных комплексов подразделяется на ряд сходных по составу толщ. Общим для всех названных комплексов является то, что они сложены почти исключительно терригенными породами. Прослой известняков изредка встречаются лишь в триасе и верхней юре.

Для триасовых комплексов характерно повышенное содержание вулканогенного материала, что находит выражение в составе прослоев конгломератов, в граувакково-кварцевых и, реже, граувакковых разностях песчаников и алевролитов, а также в составе минералов глинистой фракции.

Состав песчаников и алевролитов юрско-меловых комплексов близок между собой и резко отличен от состава триасовых; для них весьма характерны аркозовые и аркозово-кварцевые разности.

Впервые детально исследован состав глинистых минералов, многокомпонентность которых можно объяснить быстрыми темпами осадконакопления в условиях интенсивного прогибания. В составе триасовых комплексов преобладает железисто-магнезиальный «подвижный» хлорит, а в глинисто-песчаном комплексе юры и в песчаной толще валанжина — триоктаэдрическая гидрослюда. Перечисленные минералы тесно связаны с составом обломочного материала из области питания. В песчано-угленосной толще нижнего мела для безугольных свит характерен хлорит, для угленосных — каолинит, что зависит от особенностей среды осадкообразования.

Характерными чертами трансгрессивных комплексов нижнего триаса и юры является преобладание глинистых пород. В их основании широко распространены прослой конгломератов. Прослой известняков чаще встречаются среди глинистых толщ и накапливались в эпохи максимального развития трансгрессий.

Наиболее распространенным типом пород регрессивных комплексов среднего и верхнего триаса и нижнего мела являются песчаники, в меньшей степени алевролиты, весьма типичны прослой углей. Во время их накопления часто отмечаются следы обмеления (трещины усыхания, растительные остатки, разнообразие типов косой слоистости, обломки раковин, куски древесины, гальки и т. д.).

Несколько особняком стоит вопрос формирования железосодержащих горизонтов. Так, в начальные моменты регрессии среди песчано-

конгломератовых толщ триаса накапливались прослой железосодержащих пород (ильменит — магнетит, хлориты, гидрогетит). Эти осадки накапливались в лагунных условиях и в подводных частях дельт. Формирование слоев с хлоритом и глауконитом в поздней юре происходило в зоне шельфа в периоды кратковременных обмелений в конце трансгрессии.

Результаты исследования содержания бора в глинистой фракции показали, что соленость седиментационного бассейна в триасе была в два раза выше, чем в юре, и закономерно уменьшалась в раннемеловую эпоху. Во время накопления угленосных свит, когда кратковременно восстанавливались связи с морским бассейном, соленость резко увеличивалась. Слабосоленоватые условия существовали в моменты накопления железосодержащих прослоев в подводных частях дельт, резкое увеличение солености отмечается для времени седиментации хемогенных известняков в раннем триасе. Колебания содержания бора хорошо увязываются с характером фаунистических остатков и общей геологической историей формирования осадков.

Судя по вещественному составу пород и истории формирования комплексов, существует повторяемость в разрезах литологически сходных толщ. Трансгрессивный комплекс нижнего триаса и регрессивный среднего и верхнего триаса составляют один законченный цикл осадконакопления. Юрский трансгрессивный и регрессивный нижнемеловой комплексы составляют другой цикл осадконакопления. Каждый из них заканчивается угленакоплением, которое ярко проявлялось в раннемеловую эпоху и незначительно — в конце триаса. Этому этапу предшествовало образование железосодержащих прослоев. В основании триасовых и юрских комплексов залегают прослой конгломератов.

Исследованные толщи подверглись сильным преобразованиям в диагенезе и эпигенезе. В диагенезе удалось наметить два этапа: расцементного минералообразования и формирования конкреций. Первый этап проявлялся в глинистых породах и во время преобразования железосодержащих минералов, таких как глауконит и хлориты, в триасовую и позднелюрскую эпохи. Образование карбонатных, фосфатсодержащих и сульфидных конкреций происходило при воздействии редукции органического вещества, имевшегося в достаточном количестве, на заключительных этапах в диагенезе.

Эпигенетические изменения в значительной мере определяются исходным составом пород: породы триасовых комплексов резко отличны от юрско-меловых. Особенности изменения породообразующих минералов, обломков пород и глинистых минералов, специфические структуры, изменения и новообразования в цементе позволили считать их характерными для стадии глубинного эпигенеза и, кроме того, выделить две зоны: верхнюю, в состав которой входит песчано-угленосный комплекс нижнего мела и глинисто-песчаный комплекс юры, и нижнюю, включающую песчано-конгломератовый комплекс среднего и верхнего триаса и глинисто-алевролитовый — нижнего триаса. Признаком, характерным для выделенных зон, является наличие в их составе цеолитов, что позволяет провести аналогию с цеолитовой фацией Кумбса (Coombs, 1954). Поскольку эти изменения значительно перерабатывают первоначальный облик пород, их необходимо учитывать при построении палеогеографических карт.

ЛИТЕРАТУРА

- Атласов И. П., Моныхов М. П. Взаимоотношение пермских и триасовых отложений на западных крыльях Чекуровской и Булкурской антиклиналей в устье реки Лены. Информ. бюлл. Ин-та геологии Арктики, 1959, вып. 13.
- Биджиев Р. А., Минаева Ю. И. Источники сноса в период формирования юрских отложений севера Приверхоянского прогиба и прилегающих частей Вилюйской синеклизы. «Матер. по регион. геологии». Тр. ВАГТ, вып. 8, М., 1962.
- Ботвинкина Л. Н. Слоистость осадочных пород. Тр. ГИН АН СССР, вып. 59, М., 1962.
- Бриндли Г. В. Каолиновые минералы. Сб. «Рентгеновские методы определения и кристаллическое строение минералов глин». М.—Л., 1955.
- Бриндли Г. В., Робинсон К. Хлоритовые минералы. Сб. «Рентгеновские методы определения и кристаллическое строение глин». М.—Л., 1955.
- Василевская Н. Д. Палеоботаническое обоснование стратиграфического расчленения меловых отложений северной части Ленского угленосного бассейна. Тр. Межвед. совещ. по разработке унифицир. стратиграф. схем Сибири (1956). Л., 1957.
- Василевская Н. Д., Павлов В. В. Стратиграфия и флора меловых отложений Лено-Оленекского района Ленского угленосного бассейна. Тр. НИИГА, т. 128, Л., 1963.
- Вахрамеев В. А. Стратиграфия и ископаемая флора юрских и меловых отложений Вилюйской впадины и прилегающей части Приверхоянского краевого прогиба. В кн. «Региональная стратиграфия СССР» т. 3, М., 1958.
- Вашенко И. И. Об условиях накопления ленской и оленекской угленосных серий в дельте р. Лены. Тр. НИИГА, т. 107, Л., 1959.
- Викуллова М. Ф. Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин. М., 1957.
- Виноградов А. П. Закономерности распределения химических элементов в земной коре. «Геохимия», 1956, № 1, 6.
- Гольдшмидт В. М., Петерс К. К. Геохимия бора. Статья 1, 2.— «Сб. статей по геохимии редких элементов». М.—Л., ИЛ, 1938.
- Грамберг И. С., Спиро Н. С., Аглонова Э. Н. Стратиграфия и литология пермских и триасовых отложений северной части Приверхоянского прогиба и сопредельных складчатых сооружений. Тр. НИИГА, т. 118, Л., 1961.
- Гусев А. И. Геология, угленосность и нефтеносность низовьев реки Оленек. Тр. НИИГА, т. 1, Л., 1950.
- Гусев А. И., Запорожцева А. С. О некоторых закономерностях накопления меловых осадков в Ленском угленосном бассейне. Сб. «Литологическая характеристика пород и состав углей Ленского бассейна». Тр. НИИГА, т. 112, Л., 1960.
- Емельянцева Т. М. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности восточного побережья Анабарской губы и западного окончания хребта Прончищева. Тр. НИИГА, т. 78, Л., 1954.
- Емельянцева Т. М., Кравцова А. И., Пук П. С. Геология и перспективы нефтегазоносности низовьев р. Лены. Тр. НИИГА, т. 108, Л., 1960.
- Забалуева Н. Н., Каравеева Е. А., Кипарисова Л. Д. и др. Обзорные палеогеографические карты-схемы азиатской части СССР по этапам раннего и позднего триаса (по индскому и карнийскому векам). «Осадочные формации Сибири». Тр. Всесоюз. литолог. совещ., т. II, Новосибирск, 1964.
- Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. М., 1957.

- Запорожцева А. С. О совместном присутствии в породах глауконита и шамозита. Докл. АН СССР, 1954, т. 97, № 5.
- Запорожцева А. С. О глинистых минералах аргиллитов нижнего триаса Усть-Енисейского района. «Сб. статей по геологии Арктики», т. 67, вып. 7, Л., 1958.
- Запорожцева А. С. Туфогенно-аргиллитовая толща Усть-Енисейского района и ее происхождение. «Сб. статей по геологии Арктики». Тр. НИИГА, т. 67, вып. 7, Л., 1958.
- Запорожцева А. С. О происхождении ступенчатой поверхности обломочных зерен граната меловых отложений Севера Якутии. Докл. АН СССР, 1960, т. 131, № 2.
- Запорожцева А. С. О распределении и условиях образования цеолитов в осадочных горных породах (на примере Ленского угленосного бассейна и других районов). Тр. НИИГА, т. 114, вып. 14, Л., 1960.
- Запорожцева А. С. О региональном распространении ломонтита в меловых отложениях Ленского угленосного бассейна. Изв. АН СССР, серия геол. 1960, № 9.
- Запорожцева А. С. Характеристика ломонтита из меловых отложений Ленского района. Тр. НИИГА, т. 114, вып. 14, Л., 1960.
- Запорожцева А. С. О зависимости процессов диагенетических и катагенетических преобразований от фациальной обстановки накопления осадков. «Сб. статей по геологии и нефтегазности Арктики». Тр. НИИГА, т. 121, вып. 18, Л., 1962.
- Запорожцева А. С., Вишневецкая Т. Н., Дубарь Г. П. О последовательном замещении кальциевых цеолитов в вертикальных разрезах осадочных толщ. Докл. АН СССР, 1961, т. 141, № 2.
- Запорожцева А. С., Кравцова А. И. Гетит-лептохлорит-каолиновые породы среднего триаса северной части Анабаро-Хатангского междуречья. «Сб. статей по геологии Арктики». Тр. НИИГА, т. 89, вып. 9, М., 1956.
- Ивановская А. В. Следы верхнего волжского яруса в низовьях р. Лены. «Геология и геофизика», 1963, № 12.
- Ивановская А. В. Фосфатноносные отложения нижнего триаса междуречья рек Лены и Оленек. Сб. «Палеогеография и фосфатноносность пермских и мезокайнозойских отложений Сибири и Дальнего Востока». Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, вып. 28. Новосибирск, 1964.
- Ивановская А. В. Железистый хлорит верхней юры низовьев Лены. Сб. «Глины и глинистые минералы Сибири». М., 1965.
- Ивановская А. В. Бор в глинах и гидрослюдах мезозоя Лено-Оленекского района в связи с палеосоленостью. В сб. «Глины и глинистые минералы Сибири». М., 1965.
- Казakov Г. А. Исследования пригодности глауконитов для определения абсолютного возраста осадочных пород. (Автореф. канд. дисс.). М., 1963.
- Казakov Г. А., Полевая Н. И. Некоторые предварительные данные по разработке палеокембрийской шкалы абсолютной геохронологии по глауконитам. «Геохимия», 1958, № 4.
- Казанский Ю. П. Меловые и палеогеновые осадочные формации Среднего Приобья.—Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 18. Новосибирск, 1963.
- Калинко М. К. История геологического развития и перспективы нефтегазоносности Хатангской впадины. Тр. НИИГА, т. 104, Л., 1959.
- Кейт М. Л. и Дегенс Э. Т. Геохимические индикаторы морских и пресноводных осадков. Сб. «Геохимические исследования». М., ИЛ., 1961.
- Кипарисова Л. Д., Попов Ю. Н. Расчленение нижнего отдела триасовой системы на ярусы. Докл. АН СССР, 1957, т. 109, № 4.
- Копелиович А. В. Об особенностях эпигенеза песчаников могилевской свиты юго-запада Русской платформы и некоторые вопросы, с ними связанные. «Изв. АН СССР», серия геол. 1958, № 11.
- Копелиович А. В. О структурах растворения в некоторых осадочных и эффузивно-осадочных породах. «Изв. АН СССР», серия геол., 1960, № 4.
- Коссовская А. Г. История мезозойского осадконакопления в Западном Верхоянье и Вилюйской впадине. «Изв. АН СССР», серия геол., 1958, № 7.
- Коссовская А. Г. Литолого-петрографическое обоснование схемы расчленения верхнетриасовых, юрских и меловых отложений западного склона Верхоянского хребта и Вилюйской синеклизы. В кн. «Тр. Межвед. совещ. по разработке унифицированного стратиграф. схемы Северо-Востока СССР». Магадан, 1958.
- Коссовская А. Г. Факторы, определяющие формирование минерального состава глин в условиях платформы и геосинклинали. Докл. АН СССР, 1959, т. 129, № 6.
- Коссовская А. Г. О специфике эпигенетических изменений терригенных пород в условиях платформенной и геосинклинальной областей. Докл. АН СССР, 1960, т. 130, № 1.
- Коссовская А. Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилюйской впадины и Западного Верхоянья. Тр. ГИН АН СССР, вып. 63, М., 1962.
- Коссовская А. Г., Логвиненко Н. В., Шуртов В. Д. Стадии формирования и изменения терригенных пород. Докл. АН СССР, 1957, т. 116, № 2.

- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Зоны эпигенеза в терригенном комплексе мезозойских и верхнепалеозойских отложений Западного Верхоянья. Докл. АН СССР, 1955, т. 103, № 6.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Характер изменения обломочного биотита в процессе эпигенеза. Докл. АН СССР, 1955, т. 101, № 3.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Об эпигенетических новообразованиях эпидота и доизита из мезозойских и верхнепалеозойских отложений Западного Верхоянья. Докл. АН СССР, 1956, т. 108, № 1.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Характер и распределение минеральных новообразований в разрезе мезозойских и верхнепалеозойских отложений Западного Верхоянья. Тр. ГИН АН СССР, вып. 5, М., 1956.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. К истории развития Западного Верхоянья и Вилуйской впадины в верхнем палеозое и мезозое. Бюлл. Моск. об-ва испытателей природы, отд. геол., 1958, 33, вып. 6.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Факторы, определяющие минеральный состав глинистых пород в платформенных и геосинклинальных областях. В кн. «Матер. по геологии, минералогии и использованию глин в СССР», 1958.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. О корреляции зон регионального эпигенеза и метагенеза в терригенных и вулканогенных породах. Докл. АН СССР, 1961, т. 139, № 3.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Фации регионального эпигенеза и метагенеза. «Иzv. АН СССР», серия геол., 1963, № 7.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д., Муравьев В. И. Мезозойские и верхнепалеозойские отложения Западного Верхоянья и Вилуйской впадины. Тр. ГИН АН СССР, вып. 34, 1960.
- Кошелкина З. В. О возрасте мезозойских отложений бассейна р. Усунку и нижнего течения р. Молодо (нижнее течение р. Лены).—Информ. бюлл. НИИГА, вып. 18, Л., 1960.
- Крашенинников Г. Ф. Условия накопления угленосных формаций СССР. Изд-во МГУ, 1957.
- Курман И. М. О тихоокеанском и широтном боратном поясах. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. I, М., 1958.
- Лазуркин В. М. Геологическое строение района нижнего течения реки Лены (Ленская впадина). «Геология Советской Арктики». Тр. НИИГА, т. 81, М., 1957.
- Мигдли Х. Дж., Мигдли С. М. Минералогия некоторых промышленных вермикулитов. Сб. «Вопросы минералогии глин». М., 1962.
- Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. М., 1957.
- Наливкин Д. В. Ученые о фациях. М.—Л., 1956.
- Огай В. Ф. К стратиграфии и палеогеографии верхнеюрских отложений северной части Приверхоанского краевого прогиба. Науч. сообщ. Якутск. филиала СО АН СССР, вып. 4, Якутск, 1960.
- Осипова З. В. Предварительные результаты исследования юрских и нижнемеловых отложений в бассейне правых притоков р. Анабара в 1959 г. Информ. бюлл. НИИГА, вып. 18, Л., 1960.
- Полевая Н. И., Казаков Г. А., Мурина Г. А. Глаукониты, как индикатор геологического времени. «Геохимия», 1960, № 1.
- Попов В. И. Использование кларков для оценки баланса химических элементов и вероятности нахождения осадочных месторождений. Сб. «Геохимия, петрография и минералогия осадочных образований». М., 1963.
- Попов Ю. Н. Палеонтологическая характеристика отложений морского триаса Лено-Оленекского района. «Сб. статей по геологии Арктики». Тр. НИИГА, т. 67, Л., 1958. Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Якутской АССР. М., 1963.
- Родин Р. С. Закономерности размещения пород с повышенной концентрацией минералов железа в разрезе мезозойских отложений севера Сибирской платформы. Сб. «Осадочные серии мезозоя и палеогена Сибири». Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 20, Новосибирск, 1963.
- Родин Р. С. Фосфатность мезозойских отложений северо-востока Сибирской платформы. В кн. «Палеогеография и фосфатность пермских и мезокайнозойских отложений Сибири и Дальнего Востока». Тр. ИГиГ СО АН СССР. Новосибирск, 1964.
- Ронкина З. З. Об образовании лептохлоритовых пород в юрских и меловых отложениях Хатангской впадины. Информ. бюлл. НИИГА, вып. 4, Л., 1957.
- Ронкина З. З., Сакс В. Н. Возможные источники сноса при формировании юрских и меловых отложений Усть-Енисейской впадины. «Сб. статей по геологии Арктики». Тр. НИИГА, т. 89, вып. 6, М., 1956.
- Рязанов И. А., Зарудный Н. Н. История колебательных тектонических движений Северо-Востока СССР. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Сакс В. Н. Геологическая история Северного Ледовитого океана на протяжении ме-

- зойской эры. В кн. «Региональная палеогеография». Докл. сов. геологов Междунар. геол. конгр., XXI сессия. Проблема 12. М., 1960.
- Сакс В. Н. Палеогеография Арктики в юрском и меловом периодах. Докл. на ежегодных чтениях памяти В. А. Обручева, I—V. 1956—1960. М.—Л., 1961.
- Сакс В. Н., Ронкина З. З. Юрские и меловые отложения Усть-Енисейской впадины. Тр. НИИГА, т. 9. М., 1957.
- Сакс В. Н., Ронкина З. З. О возможных размывах Сибирской платформы в мезозое. Информ. бюлл. Ин-та геологии Арктики. Л., 1958.
- Сакс В. Н., Грамберг И. С., Ронкина З. З., Аглонова Э. Н. Мезозойские отложения Хатангской впадины. Тр. НИИГА, т. 99. Л., 1959.
- Сакс В. Н., Ронкина З. З., Шульгина Н. И. и др. Стратиграфия юрской и меловой системы севера СССР. М.—Л., 1963.
- Сакс В. Н., Шульгина Н. И., Басов В. А., Юдовный Е. Г. Предварительные результаты исследования юрских и меловых отложений в районе р. Анабара и Анабарского залива в 1958 г. Информ. бюлл. НИИГА, вып. 11. Л., 1958.
- Саркисян С. Г., Климова Л. Т. Ориентировка галек и методы их изучения для палеогеографических построений. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Сердюченко Д. П. Борные осадочно-метаморфические формации.— В кн. «Вопросы седиментологии». Докл. сов. геологов к VI междунар. конгр. по седиментологии, М., 1960.
- Сороков Д. С. Стратиграфия и фации морских мезозойских отложений Лено-Оленекского района. «Сб. статей по геологии Арктики». Тр. НИИГА, т. 85, вып. 9, Л., 1958.
- Спиро Н. С., Грамберг И. С. Роль геохимических исследований в палеогеографии Арктического бассейна. В кн. «Региональная палеогеография». Междунар. геол. конгр. XXI сессия. Докл. советских геологов. Проблема 12, М., 1960.
- Страхов Н. М. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования. Изв. АН СССР, серия геол. 1953, № 5.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 1, 2. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Твенхофел У. Х. Учение об образовании осадков. 1936.
- Теодорович Г. И. Аутигенные минералы осадочных пород. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Теодорович Г. И., Похвиснева Е. А. Литология и диагенез юрских отложений северо-западного Кавказа. М., 1964.
- Тест Б. И., Осипова З. В., Сычев В. Я. Мезозойские отложения Жиганского района. Тр. НИИГА, т. 131, Л., 1962.
- Тучков И. И. Стратиграфия верхнетриасовых, юрских и нижнемеловых отложений и перспективы нефтегазоносности Северо-Востока СССР. М., 1962.
- Уивер Ч. Распределение смешаннослойных глинистых минералов и их определение в осадочных породах. «Вопросы минералогии глин». Сборник статей. М., ИЛ, 1962.
- Уокер Г. Ф. Вермикулит и некоторые родственные ему минералы со смешанными слоями. В сб. «Рентгеновские методы определения и кристаллическое строение минералов глин». М., ИЛ, 1955.
- Формозова Л. Н. Железные руды Северного Приаралья. Тр. ГИН АН СССР, вып. 30. М., 1959.
- Хабаров А. В. Краткая инструкция для полевого исследования конгломератов. Гос. науч.-техн. геол.-развед. изд-во, 1933.
- Хабаров А. В. Динамическая палеогеография, ее задачи и возможности. В кн. «Литологический сборник», вып. 1, 1948.
- Хворова И. В. Задачи и некоторые результаты изучения литологии формаций. В кн. «Вулканогенно-осадочные и терригенные формации» Тр. ГИН АН СССР, вып. 81, 1963.
- Чекановский А. Л. Оленекская экспедиция. Изв. Русск. географ. об-ва, 1875, т. XI, отд. 2.
- Швецов М. С. Петрография осадочных пород, изд. 1, 1932.
- Швецов М. С. Процессы, превращающие осадки в породы и изменяющие породы (гальмиролиз, диагенез, экзодиагенез, метадиагенез). Тр. 3-го Всесоюзн. совещ. по литологии и минералогии осадочных пород. Баку, 1962.
- Coombs D. S. Some recent work on the lower grades of metamorphism. — Australian Journ. Sci., 1961, vol. 24.
- Coombs D. S., Ellis A. J., Eyle W. S., Taylor A. The Zeolite facies, with comments on the interpretation of hidrothermal sintehses.— Geoch. and Cosmochim. Acta, 1959, vol 17.
- Eagar R. M. C. Boron content in relation to organic carbon in certain of sediments of the British Coal Measures.— Nature, 1962, vol. 196, № 3.
- Fredericson A. F. Partition coefficient—new tool for studying geological problems.— Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., 1962, vol. 46, № 4.

- Fredericson A. F., Reynolds R. C. Geochemical methods for determining paleosalinity in clay and clay minerals.— Sth. Nat. Conf. Clay and Clay Miner. Proc., Pergamon Press, 1960.
- Goldberg E. D., Arrhenius G. O. S. Chemistry of pacific pelagic sediments.— *Geoch. and Cosmochim. Acta*, 1958, vol. 13, № 153.
- Graff D. L. Geochemistry of carbonate sediments and sedimentary carbonate rocks, Pt. 3. Miner. Elements Distribution, 1961.
- Joulié F., Bonifas M., Camez T., Millot G., Weil R. Service de géologie et prospection Minière. Dakar. 1956, Note IV.
- Harder H. Das Bor in Keislauf der Gesteine.— *Geochem. Cycles. Rep. XXI Session Int. Geol. Congr. Copenhagen*, 1960.
- Landergrén S. On the distribution of boron on different size classes in marine clay sediments.— *Geol. Förh. Stockholm*, 1958, vol. 492, № 80.
- Packham G. H., Crook K. A. W. The principle of diagenetic facies and some of its implications.— *Journ. Geol.*, 1960, vol. 68, 4.
- Stabican V., Roy R. Boron substitution in synthetic mica and clays.— *Amer. Miner.*, 1962, vol. XLVII, № 9a, 10.
- Van Houten F. B. Cyclic sedimentation and the origin of analcime— rich upper triassic lockating formation. West—Central New— Jersey and Adjacent Pennsylvania.— *Amer. Journ. Sci.*, 1962, vol. 260.
- Vivaldi M. J. L., Camazano M. S. Dioctahedral clay vermiculite in a soil from soucelle Salamanca.— *Clay Miner. Bull.*, 1961, vol. 26, № 4.
- Vivaldi M. J. L., Gallego M. R. Some problems in the identification of clay minerals in mixtures by X— ray diffraction. I. Chlorite—kaolinite mixture; II. Chlorite, swelling chlorite and motmorillonite.— *Clay Miner. Bull.*, 1961, vol. 26, № 4.
- Walcer C. T. Size fractionation applied to studies of boron in sedimentary rocks.— *Journ. Sedim. Petrol.*, 1963, vol. XXXIII, № 33.
- Warsaw C. M., Rosenberg P. E., Roy R. Changes effected in laer silicates by heating below 550°.— *Clay and Clay Miner.*, 1960, vol. IV, № 32.

Т А Б Л И Ц Ы

(микрофотографии шлифов)

ТАБЛИЦА I

Текстурные и структурные особенности пород

1 — текстура «внедрения, втекания». Обр. 4-202, валанжин, г. Богатыр, р. Оленек. Увел. 46, при одном никеле. 2 — линзовидные включения глинисто-сланцевого материала, ходы илоидных (?). Обр. 411-1210, средняя юра, чекуровская свита, мыс Чекуровский, р. Лена, Увел. 63, при одном никеле.

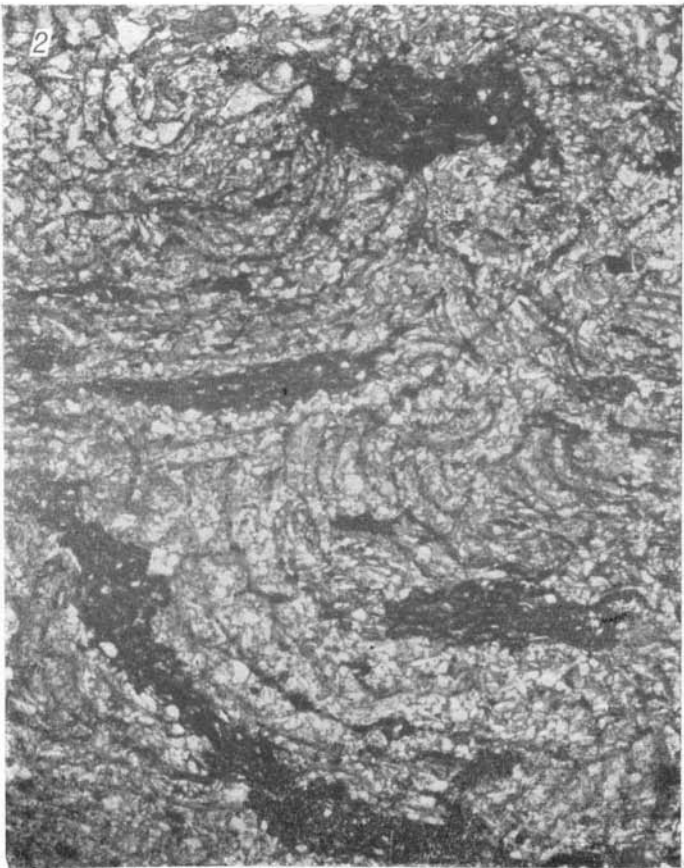
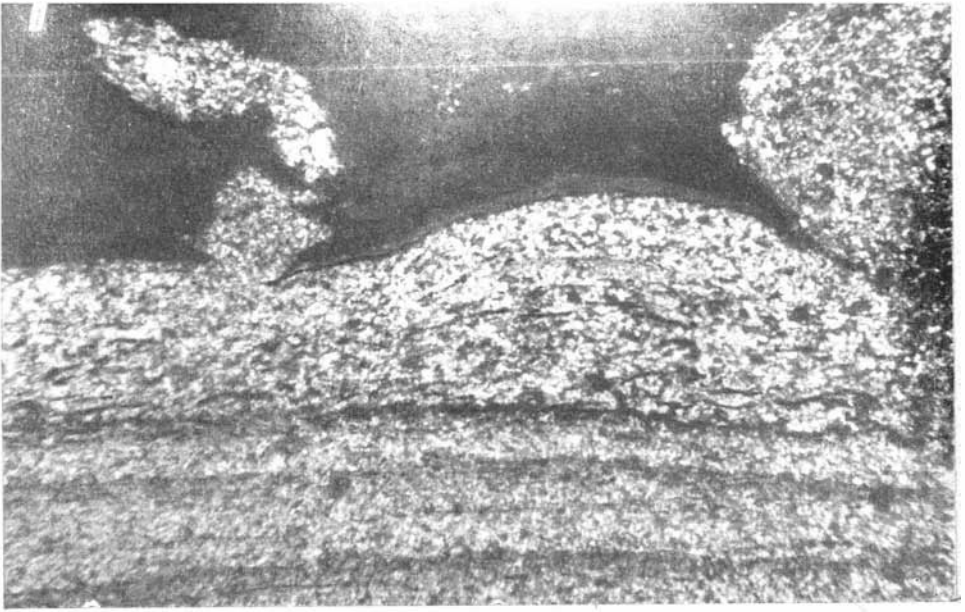


ТАБЛИЦА II

Тектурные и структурные особенности пород

1 — чередование углисто-глинистых и алевролитовых прослоев с карбонатным цементом. Обр. 423-1477, средняя юра, чекуровская свита, мыс Чекуровский, р. Лена. Увел. 100, николи +. *2* — расположение обломков раковин по слоистости. Обр. 7-328, ладинский ярус, г. Харанчаны, р. Оленек. Увел. 136, при одном николе.

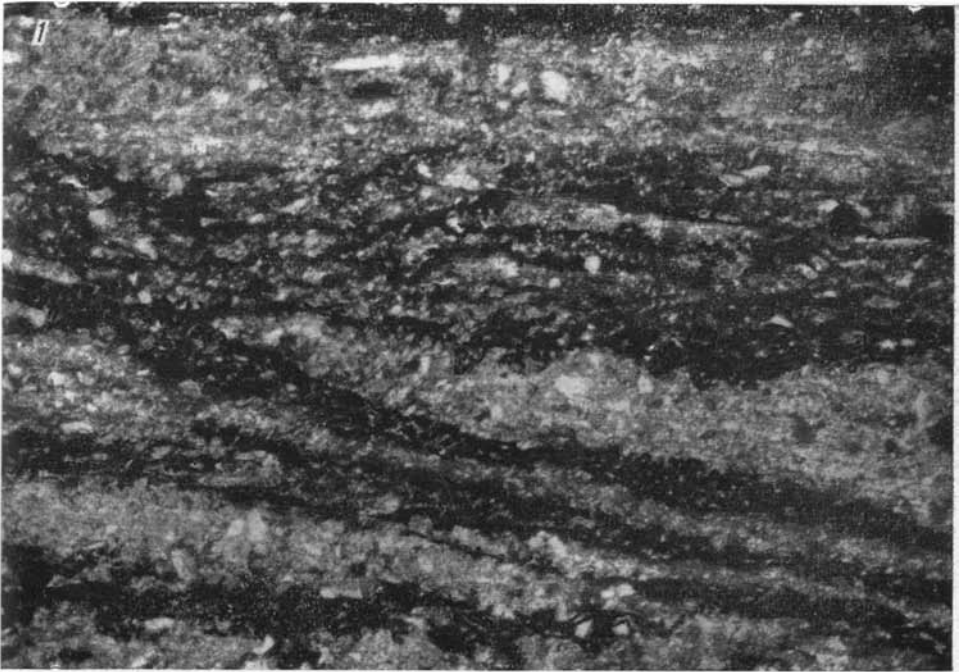


ТАБЛИЦА III

Текстурные и структурные особенности пород

1 — обрывки углефицированной растительной ткани, располагающейся по слоистости. Обр. 7-328, ладинский ярус, г. Харанчаны, р. Оленек. Увел. 136, при одном никеле. 2 — изогнутые и частично обесцвеченные слюды, располагающиеся по слоистости. Обр. 31-235, кюсюрская свита, ленская серия, пос. Говорово, р. Лена. Увел. 136, при одном никеле.

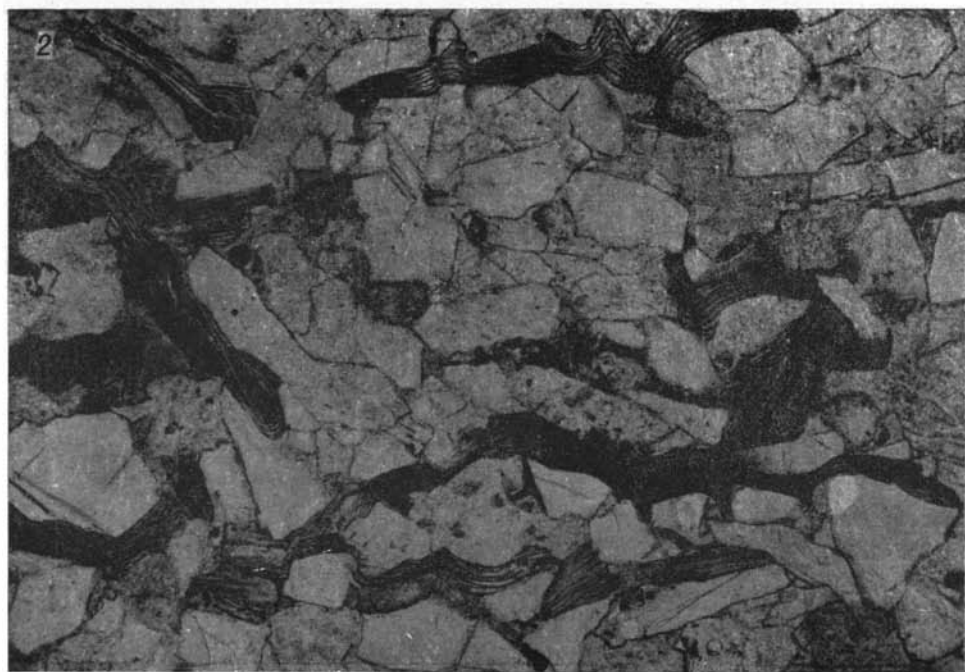
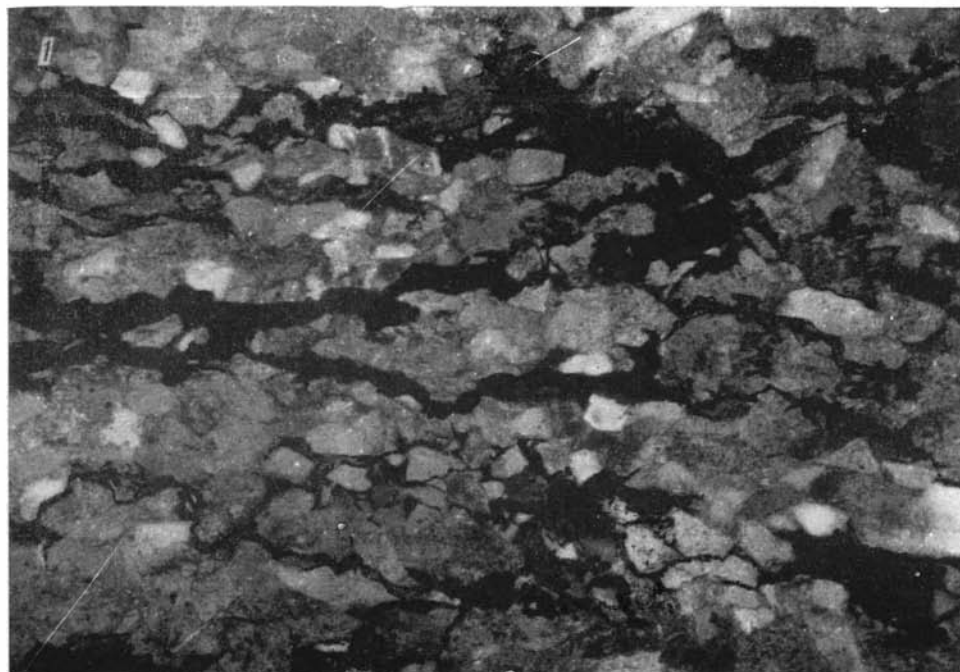


ТАБЛИЦА IV

Железосодержащие минералы (обломочные и диагенетические)

- 1 — гитит-гидрогетитовые и ильменит-магнетитовые зерна. Обр. 7-315, ладинский ярус, г. Харанчаны, р. Оленек. Увел. 340, при одном никеле.
- 2 — бобовины гидрогетита и сгустки хлорита в карбонатном цементе Обр. 7-306, анизийский ярус, г. Харанчаны, р. Оленек.

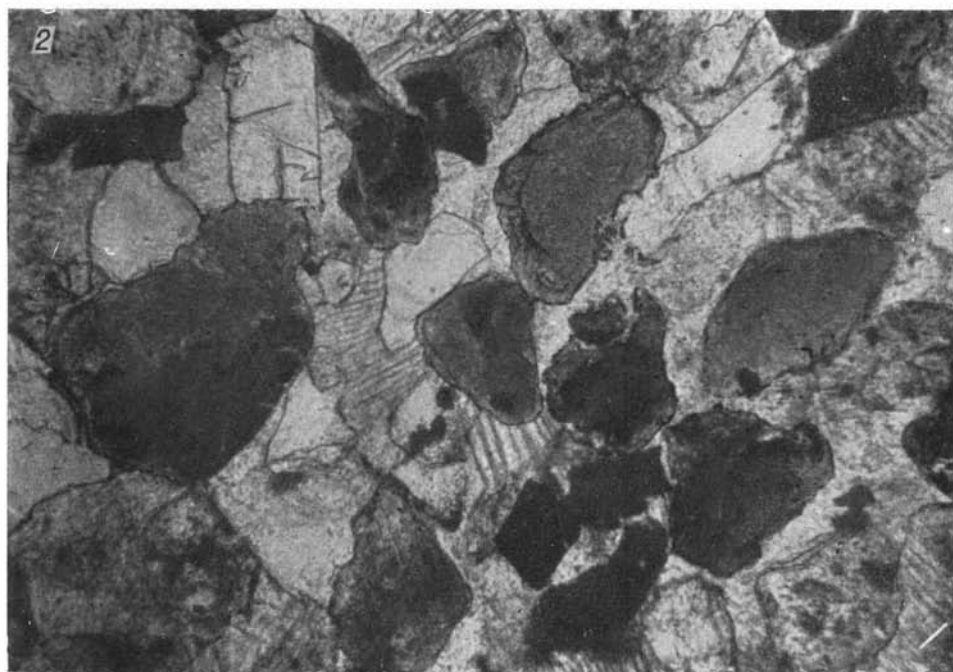
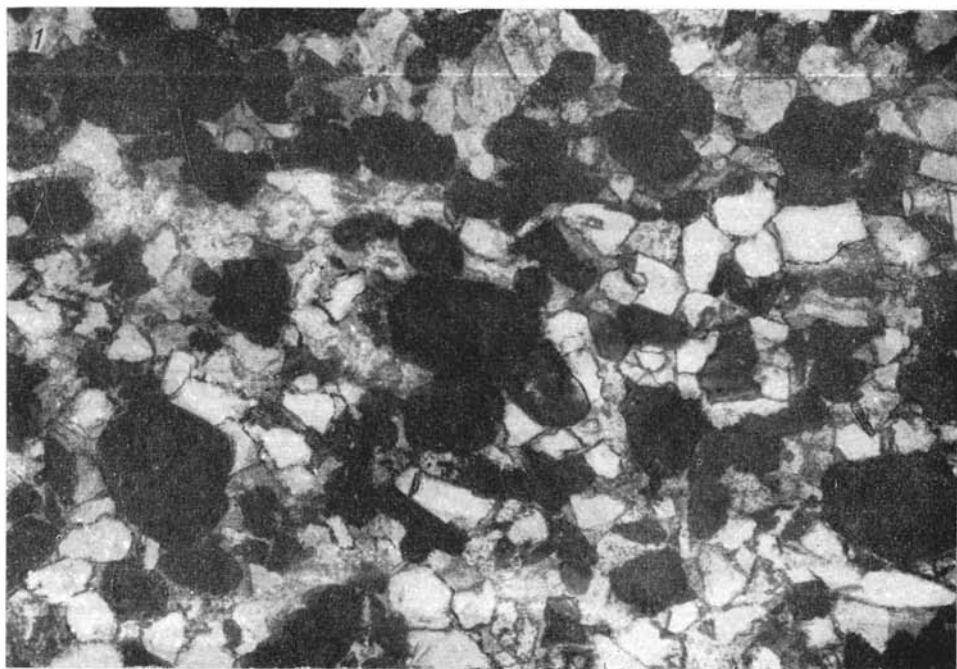


ТАБЛИЦА У

Железосодержащие минералы (обломочные и диагенетические)

1 — оолит железистого хлорита. Обр. 1-44, карнийский ярус, пос. Станнах-Хочо, Оленекский залив. Увел. 51, при одном никеле. 2 — разрушенный оолит железистого хлорита. Обр. 2-163, карнийский ярус, мыс Улахан-Крест, Оленекский залив. Увел. 63, при одном никеле.

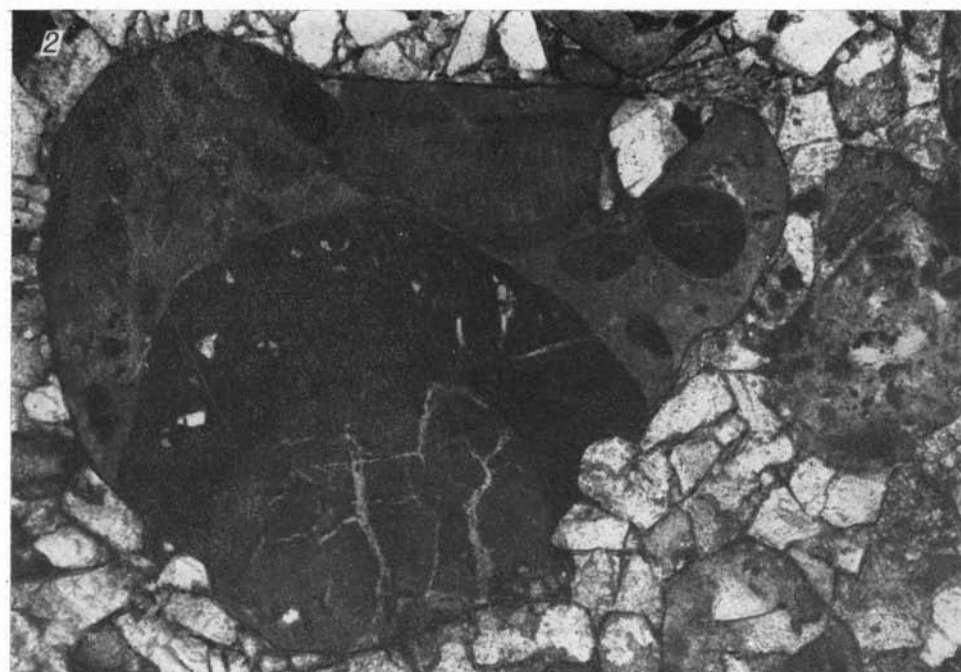
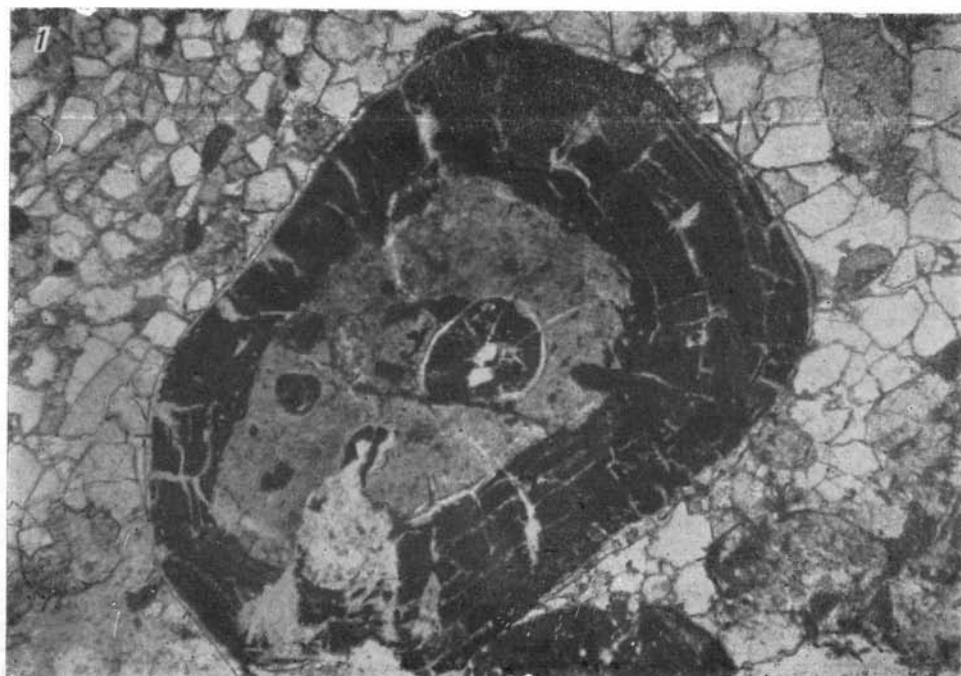


ТАБЛИЦА VI

Железосодержащие минералы (обломочные и диагенетические)

- 1 — хлоритовый конгломерат и бобвины хлорита; а также обломки пород в крустификационной хлоритовой кайме и анальцимовом цементе. Обр. 5-264, карнийский ярус, г. Туора, р. Оленек. Увел. 136, при одном никеле.
- 2 — железистый хлорит в хлоритово-карбонатном цементе. Обр. 413-1483, верхняя юра, р. Булкур. Увел. 60, при одном никеле.

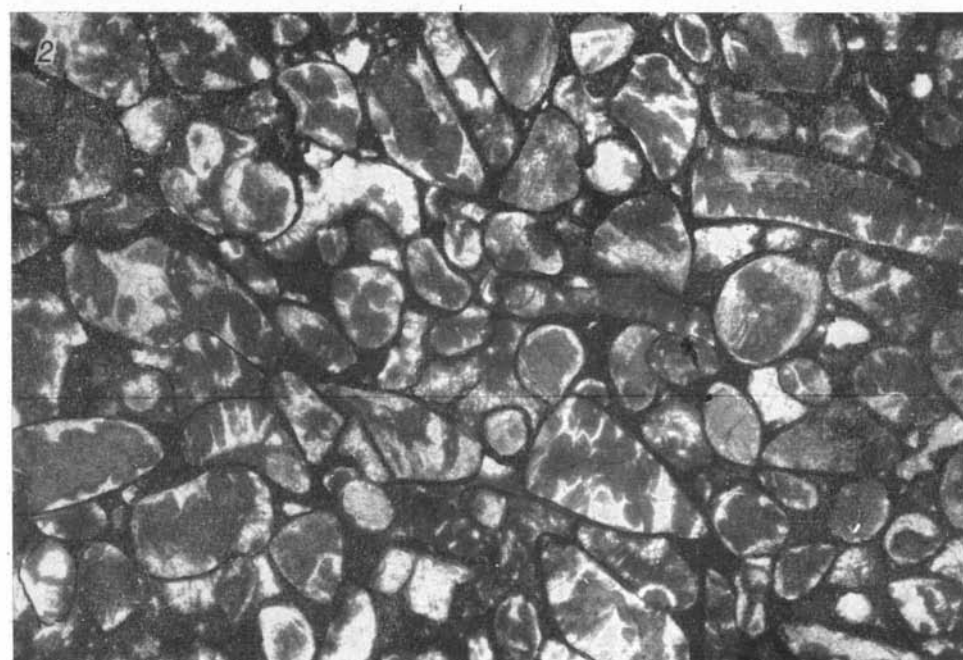
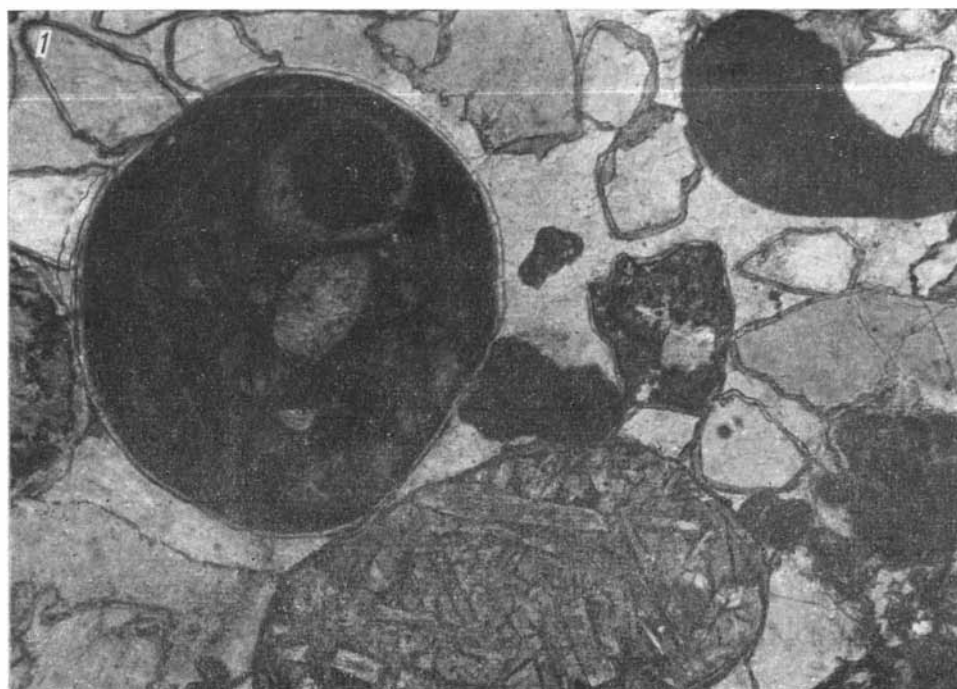


ТАБЛИЦА VII

Диагенетические изменения в породе

1 — известняк с фушниковой текстурой. Обр. 6-416, оленекский ярус, р. Оленек. Увел. 136, при одном никеле. *2* — органогенный песчанистый известняк. Обр. 6-424, анизийский ярус, р. Оленек. Увел. 46, при одном никеле.

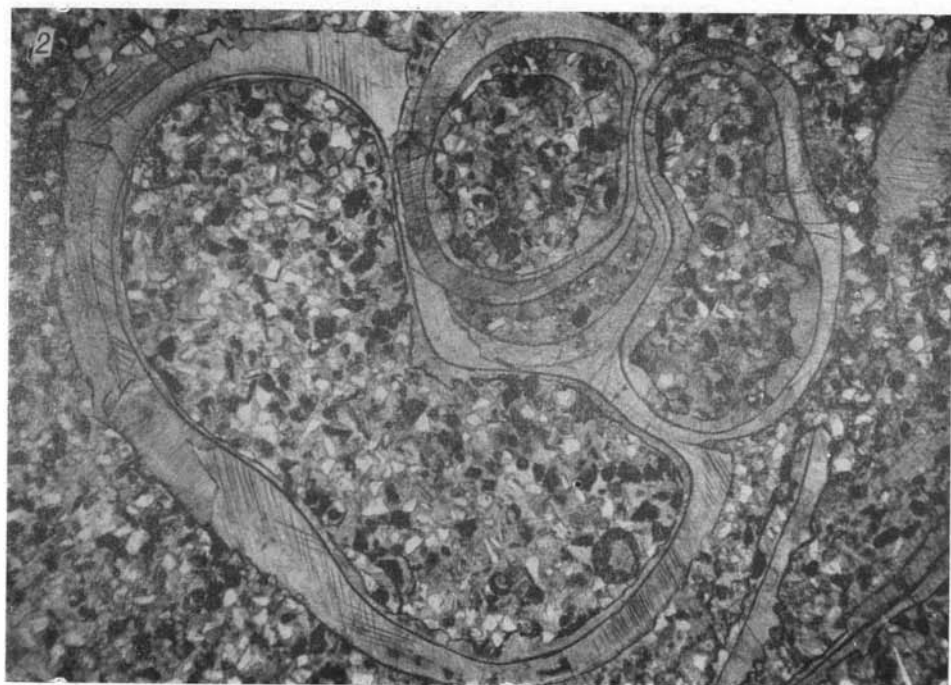
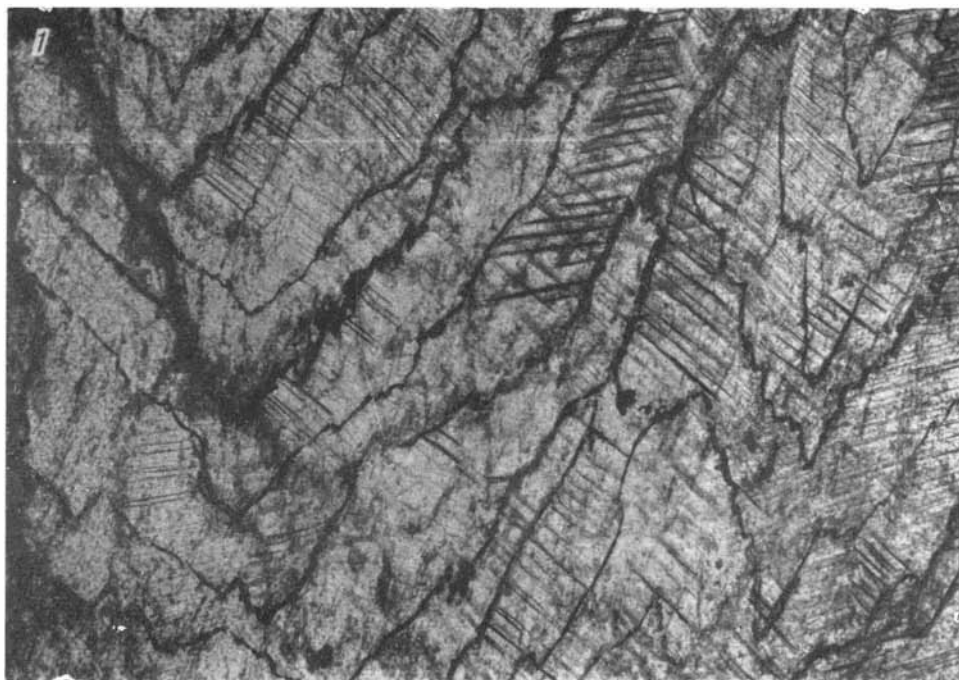


ТАБЛИЦА VIII

Диagenетические изменения в породе

1 — сферолиты кальцита. Обр. 413-1467, верхняя юра, р. Булкур. Увел. 136, николи +. 2 — неявно ромбоэдрической формы сидерит, цементирующий зерна хлорита и частично его замещающий. Обр. 1-88, верхняя юра, пос. Станнах-Хочо, Оленекский залив. Увел. 340, при одном никеле.

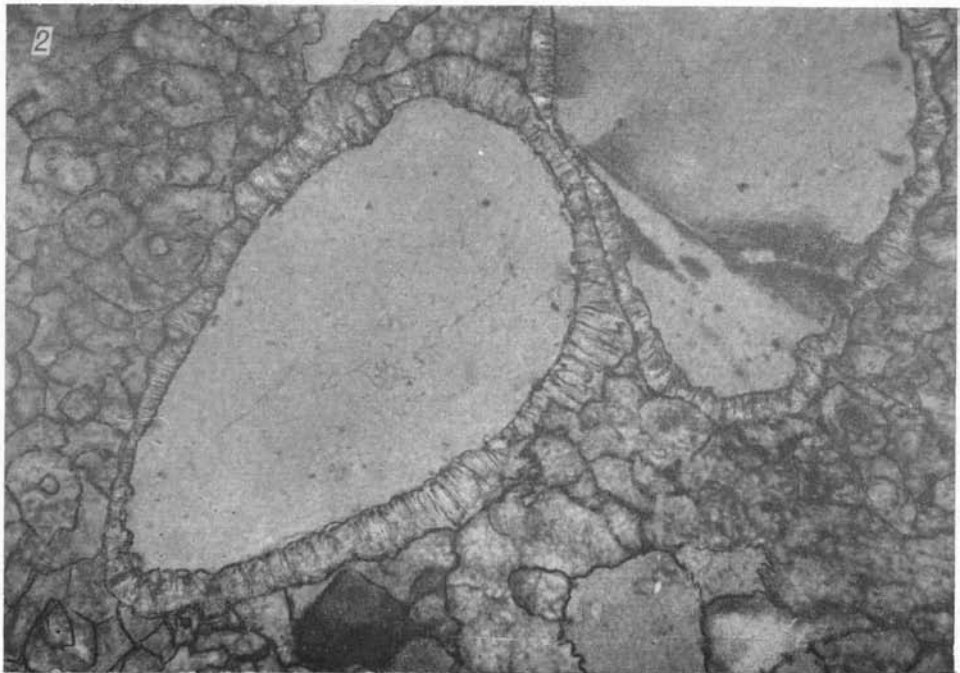
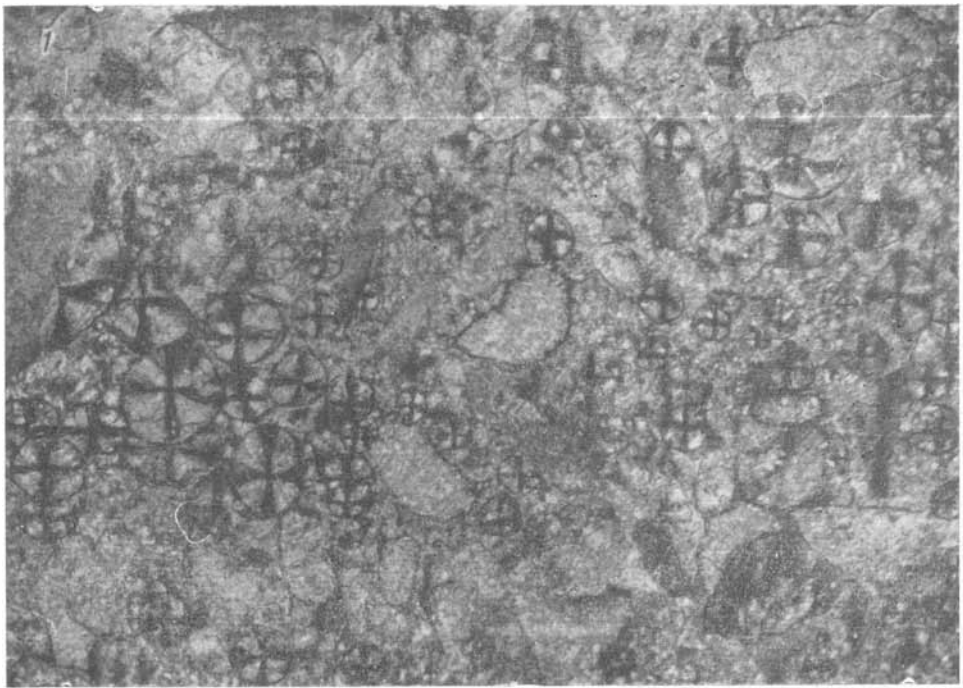


ТАБЛИЦА IX

Диagenетические изменения в породе

1 — сферосидериты. Обр. 413-1484, верхняя юра, р. Булкур. Увел. 340, николи +. *2* — радиоляриевый известняк с фосфатным цементом. Обр. 1-439, верхняя юра, пос. Станнах-Хочо. Увел. 340, николи +.

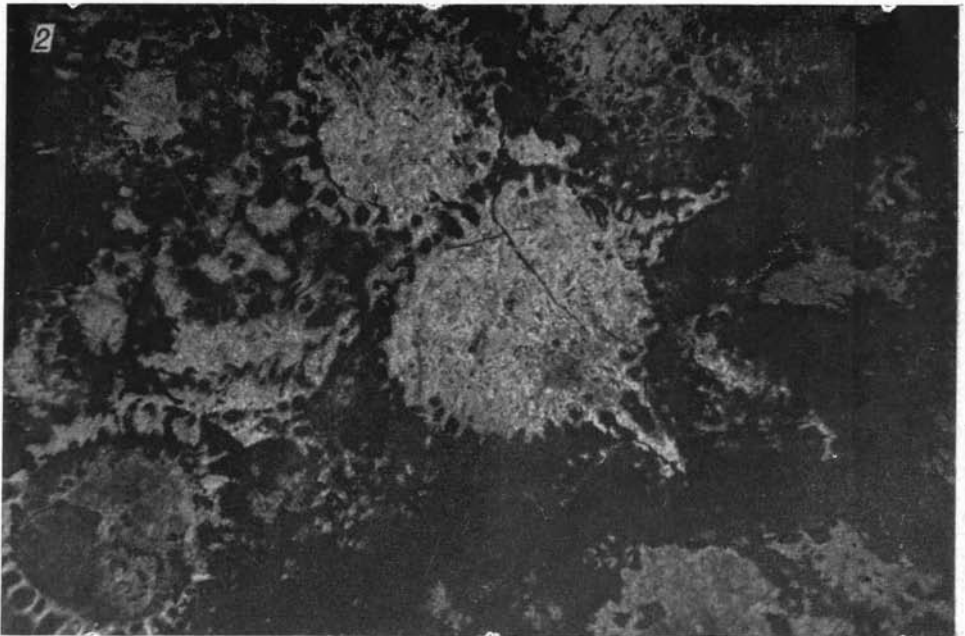
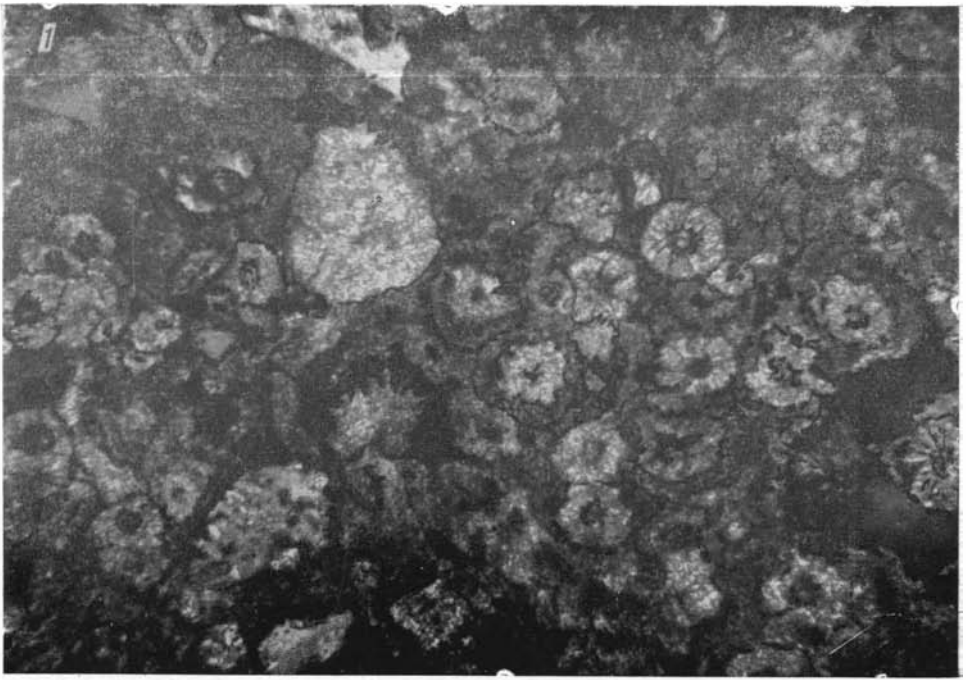


ТАБЛИЦА X

Эпигенетические изменения кварца

1 — регенерация кварца с рядами газовых включений. Обр. 5-262, карнийский ярус, г. Туора, р. Оленек. Увел. 340, при одном никеле. 2 — регенерация струйчатого кварца. Обр. 2-162, карнийский ярус, мыс Улахан-Крест, Оленекский залив. Увел. 340, николи +.

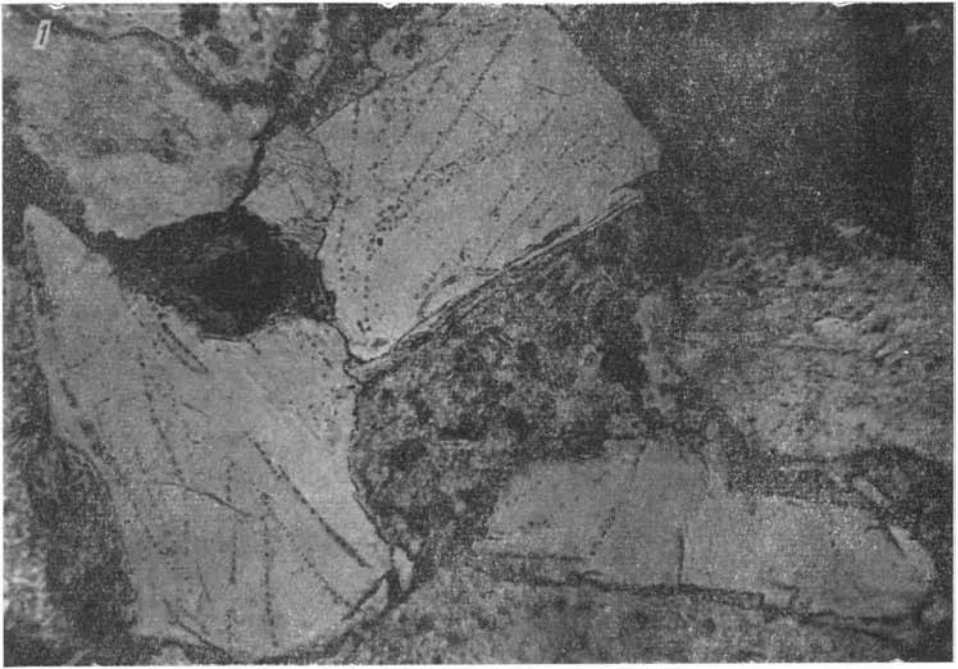


ТАБЛИЦА XI

Эпигенетические изменения полевых шпатов

1 — регенерация полевых шпатов, оптическая ориентировка зерна и новообразованной каемки не совпадают. Обр. 5-262, карнийский ярус, г. Туора, р. Оленек. Увел. 340, николи +. 2 — изогнутые двойники полевых шпатов. Обр. 409-1067, средняя юра, чекуровская свита, мыс Чекуровский, р. Лена. Увел. 340, николи +.

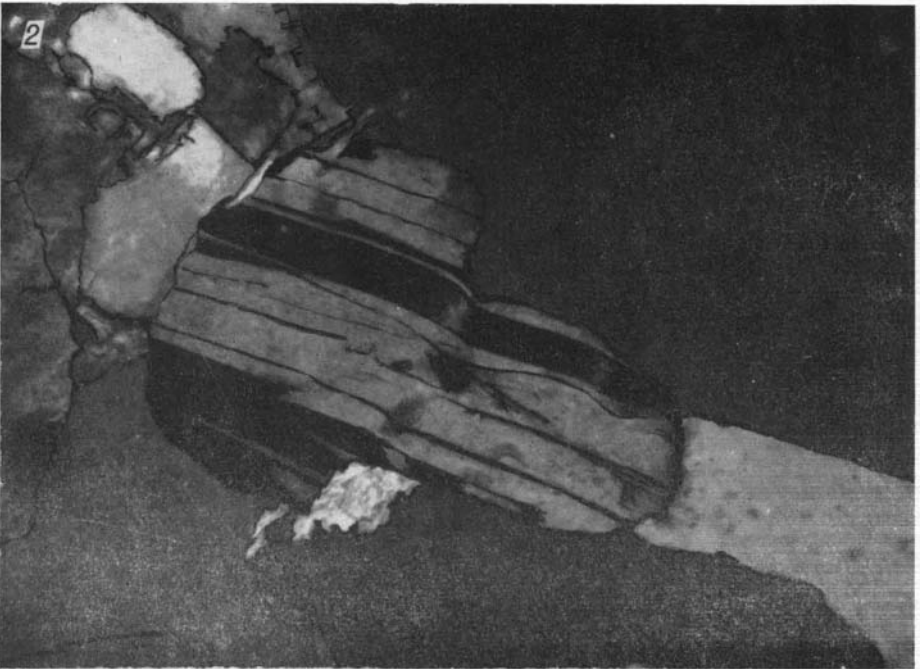
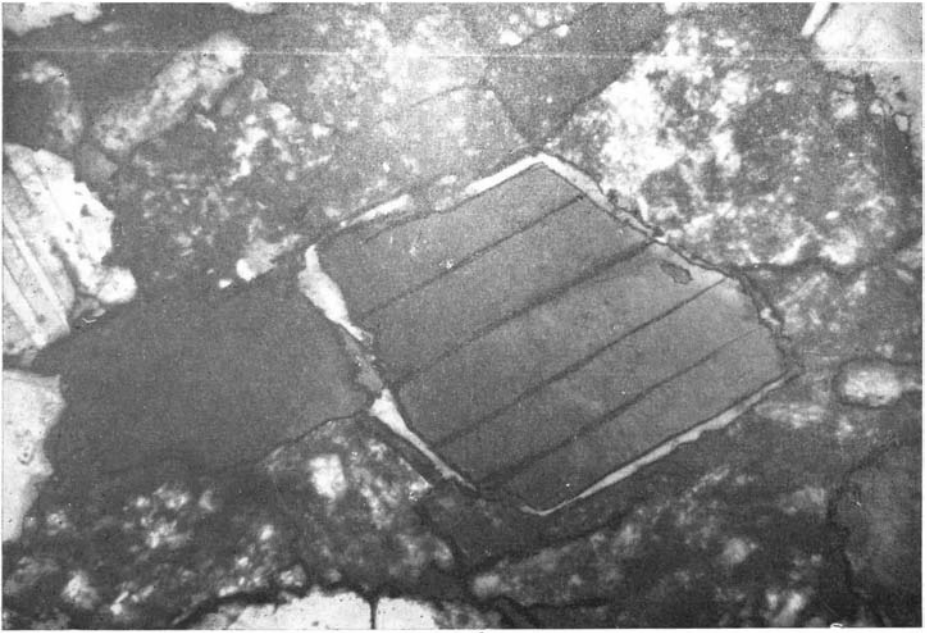


ТАБЛИЦА XII

Эпигенетические изменения полевых шпатов

1 — раздробленные со смещением и изогнутые двойники полевых шпатов. Обр. 407-1066, средняя юра, чекуровская свита, мыс Чекуровский, р. Лена. Увел. 340, николи +. 2 — эпидотизация полевых шпатов. Обр. 8-367, валанжин, р. Буолкалах. Увел. 340, при одном никеле.

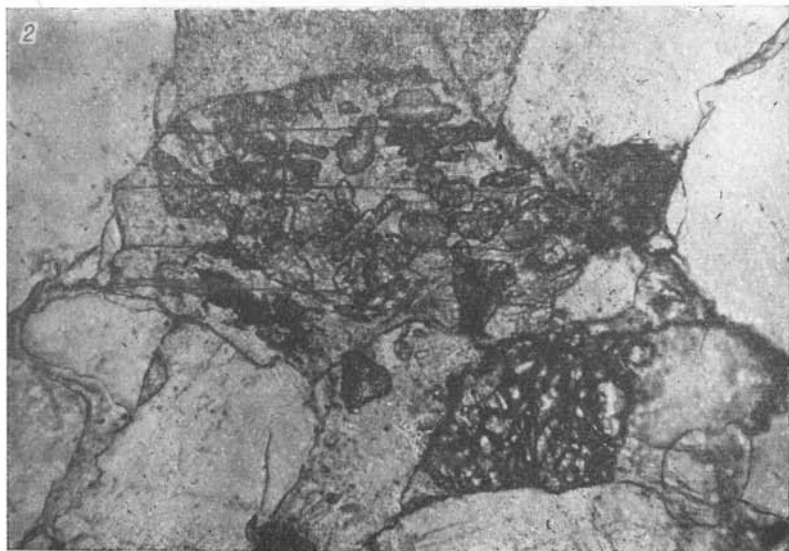


ТАБЛИЦА XIII

Эпигенетические изменения полевых шпатов и слюд

1 — «сетчатые» плагиоклазы. Обр. 32-237, кюсюрская свита, ленская серия, пос. Говорово, р. Лена. Увел. 340, николи +. 2 — обесцвечивание биотитовых слюд по пакетам. Обр. 1-140, валанжин, пос. Станнах-Хочо. Увел. 680.

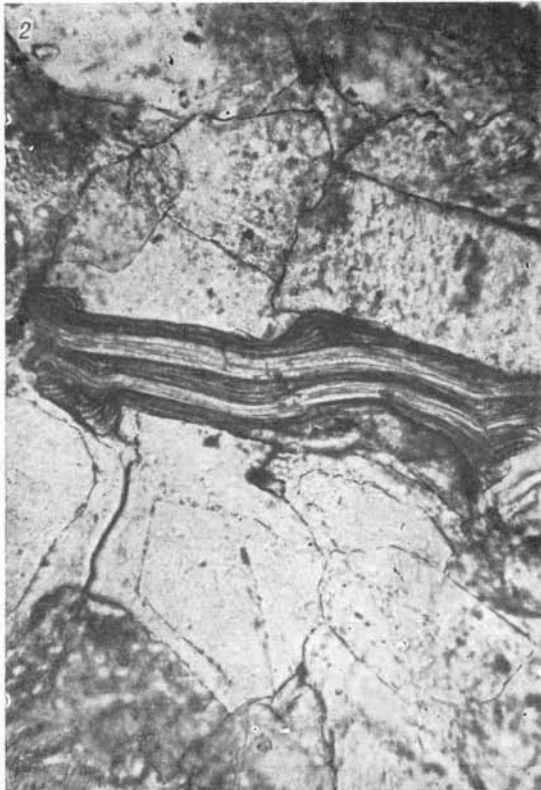
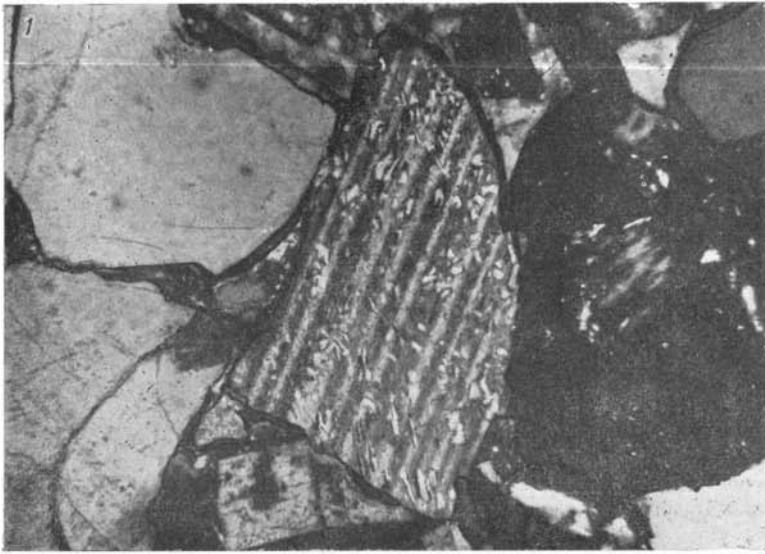


ТАБЛИЦА XIV

Эпигенетические изменения цемента

1 — кремнистый цемент выполнения пор. Обр. 1-102, индский ярус, пос. Станнах-Хочо, Оленекский залив. Упел. 340, при одном никеле. 2 — то же, никели +.

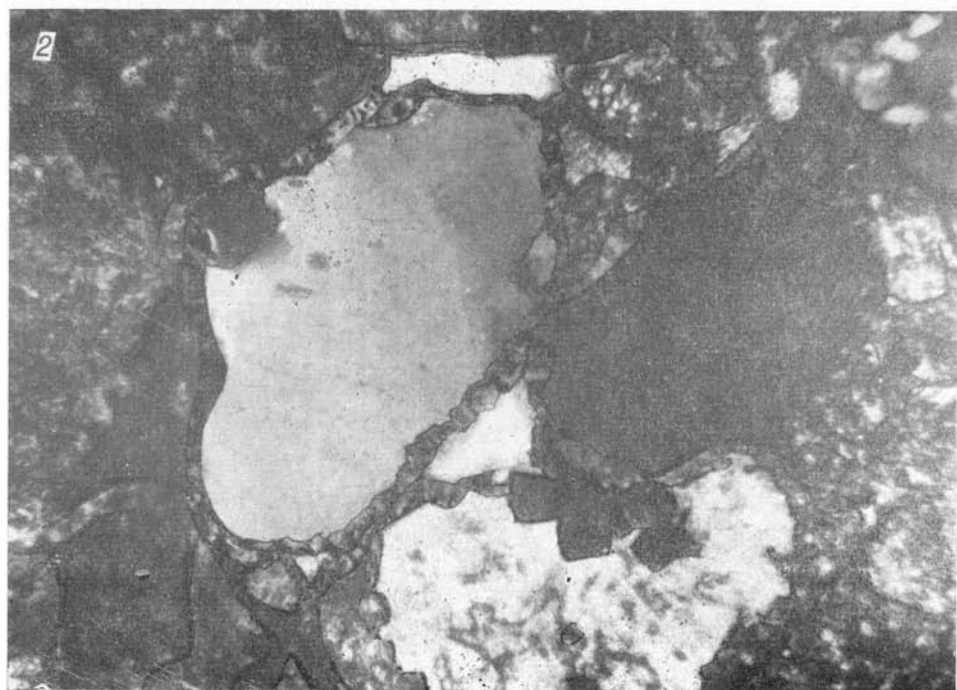
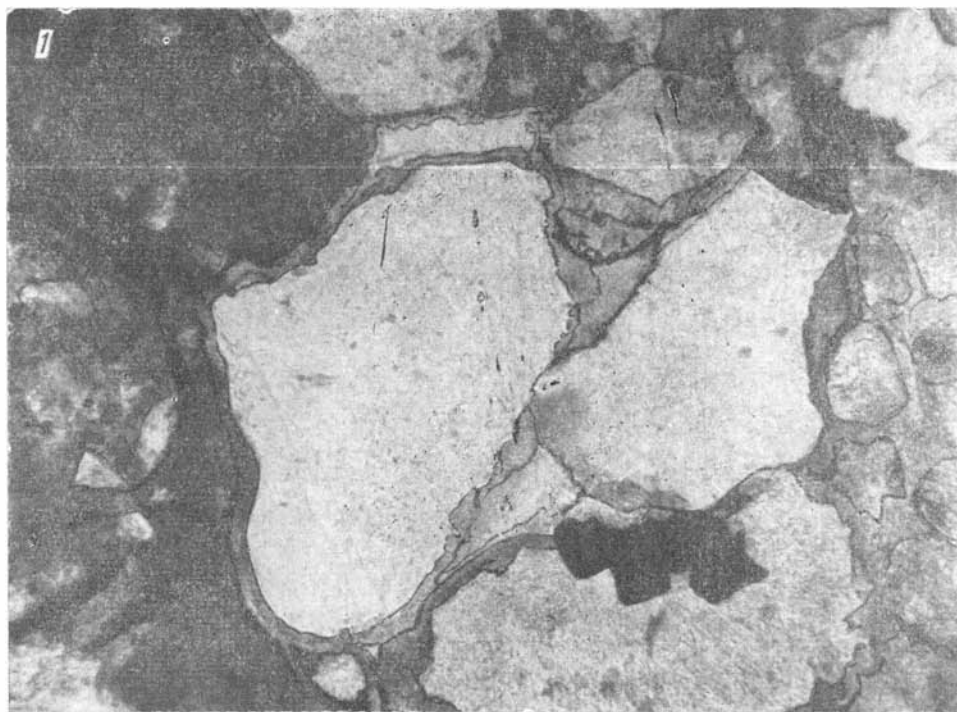


ТАБЛИЦА XV

Эпигенетические изменения цемента

1 — крустификационные каемки хлорита, имеющие игольчатое строение. Обр. 5-261, карнийский ярус, г. Туора, р. Оленек. Увел. 800, при одном никеле. 2 — титансодержащие минералы (рутилы и сфены) в составе цемента. Обр. 409-1079, средняя юра, чекуровская свита, мыс Чекуровский, р. Лена. Увел. 340, при одном никеле.

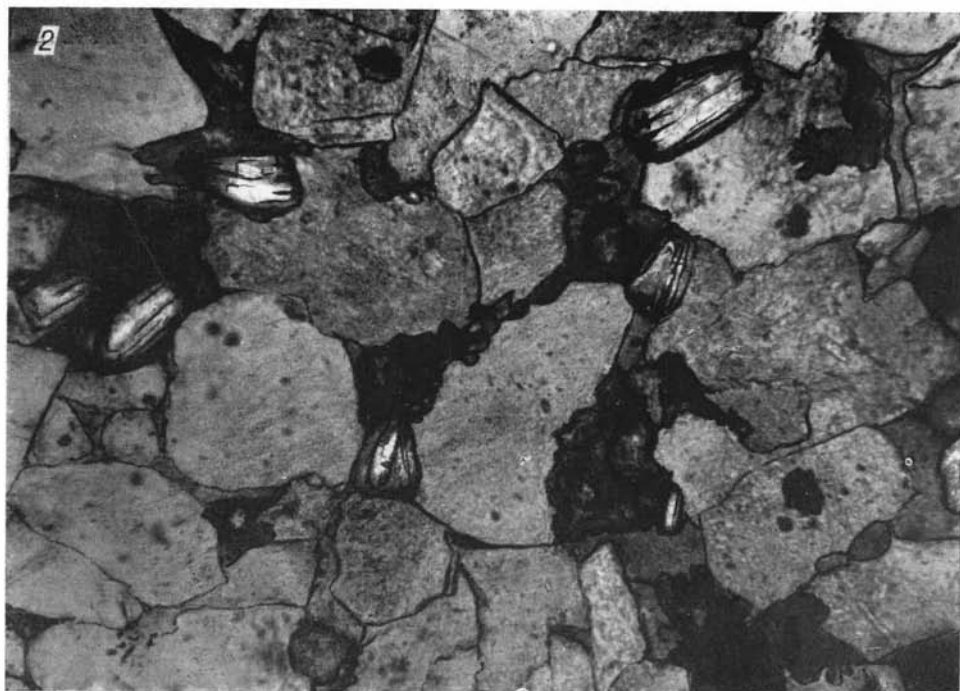
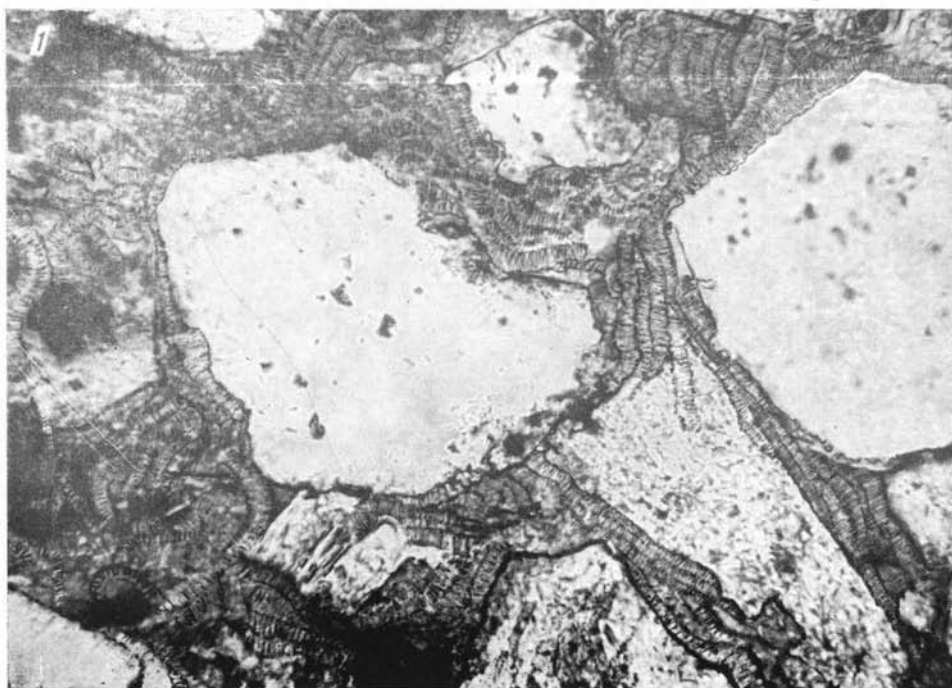


ТАБЛИЦА XVI

Эпигенетические изменения цемента

1 — анальцимовый цемент песчаника, выполняющий поровое пространство. Обломки пород и бобовины железистого хлорита в кристификационной хлоритовой каемке. Обр. 5-263, карнийский ярус, г. Туора, р. Оленек. Увел. 100, при одном никеле. 2 — типы цементации пленочный и сопрякосновения. Обр. 405-1019, средняя юра, чекуровская свита, мыс Чекуровский. Увел. 340, при одном никеле.

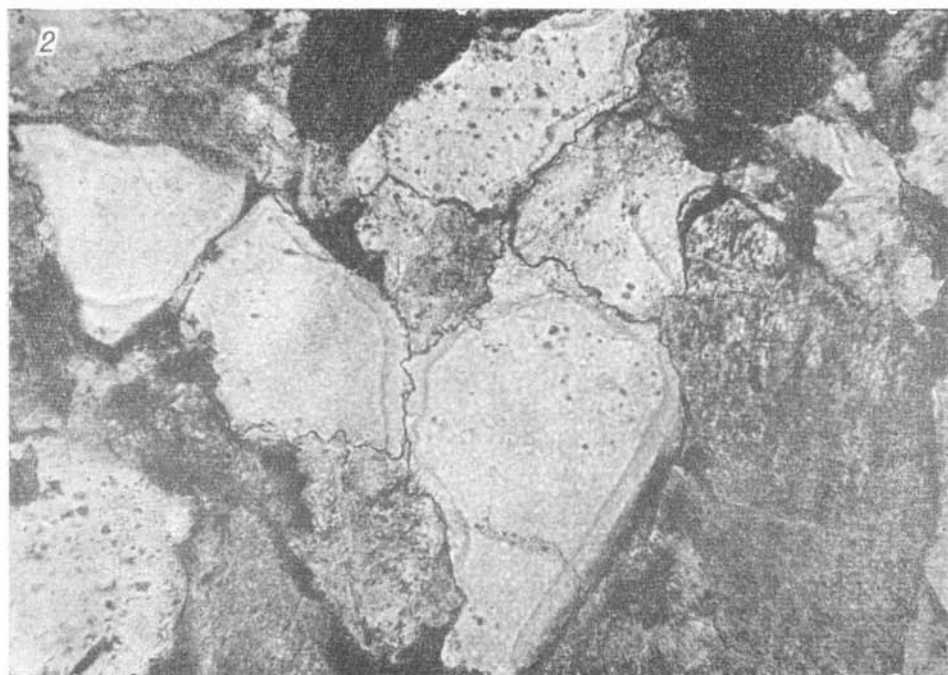
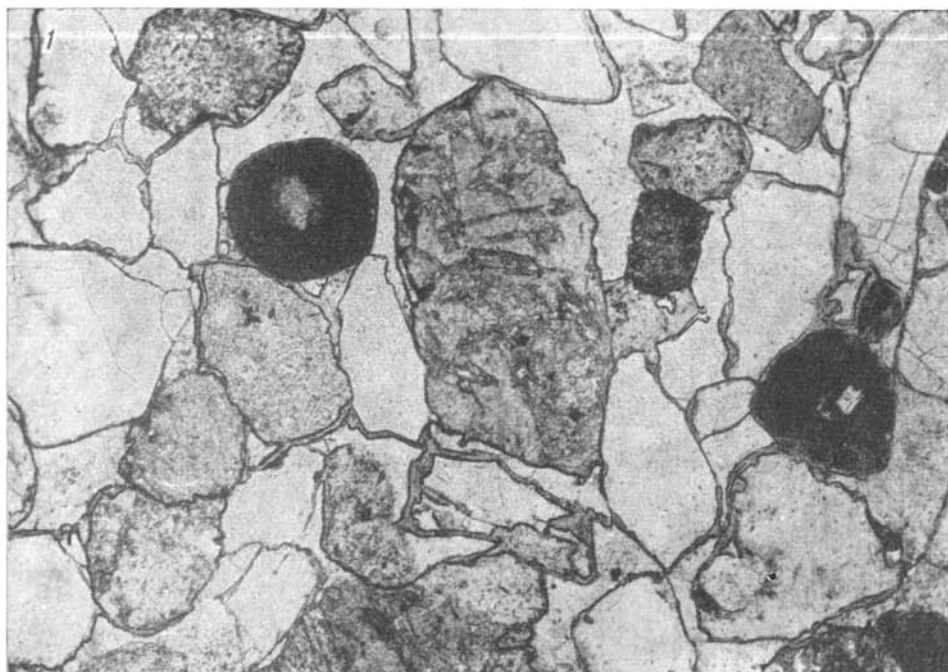


ТАБЛИЦА XVII

Эпигенетические изменения цемента

1 — анальцит, выполняющий поры в древесине. Обр. 6-284, карнийский ярус, р. Оленек. Увел. 63, николи +. *2* — ломонитовый цемент песчаников, зерна в хлоритовой оторочке, обр. 47-456, огонер-юряхская свита, нижний мел, пос. Говорово, р. Лена. Увел. 340, николи +.

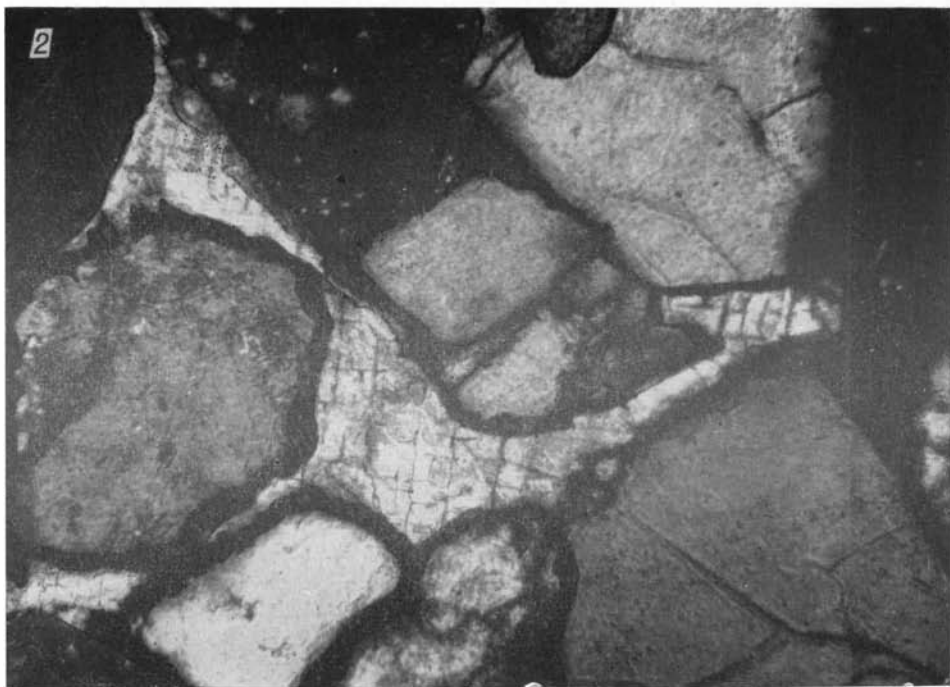


ТАБЛИЦА XVIII

Эпигенетические изменения (вторичные структуры)

1 — бластезация. Обр. 1-52, карнийский ярус, пос. Станнах-Хочо, Оленекский залив. Увел. 340, николи +. *2* — структура взаимного приспособления. Обр. 1-99, индский ярус, пос. Станнах-Хочо. Оленекский залив. Увел. 340, николи +.

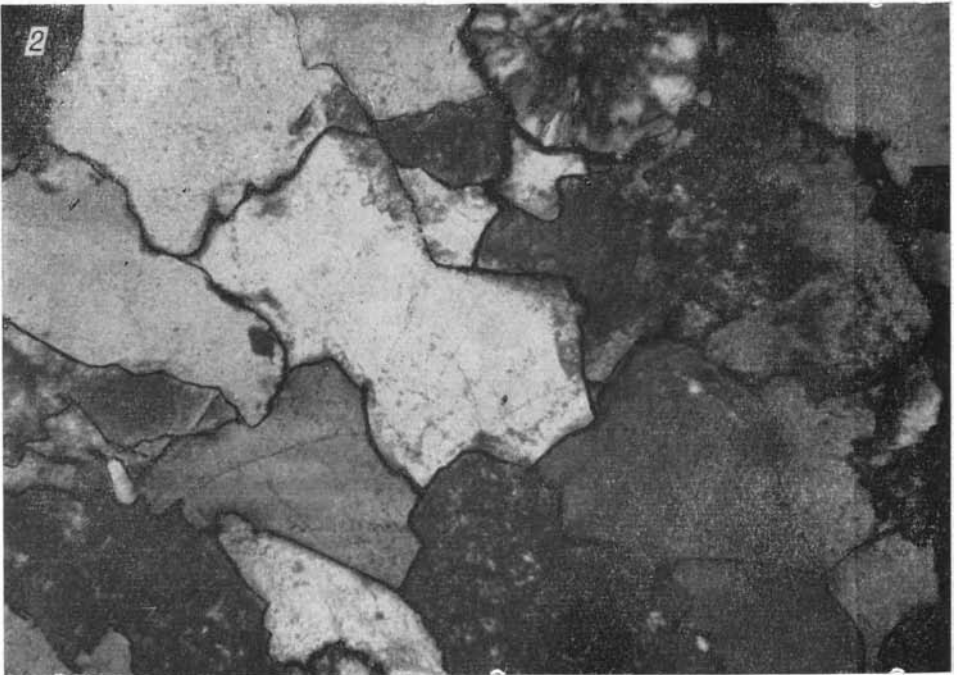


ТАБЛИЦА XIX

Эпигенетические изменения (вторичные структуры)

1 — кварцево-регенерационный цемент с образованием простых мозаичных структур. Сохранились реликты слюдистого цемента. Характер сочленения зерен ровный. Обр. 1-33, ладинский ярус, пос. Станнах-Хочо, Оленекский залив. Увел. 340, николи +. *2* — структура «припая». Обр. 5-258, анзийский ярус, г. Туора, р. Оленек. Увел. 340, николи +.

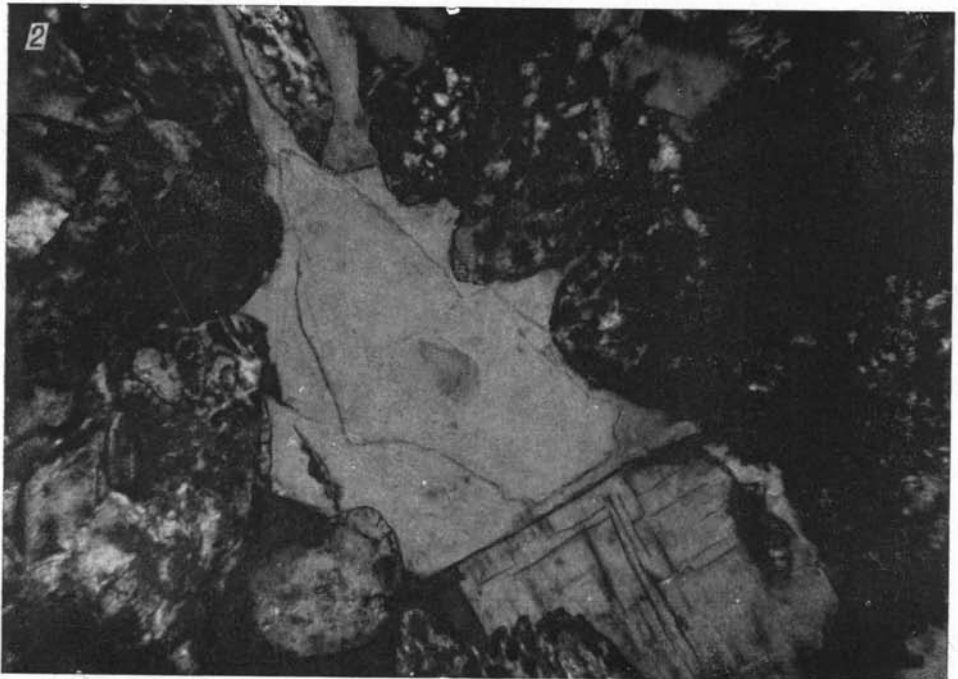
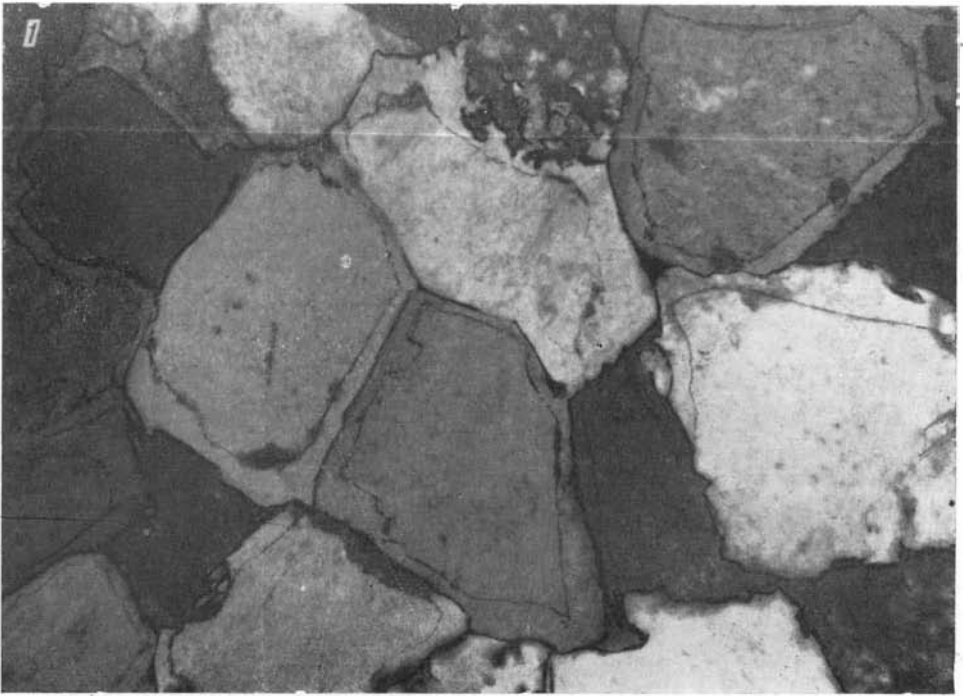


ТАБЛИЦА XX

Обломки пород

1 — кварцсодержащий порфир с микрофельзитовой структурой основной массы, галька конгломератов. Обр. 5-214, карнийский ярус, г. Туора, р. Оленек. Увел. 63, николи +. 2 — микродиабаз офитовой структуры, галька конгломератов. Обр. 14-49, индский ярус, мыс Тумул, устье р. Оленек. Увел. 136, при одном никеле.

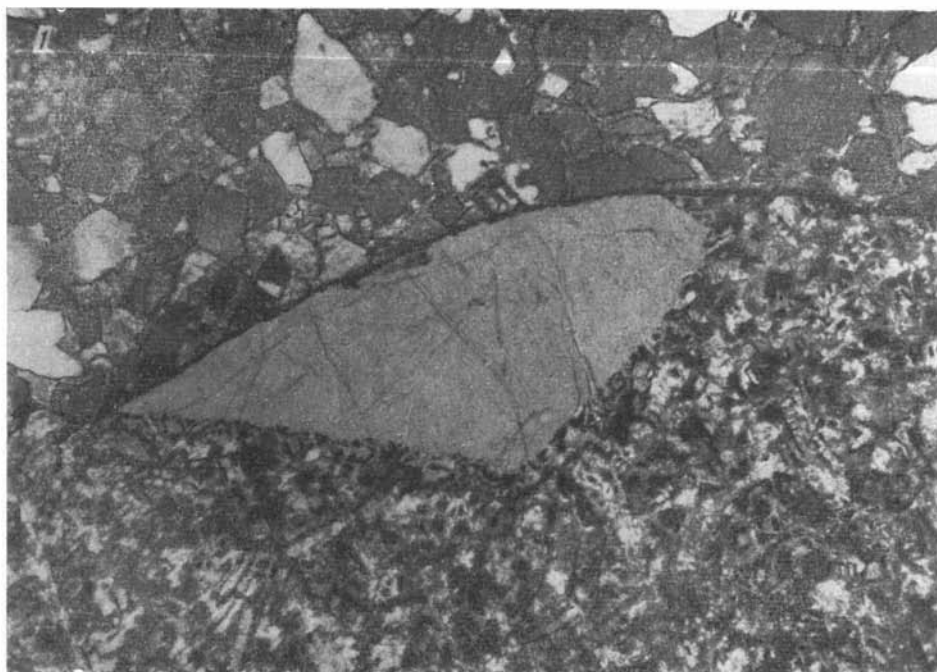


ТАБЛИЦА XXI

Обломки минералов, минералогические ассоциации

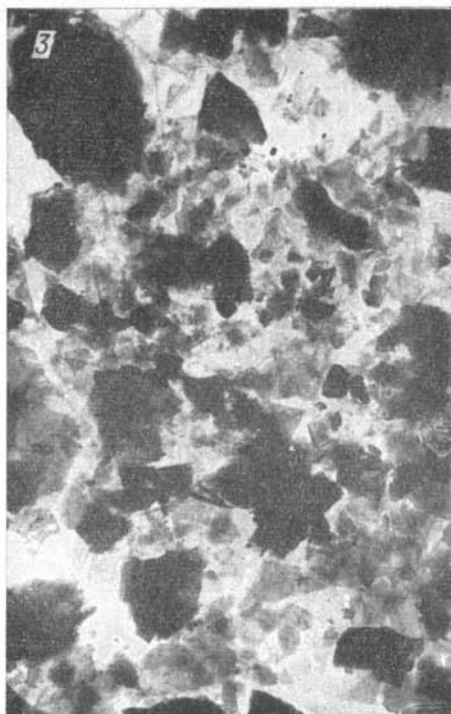
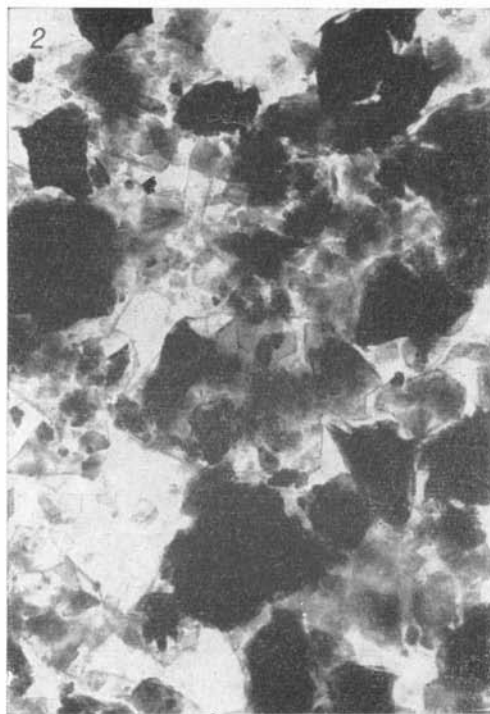
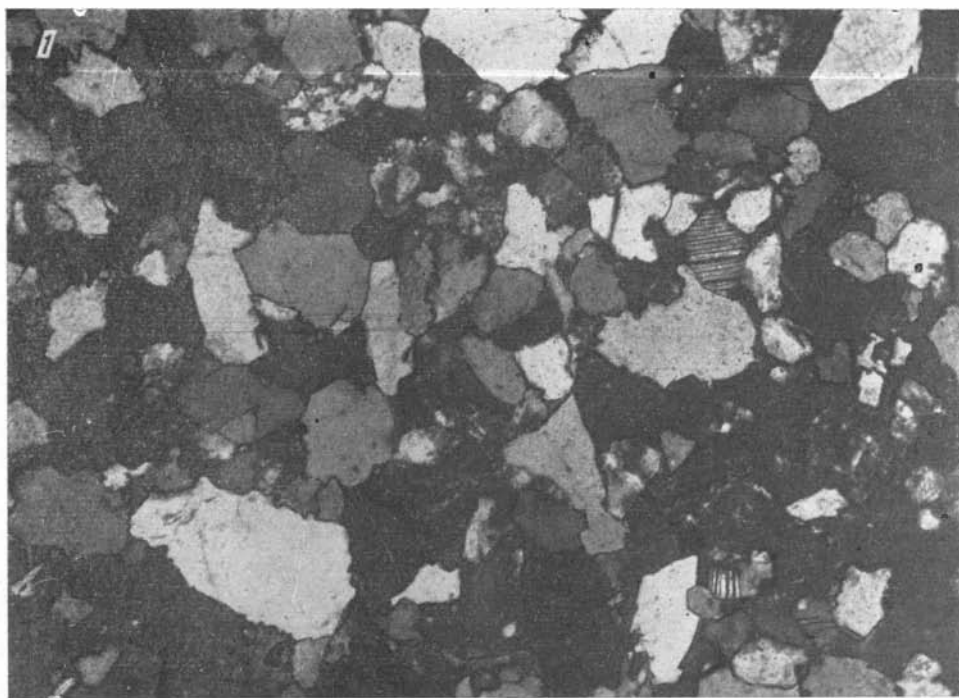
- 1 — роговые обманки в песчанике с хлоритовым цементом. Обр. 7-333, г. Харанчаны, р. Оленек, ладинский ярус. Увел. 204, при одном никеле.
- 2 — аркозово-кварцевый песчаник с фосфатным цементом. Обр. 16-65, верхняя юра, устье р. Менкере. Увел. 340, николи +.



ТАБЛИЦА XXII

Минералогические ассоциации

1 — сливной олигомиктово-кварцевый песчаник. Обр. 5-223, карнийский ярус, г. Туора, р. Оленек. Увел. 136, николи +. *2* — полупрозрачные и прозрачные пластинки гидрослюд, удлиненные чешуйки хлорита и неотчетливые кристаллы каолинита (?). Обр. 404-884, оленекский ярус, мыс Чекуровский, р. Лена. Электронномикроскопический снимок. Увел. 11500. *3* — неправильные прозрачные и полупрозрачные чешуи гидрослюд, кристаллы каолинита (0,4 мк), удлиненные нечеткие пластинки (?) вермикулита. Обр. 1-68, средний лейас, пос. Станнах-Хочо, побережье Оленекского залива. Увел. 11500.



ОГЛАВЛЕНИЕ

<i>Введение</i>	3
<i>Глава первая.</i> Литологические комплексы и основные типы слагающих их пород	6
Глинисто-алевролитовый трансгрессивный комплекс нижнего триаса	7
Песчано-конгломератовый регрессивный комплекс среднего и верхнего триаса	24
Глинисто-песчаный трансгрессивный комплекс юры	48
Песчано-угленосный регрессивный комплекс нижнего мела	71
<i>Глава вторая.</i> Вторичные изменения в осадочных комплексах мезозоя	81
Диagenез	81
Эпигенез	92
<i>Глава третья.</i> Фации и история осадконакопления осадочных комплексов в триасе, юре и раннем мелу	97
Накопление осадков глинисто-алевролитового трансгрессивного комплекса нижнего триаса	97
Накопление осадков песчано-конгломератового регрессивного комплекса среднего и верхнего триаса	100
Накопление осадков глинисто-песчаного трансгрессивного комплекса юры	104
Накопление осадков песчано-угленосного регрессивного комплекса нижнего мела	109
Бор и его значение для определения палеосолености	111
<i>Выводы</i>	118
<i>Литература</i>	120
<i>Таблицы (микрофотографии шлифов)</i>	125

Алла Викторовна Ивановская

**ЛИТОЛОГИЯ
МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИИ
БАССЕЙНА НИЖНЕГО ТЕЧЕНИЯ р. ЛЕНЫ**

Редактор **И. П. Зайцева**
Художественный редактор **В. Г. Бурькин**
Обложка художника **Ю. В. Гаврилова**
Технический редактор **Е. М. Елистратова**
Корректор **Н. И. Колесникова**

Сдано в набор 4 июня 1966 г. Подписано в печать 5 июля 1967 г. МН 03549. Бумага 70×108/16. 10,75 печ. л., 15 усл. печ. л. + 2 вкл., 12,4 уч.-изд. л.
Тираж 850 экз.

Издательство «Наука». Сибирское отделение. Новосибирск, Советская, 20. Заказ № 99. Типография № 1 Управления по печати. Новосибирск, Красный проспект, 22. Цена 1 р. 01 к.