

З.З. РОНКИНА

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ  
И  
УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ  
ЮРСКИХ И МЕЛОВЫХ  
ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРА  
ЦЕНТРАЛЬНОЙ СИБИРИ

ТРУДЫ  
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ АРКТИКИ  
ГОСУДАРСТВЕННОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КОМИТЕТА СССР

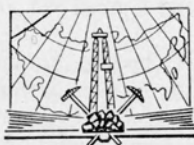
---

ТОМ 146

З. З. РОНКИНА

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ  
И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ  
ЮРСКИХ И МЕЛОВЫХ  
ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРА  
ЦЕНТРАЛЬНОЙ СИБИРИ

Под редакцией  
канд. геол.-минер. наук *Н. Н. Лапиной*



Издательство «НЕ ДРА»  
*Ленинградское отделение*  
Ленинград · 1965

В книге на основании изучения литологии юрских и меловых пород севера Центральной Сибири, проводившихся в комплексе со стратиграфическими исследованиями, дается детальное описание вещественного состава отложений и условий их образования. Приводится палеогеография рассматриваемой территории, выделяются формации, с которыми связаны определенные полезные ископаемые. Делается вывод, что разрез юрских и меловых отложений севера Центральной Сибири как наиболее полный может служить эталонным для всей Северной Сибири, являющейся перспективной в отношении поисков нефти, газа и других полезных ископаемых, связанных с осадочными породами.

Книга рассчитана на литологов и геологов, работающих в районах Сибири.

## ВВЕДЕНИЕ

Предусмотренное двадцатилетним планом развития народного хозяйства СССР резкое увеличение добычи основных видов полезных ископаемых — нефти, природного газа, железа, угля и др., — ставит геологов перед необходимостью поисков и освоения новых перспективных районов, крупных нефтегазоносных провинций, железорудных и угленосных бассейнов. Исследования показали, что огромными потенциальными возможностями обладает Сибирь, где в течение последних лет были открыты значительные месторождения железа, нефти, природного газа, алмазов и прочих видов минерального сырья.

Исключительный интерес представляет обширная часть Сибири, расположенная к северу от Полярного круга, и в первую очередь зона мезозойских прогибов, окаймляющих Сибирскую платформу, где можно обнаружить крупные скопления нефти и газа. Кроме того, мезозойские отложения прогибов в заполярной части Центральной Сибири содержат залежи углей, скопления фосфоритов, осадочные месторождения железа и признаки титанистых и алмазоносных россыпей.

Для выявления закономерностей распределения полезных ископаемых, связанных с осадочными породами, большое значение имеет установление особенностей распространения и условий накопления отложений, а также их вещественный состав. Поэтому в настоящей работе большое внимание уделено палеогеографии, позволяющей определять области седиментации и денудации. Для восстановления условий бассейнов аккумуляции в распоряжении геологов обычно имеется достаточно большой материал: строение разреза, состав осадков, типы слоистости, состав и распределение органических остатков и др. Значительно сложнее обстоит с реконструкцией древних областей размыва — их положения и рельефа, а также состава слагающих пород. Однако для прогнозирования полезных ископаемых решение последнего вопроса весьма важно не только при поисках россыпей, но и при выявлении осадочных месторождений железа, титана, фосфоритов и установлении коллекторов нефти и газа. Для выяснения строения участков древней суши производилось исследование вещественного состава отложений, главным образом терригенной их части.

В формировании осадочных пород, и особенно осадочных полезных ископаемых, большое значение имеют климатические условия, определявшие направленность процессов выветривания на суше, а следовательно, и степень изменения подвергавшегося денудации материала. Понять эти процессы помогает изучение минералогического состава терригенной части пород. Состав аутигенного комплекса минералов и данные химического анализа пород позволяют расшифровать геохимическую обстановку седиментации.

Знание вещественного состава пород облегчает решение и стратиграфических задач. Однако продолжительное время вещественный состав юрских и меловых отложений изучался лишь на отдельных участках севера Центральной Сибири. В основном были получены данные о керновом материале двух разведочных районов — Усть-Енисейского и Нордвикского. В значительной мере это объясняется отсутствием единой стратиграфической схемы для севера Центральной Сибири.

К 1961 г. сотрудниками Института геологии Арктики под руководством В. Н. Сакса были разработаны унифицированная и корреляционная схемы юрских и меловых отложений западной и центральной частей Советской Арктики [Сакс и др., 1963]. К этому времени накопился большой фактический материал по литологии этих отложений, явившийся результатом как геологосъемочных работ различного масштаба, так и специальных тематических исследований.

Появились предпосылки для создания работы, посвященной вещественному составу и условиям формирования юрских и меловых отложений на севере Центральной Сибири.

Для установления вещественного состава и условий формирования осадков применялся комплекс различных исследований: петрографическое описание пород в шлифах, гранулометрический анализ пород, определение минералогического состава в иммерсионных жидкостях, спектральный и рентгеноструктурный анализы отдельных минералов; изучение глинистых минералов с помощью окрашивания органическими красителями по методу Н. К. Веденева и М. Ф. Викуловой [1952] и по методу М. С. Гоголевой и Н. С. Спиро [1958, 1961]; определение показателей преломления агрегатов ориентированных глинистых частиц, химические, термические и электронномикроскопические исследования глин, определение состава легкорастворимых и труднорастворимых солей и поглощенного комплекса глинистых пород.

Первые сведения о мезозойских отложениях севера Центральной Сибири были получены в 1873 г. в результате работ экспедиций А. Ф. Миддендорфа и Ф. Б. Шмидта 1866—1867 гг. За последующие почти 70 лет эта территория не подвергалась детальным геологическим исследованиям. Планомерное и интенсивное изучение ее началось с 1933 г. в связи с поисками здесь нефти и газа.

Наряду с геологической съемкой различных масштабов проводились геофизические и буровые работы. Полученный материал по перспективам нефте- и газоносности, геологическому строению, геофизике, стратиграфии, литологии и палеонтологии этой территории обобщен в ряде крупных работ [(Т. М. Емельянец, 1939 г.; Н. А. Гедройц, 1940 г., Э. Н. Карамурза, 1951, 1954 гг., А. Г. Алексин, 1952 г., А. В. Щербаков, 1952 г.; Б. В. Вихрев, Л. И. Юрова, 1952 г.; М. К. Калинин, 1959 г.; А. А. Герке, 1953 г.); В. Н. Сакс, З. З. Ронкина, 1955; В. Н. Сакс, И. С. Грамберг, З. З. Ронкина, Э. Н. Аглонова, 1959; В. Н. Соколов, 1960; (И. П. Атласов, 1961 г.); В. Н. Сакс, З. З. Ронкина, Н. И. Шульгина и др., 1963].

Первые исследования в области литологии касались изучения минералогического состава тяжелой и легкой фракций пород с целью выявления минералогических коррелятивов. Они проводились непосредственно в стационарных экспедициях Горно-геологического управления Главсевморпути — Усть-Енисейской и Нордвикской, которые вели нефтепоисковые работы. С 1949 г. изучением литологии севера Центральной Сибири стали заниматься в Институте геологии Арктики. С этого периода начались детальные работы, охватывающие весь комплекс литологических исследований. А. И. Бочарниковой, А. С. Запорожцевой, М. К. Ка-

линко, А. И. Кравцовой, Е. П. Колокольцевой, А. П. Пуминовым, З. В. Осиповой и другими были рассмотрены текстуры пород, их вещественный состав, высказаны предположения об источниках сноса и условиях формирования в связи с решением вопросов нефтеносности и алмазности юрских и меловых отложений.

Почти все анализы выполнены в Институте геологии Арктики; некоторые анализы произведены в Технологическом институте имени Ленсавета и в Институте галургии. Описания петрографических шлифов сделаны автором, Е. Н. Глинской, А. И. Кравцовой, А. М. Вороховской, А. Е. Комаровой, Ю. И. Томановской, описание шлифов углей — Л. А. Большаковой, минералогические анализы и замеры показателей преломления отдельных минералов — в основном автором. Небольшая часть анализов, главным образом легкой фракции, выполнены В. А. Алейниковой, Н. К. Дьячек, Т. Н. Баженовой, М. Б. Клименко, А. И. Кравцовой, Л. К. Туржецкой, М. И. Тучковой, Е. Г. Юдовным. Расшифровка данных термики и электронной микроскопии произведена А. А. Кордиковым и Е. А. Яржемской.

Аммониты и двустворчатые моллюски определялись В. И. Бодылевским и Н. И. Шульгиной, Н. С. Воронеж и Е. С. Ершовой (Анабарский район), белемниты — В. Н. Саксом, В. И. Бодылевским и Н. С. Воронеж (Анабарский район). Микрофауна изучалась Н. В. Шаровской, В. А. Басовым и частично А. А. Герке. Спорово-пыльцевые анализы проводились Э. Н. Кара-Мурза (юрские отложения), Н. М. Бондаренко и частично В. Д. Короткевич (меловые отложения). Древесина определялась И. А. Шилкиной, листовая флора — Н. Д. Василевской и В. А. Вахрамеевым.

---

## Глава I

### СТРАТИГРАФИЯ

Область развития юрских и меловых отложений на севере Центральной Сибири распространена от низовьев р. Енисея на западе до р. Анабара на востоке (рис. 1). В тектоническом отношении это единый мезокайнозойский Енисейско-Ленский прогиб, окаймляющий с севера Сибирскую платформу. На западе Енисейско-Ленский прогиб смыкается с Западно-Сибирской плитой, на востоке — переходит в Предверхоанский прогиб, на севере — граничит с позднепалеозойскими — раннемезозойскими структурами Таймырской складчатой зоны. В Енисейско-Ленском прогибе выделяется ряд впадин: Усть-Енисейская, Хатангская и Лено-Анабарская. Границей между Усть-Енисейской и Хатангской впадинами в настоящее время служит выделенное по геофизическим данным Янгдинское поднятие. Хатангская и Лено-Анабарская впадины также разделяются Анабарским погребенным порогом, являющимся продолжением выступа Сибирской платформы [Сакс, 1959]. Осевая часть Анабарского порога располагается на левобережье р. Анабара. В настоящей работе рассматриваются Усть-Енисейская и Хатангская впадины и западный борт Лено-Анабарской впадины (район Анабарского порога).

Мощность юрских и меловых отложений изменяется от 4800 м на западе до 1800 м на востоке. Юрские породы залегают на размытой поверхности различных горизонтов перми и триаса. Меловые отложения перекрываются четвертичными, мощность которых в Усть-Енисейской впадине более 200 м. К востоку мощность четвертичных образований постепенно уменьшается, благодаря чему в Хатангской впадине и на Анабарском пороге мезозойские породы зачастую выходят на поверхность. В Усть-Енисейской впадине имеются только изолированные выходы верхнемеловых отложений на реках Танаме, Большой Лайде и на побережье Енисейского залива. Палеогеновые отложения с достоверностью установлены пока лишь на отдельных небольших участках в западной части Усть-Енисейской впадины.

Состав и условия формирования юрских и меловых отложений севера Центральной Сибири приводятся по трем сводным разрезам: Усть-Енисейской, Хатангской впадинам и в районе Анабарского порога (рис. 2).

Для более четкого выявления особенностей этих отложений описание дано по ярусам с запада на восток. В районе Анабарского порога приводятся два типа разрезов: прибрежно-морской (р. Анабар) и морской (побережье Анабарской губы, п-ов Пахса); для юры Хатангской впадины — разрез южного борта (бассейн р. Хеты) и северного (Восточный Таймыр).

Стратиграфия излагается в соответствии с составленными унифицированной и корреляционной схемами юрских и меловых отложений для западной и центральной частей Советской Арктики [Сакс и др., 1963].

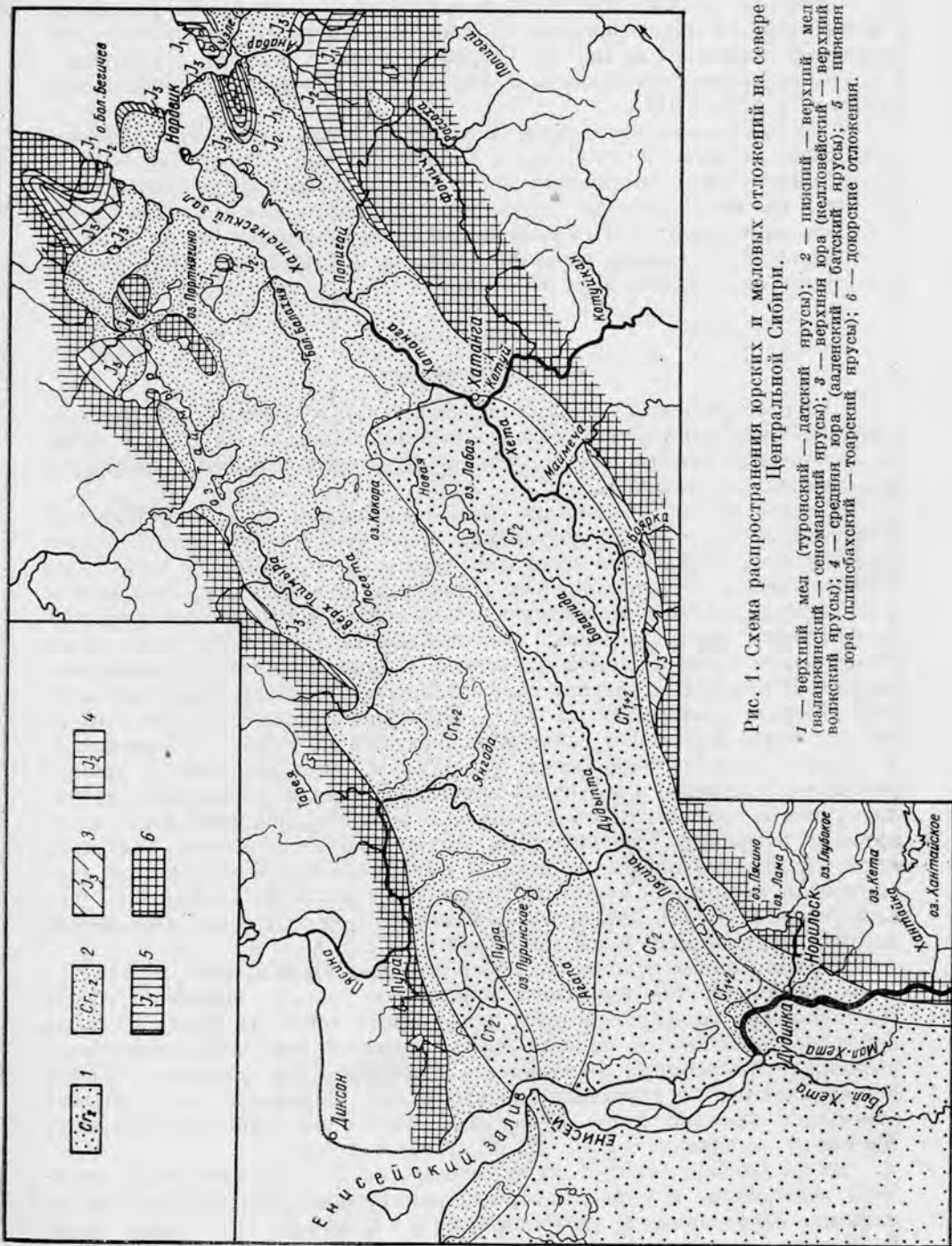


Рис. 1. Схема распространения юрских и меловых отложений на севере Центральной Сибири.

1 — верхний мел (туронский — датский ярусы); 2 — нижний — верхний мел (валанжский — сеноманский ярусы); 3 — верхняя юра (кедловейский — верхний волжский ярусы); 4 — средняя юра (ааленский — батский ярусы); 5 — нижняя юра (шпильбахский — тоарский ярусы); 6 — доюрские отложения.

## ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Юрские отложения на севере Центральной Сибири распространены очень широко. На большей части территории они перекрыты меловыми и четвертичными образованиями. Наибольшей мощности (1600 м) юрские отложения достигают на западе, в Усть-Хатангской впадине. На востоке, в пределах Хатангской впадины и Анабарского порога, их мощность оценивается в 900—1400 м.

В Усть-Енисейской впадине подошва юрских отложений залегает на большей глубине (3—5 км), чем в Хатангской (около 2 км) [Сакс, 1959]. Более интенсивное прогибание испытывал северный борт Хатангской впадины, где мощность юры составляет 1260 м, а на юге — только 550 м. К северу же возрастает и степень дислоцированности юрских пород, что, по мнению В. Н. Сакса, вероятно, связано с глыбовыми движениями, захватившими в конце юры Таймыр.

### Нижний отдел

#### Плинсбахский ярус

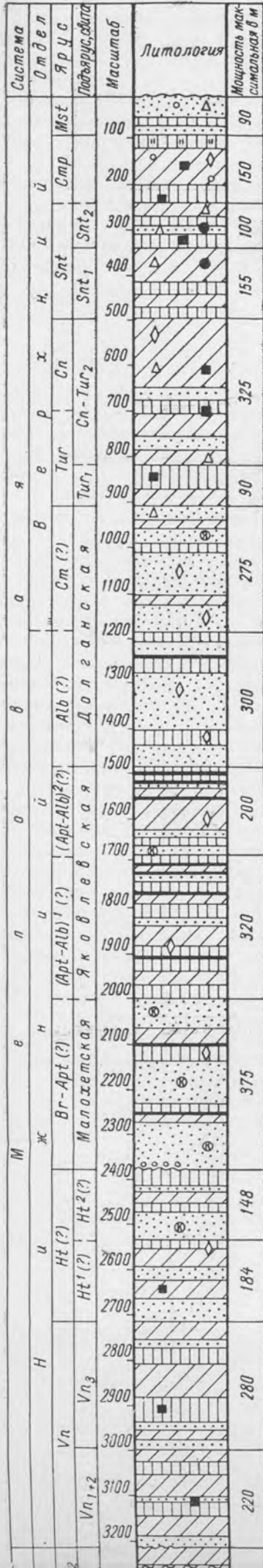
Наиболее древними юрскими образованиями в пределах севера Центральной Сибири являются отложения плинсбахского яруса, развитые на востоке рассматриваемой территории. В разрезе плинсбахского яруса выделяются две пачки.

Нижняя пачка мощностью 95 м на западном берегу Анабарской губы несогласно налагает на верхний триас (чайдахскую свиту). Пачка сложена преимущественно зеленовато-серыми алевролитами с прослоями мелкозернистых зеленовато-серых песчаников и реже глин. Алевролиты и песчаники содержат рассеянную гальку осадочных, основных и кислых изверженных пород, а также многочисленные конкреции алевролитов и песчаников с известковистым цементом. В глинах отмечаются конкреции пирита. В основании разреза имеются прослой и линзы мелкогалечного конгломерата мощностью 10—30 м. Крупнообломочный материал представлен слабо окатанной галькой и валунами до 0,5 м в поперечнике. В составе гальки наибольшим распространением пользуются траппы (базальты, долериты) и осадочные породы (песчаники, алевролиты, аргиллиты, яшмы, кремни). Часто встречаются кварциты, пепловые туфы, андезитовые порфириды, альбитофиры, кварцевые и дацитовые порфиры, граниты, нередко порфиридовидные, и липариты. Здесь обнаружены двустворчатые моллюски *Chlamys substriata* R o e m., *Leda cordata* G o l d f., *Leda galathea* O r b., *Meleagrinnella lisabetae* V o r o n. и др. Микрофауна скудная (*Pseudonodosaria* aff. *dea* S c h l e i f. и др.).

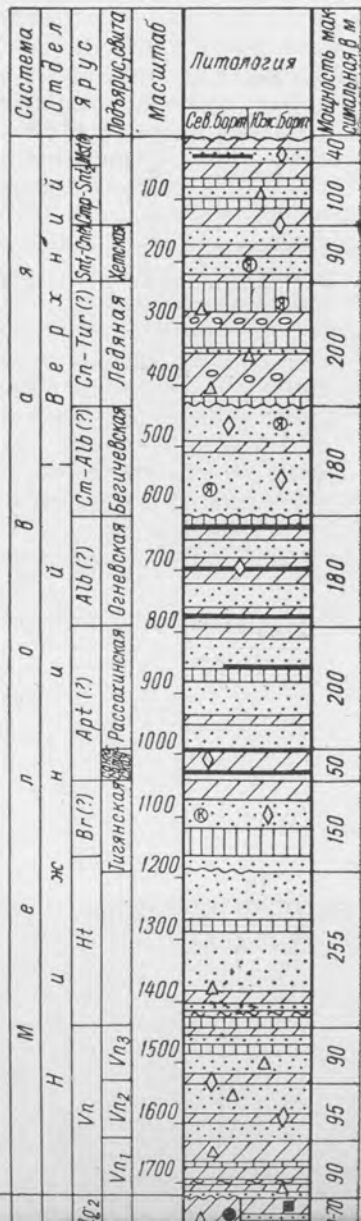
Верхняя пачка развита на побережье Анабарской губы, р. Анабаре и его притоках, где выполняет неровности рельефа пермской толщи. На побережье Анабарской губы пачка имеет мощность около 50 м, но наблюдается лишь ее нижняя часть. Она сложена мелкозернистыми песками с конкрециями песчаников с известковистым цементом, которые переслаиваются со слюстыми алевролитами. В нижней части разреза отмечается прослой песка с галькой. Фауна представлена крупными *Harpax* cf. *laevigatus* O r b., *H.* cf. *spinous* S o w.

На р. Анабаре верхняя пачка мощностью 25 м сложена чередующимися зеленовато- и буровато-серыми мелкозернистыми песками, песчаниками, алевритами и алевролитами с отдельными прослоями глин. В породах наблюдаются конкреции песчаников и алевролитов с известковистым цементом, обломки древесины *Xenoxylon latiporosum* G r a n., в верхней части — пропластки (до 2 см) бурого угля. В основании

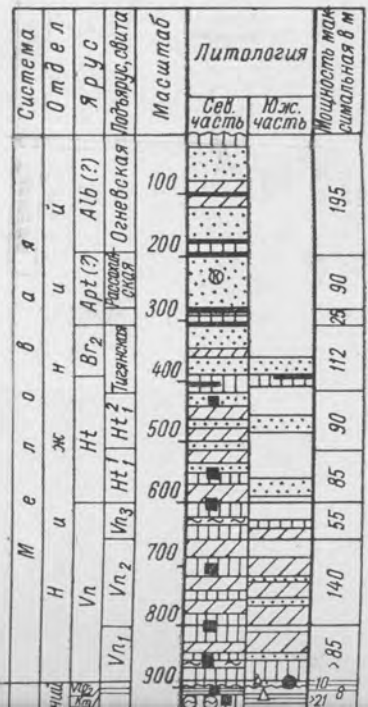
Усть-Енисейская владина



Хатангская владина



Анабарский порог





разреза залегают конгломераты мощностью 0,8 м со слабо окатанной галькой графитов, известняков и песчаников. Здесь собраны *Harpax cf. laevigatus* O r b., *H. cf. terquemi* D e s l., *Tancredia schiriaevi* B o d y l. и др.

Отнесение описанных отложений к плинсбахскому ярусу основано на единственной находке на притоке р. Анабара — р. Яковлевой — *Poly-morphites cf. polymorphus* Q u.

Условно к плинсбахскому ярусу на севере Хатангской впадины (Восточный Таймыр) отнесена 35-метровая пачка песчаников с редкой галькой, прослоями аргиллитов и алевролитов. В основании, по данным Т. П. Кочеткова, имеются конгломераты мощностью 8 м. В составе гальки встречены графиты, алевролиты, песчаники и кварц. Фауна представлена *Pleuromya cf. unioides* G o l d f. и др.

#### Домерский ярус

Отложения домерского яруса распространены более широко, чем плинсбахского. В Усть-Енисейской впадине они выделяются недостаточно уверенно (по аналогии с разрезами Хатангской впадины и Анабарского порога). На Малохетском валу они залегают с угловым несогласием на эффузивно-аргиллитовых породах туринской серии (нижний триас). Эти отложения мощностью 117—187 м слагают две пачки, составляющие единый ритм осадконакопления.

Нижняя пачка очень изменчива по мощности (50—106 м), так как залегает на неровной поверхности подстилающих пород. Она сложена черно-серыми и серовато-бурыми аргиллитами с рассеянной галькой и зернами гравия, с редкими, сравнительно маломощными прослоями песчаников, алевролитов и конгломератов. Наблюдалось до пяти прослоев плохо отсортированных конгломератов, приуроченных к нижней половине пачки. Мощность прослоев до 30 см, а с учетом неполного подъема зерна, возможно, увеличится до 2 м. Вверх по разрезу конгломераты становятся более мелкогалечными. Галька размером до 10 см представлена пестроокрашенными и черными аргиллитами, песчаниками, туфопесчаниками, кремнями, кварцем, диабазом, а иногда измененным гранитом, гранит-порфиром и дацитовым порфиритом. Наряду с окатанной галькой попадаются угловатые, почти неокатанные обломки пород. По всему разрезу пачки встречаются конкреции и прослойки пирита и глинистого сидерита. Здесь обнаружены *Harpax laevigatus* O r b., *Meleagrinnella cf. deleta* D u m. и редкие песчаные фораминиферы.

Верхняя пачка мощностью 59—82 м сложена песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов, которые по простирацию иногда замещаются аргиллитоподобными глинами. К верхам разреза происходит увеличение количества и мощности глинисто-алевролитовых прослоев, особенно в присводовой части Малохетского поднятия. Песчаники светло-серые, мелкозернистые, изредка средне- и разномзернистые, с крупными обломками обугленной и ожелезненной древесины и плоской галькой глин. Скопления обломков древесины и гальки нередко образуют конгломератовидные прослои мощностью до 10 см. В породах присутствуют конкреции глинистого сидерита и пирита, в песчаниках иногда — мелкие (1—1,5 мм) образования каолинита, возникшие, по-видимому, вследствие каолинизации полевых шпатов.

В верхней пачке обнаружены единичные *Ammodiscus ex gr. asper* T e r q. и *Haplophragmoides* sp.

В Хатангской впадине домерские отложения обнажаются вдоль южного борта, начиная от р. Попигая, и далее на восток переходят

в Лено-Анабарскую впадину; вскрываются они и на отдельных структурах в центральной и северной частях впадины, повсеместно наблюдаются в скважинах. Домерские слои залегают на размытой поверхности пермских и триасовых пород. В основании разрезов по периферии впадины наблюдаются линзы и прослои конгломератов, рассеянная галька присутствует также в глинисто-алевролитовых породах. Мощность отложений 70—121 м в южной и восточной частях впадины и 250 м на севере (мыс Цветкова).

Наиболее полный разрез домерского яруса вскрыт скважинами на Тигяно-Анабарской антиклинали. По данным Т. М. Емельянцева [1954], в основании разреза лежат глины, выше — песчаники, переслаивающиеся с алевролитами. Здесь найдены обычные для этих отложений *Amaltheus* sp. indet., *Harpax terquemi* Desl., *H. spinosus* Sow. и др., а также разнообразная среднелейасовая микрофауна.

В домерских отложениях Нордвикского района А. А. Герке [1953] устанавливает два ритма осадконакопления, каждый из которых начинается пачкой глин и заканчивается переслаивающимися песчаниками, алевролитами и глинами.

На севере впадины (Восточный Таймыр) в разрезе домерских отложений, по данным И. С. Грамберга, С. С. Степашина и М. С. Шлейфера, большим распространением пользуются песчаные породы с обломками обугленной древесины, конкрециями сидерита и многочисленной галькой и валунами (до 20 см) траппов, пермских алевролитов. Фауна представлена двустворчатыми моллюсками (*Harpax laevigatus* Orb., *Inoceramus* cf. *gryphoides* Schloth. и др.) и брахиоподами.

На западном берегу Анабарской губы домерский ярус имеет мощность 143 м. Он сложен темно-серыми глинами и алевролитами с редкими линзовидными прослоями песчаников и алевролитов с известковистым цементом. Встречается примесь грубозернистого песка и известняковая галька (до 10 см) траппов, осадочных пород и кварца, иногда довольно обильная, а также обломки обугленной древесины, среди которой определены *Araucariophytis* sp. 2 Schilk. Характерны многочисленные желваки пирита и обильная ярозитизация глинисто-алевролитовых пород, реже встречаются конкреции глинистого известняка. Эти отложения содержат *Amaltheus margaritatus* Montf., *Harpax laevigatus* Orb., *H. spinosus* Sow. и другие, а также комплекс разнообразной среднелейасовой микрофауны.

На р. Анабаре мощность домерских осадков 93 м. Это серые и буровато-серые алевролиты с прослоями песков и реже глин, конкрециями песчаников и алевролитов с известковистым цементом и линзами глинистых известняков. Песчано-алевролитовые породы часто сильно ожелезнены. В алевролитах и песках присутствуют рассеянная галька траппов, халцедона, трахита, кордиеритовых сланцев, кварцитов и аргиллитов, обломки обугленной и ожелезненной древесины *Xenoxylon barberi* (Schward) Kräusel, многочисленные *Amaltheus margaritatus* Montf., *Passaloteuthis apicicurvata* Blainv., *Harpax laevigatus* Orb., *H. spinosus* Sow., *Lenella tiungensis* Kosch. и другие, а также разнообразная среднелейасовая микрофауна.

#### Тоарский ярус

В Усть-Енисейской впадине отложения тоарского яруса вскрыты скважинами в пределах Малохетского вала, где имеют мощность 155—230 м. Они разделяются на две пачки, каждая из которых отвечает самостоятельному ритму осадконакопления.

Нижняя пачка мощностью 63—110 м четко разделяется по литологическому составу на два горизонта. Нижний горизонт (мощность 22—

35 м) глинистый, сложен буровато- и черно-серыми аргиллитами и аргиллитоподобными глинами с конкрециями пирита и глинистого сидерита. К этому горизонту приурочены находки *Meleagrinnella cf. substriata* Goldf., *Inoceramus quenstedti* Psel. Верхний горизонт песчано-глинистый, представлен мелкозернистыми светло-серыми песчаниками с прослоями алевролитов и реже аргиллитов. Наблюдаются рассеянная галька и гравий, иногда прослой конгломератов мощностью до 20 см. Конгломераты плохо отсортированные, состоят из гравия и гальки пестроцветных аргиллитов, песчаников, кварца, кремней и диабазов размером до 3 см. В породах присутствуют крупные обломки обугленной и ожелезненной древесины, галька глин, тонкие линзочки угля, конкреции пирита и иногда мелкие (0,5—1 мм) образования каолинита.

Верхняя пачка имеет мощность 74—120 м. В основании ее залегают глинисто-алевролитовые породы. Светло-серые и серые алевролиты переслаиваются или сменяются по простиранию темно- и буровато-серыми аргиллитами и аргиллитоподобными глинами с конкрециями пирита и рассеянной галькой кварца и аргиллитов. Далее по разрезу увеличивается количество и мощность песчаных прослоев, которые в верхах пачки становятся преобладающими. Песчаники мелкозернистые, светло-серые или серые содержат гальку глин, обломки обугленной древесины, линзочки угля и конкреции пирита. Фауна найдена в глинисто-алевролитовой части пачки (*Meleagrinnella cf. substriata* Goldf. и др.). Микрофауна (*Ammodiscus pseudoinfimus* Gerke et Sossip. и др.) встречена и в более высоких горизонтах.

В Хатангской впадине тоарские отложения также пользуются широким распространением. Мощность колеблется от 40 м в южной части до 100 м в восточной и северной частях впадины. Повсюду в основании разреза фиксируется пачка глин мощностью до 25 м, содержащая характерный комплекс микрофауны (*Camptocythere mandelstami* Gerke et Lev, *C. porrecta* Gerke et Lev и др.). Эта пачка Т. М. Емельянцевым названа китербютским горизонтом. Выше залегают переслаивающиеся песчаники, алевролиты и глины с прослоями известняков. Наиболее полный разрез (108 м) вскрыт скважинами на Урюнг-Тумусской брахантиклинали, где мощность китербютского горизонта достигает 18 м [Емельянцев, 1954]. Здесь встречены *Dactyloceras aff. annulatum* Sow., *D. cf. crassulosum* Sow., *Passaloteuthis tolli* Pavl. и микрофауна.

Отложения тоарского яруса составляют единый ритм осадконакопления, начинающийся с глин и заканчивающийся песчано-алевролитовыми породами. Тоарские осадки в отличие от домерских более мелкозернистые, даже в разрезах у южного и северного бортов впадины преобладают глинистые породы. Имеются основания предполагать, что у южного и северного бортов впадины мощность верхней части тоарских отложений уменьшается в результате размывов.

На побережье Анабарской губы (западный и восточный берег) тоарские отложения мощностью 142 м представлены в основании 25-метровой пачкой темно-серых глин с многочисленными включениями пирита и ярозита с массой разрушенных белемнитов и микрофауной (китербютский горизонт). Выше лежат серые алевролиты, переслаивающиеся с мелкозернистыми песчаниками и глинами и плохо отсортированными глинисто-алевролитовыми породами, с конкрециями алевролитов и песчаников с известковистым цементом, стяжениями пирита, конкрециями и линзами пиритизированных известняков. Последние особенно характерны для верхней части разреза (рис. 3). Эти отложения содержат многочисленные ростры белемнитов (*Nannobelus pavlovi* Kr m h., *Mesoteuthis conoidea* Or p.,

*Passaloteuthis tolli* P a v l. и др.), аммонитов (*Dactylioceras mucronatum* O r b., *D. commune* S o w., *Pseudolioceras* sp. indet. и др.) и двустворчатых моллюсков.

Тоарские отложения на р. Анабаре имеют мощность всего 31 м, так как верхняя, песчано-алевритовая, часть разреза размыта. Здесь имеются лишь глины китербютского горизонта буровато-серые, содержащие прослойки алевролитов с известковистым цементом, линзами и конкре-



Рис. 3. Выходы алевролитов верхней части тоарского яруса на восточном берегу Анабарской губы.

циями глинистых известняков, а также с линзочками гипса. В составе фауны найдены *Passaloteuthis tolli* P a v l., *Nannobelus pavlovi* K r i m h., *Tancredia stubendorffi* S c h m., *Leda jacutica* P e t r. и др.).

### Средний отдел

#### Ааленский ярус

В Усть-Енисейской впадине ааленские отложения вскрыты скважинами в пределах Малохетского вала. Они имеют мощность 141—170 м и разделены на две пачки, составляющие единый ритм осадконакопления.

Нижняя пачка мощностью 48—72 м сложена очень своеобразными черно-серыми с зеленоватым оттенком аргиллитоподобными глинами, которые по простиранию сменяются аргиллитами. Песчаники и алевролиты наблюдаются лишь в виде тонких и редких прослоев. Характерно присутствие гравелитов и реже конгломератов (до 15 см мощности), а также рассеянной гальки и гравия. Галька и гравий представлены черными и пестроцветными аргиллитами, песчаниками, кварцем, диабазом, сильно метаморфизованной хлорито-серпентиновой породой и филлитами. По всему разрезу присутствуют конкреции пирита, глинистого сидерита, а также многочисленные плевромии, в которых обнаружена *Pleuromya*

aff. *tenuistria* A g. Кроме того, встречены *Arctotis lenaensis* L a h., *Inoceramus amygdaloides* S c h l o t h. и др. Микрофауна представлена единичными нехарактерными видами.

Верхняя пачка мощностью 70—108 м сложена песчаными породами с редкими прослоями алевролитов и глин. Песчаники мелкозернистые, светло-серые, нередко с тонкими (до 3 см) линзами и прослойками каменных углей, плоской галькой глин, конкрециями пирита. Алевролиты светло-серые и буровато-серые, глины и аргиллиты зеленовато-бурые. В этих отложениях найдены *Ammodiscus* ex gr. *asper* T e r q. и другие нехарактерные виды фораминифер. Однако условно эта пачка также отнесена к аалену, так как составляет с нижележащей пачкой единый ритм осадконакопления и перекрывается фаунистически охарактеризованным байосом.

В Хатангской впадине ааленские отложения обнажаются на поверхности в южной и северной частях впадины и вскрыты буровыми скважинами. Мощность этих отложений возрастает от 56 м в южной части до 100—125 м в северной.

Наиболее полный разрез вскрыт скважинами на Урюнг-Тумусской брахиантиклинали. По данным М. К. Калинин [1954], Б. Н. Любомирова и других, в нижней части его залегают аргиллиты и алевролиты с тонкими пропластками алевролитов и песчаников общей мощностью 75 м. Верхняя пачка мощностью 25 м сложена светло-серыми алевролитами и алевролитами.

Более четкая ритмичность в составе ааленских отложений наблюдается в западной части Тигяно-Анабарской антиклинали. Нижняя пачка [Емельянец, 1954] мощностью 55 м представлена глинами с прослоями песчаников и линзами глинистых известняков; верхняя — песками и песчаниками мощностью до 40 м.

Такая же четкая смена глинистых пород нижней части песчаными в верхней части разреза отмечается и на севере впадины. Здесь в нижней пачке наблюдается прослой (5 м) конгломерата с галькой осадочных пород [Мигаи, 1952].

Породы нижней пачки содержат *Ludwigia concava* S o w., *Hastiles* aff. *clavatus* B l a i n v., *Arctotis lenaensis* L a h. и другие, а также микрофауна; в верхней пачке найдена только микрофауна.

В пределах Анабарского порога ааленские отложения выходят на поверхность лишь на западном берегу Анабарской губы. На восточном берегу они срезаны сбросом, по которому проходит контакт тоарских отложений с байосскими. На р. Анабаре верхняя часть тоара и аалена размыта.

На западном берегу Анабарской губы ааленские отложения мощностью 29 м залегают на размытой поверхности верхнетоарских пород. В составе отложений, так же как и повсюду на севере Центральной Сибири, выделяются две пачки: нижняя — глинистая, верхняя — песчано-алевролитовая.

Нижняя пачка мощностью 20 м сложена темно-серыми глинами с выцветами ярозита, желваками пирита, конкрециями алевролитов, имеющими известковый цемент. В основании наблюдается прослой мелкозернистого песчаника с известковым цементом, галькой сидерита и обугленной древесной. Из этой пачки собраны *Arctotis* ex gr. *lenaensis* L a h., *Inoceramus* aff. *menneri* K o s c h. и др.

Верхняя пачка мощностью 9 м состоит из чередующихся прослоев алевролитов, глин с желваками пирита и мелкозернистых песчаников. В пачке встречены *Ludwigia* aff. *rudis* B u e c k m., *L. arctica* V o r o n. (in litt.), *Inoceramus subretrorsus* V o r o n. (in litt.) и др.

### Байосский ярус

В Усть-Енисейской впадине байосские отложения мощностью 95—164 м (там, где они не подверглись размыву в предваланжинское время) вскрыты скважинами. Имея преимущественно глинисто-алевритовый характер, эти отложения очень изменчивы как по простиранию, так и по разрезу. В разрезе преобладают буровато-серые глины, реже аргиллиты и буровато-серые алевролиты. Мелкозернистые светло-серые песчаники наблюдаются в виде редких и маломощных прослоев. Характерно присутствие плохо отсортированных пород с флюидальной текстурой, состоящих из неправильно (пятнисто) чередующихся глинистых, алевритовых и песчаных участков. В породах много конкреций пирита и сидерита, иногда встречаются хорошо окатанные зерна гравия, аргиллитов и алевролитов.

Здесь обнаружены двустворчатые моллюски *Tancredia subtilis* L a h., *Meleagrinnella decussata* M ü n s t. и другие, а также комплекс известковых фораминифер (около 50 видов).

### Байосский и батский ярусы

В Хатангской впадине байосские и батские отложения расчленить очень трудно, так как они представлены довольно однородными глинисто-алевритовыми породами, неравномерно охарактеризованными фауной. В верхней части разреза встречаются только батские аммониты и байос-батские белемниты и двустворчатые моллюски.

Мощность отложений колеблется от 40—100 м в южной части до 206 м и более в восточной и северной частях впадины.

На юге и востоке впадины [Воронов, 1961; Емельянец, 1954] байос-батские отложения представлены аргиллитами, глинами и алевролитами с подчиненными прослоями песчаников и известняков. Эту часть разреза, вероятно, можно относить к байосу. Выше лежат чередующиеся песчаники, алевролиты и глины, которые, по-видимому, являются батскими. В разрезах южной части впадины роль песчаников в верхних горизонтах не увеличивается. Возможно, это связано с размывами, которые имели место в верхней юре и перед отложением нижнего мела, в результате чего были смыты верхние горизонты батских осадков.

В северной части впадины разрез байос-бата сложен однообразной толщей песчаников с подчиненными прослоями алевролитов.

Описываемые отложения охарактеризованы богатой фауной, позволяющей предполагать присутствие здесь осадков байоса (*Inoceramus* ex gr. *retrorsus* K e y s., *Arctotis sublaevis* V o d u l. и разнообразная среднеюрская микрофауна), нижнего бата (*Morrisiceras lapinskajae* V o r o n., *M. sibiricus* V o r o n., *Cranoccephalites vulgaris* S p a t h, *Megateuthis* sp., *Inoceramus porrectus* E i c h w. и разнообразная среднеюрская микрофауна), а также верхнего бата (*Arctocephalites arcticus* N e w t. et T e a l., *A. aff. ellipticus* S p a t h и обедненный комплекс среднеюрской микрофауны).

В пределах Анабарского порога в настоящее время невозможно разделение байосских и нижней части нижнебатских отложений. Глинисто-алевритовые породы байоса — нижнего бата обнажаются на восточном берегу Анабарской губы и на р. Анабаре. На побережье Анабарской губы устанавливается нижний подъярус байосского яруса, мощность которого 32 м. Выпадение из разреза на побережье Анабарской губы верхней песчаной пачки в аалене, а также непосредственный контакт байоса с нижней юрой на р. Анабаре позволяют предполагать наличие перерыва в основании байоса. Отложения нижнего байоса представлены темно-серыми алев-

ритами, содержащими линзовидные прослои алевролитов с известковистым цементом, и в подчиненном количестве прослоями темно-серых глин и мелкозернистых песчаников. В глинах наблюдаются линзы сидерита и включения ярозита, рассеянная галька кварца, алевролитов, аргиллитов и кремней. Здесь встречены *Hyperlioceras* sp., *Normannites arcticus* V o g o n., *Inoceramus lucifer* E i s h w. и комплекс известковых фораминифер.

На восточном берегу Анабарской губы байос-нижнебатские отложения мощностью 80 м представлены преимущественно глинами с подчиненными прослоями алевролитов. Глины темно-серые, содержат караваи и линзы алевролитов с известковистым цементом и конкреции сидерита. В отложениях обнаружены *Inoceramus* ex gr. *retrorsus* K e y s., *In.* ex gr. *porrectus* E i s h w. и другие, а также многочисленная микрофауна и иногда обломки обугленной древесины.

На р. Анабаре мощность описываемых отложений 46 м. Они представлены алевролитами, которые залегают с размывом на породах тоарского яруса. В основании разреза встречаются галька осадочных пород и окаймленные ростры нижнеарктических белемнитов.

Алевролиты буровато-серые, плохо отсортированные, часто со значительной примесью зерен размером около 1 мм, с пропластками темно-серой глины, конкрециями сидерита, иногда галькой кварца, трапшов и осадочных пород. В них присутствуют *Arctotis sublaevis* B o d y l., *Inoceramus* cf. *lenaensis* K o s c h. и микрофауна.

#### Батский ярус

В Усть-Енисейской впадине батские отложения вскрыты скважинами. На сводах поднятий Малохетского вала они подверглись размыву в предвалацжинское время. На крыльях Малохетского вала мощность этих отложений составляет 143—155 м.

Батский ярус расчленяется на две пачки: нижняя сложена преимущественно светло-серыми мелкозернистыми песчаниками с прослоями алевролитов и глин, верхняя представлена светло- или буровато-серыми алевролитами и алевролитами и зеленовато-серыми глинами с прослоями песчаников. В направлении с востока на запад, по-видимому, происходит увеличение количества и мощности глинистых прослоев и смена алевролитов пород глинистыми. Имеются конкреции песчаников и алевролитов с известковистым цементом, конкреции пирита и сидерита. Наблюдаются два прослоя каменных углей. Первый, мощностью до 5 см, расположен примерно в 25—50 м от подошвы пачки, второй, мощностью до 10 см, находится на расстоянии 80—120 м от ее подошвы.

Из органических остатков обнаружены *Pityophillum* cf. *solmsi* S e w., *P. lindströmi* N a t h., редкие обломки двустворчатых моллюсков и скудная микрофауна.

В Хатангской впадине батские отложения, как указывалось выше, не отделяются от байосских. В районе Анабарского порога они представлены довольно однородными глинисто-алевролитовыми породами. На побережье Анабарской губы мощность их достигает 190 м, причем наиболее полным является разрез восточного берега. Здесь обнажаются чередующиеся между собой темно-серые глины и алевролиты с известковистыми шаровыми конкрециями, линзовидными прослоями глинистого известняка и очень характерными для этих отложений звездчатыми конкрециями кальцита светло-серого или черного цвета. В глинах отмечаются стяжения пирита.

Собранная в этих отложениях богатая фауна позволяет выделить нижний бат мощностью 100 м, содержащий *Cranocephalites vulgaris* S p a t h,

*Megateuthis* aff. *quinesulcata* В l a i n v., *Inoceramus porrectus* E i c h w. и разнообразную среднеюрскую микрофауну, и верхний бат мощностью 85 м, содержащий *Arctocephalites* cf. *ellipticus* S p r a t h, *Cylindroteuthis* aff. *subextensa* N i k., *Inoceramus bulunensis* K o s c h. и разнообразную среднеюрскую микрофауну.

На р. Анабаре мощность отложений, охарактеризованных батской фауной, 57 м. Они представлены серыми алевролитами. В подчиненном количестве встречаются прослои темно-серых глин, линзовидные прослои алевролитов с известковистым цементом, шаровые конкреции известняков и звездчатые сростки кальцита. В глинах отмечаются стяжения пирита. Встречаются крупные обломки древесины *Xenoxylon* sp. n. S c h i l k. и фауна, позволяющая выделить нижний бат, мощностью 47 м, с *Megateuthis* aff. *elliptica* M i l l., *Arctotis sublaevis* B o d y l. и другие и верхний бат, мощностью 10 м, с *Arctocephalites* (? *Cranocephalites*) sp. indet., *Pachyteuthis* sp. indet. (cf. *subrediviva* L e m.) и др. В породе обнаружены обильная микрофауна среднеюрского облика. Лежащая выше 54-метровая пачка алевролитов не содержит органических остатков, позволяющих судить о ее возрасте. Она условно отнесена к верхнему бату — келловеею, так как по литологическому составу сходна с батскими отложениями и залегает между фаунистически охарактеризованными верхним батом и верхним келловеем. В верхнебатских — келловейских алевролитах найдены лишь скудная микрофауна и обломки двустворчатых моллюсков плохой сохранности.

## Верхний отдел

### Келловейский ярус

В Усть-Енисейской впадине келловейские отложения мощностью до 44 м вскрыты скважинами преимущественно на крыльях Малохетского вала. Они представлены зеленовато-серыми или буровато-серыми алевролитами с редкими и маломощными прослоями глин и песчаников. В алевролитах встречаются тонкие линзочки глин и песчаников. В последних иногда имеются зерна глауконита. Присутствуют конкреции сидерита. По-видимому, в направлении на запад келловейские отложения становятся более глинистыми. В породах обнаружены аммониты, белемниты и двустворчатые моллюски, позволяющие выделить нижний подъярус с *Cadoceras* (? *Arcticoceras*) sp. indet. и верхний подъярус с *Longaeviceras* cf. *nikitini* S o k., *Aucella lata* T r a u t. Микрофауна встречается редко.

В Хатангской впадине келловейские отложения распространены в основном в зонах погружения. На периферии впадины и на сводах многих структур эти отложения выпадают из разреза. Мощность отложений колеблется от 33 м вблизи южного борта впадины до 60 м в восточной и 190 м в северной частях ее.

Породы представлены, по данным М. К. Калинин [1954], Т. М. Емельянцева [1954] и других, алевролитами с тонкими прослоями глин на юге впадины, глинами с прослоями алевролитов и глинистого известняка на востоке и песчаниками с прослоями алевролитов на севере. Собранная фауна дает основание предполагать присутствие всех трех подъярусов, хотя выделение их в разрезе не всегда возможно. Нижний подъярус содержит *Cadoceras elatmae* N i k., *C. calyx* S p r a t h, *Arcticoceras excentricum* V o r o n. и микрофауну, средний — *Cadoceras tschefkini* O r b. и микрофауну, верхний — *Longaeviceras holstedahli* S a l f. et F r e b., *L. ex gr. nikitini* S o k. и микрофауну.

В районе Анабарского порога келловейский ярус установлен на севере (побережье Анабарской губы, о. Бегичева) и на юге (р. Анабар).

На побережье Анабарской губы и на о. Бегичева келловейские отложения представлены глинами и аргиллитоподобными глинами с прослоями алевролитов, линзовидными прослоями глинистых известняков, конкрециями сидерита, желваками пирита, звездчатыми и пальцеобразными сростками кальцита, включениями ярозита, а также обломками древесины *Xenoxylon barberi* (Schwartz) Kräusel, *Cupressinoxylon* sp., *Araucariopitys* sp. Мощность отложений 44 м (видимая) на о. Бегичева и 63 м на восточном берегу Анабарской губы (рис. 4).

Нами выделяются три подъяруса: нижний (*Cadoceras* cf. *ognevi* Bodul., *C. elatmae* Nik. и др.), средний, фаунистически охарактеризо-



Рис. 4. Аргиллитоподобные глины с конкрециями алевролитов с известковистым цементом из отложений келловей о. Бегичева.

ванный только на о. Бегичева (*Cadoceras milascheviči* Nik. и разнообразная микрофауна верхнего микрофаунистического горизонта), и верхний (*Longaeviceras keyserlingi* Sok., *L. novosemelicum* Bodul. и др.).

На р. Анабаре установлены лишь фаунистически охарактеризованные отложения верхнего келловей мощностью 5—10 м. Они представлены неправильнослоистыми алевритами бурого цвета с прослоями серо-зеленых и зеленовато-черных оолитовых лептохлоритовых песчаников. В последних отмечается галька халцедона. Из этих пород собраны *Longaeviceras keyserlingi* Sok., *Pachyteuthis subextensa — panderi* Romr. и др.

#### Оксфордский ярус

В Усть-Енисейской впадине отложения оксфордского яруса мощностью 90 м вскрыты скважинами на крыльях Малохетского вала. Они представлены главным образом буровато-серыми и темно-серыми алевролитами, а также темно-серыми глинами с довольно мощными прослоями песчаников (до 8 м). Песчаники мелкозернистые, зеленовато-бурые. В песчаниках встречаются галька глин и конкреции сидерита. Многочисленные двустворчатые моллюски, белемниты и аммониты позволяют выделить нижний оксфорд с *Cardioceras jacuticum* Pavl. и верхний оксфорд

с *Amoeboceras* cf. *alternoides* Nik., *Amoeboceras* sp. indet. (aff. *alternans* В u с h.) и др. Микрофауна малочисленная, найдена только в нижних горизонтах.

В Хатангской впадине оксфордские отложения, по-видимому, распространены широко, но на периферии впадины и на отдельных структурах внутри нее часто выпадают из разреза. Мощность оксфордского яруса колеблется от 15 м на юге до 31 м на востоке и, вероятно, 50 м на севере.

Оксфордские отложения представлены, по данным М. К. Калинин [1954] и Б. Н. Любомирова, преимущественно алевритами и глинами и только на севере, в районе рек Чернохребетной и Подкаменной, в составе оксфордских образований существенная роль принадлежит песчаным породам [Басов и др., 1963]. Найденная здесь фауна доказывает присутствие нижнего оксфорда с *Cardioceras cordatum* S o w., *C. arcticum* P a v l. и верхнего оксфорда с *Amoeboceras alternans* В u с h., *Aucella kirghisensis* S o k.

В районе Анабарского порога оксфордские отложения встречены на севере (п-ов Пахса и западный берег Анабарской губы) и на р. Анабаре. Однако и здесь разрез неполный. На р. Анабаре наблюдается 10-метровая пачка буровато-серых алевритов с прослоями алевролитов с известковистым цементом и буровато-черных лептохлоритовых оолитовых песчаников с галькой и фауной нижнего оксфорда (*Cardioceras excavatum* S o w., *C. caelatum* P a v l. и др.). На западном берегу Анабарской губы обнажаются черные глины с конкрециями глинистого известняка видимой мощностью 16 м, в которых найдена фауна нижнего оксфорда (*Cardioceras cordatum* S o w., *C. arcticum* P a v l. и др.) и фораминиферы *Trochammina oxfordiana* S c h a r.

На п-ове Пахса имеются выходы темно-серых глин с включениями пиритизированного известняка и конкрециями известняка видимой мощностью 14 м. Эти глины содержат фауну верхнего оксфорда (*Amoeboceras alternans* В u с h., *Am.* aff. *zietenii* R o u i l l. и фораминиферы).

#### Кимериджский ярус

В Усть-Енисейской впадине отложения кимериджа в пределах Малохетского вала сохранились на наиболее погруженных участках. Вероятно, полный разрез этих отложений имеется только на южном, опущенном крыле Малохетского вала, где мощность их оценивается в 180 м.

По литологическим особенностям выделяются две пачки. Нижняя пачка сложена мелко- и среднезернистыми глауконитовыми песчаниками серовато-зеленого, зеленого, желто-зеленого и черно-зеленого цвета, черными с зеленоватым оттенком алевритами и алевролитами. Глауконит и шамозит располагаются в породах в виде линзочек или неправильных включений, а также прослоек мощностью до 2 мм. В прослойках глауконита присутствуют хорошо образованные кристаллы пирита. В верхней пачке наблюдается частое переслаивание зеленовато-серых и зеленовато-черных алевритов и алевролитов с черными глинами. Мощность алевритовых и глинистых прослоев колеблется от нескольких метров до 20 м, причем к верхам разреза мощность прослоев уменьшается. В направлении на восток происходит смена глинистых пород алевритовыми и песчано-алевролитовыми. В глинах и алевритах имеются конкреции пирита.

Встречены многочисленные аммониты, белемниты и двустворчатые моллюски, среди которых определены *Amoeboceras* ex gr. *kitchini* S a l f., *Am. sokolovi* B o d y l., *Am.* cf. *decipiens* S p a t h, *Pictonia* sp. indet., *Aucella* cf. *bronni* R o u i l l. и др. В составе микрофауны найдены *Len-*

*ticulina infravolgensis* Furss. et Pol., *Fronicularia nodulosa* Furss. et Pol. и др.

На периферии Хатангской впадины кимериджские отложения обнажаются спорадически. На южном борту впадины коренные выходы кимериджа мощностью 27 м обнаружены в 4 км к северу от края Средне-Сибирского плоскогорья, на р. Лево́й Боярке. Они представлены глауконитовыми



Рис. 5. Пески с конкрециями песчаников с известковистым цементом из отложений кимериджа на р. Чернохребетной (п-ов Таймыр).

и лептохлоритовыми песками и алевритами зеленого, черно- и буровато-зеленого цвета. Встречены конкреции песчаников и алевролитов с известковистым цементом, с обломками и крупными стволами древесины, желваками пирита, с многочисленной и разнообразной фауной. Собранные *Pictonia* spp., *Rasenia* spp., *Amoeboceras spathi* Schulg., *Am. kitchini* Salf. и др. указывают на нижнекимериджский возраст вмещающих пород.

В верховьях р. Хеты, в 1,3 км от выходов траппов на бечевнике, в изобилии наблюдаются крупные валуны (до 4 м) и неокатанные плиты лептохлоритовых песчаников, алевролитов и конгломератов, переполненных разнообразной фауной, крупными обломками древесины, а также нередко угловатой галькой траппов и халцедона. Конгломераты плохо сортированные. Вместе с галькой встречаются валуны траппов до 40 см

и конкреции фосфоритов. Здесь также найдены *Amoeboceras kitchini* S a l f., *Rasenia uralensis* O r b., *Pachyteuthis breviaxis* P a v l. и др.

Внутри Хатангской впадины отложения нижнего кимериджа мощностью до 14 м обнаружены на отдельных структурах [М. К. Калинин, 1954]. Они сложены зеленовато-серыми глинами с прослоями, линзами и включениями глауконитовых песчаников, реже с прослоями и конкрециями известняка.

На северном борту Хатангской впадины мощность кимериджского яруса 172—182 м [Басов и др., 1963]. Разрез кимериджа сложен мелкозернистыми песчаниками буровато-желтого и зеленовато-серого цвета, содержащими многочисленные конкреции песчаников с известковистым цементом (рис. 5). Фауна представлена *Amoeboceras kitchini* S a l f. и др. Кроме того, здесь впервые для арктических районов обнаружены верхнекимериджские *Aulacostephanus* sp.

В пределах Анабарского порога кимериджские отложения известны лишь на п-ове Пахса, где они представлены 8-метровой пачкой темно-серых глин, включающих конкреции глинистых известняков с *Amoeboceras* ex gr. *kitchini* S a l f., *Pachyteuthis curta* L o g a n и др.

#### Нижний волжский ярус

В Усть-Енисейской впадине отложения нижнего волжского яруса вскрыты скважинами. Они также подверглись сильному размыву в предваланижское время, а поэтому полный разрез их сохранился только на южном, опущенном крыле Малохетского вала. Здесь мощность отложений составляет 160 м. Наблюдается чередование пачек черных и черно-серых глин, иногда аргиллитоподобных и зеленовато-серых алевритов и алевролитов. Встречаются маломощные (до 5 см) прослои мергелей и глинистых известняков. Нижние 50—60 м разреза сложены глинисто-алевритовыми породами, для которых характерно тонкое (ленточное) переслаивание глинистых и алевритовых прослоев. В восточном направлении отложения становятся более крупнозернистыми, появляются пачки песчаных пород. В глинах и алевритах встречаются конкреции пирита. Разнообразная и многочисленная фауна и микрофауна позволяют выделить нижний подъярус с *Subplanites* (?) *rotor* B o d y l., *Pachyteuthis ingens* K r i m h. и верхний подъярус с *Dorsoplanites* sp. и *Laugeites* sp.

В Хатангской впадине отложения нижнего волжского яруса присутствуют на отдельных структурах в ее восточной части, спорадически встречаются также на периферии впадины.

По южному борту впадины коренных выходов нижнего волжского яруса не обнаружено. Однако в верховьях р. Хеты в изобилии встречаются крупные конкреции лептохлоритовых алевролитов и песчаников с известковистым цементом, в которых присутствуют *Pectinatites* и *Subdichotomoceras*. Возможно они, как и нижнекимериджские валуны, свесены ледником со Средне-Сибирского плоскогорья.

На структурах восточной части впадины нижеволжские отложения мощностью 20—50 м сложены глинами и аргиллитами с прослоями, линзами и конкрециями известняков.

На северном борту впадины у подножья гор Бырранга, на р. Дябака-Тари, в 200 м от выходов нижней перми обнажаются слои верхнего подъяруса нижнего волжского яруса видимой мощностью 53 м. Они представлены зеленовато-бурными и черно-зелеными лептохлоритовыми алевритами, в низах разреза перемежающимися с лептохлоритовыми песчаниками, содержащими прослои и конкреции алевролитов и песчаников с изве-

стковистым цементом (рис. 6). В породах присутствуют мелкие конкреции фосфорита, желваки пирита, галька (до 20 см) трапшов и пермских осадочных пород, обломки древесины и многочисленная фауна. Здесь собраны *Dorsoplanites ex gr. panderi* O r b., *D. ex gr. maximus* S p a t h и аммониты, сходные с *Titanites*, а также аммониты титонского типа и др.



Рис. 6. Выходы отложений нижнего волжского яруса на р. Дябака-Тари (п-ов Таймыр).

В районе Анабарского порога отложения нижнего волжского яруса почти полностью размыты. На правом берегу р. Анабара, по данным Ф. Ф. Ильина и Б. П. Ситникова, сохранились нижневолжские конгломераты и песчаники с *Pachyteuthis aff. ingens* K r i m h. и *Aucella mosquensis* В u c h.

#### Верхний волжский ярус

В Усть-Енисейской впадине отложения верхнего волжского яруса мощностью 150 м надежно устанавливаются только на южном, опущенном крыле Малохетского вала. Они представлены черными и темными зеленовато-серыми глинами с двумя прослоями зеленовато-серых алевролитов и тонкими пропластками мергелей и глинистых известняков. В алевролитах и особенно глинах часто встречаются конкреции пирита. Породы содержат обильную фауну (*Taimyroceras laevigatum* B o d y l., *T. niiga* B o d y l., *Aucella ex gr. fischeriana* O r b. и др.), а также богатый комплекс микрофауны, что позволяет выделить здесь три зоны.

В периферической части Хатангской впадины отложения верхнего волжского яруса развиты довольно широко. У южного борта впадины они известны в верховьях р. Хеты и в бассейне р. Боярки.

В верхнем течении р. Хеты, в 1,4 км от выходов трапшов, наблюдаются темно-серые или зеленовато-бурые алевролиты мощностью 70 м, содержащие линзы и конкреции алевролитов с известковистым цементом, реже глинистые известняки. В породах встречаются обломки древесины

и многочисленные аммониты, белемниты и ауцеллы, среди которых определены *Craspedites okensis* Orb., *Taimyroceras taimyrense* Bodul., *Chetaites chetae* Schulg., *Cylindroteuthis glennensis* And., *C. comes* Vognp. и др. В этих отложениях присутствует также обильная микрофауна.

На рекахлевой и Правой Боярке верхневолжские глауконитовые песчаники, темно-серые и бурые алевриты мощностью 19 м с линзами и конкрециями алевритов с известковистым цементом и глинистых известняков трансгрессивно перекрывают осадки кимериджа. Здесь найдены *Craspedites* spp., аммониты титонского типа и белемниты.

Внутри Хатангской впадины и на структурах в ее восточной части верхневолжские отложения пока достоверно не устанавливаются.

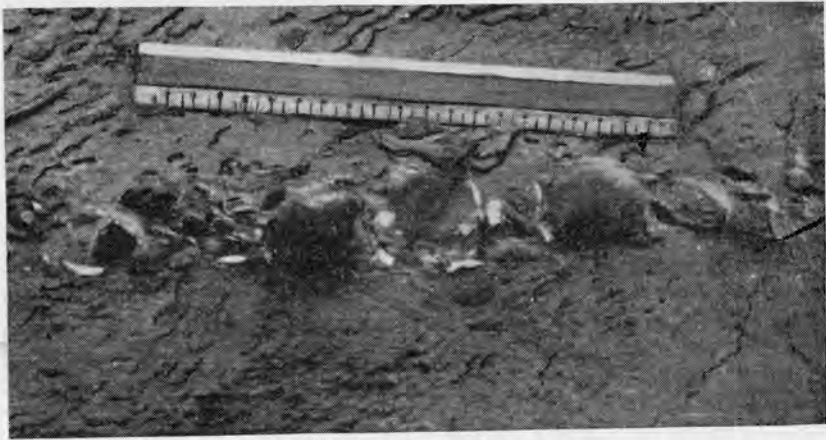


Рис. 7. Желваковые конкреции фосфоритов из отложений верхнего волжского яруса на р. Анабаре.

На северном борту впадины (ручей Голубой — приток р. Дябака-Тари), установлены верхневолжские отложения видимой мощностью 40 м. Они представлены лептохлоритовыми алевритами. Имеются прослойки лептохлоритовых песчаников с линзами и конкрециями известковистых песчаников, содержащих редкую гальку и валуны (до 25 см) траппов и пермских пород, а также мелкие конкреции фосфоритов. В этих отложениях встречена фауна (*Craspedites* ex gr. *nodiger* Eichw., *Taimyroceras* sp. и др.).

В пределах Анабарского порога верхневолжские отложения незначительной мощности надежно выделяются на севере (п-ов Пахса) и на р. Анабаре.

На п-ове Пахса на кимериджских глинах без видимых следов перерыва залегают темно-серые, почти черные глины с многочисленными прослоями и конкрециями глинистого известняка мощностью 7 м. Глины пиритизированы, в них обнаружены *Craspedites* cf. *okensis* Orb., *Cylindroteuthis comes* Vognp., *C. jacutica* Sachs и др.

На р. Анабаре и его правых притоках мощность верхнего волжского яруса не превышает 5—10 м.

Отложения представлены оолитовыми лептохлоритовыми плохо отсортированными песчаниками, алевритами, гравелитами и мелкогалечными конгломератами зеленовато-серого, зеленовато-бурого и зеленовато-черного цвета. Мощность прослоев конгломератов и гравелитов до 0,2 м.

Размер галек 1—5 см, реже до 10 см. Крупнообломочный материал, состоящий в основном из кремней, окремненных аргиллитов, окремненных известняков, песчаников с фосфоритовым или хлорито-карбонатно-фосфоритовым цементом, кварцем и кварцитами, отличается плохой сортировкой. По данным З. В. Осиповой, в конгломератах обнаружены единичные окатанные валуны долеритов, оливниновых долеритов, сиенитов и лейкократовых измененных гиперстеновых гнейсов. Цементом гравелитов и мелкогалечных конгломератов является оолитовый лептохлоритовый плохо отсортированный песчаник обычно с фосфоритом.

В породах много фосфоритовых конкреций размером до 15 см (рис. 7) и фауны, особенно белемнитов (*Pachyteuthis obliquispinata* Romp., *P. regularis* Blüthg., *Cylindroteuthis elongata* Blüthg. и др.).

### МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Меловые отложения на севере Центральной Сибири в области Енисейско-Ленского прогиба распространены почти повсеместно. На большей части описываемой территории меловые осадки перекрыты четвертичными отложениями и только в восточной части выходят на поверхность. Наибольшая (3200 м) мощность меловых пород в Усть-Енисейской впадине. По направлению на восток она сокращается до 1700 м в Хатангской впадине и до 1100 м в пределах Анабарского порога. Сокращение общей мощности меловых отложений связано не только с отсутствием верхнемеловых осадков на востоке рассматриваемой территории, но и с уменьшением мощностей отложений всех ярусов меловой системы с запада на восток.

#### Нижний отдел

##### Валанжинский ярус

В Усть-Енисейской впадине отложения валанжина вскрыты скважинами. Мощность их составляет 350 м в пределах Малохетского вала и более 500 м на Яковлевском куполе. На Малохетской структуре валанжинские породы ложатся с разрывом на различные горизонты средней и верхней юры. В отличие от верхнеюрских пород, характеризующихся темной окраской, породы валанжина окрашены в светлые зеленовато-серые и светло-серые цвета и представлены алевролитами, глинами и мелкозернистыми песчаниками. Количество и мощность песчаных пород в районе Малохетского вала значительно возрастают в верхах разреза. В районе р. Яковлевой по всему разрезу преобладают темно-серые аргиллиты и светло-серые и серые алевролиты. В глинах, аргиллитах и алевролитах встречаются мелкие желвачки и кристаллики пирита, реже конкреции глинистого сидерита. В составе отложений выделяются нерасчлененные нижний и средний подъярусы, а также верхний подъярус. Отложения нижнего подъяруса охарактеризованы богатой фауной, среди которой определены *Surites* cf. *spasskensis* Nik., *Subcraspedites* sp., *Tollia* (?) sp. indet., *Temnoptychites* cf. *syzranicus* Pavl., *Polyptychites* cf. *stubbendorffi* Schm., *Aucella* ex gr. *fischeriana* Orb. и др., а также комплекс валанжинской микрофауны. В породах верхнего подъяруса органических остатков содержится мало. Встречены лишь плохо сохранившиеся *Aucella* (?) cf. *sublaevis* Key s. и обедненный комплекс фораминифер (*Haplophragmoides* ex gr. *nonioninoides* Reuss, *H. niveus* Schagr.).

В Хатангской впадине валанжинские отложения распространены почти повсеместно, но на сводах наиболее приподнятых структур внутри впадины размыты. Мощность их колеблется от 185 м у южного борта до

250 м, а возможно и более — в центральной части впадины. У южного борта впадины (реки Хета, Боярка, Котуй) валанжинские отложения представлены серыми и темно-серыми алевритами, серыми глинами и светло-серыми мелко- и среднезернистыми песками с линзовидными прослоями и конкрециями глинистых известняков (в низах разреза), песчаников и алевролитов с известковистым цементом, конкрециями сидерита, желваками пирита. Количество песчаных пород резко возрастает снизу вверх по разрезу. В среднем и верхнем валанжине отложения имеют преимущественно песчаный состав (рис. 8).



Рис. 8. Выходы отложений среднего валанжина на р. Боярке.

В валанжинских породах, особенно в среднем и верхнем валанжине, много встречается прослоев и линз серовато-зеленых, темно-зеленых и зеленовато-бурых лептохлоритовых, часто оолитовых разномзернистых песчаников и алевролитов. В некоторых разрезах (реки Попигай, Мурутума-Тари) в основании валанжина, по данным С. И. Киселева, М. С. Шлейфера и других, наблюдается прослой конгломерата мощностью до 0,4 м, с галькой траппов и пермских пород.

Многочисленная фауна, найденная в этих отложениях, позволяет произвести подъярусное расчленение разреза: нижний подъярус с *Chetaites sibiricus* Schulg., *Hectoroceras* spp., *Subcraspedites* spp., *Surites* spp., *Tollia tolli* Pavl., *T. tolmatschowi* Pavl. и др., средний — с *Temnoptychites* spp., *Polyptychites michalskii* Vog., *P. remulacosta* Pavl., *P. stubendorffi* Schm., *Astieriptychites* spp. и др. и верхний — с *Dichotomites* aff. *bidichotomus* Leum., *D. aff. triplodiptychus* Pavl., *Polyptychites* ex gr. *polyptychus* Keus., *Bochianites* sp. indet. и др. Встречается также богатый комплекс микрофауны.

В центральных частях впадины в разрезе валанжина преобладают глинисто-алевритовые породы с прослоями известняков (бухта Сындаско, междуречье Харабыла и Суолемы, Тигяно-Анабарская антиклиналь). Песчаные породы небольшой мощности появляются лишь в самых верхах разреза или в присводовых частях структур.

В районе Анабарского порога мощность отложений валанжина колеблется от 135 м на юге до 280 м на севере. При этом на юге (р. Анабар) отсутствует верхний подъярус, а средний, вероятно, имеет неполную мощность. Отложения представлены серыми, темно-серыми и зеленовато-серыми алевритами с подчиненными прослоями мелкозернистых серых, зеленовато-желтых песков, иногда лептохлоритовых и темно-серых глин. Наблюдаются прослой и конкреции песчаников и алевролитов с известковым цементом, многочисленные конкреции пирита, особенно обильные в глинах, глинистого сидерита, обломки обугленной древесины и разнообразная фауна. Отсюда определены *Surites* aff. *analogus* Bog., *Tollia tolli* Pavl., *Aucella fischeriana* Orb. и др. (нижний подъярус), *Temnoptychites rudis* Bodyl., *Polyptychites stubendorffi* Schm., *Astieriptychites astieriformis* Vor., *P. ramulicosta* Pavl., *Acroteuthis subquadratoidea* Swinn., *Aucella crassa* Pavl. и др. (средний подъярус); имеется богатый комплекс микрофауны.

На севере Анабарского порога (восточный берег Анабарской губы, п-ов Пахса, о. Бегичева) валанжинские отложения представлены черными глинами и темно-серыми и серыми, иногда с зеленоватым оттенком алевритами с прослоями и линзами глинистого известняка с многочисленными конкрециями алевролита с известковым цементом и пирита. Встречаются обломки обугленной древесины (*Cypressinoxylon* sp. n. Schilk.), очень много разнообразной фауны, позволяющей выделить биостратиграфические зоны. Фаунистически охарактеризованные осадки верхнего валанжина имеются только на о. Бегичева. Валанжин устанавливается по наличию *Surites* aff. *spasskensis* Nik., *S.* aff. *analogus* Bog., *Hectoceras* sp., *Tollia tolli* Pavl., *Aucella* cf. *fischeriana* Orb. и др. (нижний подъярус), *Astieriptychites* cf. *tenuiptychus* Bodyl., *Eurypptychus patellaeformis* Vorn., *Polyptychites stubendorffi* Schm. и др. (средний подъярус), *Neocraspedites* cf. *liapinensis* Bodyl., *Dichotomites* cf. *triploptychus* Pavl., *Bochianites demissus* Bodyl. и др. (верхний подъярус). Присутствует комплекс валанжинской микрофауны.

#### Готеривский ярус

В Усть-Енисейской впадине к готеривскому ярусу предположительно отнесены отложения, перекрывающие верхний валанжин в пределах Малохетского вала. Эти отложения выпадают из разреза в присводовой части Точинского поднятия, где породы верхнего валанжина непосредственно перекрываются барремскими, а на самом своде даже четвертичными отложениями. В результате предбарремского размыва мощность отложений готерива (?) подвержена большим колебаниям. Наибольшая мощность 199 м наблюдалась на северо-западном крыле структуры.

Отложения представлены мелкозернистыми, реже среднериными плохо отсортированными песками серого, иногда светло-серого, почти белого цвета с тонкими линзочками угля. Белый цвет пескам придают включения каолинита в виде белого мучнистого вещества. В глинах наблюдаются редкие желвачки пирита. Прослой гли и алевритов редки, маломощны и изменчивы по простиранию. Количество и мощность их несколько увеличиваются к верхам разреза и уменьшаются в направлении на восток. В горизонте глин, расположенном в 78—100 м от подошвы готеривского (?) яруса, найдены *Aucella* ex gr. *sublaevis* Keus., *Haplophragmoides niveus* Schagr., *H.* ex gr. *nonioninoides* Reuss.

В районе р. Яковлева в разрезе готеривских (?) отложений мощностью 330 м выделяются две пачки. Нижняя пачка представлена

переслаивающимися темно-серыми аргиллитами, светло-серыми и серыми алевролитами и светло-серыми мелкозернистыми, реже среднезернистыми песчаниками. Здесь встречены *Pleuromya* cf. *anabarensis* B o d y l. и микрофауна. Верхняя пачка сложена серыми мелкозернистыми, очень редко среднезернистыми песчаниками, чередующимися с зеленовато-бурыми и бурными алевролитами и темно-серыми иногда углистыми аргиллитами.

Среди органических остатков, обнаруженных в готеривских отложениях Усть-Енисейской впадины, отмечаются обломки древесины и листовая флора (*Cladophlebis* sp., *Pityophyllum* sp.).

В Хатангской впадине отложения готерива выделяются достаточно обоснованно. Они имеют мощность более 200 м на юге впадины, где разрез их наиболее изучен. В северной части впадины, по весьма ориентировочным данным, мощность готерива составляет 100—200 м. На отдельных участках эти отложения подверглись размыву перед формированием угленосной толщи (на окраинных впадинах) например, на р. Котуе они размывы полностью; в сводовых частях структур на востоке впадины мощность готеривских осадков уменьшается.

В бассейне р. Хеты в отложениях готерива выделяются две пачки. Нижняя, непосредственно перекрывающая на р. Боярке осадки верхнего валанжина, сложена светло-серыми песками с прослоями темно-серых глин, серых алевритов, серовато-зеленых и черно-зеленых лептохлоритовых песчаников, линзами и конкрециями песчаников с известковистым цементом. Мощность этой части разреза 53 м. Здесь обнаружены *Homolosomes bojarkensis* S c h u l g.; комплекс белемнитов, ауделл и микрофауна отличны от валанжинского. Верхняя пачка сложена светло-серыми алевролитами и мелкозернистыми песчаниками. Отсюда определены *Coniopsis nympharum* (H e r r) V a c h g., *Podozamites eichwaldii* S c h i m p. На р. Новой предположительно верхнеготеривские песчаники содержат солоноватоводную фауну *Corbula* cf. *sowerbyi* F o r b., *C.* cf. *sedwickii* F o r b.

На востоке впадины (р. Котуй, бухта Сындаско и структуры северо-восточной части) эти отложения мощностью 100—160 м представлены мелкозернистыми светло-серыми песками с прослоями глин, алевритов и песчаников. В них обнаружены растительные остатки, редкая фауна (*Polyp-tychites* sp. indet., *Aucella sublaevis* K e y s. и др.) и фораминиферы (*Haplophragmoides infracretaceous* M j a t l.).

В пределах Анабарского порога в готеривских отложениях выделяются нижний и верхний подъярусы. С верхнего (?) подъяруса готерива на востоке рассматриваемой территории начинается формирование угленосных осадков.

Нижний подъярус готерива устанавливается в северной части Анабарского порога (о. Бегичева, п-ов Пахса, побережье Анабарской губы), где он имеет мощность 175 м. На севере (о. Бегичева, п-ов Пахса) отложения нижнего готерива по литологическому составу разделяются на две пачки.

Нижняя пачка мощностью 85 м непосредственно налегает на глинистые осадки верхнего валанжина. Она представлена однообразной толщиной очень характерных песчано-глинисто-алевролитовых пород, разбитой многочисленными сбросами. Наблюдаются зоны перемятых пород. Породы светло-серого цвета, состоят из неправильно, часто линзовидно переслаивающихся прослоев песчаного, алевритового и глинистого материала, причем преобладают песчаный и алевритовый. Встречаются линзовидные прослои песчаников с известковистым цементом, галька глин, обломки древесины и фауна, представленная преимущественно пелециподами и белемнитами *Cylindroteuthis pachensis* S a c h s, *C.* cf. *subporrecta* B o d y l. и др.

Верхняя пачка, мощностью 90 м, сложена светло-серыми алевролитами и мелкозернистыми светло-серыми рыхлыми песчаниками с прослоями темно-серых глин и глинисто-алеврито-песчаных пород. Имеются прослои и конкреции песчаников с известковистым цементом, желваками пирита. Здесь встречены обломки обугленной древесины, листовая флора (*Cladophlebis* sp.) и фауна, главным образом двустворчатых моллюсков. Аммониты редки. Отсюда определены *Polyptychites* (? *Dichotomites*) sp., *Neocraspedites* (?), *Aucella sublaevis* К е у с. и др.

На юге (р. Анабар) видимая мощность нижнего подъяруса готерива около 15 м. Отложения представлены мелкозернистыми светло-серыми песками, содержащими линзы и караван песчаников с известковистым цементом, конкреции сидерита, обломки сидеритизированной древесины и пропластки угольного детрита.

#### Верхнеготеривский подъярус — барремский ярус (?)

*Тигянская свита* является нижним членом угленосной толщи на севере Центральной Сибири. Она развита в пределах Хатангской впадины и Анабарского порога. В Усть-Енисейской впадине ей соответствуют нижняя и средняя части малохетской свиты, возраст которой условно определяется как баррем — апт (табл. 1). В Хатангской впадине мощность тигянской свиты на юге около 80 м, на отдельных структурах восточной части впадины колеблется от нескольких десятков метров до 200 м. На периферии впадины тигянская свита залегает несогласно на пермских (район Таймырского озера), нижнетриасовых (район р. Жданихи) и валанжинских породах (район р. Котуя). На структурах внутри впадины также намечается несогласное залегание в основании свиты. Однако в некоторых разрезах (р. Попигай, бухта Сындаско, Тигяно-Анабарская антиклиналь) тигянская свита ложится на породы готерива без видимого перерыва.

Таблица 1

Схема сопоставления угленосных отложений севера Центральной Сибири

Ярусы	Усть-Енисейская впадина	Хатангская впадина	Анабарский порог
Сеноманский	Долганская свита	Бегичевская свита	
Альбский		Огневская свита	
	Яковлевская свита	Рассохинская свита	
Аптский	Малохетская свита	Сангасалинская свита	
Барремский		Тигянская свита	
Готеривский			

На юге впадины свита сложена преимущественно мелкозернистыми светло-серыми песками, иногда переходящими в алевролиты. В песках залегают прослои глин, прослои, караван и конкреции песчаников с известковистым цементом. Наблюдаются тонкие (до 10—15 см) пропластки бурого угля, конкреции сидерита и сидеритизированной древесины. В песках отмечается интенсивная каолинизация полевых шпатов.

Состав отложений в центральной и восточной частях впадины остается таким же. Наибольший интерес представляет разрез на п-ове Хара-Тумус, так как здесь, в 40 м выше подошвы свиты, над пластами угля собраны двусторчатые моллюски, среди которых определены *Aucella* ex gr. *crassicollis* К е у s., *Inoceramus* aff. *aucella* Т r a u t s c h. и другие, позволяющие относить нижнюю часть тигянской свиты к готериву. Мощность свиты 120 м. Она сложена светло-серыми алевритами и рыхлыми мелкозернистыми песчаниками с редкими прослоями глин и углей до 0,3 м в нижней части разреза.



Рис. 9. Рыхлые песчаники с включениями гальки глин из отложений тигянской свиты (верхний готерив — баррем ?) о. Бегичева.

На севере тигянская свита также сложена песками с прослоями лигнита, глин, алевритов, песчаников с известковистым цементом, иногда у основания с конгломератами. Последние, по данным Л. А. Чайки, состоят из обломков обугленной древесины, реже гальки пермских осадочных пород и туфов.

В тигянской свите обнаружены *Phoenicopsis angustifolia* Неег, *Ph. magnifolia* Р г у н., *Ginkgo huttonii* Неег, *Pityophyllum nordenskioldi* (Неег) N a t h. и другие, а также комплекс микрофауны неокомского облика, отличного от валанжин-готеривского комплекса (*Trochammina neocomiana* М j a t l., *Haplophragmoides* ex gr. *sibiricus* Z a s p., *Ammodiscus continentalis* S h a r. и др.).

В районе Анабарского порога отложения тигянской свиты развиты на севере в низовьях р. Суолемы, где имеются лишь разрозненные выходы мелкозернистых светло-серых песков с прослоями глин и углей, с крупными обломками древесины. Видимая мощность этих отложений не превышает 15—20 м.

На о. Бегичева тигянская свита мощностью 112 м непосредственно перекрывает верхнюю пачку нижнего готерива. Свита сложена мелкозернистыми уплотненными песками зеленовато-серого цвета с прослоями глинисто-алевропито-песчаных пород, черных углистых глин и линзочек

(до 3 см) угля, приуроченных к нижней части разреза. Встречаются многочисленные конкреции песчаников с известковистым цементом, реже галька глин и конкреции глинистых известняков (рис. 9). В последних найдены *Podozamites eichwaldii* Schimp., *Cladophlebis argutula* (Heer) Font., *Nilssonia ex gr. orientalis* Heer и др. Отмечаются обломки обугленной и минерализованной древесины *Araucariopitys trausiens* (Goth.) Kräusel, *Ar. araucarioides* (Goth.) Kräusel, *Pinoxylon cavernosum* (Gram.) Kräusel и др. Спорово-пыльцевой комплекс из тигянской свиты имеет неокомский облик. В составе растительности еще большое место занимают реликты юрского времени.

#### Барремский — аптекский ярусы (?)

*Малохетская свита* развита в Усть-Енисейской впадине. Мощность ее колеблется от 315 м в пределах Малохетского вала до 375 м в районе р. Яковлевой. На Малохетской структуре свита залегает на размытой поверхности отложений готерива. Она сложена преимущественно мелкозернистыми, реже средне- и разномзернистыми песками светлого-серого или белого цвета, с прослоями буровато-серых и серых алевритов, глин и бурых углей. Пласты угля мощностью до 1,2 м приурочены к двум угленосным горизонтам. В подошве свиты имеется прослой конгломерата или чаще гравелита, содержащий гальку (размером до 3,5 см) разноцветного кварца, кремня, халцедона, осадочных, магматических пород, обломков угля и обугленной древесины. В магматических породах наблюдаются диабазы, иногда гранит-порфир и фельзит-порфир. Для свиты характерны каолинизация песков и наличие конкреций глинистого сидерита.

В районе р. Яковлева малохетская свита имеет такой же литологический состав, но отличается большим уплотнением, что, вероятно, связано с более глубоким ее залеганием. Отсюда определены *Sphenopteris kolymensis* Ргун., *Podozamites cf. reinii* Geul., а также спорово-пыльцевой комплекс, в составе которого преобладает пыльца хвойных и споры папоротникообразных.

#### Аптекский ярус (?)

*Сангасалинская свита* развита на востоке рассматриваемой территории (Хатангская впадина и Анабарский порог). Судя по спорово-пыльцевой характеристике, свита является, вероятно, аналогом верхней части малохетской свиты Усть-Енисейской впадины. Мощность ее колеблется от 25 до 50 м.

На юге впадины свита сложена мелкозернистыми светло-серыми песками, серыми алевритами и углями. Угли приурочены к угленосным пачкам, состоящим из глин и алевритов, которые подстилают и перекрывают угли. Угленосные пачки мощностью 5—15 м располагаются в кровле и подошве свиты. Мощность углей до 6 м. На востоке и севере впадины состав и характер отложений остается таким же. На п-ове Хара-Тумус мощность свиты 25 м, но угли здесь имеют небольшую мощность (до 0,3 м).

В пределах Анабарского порога сангасалинская свита развита только на о. Бегичева. На участках, прилегающих к р. Анабару, она полностью размыта.

На о. Бегичева свита мощностью 25 м представлена глинами и глинисто-алевритовыми породами с прослоями алевритов, песков, конкрециями песчаников, алевролитов и пластов угля. Имеются два пласта угля мощностью до 3 м, располагающиеся в основании и кровле свиты.

Сангасалинская свита, по данным Н. М. Бондаренко, содержит сравнительно хорошо выдержанный спорово-пыльцевой комплекс нижнеаптецкого (?) облика, в котором преобладают пыльца хвойных и споры папоротникообразных.

*Рассохинская свита.* Песчаные отложения рассохинской свиты, перекрывающие сангасалинскую свиту, выделяются в Хатангской впадине и на Анабарском пороге. Эта свита по спорово-пыльцевым комплексам, по-видимому, может быть сопоставлена с самыми верхами малохетской и низами яковлевской свит в Усть-Енисейской впадине. Мощность ее колеблется от 105 м на юге впадины до 200 м на севере. Характер отложений на всей территории впадины довольно постоянный. Свита сложена светло-серыми мелко- и среднезернистыми песками с редкими прослоями глин и алевроитов, конкрециями песчаников, глинистых сидеритов, обломками обугленной древесины.

На о. Бегичева рассохинская свита мощностью 90 м представлена средне-, реже мелкозернистыми песками, иногда с галькой и гравием. Пески светло-серые, часто белые вследствие интенсивной каолинизации. Встречаются многочисленные конкреции песчаников с кальцитовым цементом, конкреции и галька сидеритизированной глины, обломки обугленной древесины.

На севере Центральной Сибири, по заключению Н. М. Бондаренко, свита содержит спорово-пыльцевой комплекс аптецкого облика, в котором фиксируются пыльца хвойных и споры папоротникообразных.

#### Аптецкий — альбский ярусы (?)

*Яковлевская свита.* Отложения яковлевской свиты в пределах Усть-Енисейской впадины вскрыты скважинами на отдельных структурах (Малохетский вал, р. Яковлева, Сопочная Корга), а также встречаются в виде разрозненных коренных выходов.

Мощность ее колеблется от 270 м на Малохетском валу до 525 м в районе р. Яковлева.

В пределах Малохетского вала свита сложена в основном темно-серыми глинами и светло-серыми алевроитами, которые образуют очень характерные тонкослоистые глинисто-алевритовые породы. Имеются три угленосных горизонта мощностью от 20 до 80 м, залегающие в основании, средней и верхней частях свиты. Мощность пластов угля в этих горизонтах достигает 6 м.

Пески мелко-, реже среднезернистые, светло-серые. Распространение их очень ограниченное. Встречаются конкреции песчаников и алевролитов с известковистым цементом, редкие конкреции сидерита и галька глин, обломки обугленной древесины. По направлению к северу роль песчаных пород увеличивается. В районе Сопочной Корги они составляют примерно половину разреза. В этом же направлении, вероятно, возрастает угленасыщенность отложений. Во всяком случае в районе р. Яковлева количество угольных пластов наибольшее.

Песчаные породы свиты содержат гравий и гальку (до 3 см) кварца, кремня, осадочных пород и диабазов. На севере в них наблюдается каолинизация.

Из отложений яковлевской свиты определены *Pityophyllum nordenskioldii* (Heer) Nath., *Sphenopteris* cf. *setacea* P r u n., а также спорово-пыльцевой комплекс, в составе которого преобладает пыльца голосемянных. В районе Малохетского вала в глинах обнаружены *Verneuilina praeasonoviensis* Z a s p., *Milliammina rasilis* B u l.

### Альбский ярус (?)

*Огневская свита* установлена на востоке рассматриваемой территории, в пределах Хатангской впадины и Анабарского порога. По литологическим и палеонтологическим данным, а также по повышенной угленасыщенности огневская свита, вероятно, может сопоставляться со средней и верхней частями яковлевской свиты Усть-Енисейской впадины. Мощность ее колеблется от 80 м в восточной части до 180—190 м в южной и северной частях Хатангской впадины. На значительной площади верхи свиты размыты.

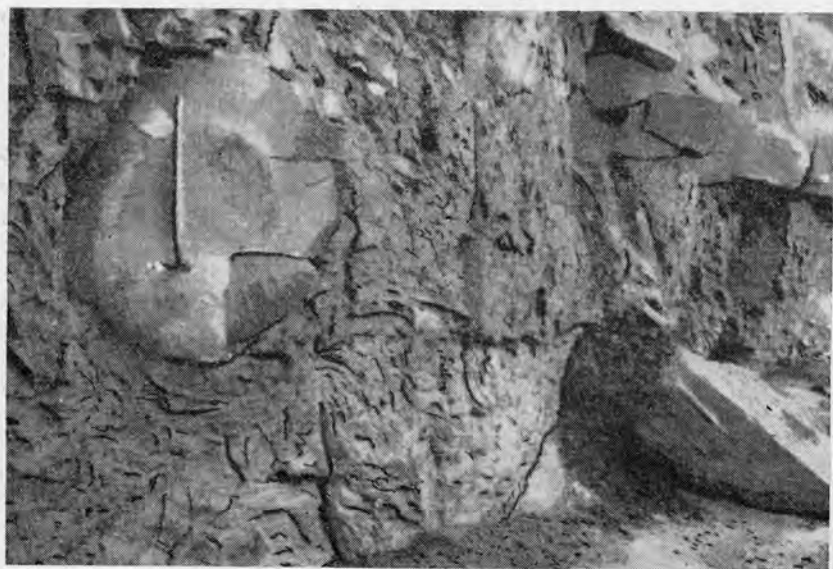


Рис. 10. Рыхлые песчаники с шаровыми конкрециями песчаников с известковистым цементом из отложений огневской свиты (альб ?) о. Бегичева.

В южной части Хатангской впадины свита сложена мелко- и среднезернистыми светло-серыми песками, чередующимися со светло-серыми алевритами и темно-серыми глинами. К нижней, средней и верхней частям свиты приурочены три угленосных горизонта, которые имеют максимальную мощность до 30 м. Мощность угольных пластов достигает 5 м. Наблюдаются конкреции песчаников с известковистым цементом, обломки обугленной и минерализованной древесины и линзовидные прослои углисто-кремнистых пород, которые представляют собой окремненные древесные стволы, достигающие в длину 3 м.

На севере и востоке Хатангской впадины состав огневской свиты остается таким же. На севере несколько возрастает роль песчаного материала. На п-ове Хара-Тумус в разрезе свиты наблюдаются три угленосных горизонта мощностью до 25 м; мощность пластов углей до 2,6 м.

На о. Бегичева огневская свита имеет мощность 195 м, причем верхние горизонты ее, вероятнее всего, размыты. Свита сложена мелко-, среднезернистыми песками светло-серого цвета. Имеются конкреции песчаников с известковистым цементом, карманы глин, обломки древесины и галька угля (рис. 10). Отмечаются два угленосных горизонта

с максимальной мощностью до 20 м. Мощность угольных пластов до 3 м. Здесь также наблюдается окремнение обломков древесины, но только мелких. Характерной особенностью огневской свиты о. Бегичева является присутствие горелых пород.

В свите содержится флора альбского типа (*Ginkgo cf. adiantoides* (Ung.) Heer, *Phaenicopsis magnifolia* Prun., *Pityophyllum longifolium* Nath.), а также спорово-пыльцевой комплекс, в составе которого, по данным Н. М. Бондаренко, преобладает пыльца голосемянных.

### Нижний — верхний отделы

#### Альбский — сеноманский ярусы (?)

К альбскому — сеноманскому (?) ярусам относится верхняя часть мощной толщи континентальных и прибрежно-лагунных отложений мела. В Усть-Енисейской впадине это долганская свита, в Хатангской — бегичевская свита. На востоке рассматриваемой территории (о. Бегичева) бегичевская свита, вероятно, размыта.

*Долганская свита.* В Усть-Енисейской впадине долганская свита вскрыта скважинами и выходит на поверхность в районе Енисейского залива и в бассейне р. Пясины. Мощность свиты колеблется от 100 м на юге (пос. Лузино) до 575 м в районе р. Яковлева. На сводах структур отложения в предчетвертичное время подверглись размыву. Свита сложена преимущественно серыми, зеленовато- и буровато-серыми мелкозернистыми песками с прослоями среднезернистых песков, редко алевролитов и глин. Имеются конкреции песчаников и алевролитов с известковистым цементом, конкреции глинистого сидерита, обломки обугленной и лигнифицированной древесины, зерна янтаря, линзы угля.

В спорово-пыльцевом комплексе, по данным Н. М. Бондаренко, несколько преобладает пыльца. Палинологическая характеристика отложений низов свиты, вероятнее всего, свидетельствует об их принадлежности к альбу. В верхних горизонтах, где появляются первые покрытосемянные, спорово-пыльцевой комплекс имеет уже верхнемеловой облик.

*Бегичевская свита* установлена на юго-западе Хатангской впадины, вдоль р. Хатанги, а также на п-ове Хара-Тумус. Свита, мощностью 175—180 м, сложена почти исключительно песками, преимущественно среднезернистыми (особенно на п-ове Хара-Тумус), светло-серыми и пестроцветными (розовыми, бурыми, зелеными, черными). В большом количестве встречаются конкреции песчаников с известковистым цементом, сидерита, пирита, обломки обугленной и минерализованной (окремненной и ожелезненной) древесины с многочисленной галькой глин, часто образующей скопления. Встречаются зерна янтаря, линзы угля. Спорово-пыльцевой комплекс, по данным Н. М. Бондаренко, характеризуется присутствием еще нижнемеловых (альбских) форм, среди которых преобладает пыльца голосемянных.

В юго-западной части впадины в более высоких горизонтах свиты имеются более молодые (сеноманские) элементы с небольшим количеством покрытосемянных.

### Верхний отдел

#### Туронский — коньякский ярусы

Отложения туронского — коньякского ярусов установлены в Усть-Енисейской впадине, где они вскрыты скважинами, а также обнажаются на поверхности. Наибольшая (400 м) мощность этих отложений зафиксирована в районе р. Яковлева. На более южных участках впадины верхние горизонты, вероятно, размыты в предчетвертичное время.

Отложения разделяются на две пачки. Нижняя, мощностью 79—90 м, сложена зеленовато-серыми, неоднородными, часто глауконитовыми и лептохлоритовыми алевритами, содержащими прослойки темно-серых с зеленоватым оттенком глин и многочисленные конкреции пирита. Отсюда определены *Inoceramus* cf. *labiatus* S c h l o t h., *In.* cf. *latus* S o w. и другие, а также микрофауна (комплекс с *Gaudryina* cf. *filiiformis* V e r t h.), которые датируют возраст нижним туроном. Верхняя пачка мощностью 150—325 м представлена зеленовато-серыми, также нередко глауконитовыми и лептохлоритовыми алевритами с прослоями песка и глин, конкрециями алевролитов, песчаников с известковистым цементом и пирита. В составе разнообразной фауны определены верхнетуронские *Placenticeras* cf. *planum* Н у а t t., *Borissiakoceras* (?) sp., а также коньякские *Scaphites* sp. (aff. *ventricosus* A r k h.), *Actinocamax* cf. *intermedius* A r k h., *Inoceramus lamarcki* P a r k., *In. septentrionalis* B o d y l., *In. russiensis* N i k. и др.

**Ледяная свита.** В юго-западной части Хатангской впадины выделяется ледяная свита, залегающая, вероятно, на нижележащих отложениях с большим разрывом. Мощность свиты примерно 200 м, причем нижние горизонты ее не наблюдаются. Свита сложена преимущественно темно-серыми и серыми алевритами и глинами, образующими тонкослоистые породы. В большом количестве встречаются конкреции лептохлоритовых песчаников и алевролитов с известковистым цементом и сидеритов, а также крупные обломки и скопления арагонитизированной и обугленной древесины. В средней части разреза наблюдаются три прослоя конгломератов мощностью до 6 м. Галька размером до 15 см представлена разноцветным халцедоном, кремнем, интенсивно карбонатизированными базальтовыми порфиритами, базальтами и гиалобазальтами, реже известняками с силурийскими кораллами, песчаниками и алевролитами с известковым цементом, мрамором и кварцем. В верхних горизонтах свиты породы становятся более однородными, причем преобладают пески. В этой части разреза отмечаются обугленные обломки древесины и зерна янтаря.

Отложения ледяной свиты содержат флору сеноман-туронского типа в нижней части (*Ginkgo* cf. *digitata* (B r o n g n.) Н e e r, *Tumion gracillimum* Н o l l. и др.) и турон-сенонского типа в верхней части (*Credneria* cf. *inordinata* Н o l l., *Dalbergites*, *Zizyphus* и др.).

#### Коньякский ярус — нижнесантонский подъярус (?)

**Хетская свита** установлена в юго-западной части Хатангской впадины, вдоль р. Хеты. Мощность свиты около 90 м, возможно, несколько больше. Свита представлена светло-серыми, почти белыми, алевритами с прослоями охристо-бурых песков и темно-серых глин. Встречаются конкреции песчаников с известковистым и сидеритовым цементами, конкреции глинистого сидерита, обломки обугленной и слабо углефицированной древесины, крупные (до 10 см) включения янтаря.

В нижних горизонтах свиты найдена флора сенонского типа (*Cephalotaxopsis heterophylla* Н o l l., *Trochodenroides arctica* (Н e e r) В e r g y, *Menispermites* и др.). Спорово-пыльцевой комплекс, по данным Н. М. Бондаренко, в нижних горизонтах имеет турон-коньякский облик, а выше по разрезу нижнесантонский.

#### Сантонский ярус

Отложения сантонского яруса обнаружены в Усть-Енисейской впадине в скважинах и в коренных выходах на р. Танаме, причем достаточно четко выделяются нижний и верхний подъярусы. Нижний подъярус мощностью 155 м сложен зеленовато-серыми, часто глауконитовыми и

лептохлоритовыми алевритами с прослоями зеленовато-серых глин и редко песков. Здесь найдены *Inoceramus pachti* Arkh., *In. ex gr. cardissoides* Goldf. Отложения верхнего подъяруса мощностью около 100 м представлены преимущественно глинами темно- и зеленовато-серого цвета с прослоями алевритов серого, зеленовато- или светло-серого цвета и редко мелкозернистых песков. Среди алевритовых и песчаных пород встречаются глауконитовые и лептохлоритовые разности. Имеются конкреции песчаников и алевролитов с известковистым цементом и пирита. Отсюда определены *Baculites ovatus* Saу, *Inoceramus patootensis* Lor., *Oxytoma tenuicostata* Rom. и другие, а также микрофауна.

Е. П. Колокольцева [1961] в сантонских отложениях установила три горизонта фосфоритов, два из которых приурочены к нижнему подъярису и один — к верхнему. Желваки фосфоритов рассеяны в глауконитовых песках и глинах.

Отложения, относимые к верхнему сантону, развиты на юго-западе Хатангской впадины, в средней части бассейна р. Хеты. Мощность этих отложений не менее 20 м. Они представлены темно-серыми и зеленовато-серыми глинами и темными буровато-серыми алевритами с линзовидными прослоями мелкозернистых серовато-зеленых глауконитовых песков и песчаников. Присутствуют крупные конкреции глинистого сидерита и обломки сидеритизированной древесины. Из этих отложений определены верхнесантонские *Inoceramus patootensis* Lor., *In. lobatus* Schlüt. var., *In. sibiricus* Dobr., а также типичная для сенона листовая флора *Sequoia obovata* Knowlt., *S. rigida* Heer., *Quereuxia angulata* Krusch. и др.

#### Кампанский ярус (?)

Отложения кампанского яруса выделяются предположительно в Усть-Енисейской и Хатангской впадинах в тех же районах, где и сантон.

В Усть-Енисейской впадине к кампану можно отнести толщу, мощностью около 150 м, вскрытую скважинами на р. Яковлева, междуречье Большой и Малой Хеты и частично обнажающуюся на реках Танаме и Большой Лайде. Отложения представлены зеленовато-серыми алевритами с прослоями темных зеленовато-серых глин. В кровле наблюдаются опоконидные темно-серые (почти черные) глины. В алевритах и глинах содержатся конкреции песчаников и алевролитов с известковистым цементом, конкреции пирита, глинистого сидерита, окатанная галька (до 1,5 см) траппов, кремней и осадочных пород.

Фауна встречается редко. Определены *Inoceramus* sp. и другие, а также комплекс микрофауны с *Haplophragmoides* cf. *pictus* Schag. В большом количестве присутствуют пиропитовые водоросли.

В Хатангской впадине эти отложения выделяются в средней части бассейна р. Хеты, где они перекрывают верхнесантонские породы. Мощность их до 40 м. Отложения представлены неоднородными глинами темно-серого цвета и темными буровато-серыми алевритами, часто образующими тонкослойные глинисто-алееритовые породы с редкими прослоями светло-серых мелкозернистых песков. Встречаются конкреции песчаников и алевролитов с известковистым цементом, обломки сидеритизированной древесины. В этих породах найдены *Inoceramus* sp. indet. и много пиропитовых водорослей.

#### Маастрихтский ярус (?)

В Усть-Енисейской впадине отложения маастрихта встречены в юго-западной части впадины, где они вскрыты скважинами (междуречье Большой и Малой Хеты) и обнажаются на поверхности (р. Большая

Лайда). Мощность отложений не менее 90 м. Они представлены преимущественно мелкозернистыми светло-серыми, почти белыми песками с прослоями желтых, бурых алевритов и глин с конкрециями железистых песчаников, линзами крупнозернистого песка с гравием и редкой галькой. Из этих отложений определены *Baculites anceps* L a m. var. *leopolitensis* N o w., *Tancredia americana* M e e k. Спорово-пыльцевой комплекс, по данным Н. М. Бондаренко, характеризуется почти полным исчезновением пиропитовых водорослей и высоким (до 40%) содержанием пыльцы покрытосемянных.

В Хатангской впадине отложения, условно отнесенные к маастрихту, распространены незначительно. Они выполняют лишь центральную часть прогиба, прорезаемого р. Хетой. Эти отложения мощностью примерно около 40 м представлены чередующимися пачками темно-бурых и светло-серых алевритов, мелкозернистых светло-серых песков и темно-серых глин. В песках встречаются конкреции глинистого сидерита, сильно ожелезненных песчаников и алевролитов, линзы углей.

Спорово-пыльцевой комплекс характерен для верхней части верхнего мела и обнаруживает большое сходство с комплексом из маастрихтских отложений Усть-Енисейской впадины.

## Глава II

### ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ ОТЛОЖЕНИЙ

Юрские и меловые отложения севера Центральной Сибири являются преимущественно терригенными образованиями.

Они представлены в основном песчаными, алевритовыми и глинистыми породами, соотношения между которыми в пределах рассматриваемой территории неодинаковые (рис. 11). В Хатангской впадине наиболее

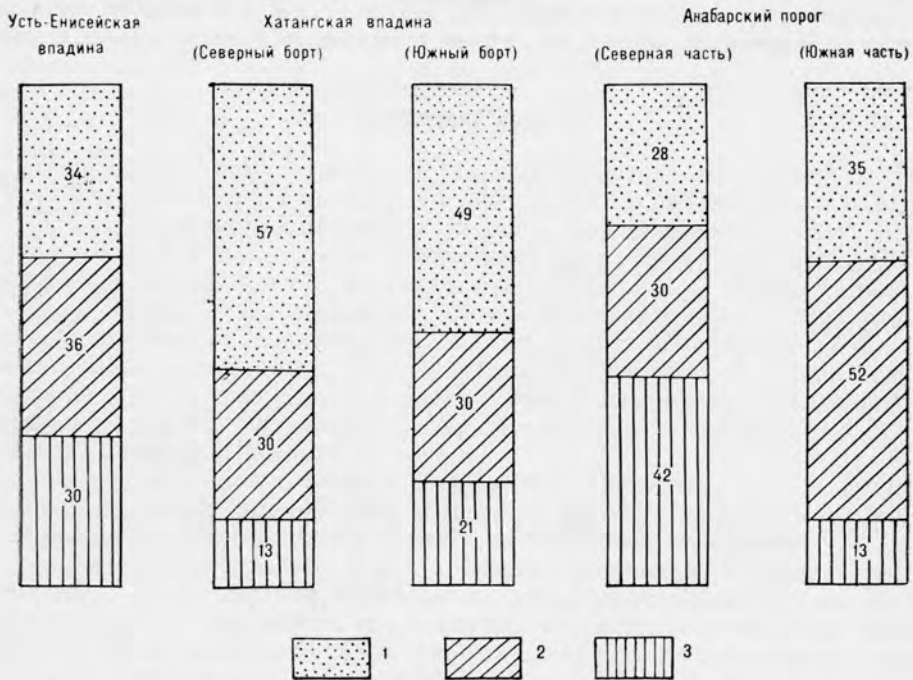


Рис. 11. Диаграмма процентных соотношений пород в юрских и меловых отложениях севера Центральной Сибири.

1 — песчаные породы; 2 — алевритовые породы; 3 — глинистые породы.

распространены песчаные породы, в северной части Анабарского порога глинистые. Количество алевритовых пород более постоянно. Только в южной части Анабарского порога их роль резко возрастает. Менее 1% общего состава отложений приходится на крупнообломочные породы и глинистые известняки. Последние образуют лишь конкреции или реже

тонкие (до 0,3 м) линзовидные прослои. Крупнообломочные породы (конгломераты и гравелиты) приурочены к отдельным небольшим по мощности частям разреза и залегают преимущественно в виде линзовидных прослоев.

### КОНГЛОМЕРАТЫ И ГРАВЕЛИТЫ

Крупнообломочные породы в описываемом разрезе распространены незначительно. Они встречаются в отложениях плинсбахского, домерского, кимериджского, верхнего волжского ярусов, малохетской (баррем — апт?) и ледяной (турон — коньяк) свит. Эти породы имеют, как правило, небольшие мощности и линзовидное залегание. Валуну размером до 15—20 см, галька и гравий встречаются почти по всему разрезу. Крупнообломочные породы преимущественно сцементированные. Цементом служит глинисто-алеврито-песчаный материал нередко со значительной примесью карбонатов. Размер обломков в конгломератах варьирует от 1 до 50 см. Петрографический состав их очень разнообразен: наблюдаются осадочные, метаморфические и изверженные породы. В последних отмечаются как эффузивные, так и интрузивные разности кислого, среднего и основного состава; кроме того, большим распространением пользуются кварц и халцедон. Наиболее часто встречаются основные изверженные и осадочные породы, а также халцедон.

Плинсбахские конгломераты известны в пределах Анабарского порога и севера Хатангской впадины. Конгломераты образуют линзовидные прослои мощностью до 0,8 м. Галька и валуны размером до 50 см слабо окатаны. В составе гальки наиболее распространены базальты, долериты (часто автометаморфизованные) и андезитовые порфиры. Встречаются песчаники, алевролиты с карбонатным и кремнистым цементом, алевритистые аргиллиты, окремненные известняки, кремни, яшмы, кварциты и пепловые туфы. В кремнях иногда в большом количестве присутствует пирит. В составе гальки, особенно на севере Анабарского порога, преобладают альбитофиры, кварцевые и дацитовые порфиры, граниты, нередко порфирированные, и липариты.

Домерские конгломераты наблюдались в Усть-Енисейской впадине и в пределах Анабарского порога. В Усть-Енисейской впадине насчитывается до пяти прослоев конгломератов мощностью до 5 м. Конгломераты крупногалечные, плохо отсортированные, вместе с крупными обломками (до 10 см) содержат много мелкой гальки и гравия. Галька и гравий представлены красными, лиловыми, зелеными, голубовато-зелеными и черными аргиллитами, полимиктовыми известковистыми песчаниками, туфо-песчаниками, диабазом, кварцем и кремнем. Встречены также гальки кислых и средних изверженных пород: измененного гранита, гранит-порфира и дацитового порфира.

В районе Анабарского порога галька размером до 10 см образует линзовидные скопления. Она представлена долеритами и базальтами, чаще всего хлоритизированными и карбонатизированными, долеритовыми порфиритами, халцедоном, известняками, обычно окремненными, кремнистыми породами, аргиллитами, кварцем. В южной части Анабарского порога в составе гальки обнаружены кордиеритовые сланцы, роговики, нефелиновые сиениты и трахиты. З. В. Осипова указывает в составе гальки также синийские кварцитовидные песчаники, кварцевые порфириты и карбонатизированные плагиоклазовые порфиры.

Кимериджские конгломераты наблюдались в южной части Хатангской впадины. На юге, в бассейне р. Хеты, это крупнообломочные породы (размер обломков до 50 см) с плохой сортировкой материала. Петрографический состав сравнительно однообразный: долериты, оливиновые

долериты, базальты, разноцветные халцедоны. Осадочные породы встречаются в небольшом количестве.

Верхневолжские конгломераты и гравелиты (мощность 0,3—0,8 м), развитые в южной части Анабарского порога, имеют очень своеобразный петрографический состав. Они преимущественно сложены хорошо окатанными зернами гравия и галькой размером до 6 см, иногда 10 см. Обломочный материал состоит из кремнистых пород, окремненных аргиллитов, яшм, кварцитов. Встречаются песчаники с железистым, фосфоритовым или хлорито-карбонатно-фосфоритовым цементом, эффузивы кислого состава; редкие, но крупные гальки долеритов и оливиновых долеритов. З. В. Осипова отмечает также валуны долеритов, оливиновых долеритов, спенилов и измененных лейкократовых гиперстеновых гнейсов. Среди гравийных зерен преобладают оолитообразные образования (бобовины) глауконита, лептохлоритов, ожелезненных лептохлоритов, переходящих в гизингерит, гетит, гидрогетит и лимонит. В составе цемента описываемых пород присутствует фосфорит.

Барремские конгломераты мелкогалечные, с высоким содержанием гравийного и крупного псаммитового материала. Эти конгломераты наблюдались в основании малохетской свиты в районе Малохетского вала Усть-Енисейской впадины, где образуют маломощные (до 5 см) линзовидные прослои. Галька и зерна гравия размером обычно 1—2 см, редко 3—3,5 см, угловатые, реже угловато-окатанные. Крупный обломочный материал представлен кварцем (белым, дымчатым и розовато-желтым), халцедоном (желтым, красным), кремнями, кварцитами, мергелями, глинистыми известняками, песчаниками с известковистым цементом, а также в небольшом количестве диабазом, гранит-порфиром и фельзит-порфиром.

Турон-коньякские конгломераты обнаружены на юге Хатагской впадины, где в ледяной свите имеются три прослоя мощностью до 0,7 м. На р. Маймече мощность конгломератов достигает 5 м. Конгломераты сложены плохо отсортированными обломками (размер их 0,5—15 см) розового, голубого, зеленого, полосчатого халцедона, базальтовых порфиритов, базальтов и гналобазальтов, песчаников и алевролитов с известковистым цементом. Гналобазальты и особенно базальтовые порфириты, подверглись интенсивной карбонатизации. Карбонаты составляют 35—75%. Галька осадочных пород окатана хорошо, халцедона и трапшов — слабо. На р. Маймече в составе гальки преобладают неокрашенные разности халцедона и кремни. Реже встречается кварц, известняк и мрамор. В гальке известняков М. С. Жижина определила силурийские, вероятнее всего, лландоверские, кораллы.

### ПЕСЧАНЫЕ И АЛЕВРИТОВЫЕ ПОРОДЫ

Песчаные и алевритовые породы описываются вместе в связи с близостью состава породообразующих и аксессуарных минералов, а также состава цементирующих веществ.

Среди песчаных и алевритовых осадков юры и мела преобладают рыхлые или слабо уплотненные разности преимущественно с глинистым цементом. Породы с карбонатным, главным образом кальцитовым, цементом образуют различной формы и размеров конкреции и линзовидные прослои, которые являются следствием диагенетических преобразований. Иногда, преимущественно в алевритах, отмечается сидеритовый и совсем редко фосфоритовый цементы.

Песчаные породы в основном мелкозернистые; среднезернистые разности встречаются редко, главным образом в угленосных отложениях Хатагской впадины. Несколько чаще наблюдаются разнозернистые

песчаные породы, в которых зерна мелкого (0,4—0,25 мм) и среднего (0,25—0,5 мм) псаммита находятся примерно в одинаковом количестве. В угленосных отложениях севера Анабарского порога имеются крупно-среднезернистые песчаные породы. Однако содержание крупнозернистого материала не превышает 20%.

Алевриты либо глинистые, либо песчаные. По сравнению с песчаными породами в алевритах, даже песчаных, содержится больше пелитового материала, а в составе кластической части несколько возрастает содержание кварца.

Петрографический состав отложений заметно изменяется как по разрезу, так и по площади. Сравнительно четко различаются породы, в которых преобладает кварц (больше 25% состава кластической части), и породы с преобладанием в обломочной части полевых шпатов (свыше 25%). Среди последних отмечаются разности с высокой (более 20%) концентрацией обломков пород, которые выделены в группу полимиктовых.

Песчаные и алевритовые породы подразделяются нами на следующие четыре группы: кварцево-полевошпатовые, полевошпатово-кварцевые, полимиктовые, глауконито-лептохлоритовые. Последние имеются как в преимущественно кварцевых, так и в преимущественно полевошпатовых породах. Присутствие в них в большом количестве (от 10 до 70%) глауконита и лептохлоритов является основанием для выделения самостоятельной группы пород (табл. 2), являющейся переходной между терригенными и хемогенными образованиями.

Таблица 2

Распределение различных типов алевритовых и песчаных пород в составе юрских и меловых отложений севера Центральной Сибири

Кварцево-полевошпатовые	Полевошпатово-кварцевые	Полимиктовые	Глауконито-лептохлоритовые
Нижняя и средняя юра Усть-Енисейской впадины	Верхняя юра и нижний морской мел Усть-Енисейской впадины	Нижняя и средняя юра южной части Анабарского порога	Верхняя юра — нижний мел Хатангской впадины и Анабарского порога
Нижний морской мел северной части Анабарского порога	Угленосная толща Усть-Енисейской и Хатангской впадин	Угленосная толща северной части Анабарского порога	Верхняя юра Усть-Енисейской впадины
Верхняя юра и нижний морской мел южной части Анабарского порога	Верхний мел Хатангской впадины		Верхний морской мел Усть-Енисейской впадины и частично верхний мел Хатангской впадины
Юра северной части Анабарского порога			

### Кварцево-полевошпатовые породы

Кварцево-полевошпатовые породы пользуются наибольшим распространением. Такой состав имеют песчаные и алевритовые породы нижней и средней юры Усть-Енисейской впадины, верхней юры и нижнего морского мела Анабарского порога, а также часть отложений юры севера Анабарского порога. Для этих пород характерно преобладание полевых шпатов над кварцем и сравнительно невысокое (до 20%) содержание обломков пород.

В нижней и средней юре Усть-Енисейской впадины преобладают светло-серые и серые с буроватым оттенком алевритовые породы, имеющие горизонтальную или волнистую, нередко очень тонкую слоистость. Песчаные породы светло-серые или светлые зеленовато-серые. В песчаниках, реже в алевролитах отмечается мелкая косая слоистость. Значительно распространены флюидальные текстуры, особенно в отложениях байоса.

Алевролиты, большей частью глинистые, слабо отсортированные. Преобладают породы, содержащие 50,0—57,9% алевритовой фракции. Значительно реже встречаются алевролиты, у которых количество частиц размером 0,1—0,01 мм возрастает до 63,4—73,0%. Концентрация псаммитовых зерен, как правило, незначительная (до 4,7%), иногда увеличивается до 12,5%. Песчанистые алевролиты редки. Основная фракция составляет в них 43,1—62,0%, псаммитовая — до 35,8%.

Песчаники преимущественно мелкозернистые, алевритистые. Фракция 0,1—0,25 мм составляет 41,0—63,0%. Зерна крупнее 0,25 мм присутствуют в незначительном количестве (до 6%). Имеются разнозернистые песчаные породы примерно с одинаковым содержанием мелко- и среднезернистого материала. В сумме концентрация псаммитовой фракции достигает 77,1—84,4%.

Породы характеризуются кварцево-полевошпатовым составом со значительным (10—20%) содержанием обломков пород. Кварц составляет 20—35%, полевые шпаты — 25—50%. Из полевых шпатов преобладают плагиоклазы среднего и кислого состава. Полевые шпаты очень сильно изменены. Плагиоклазы интенсивно, а иногда полностью серицитизированы. В некоторых случаях наблюдается частичное замещение их кальцитом. Калиевые полевые шпаты пелитизированы, единичные зерна альбитизированы.

Среди обломков пород встречены слюдисто-серицитовые сланцы, кремнисто-глинистые породы, кремни, кварциты, микропегматиты, кислые, средние и основные эффузивы, а также гранитоиды. Обломки кислых эффузивов пользуются очень широким распространением. Обломки основных эффузивов часто хлоритизированы, в некоторых случаях по ним в небольшом количестве образуются лептохлориты. Более высокое содержание обломков пород обычно наблюдается в отложениях плинсбахского, домерского и тоарского ярусов и во многих случаях связано с увеличением в них концентрации основных эффузивов.

В составе аксессуаров в значительном количестве (до 3%) присутствуют лейкоксен и титанистые минералы, а также циркон, турмалин, гранат, апатит, черные рудные.

Цемент в породах глинисто-кремнистый с примесью серицита и хлорита, глинисто-серицито-хлоритовый и карбонатный. Карбонатный цемент представлен сидеритом мелкоагрегатного строения и главным образом кальцитом. Преобладающим типом цемента является поровый с участками, на которых развит цемент соприкосновения. Базальный тип цементации характерен главным образом для пород с карбонатным цементом, но встречается и в породах с первичным глинисто-серицито-хлоритовым цементом, особенно в алевролитах. В цементе встречаются пирит и гидроокислы железа.

В нижнем морском мелу северной части Анабарского порога преобладают светло-серые алевритовые разности с горизонтальной или со слабой волнисто-прерывистой слоистостью. Алевриты глинистые, содержащие 50,5—80,2% фракции 0,1—0,01 мм. В породах с невысокой концентрацией пелитовых частиц присутствуют песчаные зерна (до 13%). Песчаные породы светло-серые, мелкозернистые, алевритистые, со слабо выраженной волнистой слоистостью. Основная фракция составляет 53,2—79,0%,

иногда наблюдается существенная (до 10,2%) примесь среднезернистого песчаного материала. Породы состоят из кварца (20—38%), полевых шпатов (28—50%) и обломков пород (3—15%, редко до 20%). Последние представлены слюдястыми сланцами, кремнистыми породами, алевролитами, аргиллитами, кислыми и основными эффузивами. Содержание обломков кислых эффузивов достигает 5%, основных эффузивов — 10%. Среди полевых шпатов преобладают плагиоклазы (17—32%). Они имеют преимущественно средний, реже кислый состав и в различной степени серицитизированы. Калиевые полевые шпаты в основном свежие, часто решетчатого строения. Концентрация акцессорных минералов благодаря высокому (до 8%) содержанию биотита и хлорита значительная. Встречаются единичные зерна черных рудных минералов, апатита, циркона, турмалина и пироксенов.

Цемент поровый, сложен глинисто-хлоритовым или биотито-хлоритовым веществом. Этот цемент в различной степени замещается кальцитом пелитоморфного или мелкозернистого строения. Иногда наблюдается пойкилокластический тип цементации.

В южной части Анабарского порога кварцево-полевошпатовый состав имеют породы большей части разреза верхней юры и нижнего морского мела.

Песчаные породы зеленовато- и светло-серые; алевриты серые и зеленовато-серые, часто с горизонтальной слоистостью. В песчаных породах отмечается косая слоистость.

Пески и песчаники мелкозернистые, реже мелко-среднезернистые. И те и другие с низким содержанием пелитовых частиц. Количество псаммитовых зерен колеблется от 55,0 до 79,0%. В мелкозернистых песках примесь зерен крупнее 0,25 мм достигает 8,0%.

Алевриты глинистые и песчанистые, с невысоким (40,2—54,5%) содержанием алевритовой фракции.

Породы характеризуются кварцево-полевошпатовым составом, причем содержание кварца и полевых шпатов примерно одинаковое (полевых шпатов 25—43%, кварца 20—30%). Обломки пород составляют 7—15%. Они состоят из кремнистых пород, халцедона, алевролитов, аргиллитов, микропегматита, кислых и основных эффузивов. Последние в различной степени хлоритизированы. Полевые шпаты пелитизированы, серицитизированы, некоторые сосюритизированы. В группе полевых шпатов преобладают плагиоклазы (14—35%) кислого и среднего состава. Характерна очень постоянная и высокая (до 7%) концентрация акцессорных минералов, представленных в основном амфиболами, эпидотом, цоизитом и черными рудными. Цемент биотито-хлоритовый, с незначительной примесью глинистого вещества. Изредка встречаются листочки мусковита. Иногда хлорит имеет чешуйчатое строение и крустифицирует кластические зерна. Биотито-хлоритовый цемент чаще выполняет поры. Вторичный кальцитовый цемент базального типа, пелитоморфный, перекристаллизованный в микрозернистый и реже пойкилокластический. Нередко даже в одном шлифе наблюдается кальцит разной степени раскристаллизации.

### Полевошпатово-кварцевые породы

Полевошпатово-кварцевые породы — вторая широко распространенная разновидность среди изученных отложений. Такой состав имеют породы угленосной толщи Усть-Енисейской и Хатангской впадин, а также большая часть отложений верхней юры и нижнего морского мела Усть-Енисейской впадины, верхнего морского мела Хатангской впадины. В значительном количестве полевошпатово-кварцевые породы отмечаются

в юрских отложениях северной части Анабарского порога. Породы характеризуются преобладанием кварца над полевыми шпатами и невысоким (до 15%) содержанием обломков пород.

В Усть-Енисейской впадине преобладают алевриты; пески и песчаники в значительном количестве появляются лишь в верхах среднего валажина и становятся доминирующими в верхнем валажине и готериве.

Алевриты темные, зеленовато-, буровато- и черновато-серые в верхней юре и светлые зеленовато- и голубовато-серые в нижнем меду характеризуются горизонтальной слоистостью, очень часто тонкой, ленточного типа. В песчаных разностях отмечается тонкая косая слоистость.

Алевриты преимущественно глинистые, содержат 51,3—76,8% фракции 0,1—0,01 мм. Песчанистые алевриты отсортированы хуже глинистых. Примесь псаммитовых зерен, как правило, незначительная и лишь иногда увеличивается до 3,8—5,3%, в песчанистых алевритах — до 31,8%. Для алевритовых пород нижнего и верхнего волжского ярусов характерно незначительное преобладание алевритовых частиц над пелитовыми.

Песчаники мелкозернистые, алевритистые. Основная фракция составляет в них 45,1—71,5%. Зерна крупнее 0,25 мм встречаются в большом количестве, и лишь иногда содержание их достигает 10,8%.

Породы сложены кварцем (20—50%), полевыми шпатами и (10—35%) и обломками пород (до 15%). В группе полевых шпатов обычно преобладают плагиоклазы олигоклазового ряда. Зерна полевых шпатов интенсивно изменены (серицитизированы и пелитизированы). Наблюдается альбитизация калиевых полевых шпатов. Среди обломков пород преобладают кремнисто-глинистые породы, встречаются эффузивы, а также микрогнатиты. В составе акцессорных минералов преобладает хлорит, биотит, эпидот, цоизит, сфен и гранат. Цементом служит глинисто-хлоритовый, глинисто-биотито-хлоритовый материал, который в различной степени замещается сидеритом или кальцитом. Цемент порового или базального типа.

В угленосной толще Усть-Енисейской впадины наиболее часто встречаются песчаные породы мелкозернистые, редко среднезернистые, буровато-серого и серого цвета. Характерно присутствие прослоев белых (каолинизированных) песков в малохетской свите и песков, окрашенных в различные оттенки зеленого цвета, в долганской свите. Наблюдается горизонтальная или косая слоистость. Песчаные породы преимущественно мелкозернистые, алевритистые, обычно с довольно высоким содержанием псаммитовых зерен (56,8—72,8%), иногда понижающимся до 51,6—42,4%. Концентрация среднезернистого материала достигает 17,3%, причем нередко увеличение крупных фракций отмечается в песках с невысоким содержанием фракции крупнее 0,1 мм. В псаммитовой фракции среднезернистых пород, составляющей до 78,9%, 48,8% приходится на долю зерен крупнее 0,25 мм.

Алевриты буровато-серые и серые, нередко слоистые. Слоистость горизонтальная, часто ленточного типа, волнистая и косая. Наблюдаются знаки ряби. Алевриты песчанистые и глинистые, слабо отсортированные, особенно песчанистые. Содержание алевритовой фракции колеблется от 41,4 до 82,3%. Наиболее хорошей сортировкой отличаются глинистые алевриты яковлевской свиты, в которых основная фракция составляет 65,8—84,3%. В глинистых алевритах содержание псаммитовых зерен не превышает 3,3%, в песчанистых — достигает 43,1%.

Породообразующими минералами являются кварц (35—60%), полевые шпаты (18—30%) и обломки пород (до 10%). В составе полевых

шпатов преобладают калиевые разности, зерна которых нередко сильно пелитизированы, частично альбитизированы. Плаггиоклазы серицитизированы. Обломки пород представлены кремнисто-глинистыми породами, кварцитами, микропегматитом, эффузивами. Из аксессуаров обнаружены гранат, эпидот, цоизит, сфен и черные рудные минералы. В породах яковлевской и долганской свит иногда встречаются глауконит (до 3% в долганской свите и до 8%, по данным А. И. Бочарниковой, в яковлевской). Зерна глауконита крупные, травяно-зеленого цвета, округлой или овальной формы. Имеется глауконит и в виде пигмента, тонко рассеянного в глинистой массе.

Цемент глинисто-слюдистый, глинисто-слюдисто-хлоритовый, иногда кремнистый, пленочного, порового и базального типов. Кремнистый цемент приурочен к скоплениям древесины. Среди глинистого вещества наблюдается каолинит, выполняющий поры. Нередко встречается сидеритовый крустификационный цемент. Наиболее поздний кальцитовый цемент базального типа в различной степени раскристаллизован — от мелкозернистого до пойкилокластического. В цементе присутствуют обрывки углефицированных растительных остатков.

В составе пород угленосной толщи Хатангской впадины преобладают пески, алевроиты пользуются меньшим распространением. Пески чаще среднезернистые, реже мелко- и разноезернистые, светло-серые. В отложениях рассохинской свиты имеются прослои белых каолинизированных песков, а в бегичевской свите — линзы пестрых (розовых, розовато-бурых, бурых и черных) песков. Последние, как правило, наиболее крупнозернистые. Наблюдается горизонтальная и косая, часто крупная слоистость. Мелко- и среднезернистые пески имеют довольно значительную примесь алевроитовых и пелитовых частиц. Содержание псаммитовых зерен колеблется от 57,2 до 82,9%, причем увеличение общей песчаности происходит в среднезернистых разностях. Зерна крупнее 0,5 мм присутствуют в незначительном количестве, и только иногда их количество достигает 16,8%. Более грубозернистые разности песков содержат меньше тонких фракций. Алевроиты серые, буровато-серые, часто слоистые. Слоистость преимущественно горизонтальная, иногда довольно тонкая, реже мелкая косая. Алевроиты главным образом глинистые, реже песчаные. Основная фракция составляет в них 52,9—77,0%. В глинистых алевроитах примесь песчаных зерен низкая, в песчаных фракциях меньше 0,01 мм присутствует в значительном количестве (до 12%).

Пески и алевроиты характеризуются полевошпатово-кварцевым составом с незначительным преобладанием кварца. Содержание кварца составляет 30—45%, полевых шпатов — 18—32%, обломков пород — 8—18%. Среди последних встречены обломки кремнистых пород, микрокварцита, микропегматита, кислых и основных эффузивов. В группе полевых шпатов преобладают плаггиоклазы, зерна которых частично серицитизированы. Калиевые полевые шпаты слабо пелитизированы. Акцессорные минералы, концентрация которых не превышает 1%, представлены эпидотом, цоизитом, ортитом, сфеном, гранатом и черными рудными минералами. Цемент поровый, пленочный, реже крустификационный, биотито-хлоритовый, с незначительной примесью глинистого материала. Отмечается присутствие каолинита, выполняющего поры. Иногда встречается кремнистый или сидеритовый цемент, обычно крустификационного типа. Кремнистый цемент приурочен к прослоям с окремненной древесиной. Имеются обрывки углефицированных растительных остатков. Вторичный кальцитовый цемент базального типа в различной степени раскристаллизован (от мелкозернистого до пойкилокластического).

В верхнем мелу Хатангской впадины полевошпатово-кварцевый состав имеют песчано-алеуритовые породы хетской свиты (коньяк — нижний сантон), кампана и маастрихта. Преобладают темно-серые, серые, светло-серые, почти белые алеуриты с горизонтальной, волнистой и косой слоистостью. Слоистость тонкая, нередко ленточного типа. Пески мелко-, редко среднезернистые, светло-серые, с прослоями светло-желтых, охристо-бурых и зеленовато-серых, часто с косой слоистостью.

Алеуриты преимущественно глинистые, со средней степенью сортировки. Алеуритовая фракция составляет 54,5—59,8%, увеличиваясь в единичных образцах до 63,6—77,5%. Песчаные алеуриты отсортированы хуже. Алеуритовые частицы в них составляют 44,3—63,9%. Содержание псаммитовых зерен в глинистых алеуритах незначительное — до 12,6%, в песчаных — достигает 40,1%.

Песчаные породы мелко-, иногда среднезернистые, алеуритистые, с небольшим количеством пелитовых частиц. Содержание псаммитовых зерен достигает 90,3%.

Породы характеризуются полевошпатово-кварцевым составом. Кварц составляет 30—55%, полевые шпаты — 15—33%, обломки пород — до 10%. Зерна плагиоклазов серицитизированы, реже эпидотизированы, зерна калиевых полевых шпатов пелитизированы, иногда альбитизированы. Калиевые полевые шпаты обычно преобладают над плагиоклазами.

Обломки пород представлены кремнистыми породами, карбонатизированными эффузивами и микропегматитами. Концентрация акцессорных минералов невысокая. Присутствуют зерна эпидота, цоизита, граната, сфена, апатита, черных рудных минералов и иногда хлорито-иддингсита, по которому развиваются лептохлориты.

Цемент, выполняющий поры, биотито-хлоритовый, с примесью глинистого вещества. Во многих случаях цементирующая масса отсутствует — зерна соприкасаются друг с другом. Вторичный кальцитовый цемент мелко- или среднезернистый, иногда радиально-лучистый. Он интенсивно корродирует аллотипные зерна. Изредка кальцитовый цемент замещается более поздним сидеритовым.

Юрские отложения северной части Анабарского порога характеризуются смешанным полевошпатово-кварцевым и кварцево-полевошпатовым составом. Существенно преобладают алеуриты. Песчаные разности имеют очень ограниченное распространение и обычно встречаются в виде конкреционных образований. Алеуриты глинистые, серого, темно-серого цвета, с горизонтальной или волнистой слоистостью, хорошо отсортированные. Основная фракция составляет в них 59,5—83,8% и только иногда уменьшается до 50,1%. Как правило, в алеуритовой фракции преобладают частицы размером 0,1—0,063 мм. Примесь псаммитовых зерен не превышает 0,8%.

По составу кластической части это преимущественно полевошпатово-кварцевые породы, реже (в аалене, бате, келловее), встречаются кварцево-полевошпатовые. Причем уменьшение содержания кварца отмечается в более крупнозернистых (песчаных) разностях. Поэтому есть основание предполагать, что преобладание кварца связано лишь с гранулометрическим составом этих пород, т. е. с уменьшением размера зерен возрастает концентрация более устойчивых минералов. Породы сложены кварцем, полевыми шпатами и обломками пород. Полевые шпаты свежие, в различной степени измененные (пелитизированы, серицитизированы и иногда сосюритизированы). Содержание обломков пород варьирует в широких пределах — от 5 до 20%. Они представлены кислыми эффузивами, основными, частично хлоритизированными эффузивами, слюдястыми и глинисто-кремнистыми сланцами, микрокварцитами. Акцессорные минералы присутствуют

в виде единичных зерен граната, циркона, сфена и черных рудных минералов.

Цементом является глинистое вещество, которое в значительной степени перекристаллизовано. В результате перекристаллизации образовались чешуйки хлорита, биотита, серицита, криптокристаллического кремнистого вещества. В цементе отмечаются лептохлориты, пирит, гидрокислы железа и лейкоксен. Более поздний кальцитовый цемент с различной интенсивностью замещает глинистый цемент, который во многих случаях остается лишь в виде незначительной примеси.

### Полимиктовые породы

Полимиктовые породы распространены незначительно. Такой состав имеют отложения нижней и средней юры южной части Анабарского порога и угленосной толщи северной его части. Эти породы характеризуются высокой концентрацией обломков пород (до 40%), причем большая часть обломков пород представлена эффузивами основного и кислого состава. Полевые шпаты преобладают над кварцем.

Породы нижней и средней юры южной части Анабарского порога представлены темно-серыми, зеленовато-серыми, иногда желтовато-серыми алевритами и песчаниками с волнистой, горизонтальной, редко неправильной мелкой косою слоистостью. Преобладают алевритовые породы, характеризующиеся достаточно хорошей сортировкой. Алевритовая фракция составляет в них, как правило, 59,8—85,8%, редко уменьшаясь до 55,3%, причем очень характерно высокое содержание (до 49,3%) зерен размером 0,1—0,063 мм (крупного алеврита). Алевриты глинистые, с ничтожной примесью псаммитовых зерен. Только в плинсбахских отложениях концентрация песчаной фракции возрастает иногда до 13,8%.

Мелкозернистые алевритистые песчаные породы встречаются редко. Основная фракция составляет в них 52,5—70,0%. Зерна крупнее 0,25 мм присутствуют в очень небольшом количестве, и только в основании плинсбахских отложений их содержание достигает 14,6%.

Породообразующими минералами являются полевые шпаты (30—55%), кварц (13—30%) и обломки пород (20—30%). Полевые шпаты состоят из плагиоклазов альбит-олигоклазового, реже андезинового ряда и калиевых полевых шпатов. Плагиоклазы резко преобладают над калиевыми полевыми шпатами, составляя 11—30%. Кислые и средние плагиоклазы чаще свежие, но наблюдаются серицитизированные, хлоритизированные, и эпидотизированные зерна. Калиевые полевые шпаты обычно пелитизированные.

Обломки пород представлены основными эффузивами, частично хлоритизированными, вулканическим стеклом, хлоритизированным и лейкоксенизированным, кремнистыми породами, кислыми эффузивами. Присутствуют обломки слюдисто-глинистых сланцев, микропегматита, кварцитов, эпидото-хлоритовых сланцев и кварцево-полевошатовых эпидотсодержащих пород.

По обломкам основных эффузивов в некоторых случаях наблюдается образование лептохлоритов зеленовато- и красно-бурого цвета, иногда оолитового строения. Ядра оолитов сложены пластинчатым идингситоподобным веществом, изотропным хлоритовым материалом, биотитом, эпидотом, черными рудными минералами и различными обломками пород. Концентрация лептохлоритов в описываемых породах невысокая, изредка достигает 10%.

Содержание аксессуарных минералов колеблется в пределах от 0,5 до 4%. Они представлены в основном черными рудными, эпидотом, цоизитом, гранатом и апатитом.

Цемент в породах хлорито-глинистый или хлоритовый, соприкосновения или выполнения пор. В более глинистых разностях пород цемент превращается в базальный. Конкреционные образования характеризуются присутствием вторичного кальцитового цемента пелитоморфного или мелкозернистого строения, который корродирует первичный цемент и аллотигеновые зерна.

В угленосной толще о. Бегичева (Анабарский порог), где существенно преобладают мелко- и среднезернистые, нередко с примесью крупнозернистого материала песчаные породы, окрашенные в светло- или зеленовато-серый цвет. В рассохинской свите (апт?) встречаются прослои белых каолинизированных песков; наблюдается горизонтальная и косая, часто крупная слоистость.

Песчаные породы характеризуются высоким содержанием псаммитовых (53,8—82,8%) зерен, в составе которых обычно преобладает мелкозернистая фракция. Однако почти всегда имеет место значительная концентрация зерен крупнее 0,25 мм, достигая 25% в мелкозернистых и 53,4% в среднезернистых песках. Примесь зерен крупнее 0,5 мм незначительна, но достаточно постоянна.

Алевриты светло-серые, серые и зеленовато-серые. Часто отмечается горизонтальная, нередко тонкая слоистость, а также флюидальные текстуры и знаки ряби, особенно в отложениях тиганской свиты (верхний готерив — баррем?). Алевриты песчано-глинистые, песчаные и глинистые. Содержание фракции 0,1—0,01 мм колеблется от 53,3 до 82,5%, иногда понижаясь до 45,2%. Преобладают песчано-глинистые и песчаные разности, но даже в глинистых алевритах примесь псаммитового материала достигает 4%. Эти отложения характеризуются высоким содержанием полевых шпатов (25—44%) и обломков пород (20—40%). Концентрация кварца всегда немного меньше, чем полевых шпатов (20—33%).

Обломки пород представлены кислыми и основными эффузивами, кремнистыми, глинистыми и кремнисто-слюдистыми породами, халцедоном, алевритами, аргиллитами и микропегматитами. Обычно кислые эффузивы преобладают над основными. Плаггиоклазов больше, чем калиевых полевых шпатов, но, как правило, разница в их содержании незначительная. Зерна полевых шпатов пелитизированы и серицитизированы. Из аксессуарных минералов в значительном количестве присутствуют гранат (до 3%), черные рудные и сфен.

Первичный цемент, выполняющий поры, глинистый, перекристаллизованный в хлоритовый и биотито-хлоритовый. Отмечается присутствие чешуек мусковита, лептохлоритов, иногда кремнистого вещества и каолинита.

В отложениях рассохинской свиты широко распространен каолинитовый цемент. Крупнопластинчатый каолинит выполняет поры, а также затягивает зерна полевых шпатов. Кремнистое вещество довольно обильно, особенно вблизи углистых прослоев. В подошве угольных пластов в сангасалинской свите отмечаются скопления окремненной древесины, в которой межклеточные пространства выполнены кремнеземом. Наблюдается также цемент соприкосновения. Глинистый цемент, особенно в алевритовых породах угленосных горизонтов, интенсивно пропитан углистым веществом.

В карбонатизированных прослоях и конкрециях, пользующихся значительным распространением, развит вторичный кальцитовый цемент, в различной степени раскристаллизованный, во многих случаях до пой-

килокластического (структура фонтенебло). Этот цемент интенсивно корродирует аллотигенные зерна вплоть до полных псевдоморфоз. Изредка отмечается образование сидеритового цемента в виде мелких зерен.

### Лептохлоритовые, глауконито-лептохлоритовые и глауконитовые породы

Лептохлоритовые, глауконито-лептохлоритовые и глауконитовые породы очень широко распространены в разрезе. Они слагают целиком мощные пакки пород, соответствующие отдельным ярусам и свитам в верхней юре, нижнем и верхнем морском меле. Чисто глауконитовые породы встречаются редко. Содержание глауконита и лептохлоритов варьирует в широких пределах, достигая 45% в породах юры и нижнего мела и 70% в породах верхнего мела. В составе описываемых пород выделяются все переходы от терригенных, в которых глауконит и лептохлориты встречаются в сравнительно небольшом количестве, до хемогенных с высокой (до 70%) концентрацией глауконита и лептохлоритов. Характер лептохлоритов различен: наблюдаются оолитовые и неоолитовые образования. Первые наиболее типичны для отложений верхней юры — нижнего мела Хатангской впадины и Анабарского порога, а также верхнего мела Усть-Енисейской впадины. Величина светопреломления лептохлоритов ( $N_g$ ) в верхней юре и нижнем меле Хатангской впадины и Анабарского порога, а также в верхнем меле Усть-Енисейской впадины варьирует от 1,580 до 1,680, а в верхнем меле Хатангской впадины — от 1,576 до 1,624.

Лептохлоритовые породы, развитые в краевых частях Хатангской впадины и на юге Анабарского порога в отложениях верхней юры — нижнего морского мела (кимеридж, нижний волжский и верхний волжский ярусы, валанжин, готерив) представлены песчаными и алевритовыми породами.

Пески и алевриты мелко-, реже среднезернистые, буровато- и темно-серые с зеленоватым оттенком, зеленовато-серые, зеленые, с многочисленными конкрециями таких же песчаников и алевролитов с карбонатным цементом. В породах наблюдается волнистая или мелкая косая слоистость (часто перистая). В алевритах отмечается горизонтальная слоистость.

Песчаные породы характеризуются слабой сортировкой. Преобладают мелкозернистые алевритистые разности, содержащие 40,4—59,4% псаммитовых зерен. Однако встречаются песчаники (особенно в валанжине), в которых концентрация псаммитового материала достигает 77,6%, причем в значительном количестве (до 21,5%) присутствуют зерна крупнее 0,25 мм. Последние обычно представлены оолитами лептохлоритов.

Алевритовые породы отсортированы значительно лучше. Алевриты глинистые, на основную фракцию в них, как правило, приходится 53,6—85,4%, иногда 46,7—52,5%.

В обломочной части пород кварц составляет 25—50%, полевые шпаты — 7,0—30,0%, лептохлориты — до 45%, измененные обломки базальтов — до 15%, хлоритизированные вулканические стекла, палагонит и пумпелит — до 10%, обломки кремнистых пород — до 10% и микропегматитов до 1%. Концентрация акцессорных минералов постоянно высокая. Наиболее характерны амфиболы (до 3%), черные рудные (до 3%), эпидот, цоизит и моноклинные пироксены.

Полевые шпаты представлены плагиоклазами и калиевыми полевыми шпатами, соотношение которых непостоянное. В большинстве образцов преобладают плагиоклазы, но нередко содержание плагиоклазов и калиевых полевых шпатов примерно одинаковое. Иногда калиевые полевые

шпаты несколько преобладают над плагиоклазами. Наряду с плагиоклазами олигоклаз-андезинового ряда присутствует альбит и в некоторых случаях, возможно, андезин. Плагиоклазы преимущественно свежие, в калиевых полевых шпатах преобладают слабо измененные зерна.

Концентрация лептохлоритов, а также различных продуктов разрушения и изменения пород трапшовой формации высокая, довольно постоянная, и только в отложениях готерива она уменьшается.

Лептохлориты часто оолитового строения. Наиболее распространены оолитовые образования в валакжинских породах. Зерна лептохлоритов



Рис. 12. Оолитовый лептохлоритовый песчаник из отложений валакжинских пород.  
Оолиты сложены плотным идингситоподобным минералом, оторочка — пазомзитом. Без анализатора,  $\times 120$ .

обычно крупнее других кластических зерен (до 0,8 мм) зеленого, зеленовато-бурого, бурого и красно-бурого цвета, округлой, овальной или неправильной формы (рис. 12). Они образуются по обломкам основных эффузивных пород за счет изменения хлорито-иддингсита, замещающего темноцветные минералы в трапшах, а также хлоритизированного стекла и полагонита. Наблюдаются различные стадии изменения и замещения трапшовой материи. Очень часто встречаются обломки базальтов, в которых плагиоклазы карбонатизированы, а основная масса, замещенная хлорито-железистыми продуктами, приобретает лептохлоритовый облик.

Ядра оолитов сложены либо пластинчатым идингситоподобным минералом, либо плотным, слегка трещиноватым идингсито-хлоритовым веществом. Внутри ядер встречаются зерна оливина, моноклинных пироксенов, магнетита и обломки эффузивов. Нередко можно наблюдать, как зерна оливина и пироксенов сначала прорезаются серией «жилочек» темно-бурого цвета, а затем постепенно полностью затягиваются железистым хлоритом. Отмечаются также реликты микролитов плагиоклаза или дендритовидные микролиты титаномагнетита. Многие ядра темно-бурого

цвета, сложены гидрогетитом и гизингеритом. Иддингситоподобный минерал из ядер оолитов обладает ясной пластинчатой спайностью, прямым погасанием, высоким двупреломлением, положительным удлинением и сильным плеохроизмом (по  $N_g$  — бурый, по  $N_p$  — буровато-зеленый). В большинстве случаев величина двупреломления несколько меньше, чем у иддингсита из базальтовых порфиритов [Ронкина, 1957]. У иддингсита из трапхов  $N_g = 1,665-1,685$ ;  $N_p = 1,615-1,635$ ;  $N_g - N_p = 0,045-0,050$ . Для иддингситоподобного минерала из ядер оолита  $N_g = 1,650$ ;  $N_p = 1,615$ . Однако довольно часто встречаются мелкие обломки точно такого же иддингсита, как в трапхах с  $N_g = 1,670-1,680$ . Понижение светопреломления и двупреломления, по-видимому, связано с гидратацией иддингсита и замещением его хлоритом.

Плотное иддингсито-хлоритовое вещество без спайности, нередко с зональной окраской, агрегатным погасанием, низким двупреломлением или изотропное, имеет  $N_m$ , колеблющееся в пределах 1,600—1,638, иногда уменьшающееся до 1,580 в результате более сильного изменения первоначального материала.

Часто иддингсито-хлоритовое или хлоритовое вещество сохраняет такой же облик, какой имело в миндалинах трапхов (зональное нарастание мелких чешуек, окрашенных в различные оттенки зеленого цвета). В этом случае  $N_m = 1,580-1,597$ , редко достигает 1,600. Обычно в оолитах центральная часть ядра очень крупная, а оторочка тонкая, но встречаются оолиты с сильно развитой оторочкой, имеющей отчетливое концентрическое строение, которое обусловлено чередованием светло-зеленого и бурого лептохлорита, а иногда и сидерита. У большинства оолитов оторочка сложена светло-зеленым волокнистым слабо двупреломляющим шамозитом с  $N_m = 1,625-1,620$ . Нередко сидерит целиком слагает оторочку вокруг ядра, при этом интенсивно корродируя его.

Цементом в породах является хлоритовое и глинисто-хлоритовое вещество, часто со значительной примесью железистых хлоритов. Цемент распределен в породах неравномерно, и типы цементации очень разнообразны. Первоначальный цемент был крустификационным, затем выполнял все поры в породе, а потом становился базальным. В некоторых случаях цемент коррозионный. Более поздний карбонатный (кальцитовый) цемент в конкреционных образованиях целиком или почти целиком замещает глинисто-хлоритовый и хлоритовый. Наблюдается та же закономерность постепенного разрастания цемента от крустификационного до базального, со структурами фонтенебло. Корродирующие свойства карбонатного цемента выражены особенно резко. В некоторых случаях присутствует еще более поздний микрозернистый сидеритовый цемент.

Глауконито-лептохлоритовые породы встречены в Усть-Енисейской впадине в верхней юре, в отложениях кимериджа, слагают прослойки мелкозернистых, нередко среднезернистых рыхлых песчаников серовато-зеленого, зеленовато-желтого, зеленого и черно-зеленого цвета, а также темно-серых и черных с зеленоватым оттенком алевролитов. В породах наблюдается флюидальная и косая слоистость. Глауконит и лептохлориты располагаются в виде линзочек, неправильных включений или прослоек мощностью до 2 мм.

Песчаники мелко-среднезернистые, глинистые и алевритистые. И в тех и в других наблюдается небольшая разница в содержании пелитовых и алевритовых частей. Концентрация псаммитовых зерен колеблется от 59,7 до 75,9%, причем зерна крупнее 0,25 мм составляют до 46,2%.

Алевролиты глинистые, содержат 53,1—67,4% алевритовых частиц, примесь псаммитовых зерен не превышает 4,2%.

Породообразующими минералами являются кварц (25—40%), полевые шпаты (6—25%), глауконит и лептохлориты (10—25%), обломки пород (до 10%). Зерна кварца иногда регенерированы. Полевые шпаты, представленные калиевыми разностями и плагиоклазами, обычно изменены. Калиевые полевые шпаты пелитизированы и частично альбитизированы, плагиоклазы серицитизированы, а единичные зерна их замещены кальцитом. Глауконит встречается в виде крупных (0,7—10,9 мм) зерен зеленого цвета с агрегационной поляризацией, округлой или удлиненной формы. В последних наблюдается плеохроизм от зеленого по  $N_g$  до светлого зеленовато-желтого по  $N_p$  ( $N_g = 1,580-1,590$ ;  $N_p = 1,560$ ).

А. С. Запорожцева и Т. М. Пчелица указывают, что глауконит характеризуется значительным содержанием закисного железа (6,8—13,8%) и сравнительно высокой (14,0—17,0%) концентрацией глинозема. Часто вокруг зерен глауконита наблюдаются каемочки лептохлорита (шамозита) в виде изотропного или слабо двупреломляющего вещества зеленовато-бурого или бурого цвета. Шамозит образует оторочки вокруг зерен кварца, полевых шпатов, обломков эффузивных пород. Нередко шамозит корродирует аллотигенные зерна и глауконит. Для оолитового шамозита  $N_m = 1,630-1,637$ , для изотропного  $N_m = 1,615$ .

Среди обломков пород встречаются преимущественно кремнисто-глинистые и эффузивные. Акцессорные минералы (гранат, сфен, циркон, апатит) встречаются в единичных зернах. Цемент поровый, кремнисто-глинистый и хлорито-глинистый, часто с примесью серицита. Вторичный базальный цемент кальцитовый. В цементе часто в значительном количестве присутствует пирит.

Глауконито-лептохлоритовые породы верхнего морского мела Усть-Енисейской впадины представлены преимущественно зеленовато-серыми алевритами с плохо выраженной тонкой горизонтальной слоистостью. Встречаются мелкие округлые включения песчаного материала. Иногда отмечаются флюидальные текстуры. Алевриты глинистые, плохо отсортированные. Алевритовая фракция в них составляет 55,2—64,2%, пелитовая достигает 46,7%, псаммитовая — 12,6%. Пески и песчаники плохо отсортированы, обычно они мелкозернистые, песчаные зерна составляют 52,6—61,2%. Содержание алевритовой фракции колеблется от 26,6 до 34%. Зерна крупнее 0,25 мм присутствуют, как правило, в виде незначительной примеси, и только в песчаниках с известковистым цементом концентрация их возрастает, и породы становятся мелко-среднезернистыми.

Породообразующими минералами являются кварц (25—38%), полевые шпаты (3—10%), глауконит и лептохлориты (10—30%). В качестве примеси присутствуют обломки кремнисто-глинистых и глинисто-серицитовых пород (до 5%), кварцитов, обломки мергелей, единичные обломки эффузивных пород.

Вокруг зерен кварца в некоторых случаях наблюдаются регенерационные каемки. Среди полевых шпатов преобладают плагиоклазы олигоклазового ряда. Зерна их свежие, серицитизированные. Основная масса зерен калиевых полевых шпатов частично пелитизирована, иногда альбитизирована.

Глауконит и лептохлориты встречаются в виде бобовин и оолитов размером 0,25—0,45 мм. Строение оолитов различное. Имеются оолиты, ядра которых сложены либо тонкочешуйчатым бурым биотитом, либо (чаще) вермикулитоподобными расщепленными пластинками биотита, на отдельных участках иногда переходящего в глауконит, а затем в лептохлорит. При этом светло-бурый цвет биотита меняется до зеленого и зеленовато-бурого у глауконита и до темно-бурого у лептохлорита. В некоторых случаях наблюдались переходы биотита непосредственно в бурый,

почти изотропный лептохлорит. Встречаются оолиты, в которых биотит полностью замещен глауконитом. Глауконит присутствует и в виде зерен лапчатой или округлой формы, с радиальными или псевдорадикальными трещинками. Изредка наблюдаются оолиты лептохлоритов, внутри которых находятся кластические зерна. Периферическая оторочка оолитов сложена шамозитом (рис. 13).

Концентрация аксессуарных минералов незначительная. Они представлены эпидотом, цоизитом, черными рудными, амфиболами, гранатом. Цемент в породах базального типа или соприкосновения глинистых, со

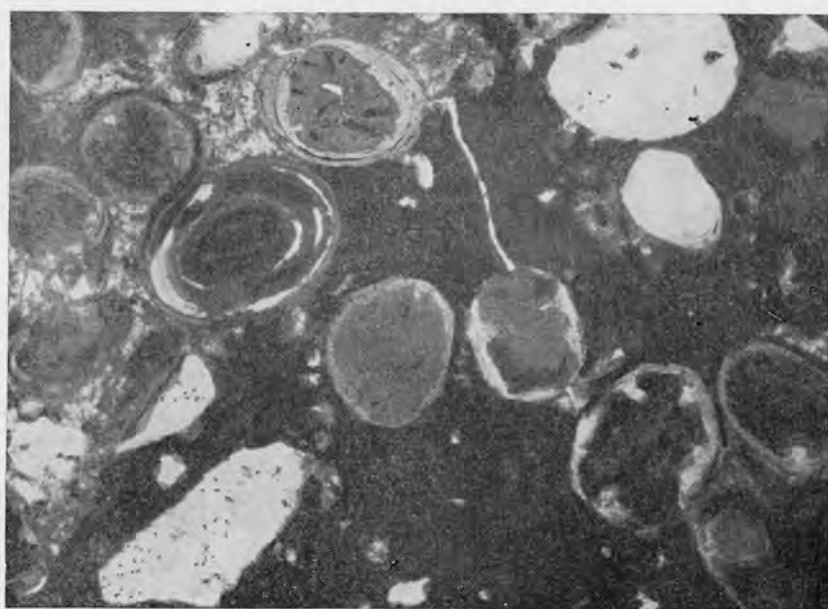


Рис. 13. Лептохлоритовый оолитовый песчаник из отложений верхнего сантона.

Цемент фосфорито-сидеритовый. Без анализатора,  $\times 120$ .

значительной примесью хлорита и серицита. Вторичным цементом является кальцитовый и иногда сидеритовый. В цементе присутствуют пирит и гидроокислы железа.

В ледяной свите (турон — коньяк?) Хатангской впадины преобладают серые и темно-серые алевриты с тонкой горизонтальной слоистостью. Имеются многочисленные конкреции алевролитов и песчаников с карбонатным цементом. Глинистые алевриты отличаются лучшей сортировкой, чем песчаные. В песчаных разностях наряду с высоким содержанием псаммитовых зерен в значительном количестве присутствуют пелитовые частицы. Содержание алевритовой фракции в породах колеблется от 46,3 до 79,5%. Значительным распространением пользуются смешанные породы (алевроито-глинистые, глинисто-песчаные), в которых преобладающая фракция едва достигает 40,0%.

Алевритовые и песчаные породы — лептохлоритовые, с очень низким содержанием кварца и полевых шпатов. Наблюдается изменение петрографического состава этих пород по площади. Минимальная концентрация кварца (1—7%) и полевых шпатов (до 3%) наблюдается в отложениях, развитых на р. Ледяной; на р. Маймече количество кварца возрастает до 30%, полевых шпатов — до 17%. Лептохлориты составляют в описыва-

емых породах 30—70%. Они образовались в результате изменения хлоритизированных обломков основных эффузивов, идингсито-хлорита, развивающегося по стеклу, и идингсита, замещающего зерна оливина и пироксенов.

Степень изменения траппового материала очень разнообразна. В одних случаях довольно отчетливо видна первоначальная эффузивная порода, в которой все темноцветные минералы и стекло постепенно затягиваются бурым идингсито-хлоритовым веществом. Плагноклазы частью карбонатизированы, частью хлоритизированы. В других случаях наблюдаются почти изотропные или слабо двупреломляющие зерна лептохлоритов. Довольно часто встречаются хлоритизированное вулканическое стекло или обломки зонального мелкочешуйчатого хлорита, аналогичного хлориту из миндалин. Замеры показателей преломления свидетельствуют о значительном колебании величин светопреломления лептохлоритов ( $N_m = 1,576-1,624$ ).

В породах присутствуют обломки кремнистых и глинисто-кремнистых пород (до 10%), магнетит и титаномагнетит (до 3%), а также отдельные зерна эпидота, цоизита, граната, циркона и других, содержание которых возрастает по мере увеличения в них кварца и полевых шпатов. Нередко встречаются цеолиты в виде крупных (до 0,2 мм) зерен с хорошей спайностью (гейландит).

Цемент карбонатный, базального типа, интенсивно корродирующий все зерна, в том числе цеолиты. В составе карбонатов обнаружены кальцит (бесцветные чистые зерна с  $N_o = 1,658$ ) и арагонит, составляющий основную массу. Арагонит, бесцветный или неравномерно окрашенный гидроокислами железа в бурый цвет, образует радиальнолучистые и сферолитовые агрегаты, у которых  $N_g = 1,672-1,674$ .

Цемент сложен либо мелко- и крупнозернистым карбонатом с небольшой примесью глинистого вещества, либо радиальнолучистым карбонатом. Иногда в пределах одного шлифа встречается как зернистый, так и радиальнолучистый карбонат. Вероятно, зернистый карбонат более поздний. Кальцитовый цемент в некоторых случаях замещается мелкозернистым сидеритом.

Глауконитовые породы верхнего сантона Хатангской впадины имеют преимущественно песчаный состав. Пески и песчаники темно-зеленого, зеленовато-черного и зеленовато-серого цвета, алевроиты буровато- и зеленовато-серые горизонтальнослоистые. Глауконит часто располагается гнездами.

Породы очень разнообразны по гранулометрическому составу. Наряду с достаточно хорошо отсортированными мелкозернистыми песками, содержащими 73,1—87,7% зерен размером 0,25—0,1 мм, присутствуют плохо отсортированные глинисто-алеврито-песчаные породы с незначительным преобладанием песчаных зерен. Алевроиты характеризуются лучшей сортировкой. Преобладают глинистые разности, нередко со значительной примесью псаммитового материала.

Породы сложены кварцем (25—50%), полевыми шпатами (5—25%) и глауконитом (10—35%). Присутствуют обломки кремнистых пород (до 7%), а также эпидот, цоизит, рудные черные, сфен, гранат, биотит, мусковит, хлорит. Полевые шпаты (преимущественно калиевые, реже кислые плагноклазы) пелитизированы и каолинизированы, иногда серицитизированы.

Глауконит зеленого и желтовато-зеленого цвета, округлой или лапчатой формы, с  $N_m = 1,570-1,585$ , чаще  $N_m = 1,570-1,579$ . Наблюдается образование глауконита по глинисто-кремнистым обломкам и очень редко по биотиту. В первом случае видно, как глинисто-кремнистое

вещество затягивается зеленым глауконитом. При этом нередко внутри зерен сохраняются реликты глинисто-кремнистого материала. В отдельных случаях вокруг зерен глауконита отмечается очень тонкая оторочка, сложенная шамозитом.

Из акцессорных минералов встречены единичные зерна эпидота, цоизита, сфена, черных рудных. Цемент в породах базального типа или соприкосновения. Первичный глинистый цемент в песчаниках и алевролитах содержит значительную примесь микрозернистого сидерита. Количество тонкодисперсного глинистого материала сильно варьирует. Кластические зерна часто кристифицированы более крупнозернистым сидеритом. Все обломочные зерна корродированы.

Лептохлорито-глауконитовые породы с фосфоритовым цементом встречены в отложениях кимериджа южной части Хатангской впадины, нижнего волжского и верхнего волжского ярусов Хатангской впадины и Анабарского порога, сантона Усть-Енисейской впадины.

Фосфориты образуют преимущественно желваковые конкреции размером до 15 см. Они встречены также в виде пластов мощностью 0,1—0,2 м, которые описаны Е. П. Колокольцевой [1961] из отложений сантона Усть-Енисейской впадины. Фосфаты кальция в значительном количестве присутствуют в цементе песчаников и гравелитов. Цвет фосфоритов бурый, буровато-черный и зеленовато-буровато-черный.

Среди пород с фосфоритовым цементом выделяются сравнительно чистые лептохлорито-глауконитовые и терригенно-глауконито-лептохлоритовые разности. В первых терригенный материал почти отсутствует, во вторых содержание его достигает 35—40%. В лептохлорито-глауконитовых фосфоритах основным минералом является глауконит, в терригенно-глауконито-лептохлоритовых преобладают лептохлориты.

Зерна глауконита округлой или овальной формы, ярко-зеленого цвета, замещаются бурым лептохлоритом (шамозитом). Судя по наблюдавшимся в шлифах зернам глауконита, можно предполагать, что основная масса его является продуктами изменения различных алюмосиликатов, преимущественно биотита. Имеются вермикулитоподобные пластинки зеленого биотита (ясный плеохроизм от зеленого по *Ng* до светлого желтовато-зеленого по *Np*, сетчатое погасание и высокое двупреломление), по которым развивается глауконит. Частично глауконит образуется по хлориту, который в свою очередь замещает вулканическое стекло. Иногда отчетливо видно, как хлоритизированные обломки основного эффузива затягиваются глауконитом. Встречаются также овальные или неправильнолопастные зерна, представляющие собой микроконкреции, образовавшиеся при раскристаллизации геля. У глауконита очень сильно варьирует величина светопреломления. У зеленых разностей *Nm* изменяется от 1,589 до 1,628, а у зеленовато-бурых и бурых — от 1,636 до 1,659, иногда до 1,670. Имеются оолитоподобные образования, сложенные лептохлоритом и глауконитом, в которых невозможно установить последовательности выделений. Создается впечатление, что имеет место как процесс замещения глауконита лептохлоритом, так и, наоборот, лептохлорита глауконитом.

Такое разнообразие облика и оптических констант, а следовательно, и состава глауконитовых и лептохлоритовых зерен в пределах одного образца, а также взаимоотношение одного минерала с другим, по-видимому, свидетельствует о неоднократных изменениях среды осадконакопления и неоднородности исходного материала.

Цемент в породах фосфоритовый, карбонатно-фосфоритовый и глинисто-карбонатно-фосфоритовый. Фосфоритовый цемент встречается в двух генерациях. Фосфорит первой генерации бесцветный или светлый, зелено-

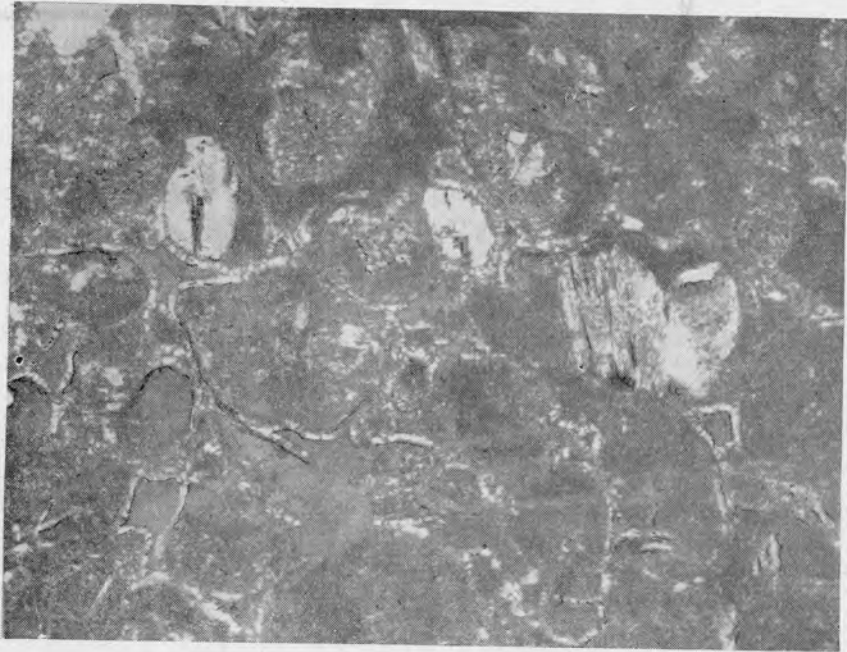
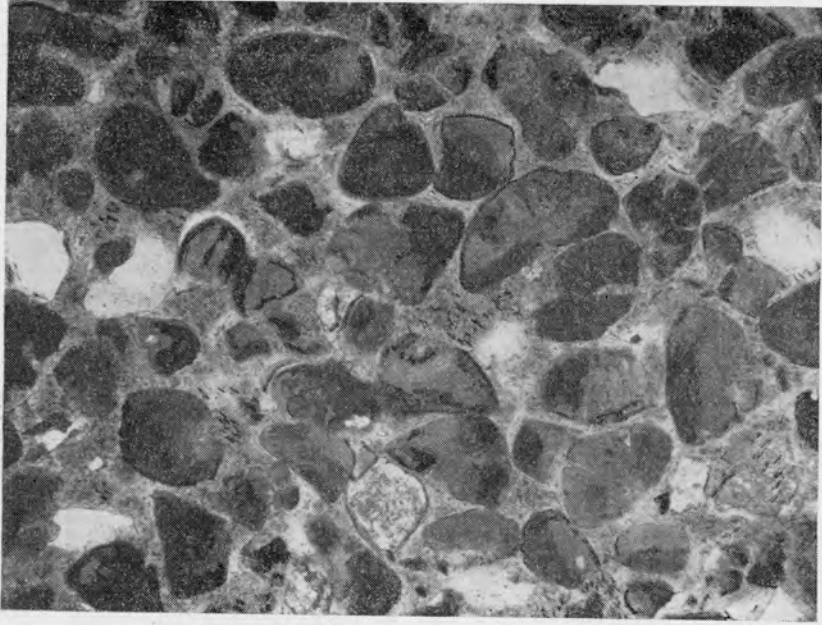


Рис. 14. Глауконитовый фосфорит из отложений верхнего волжского яруса.  
Фосфоритовый цемент двух генераций: *a* — без анализатора,  $\times 120$ ; *b* — с анализатором,  $\times 120$ .

вато-желтый, крустифицирует бобовины глауконита, лептохлоритов и терригенные зерна. У фосфата  $Nm = 1,595$ , двупреломление близкое к кварцу. Вторичный бурый изотропный фосфоритовый цемент базального типа. Фосфат имеет  $Nm = 1,580-1,585$  в отложениях Анабарского порога и 1,600—1,612 в отложениях Хатангской впадины. В желваковых конкрециях наблюдаются оба типа фосфатового цемента (рис. 14). Фосфатное вещество представлено, вероятно, курскитом. В песчано-алевритовых породах и гравелитах фосфоритовый цемент только базального типа, причем очень характерна значительная примесь глинистого материала. В районе Анабарского порога в желваковых конкрециях фосфаты входят в состав оолитообразных глауконито-лептохлоритовых образований, замещая глауконито-лептохлоритовое вещество.

Цемент в основном сложен кальцитом, который интенсивно замещает фосфорит, а также зерна глауконита и лептохлоритов. Формы выделения кальцита также очень разнообразны. Встречается крустификационный, радиальнолучистый и микрозернистый кальцит. Крустификационный кальцит обычно ассоциирует с более поздним микрозернистым, образующим цемент базального типа.

В отдельных случаях наблюдались кальцитовые оторочки вокруг бобовин глауконита и лептохлорита концентрического строения. По кальцитовому цементу иногда образуется микрозернистый сидеритовый цемент. В цементе отмечаются мелкие округлые выделения пирита.

### ГЛИНИСТЫЕ ПОРОДЫ

Глинистые осадки играют большую роль в составе юрских и меловых отложений севера Центральной Сибири. Содержание этих пород в разрезах колеблется от 13 до 42%. Особенно распространены они в центральных частях Усть-Енисейской и Хатангской впадин и в северной части Анабарского порога. По степени уплотненности среди глинистых пород существенно преобладают глины, значительно реже встречаются аргиллитоподобные глины и аргиллиты.

Гранулометрический состав свидетельствует о большом разнообразии глинистых пород — от плохо отсортированных алеврито-глинистых отложений, в которых пелитовая фракция составляет 49—51%, до хорошо отсортированных глин, содержащих до 90% частиц меньше 0,01 мм. Очень характерно для юрских и меловых отложений присутствие пород, в которых пелитовые частицы являются преобладающими, хотя концентрация их достигает лишь 45%.

М. Ф. Викулова [1958] считает одним из основных признаков глин наличие в них не менее 25%, а Л. Б. Рухин [1953] — не менее 30% глинистого вещества (фракция меньше 0,001 мм). Изученные нами глины характеризуются значительно более низкой концентрацией фракции меньше 0,001 мм, как правило, до 23%. Только иногда содержание частиц меньше 0,001 мм превышает 25% и совсем редко, в глинах верхнего мела Хатангской впадины, отмечается несколько образцов, в которых эта фракция составляет 26,3—38,3%.

Нет сомнения, что породы, содержащие более 50%, а тем более 60—83% пелитовых частиц, должны быть отнесены к глинам. Однако, как видно, из приведенной табл. 3, глинистое вещество в этих глинах присутствует в небольшом количестве. Причем увеличение содержания фракции меньше 0,001 мм не связано с общим увеличением содержания фракции меньше 0,01 мм. Глинистое вещество сложено различными глинистыми минералами, которые частично привносятся с суши, где они образовались вследствие выветривания горных пород, а частично формируются в осадке

Содержание (в %) фракций меньше 0,01 и 0,001 мм  
в глинах севера Центральной Сибири

№ образца	Возраст	Район	Размер зерен, мм		
			>0,01	<0,01	<0,001 из фракции <0,01
164-м	Cr <sub>1</sub> al—cm	Хатангская впадина	17,0	83,0	19,2
204-б	J <sub>3</sub> km	Усть-Енисейская впадина	19,6	80,4	19,2
33-в	Cr <sub>1</sub> v	Анабарский порог	25,2	74,8	20,6
112-м	Cr <sub>2</sub> st <sub>2</sub>	Хатангская впадина	26,8	73,2	14,3
47-д	J <sub>2</sub> bj	Анабарский порог	30,9	69,1	13,6
65-д	Cr <sub>2</sub> t—cn	Хатангская впадина	31,6	68,4	38,3
519	Cr <sub>1</sub> b—ap	Усть-Енисейская впадина	39,3	60,7	11,4
327-в	J <sub>3</sub> km	То же	40,1	59,9	22,6
123-б	Cr <sub>2</sub> cn—st <sub>1</sub>	Хатангская впадина	43,6	56,4	26,6
632	Cr <sub>1</sub> ap—al	Усть-Енисейская впадина	46,7	53,3	18,6

в результате старения и кристаллизации гелей, осевших из коллоидно-химических растворов.

Минералогический состав глинистого вещества в юрских и меловых отложениях севера Центральной Сибири весьма разнообразен: гидрослюда, каолинит, бейделлит, глауконит, ферригалуазит, нонтронит.

Такой пестрый состав глин, по мнению А. Г. Коссовской [1960], характерен для платформенных районов, где происходит медленное осадконакопление и длительный диагенез. В процессе диагенеза состав глинистых минералов меняется в соответствии с физико-химическими условиями окружающей среды.

При всем многообразии глинистых минералов в разрезе могут быть в основном выделены четыре группы пород: преимущественно гидрослюдистые глины, преимущественно бейделлитовые<sup>1</sup> глины, преимущественно каолинитовые глины и глины смешанного состава (рис. 15).

Глинистые породы преимущественно гидрослюдистого состава распространены наиболее широко в разрезе. Такой состав имеют нижне-среднеюрские глины Усть-Енисейской впадины, а также глины юры и нижнего мела Анабарского порога.

В нижнесреднеюрских отложениях Усть-Енисейской впадины часто встречаются аргиллиты и аргиллитоподобные глины. Аргиллитоподобные глины отмечаются в разрезе верхнеюрских и нижнемеловых морских отложений северной части Анабарского порога.

Глинистые породы окрашены в темные цвета (темно-серые, серовато-бурые, зеленовато-серые, черно-серые) и обычно характеризуются тонкой горизонтальной или волнистой слоистостью. В меловых угленосных отложениях северной части Анабарского порога присутствуют черные углистые и коричневые пластичные (вязкие) глины. По гранулометрическому составу, почти все глины алевролитистые, причем преобладают породы хорошо отсортированные, содержащие 60,3—81,2% пелитовых частиц. Однако в Усть-Енисейской впадине встречаются глины, у которых основная фракция составляет всего 59,4—41,8%. Примесь песчаного ма-

<sup>1</sup> Бейделлитовыми названы глинистые породы в понимании М. Ф. Викуловой [1958], Л. В. Рухина [1953]. Эти глины при окрашивании 0,001%-ным раствором метилен-голубого красителя приобретают зеленый цвет.

териала для подавляющего большинства образцов не превышает 1%. Среди глин Усть-Енисейской впадины иногда встречаются песчано-алевритистые разности, у которых содержание псаммитовых частиц достигает 25,4%. Глины характеризуются алевропелитовой, иногда псаммито-пелитовой структурой. Алевритовый материал представлен угловатыми зернами кварца, полевых шпатов, обломков эффузивных пород среднего и основного состава и чешуйками слюдисто-хлоритовых минералов. Этот материал располагается в виде скоплений зерен или реже линзочек длиной до 10 мм. В линзочках встречаются также псаммитовые зерна.

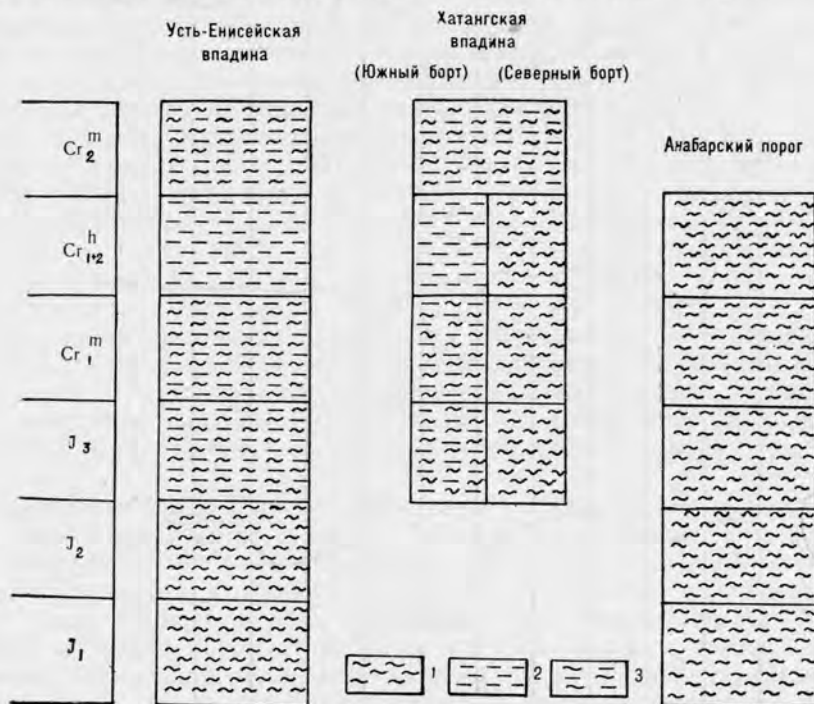


Рис. 15. Схематическое соотношение различных типов глинистых пород в разрезе мезозойских отложений севера Центральной Сибири.

1 — преимущественно гидрослюдистые глинистые породы; 2 — преимущественно бейделлитовые глинистые породы; 3 — глинистые породы смешанного состава.

В основном порода состоит из смеси тонкодисперсного глинистого вещества с серицитом, биотитом и хлоритом. В этой массе наблюдаются органические остатки в виде примазок, нитей, пятен, скоплений лейкоксена, сидерита, гидроокислов железа и пирита. В глинах Анабарского района присутствуют зерна глауконита и лептохлоритов. Глинистое вещество, по данным гранулометрических анализов, составляет 11,0—28,1%.

В большинстве случаев в тонких срезах агрегатов ориентированных частиц наблюдаются удлиненно-пластинчатые агрегаты, оптические константы которых немного отличаются для района Усть-Енисейской впадины и Анабарского порога. Для глин Усть-Енисейской впадины  $Ng' = 1,576-1,590$ ;  $Np' = 1,560-1,572$ ;  $Ng' - Np' = 0,001-0,020$ . В глинах Анабарского порога  $Ng' = 1,564-1,589$ ;  $Np' = 1,560-1,579$ , но  $Ng' - Np' = 0,003-0,016$ , причем пониженная величина двупреломления является очень типичной для этих глин. Кривые нагревания характе-

ризуются тремя эндотермическими реакциями при 120—150° С, около 550 и 850° С. При этом слабо выражены либо первый, либо третий эндотермический эффект (рис. 16).

Наиболее частой примесью в глинах данной группы является каолинит, который фиксируется как при окрашивании, так и при электронно-микроскопических исследованиях. В глинах Анабарского порога примесь каолинита более постоянна и значительна. Вероятно, этим и объясняется

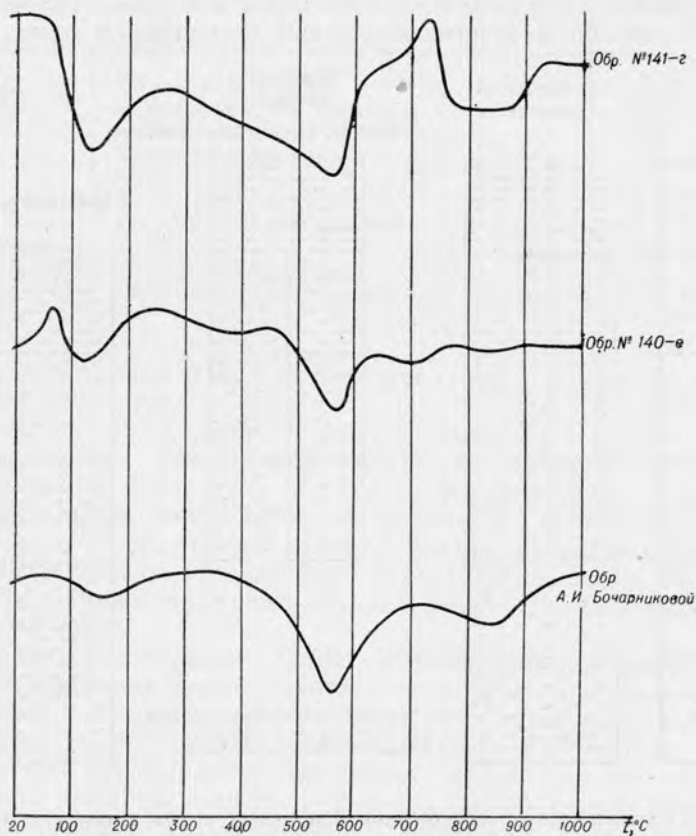


Рис. 16. Кривые нагревания преимущественно гидрослюдистых глин.

пониженная величина двупреломления анабарских глин. Кроме каолинита, отмечается примесь органического вещества, редко нонтронита. Возможно, имеется незначительная примесь бейделлита, но она фиксируется лишь в редких образцах при окрашивании.

Преимущественно бейделлитовые глины имеют сравнительно небольшое распространение в разрезе. Они приурочены к меловым угленосным отложениям Усть-Енисейской впадины и южного борта Хатангской впадины.

Глинистые породы темно-, буровато- и зеленовато-серые, с горизонтальной или волнистой слоистостью, нередко неслоистые, с раковистым изломом. Встречаются пластичные разности. Большим распространением пользуются черные углистые глины. По гранулометрическому составу глины алевритистые, преимущественно хорошо отсортированные. Пелитовая фракция в большинстве образцов составляет 60,0—83,0% и только

иногда 52,5—55,3%. Примесь псаммитового материала в глинах обычно не превышает 1,0%, редко увеличиваясь до 3,9%; содержание глинистого вещества в них наиболее низкое — 11,4—19,5%.

Глины характеризуются алевропелитовой структурой. Породы сложены тонкочешуйчатой глинисто-хлорито-слюдистой массой, иногда с линейной ориентировкой слюдистых (серицитовых) минералов. Основная ткань породы пронизана органическим веществом, которое имеет пятнистое распределение. Отмечаются углефицированные растительные остатки, зерна сидерита. Алевритовый материал, представленный угловатыми и угловато-окатанными зернами кварца, полевых шпатов, обломками пород и чешуйками слюдисто-хлоритовых минералов, располагается неравномерно, иногда образуя скопления в виде тонких линзочек и гнезд.

В тонких срезах агрегатов ориентированных частиц выделяются три группы агрегатов. Наиболее часто встречаются гармошко- и вееро-видные, а также удлиненно-пластинчатые агрегаты с расщепленными краями, у которых  $Ng' = 1,567-1,549$ ;  $Np' = 1,551-1,533$ ;  $Ng' - Np' = 0,015-0,024$  (сравнительно чистые бейделлиты). Нередки удлиненно-пластинчатые агрегаты с расщепленными концами, с  $Ng' = 1,568-1,555$ ;  $Np' = 1,555-1,530$ ;  $Ng' - Np' = 0,015-0,025$  (бейделлит с примесью гидрослюда). Иногда наблюдаются гармошко- и вееро-видные агрегаты с  $Ng' = 1,534$ ,  $Np' = 1,516$ ;  $Ng' - Np' = 0,018$ .

При электронномикроскопических исследованиях в составе этих глин определена смесь бейделлита, ферригаллуазита и каолинита. Кривые нагревания характеризуются очень резко выраженными эндотермическими реакциями при 120—150 и 550—580° С и более слабо выраженными при 850° С. Почти всегда наблюдается небольшой экзoeffект при 930° С (рис. 17).

Преимущественно каолинитовые глины имеют весьма ограниченное распространение. Они встречены в байосских отложениях Усть-Енисейской впадины и меловых угленосных образованиях Усть-Енисейской, Хатангской впадин и Анабарского порога. Каолинит обычно присутствует в виде примеси во всех выделенных ранее типах глинистых пород и только в редких образцах является преобладающим в составе других глинистых минералов. Глинистые породы серые, зеленовато-серые, неслоистые или с плохо выраженной горизонтальной слоистостью.

По гранулометрическому составу глины алевритистые, довольно хорошо отсортированные. Пелитовая фракция составляет 60,5—72,2%, примесь псаммитовых зерен не превышает 1,8%. Содержание глинистого вещества колеблется от 16,8 до 21,3%. Глины характеризуются алевропелитовой структурой. Породы сложены тонкой глинисто-слюдистой массой со значительным количеством органического вещества, пятнисто распределенного в породе. Присутствуют углефицированные растительные остатки. Алевритовый материал располагается в породе неравномерно, образуя линзочки и гнезда. В тонких срезах агрегатов ориентированных частиц наблюдаются мелкие более или менее изометричной формы агрегаты, иногда слабо удлиненные, с  $Ng' = 1,566-1,575$ ;  $Np' = 1,551-1,569$ ;  $Ng' - Np' = 0,006-0,015$ . На электронномикроскопических снимках фиксируется каолинит, иногда с примесью гидрослюда.

В группу глинистых пород смешанного состава объединены глины, в которых глинистые минералы представлены преимущественно гидрослюдой и бейделлитом, образующим различные смеси с преобладанием то одного, то другого компонента. Кроме этих основных минералов, в значительном количестве присутствуют каолинит, нонтронит, глауконит, лептохлориты и опал. Глинистые породы смешанного состава достаточно широко распространены в разрезах верхней юры и морского нижнего

мела, а также морского верхнего мела Усть-Енисейской и Хатангской впадин. По степени уплотненности доминируют глины и только иногда встречаются прослойки аргиллитоподобных глин.

Глинистые породы этого типа разнообразны по внешнему виду. Наряду с темно-серыми, черновато-серыми и черными разностями встречаются зеленовато-серые, светло-серые и зеленовато-голубые. Последние характерны для меловых пород. Слоистость горизонтальная, слабоволнистая и редко тонкая косая.

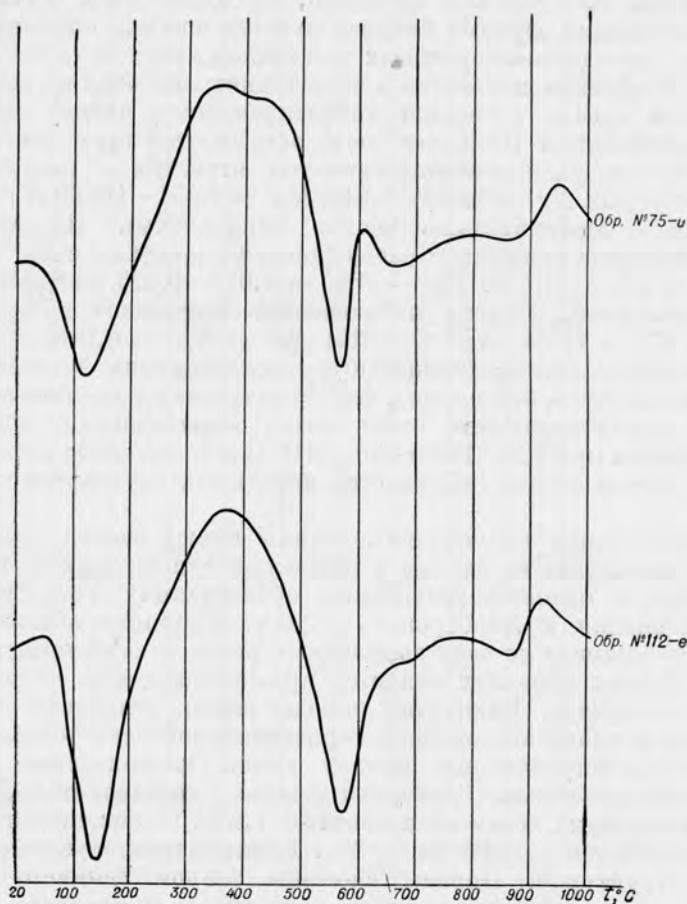


Рис. 17. Кривые нагревания преимущественно бейделлитовых глин.

Как показывают гранулометрические анализы, преобладают алевритистые глины, в которых примесь песчаного материала колеблется от долей процента до 1,5%. Резко подчиненное значение имеют песчано-алевритистые глины, содержащие до 26,7% псаммитовых зерен.

Столь же разнообразны описываемые глины и по концентрации пелитовой фракции. В основном преобладают глины с невысоким содержанием пелитовых частиц 50,0—59,0%, реже встречаются породы, имеющие 60,0—82,9% частиц меньше 0,01 мм. Однако и в тех и в других концентрация глинистого вещества небольшая (12,0—22,6%) и только в некоторых образцах верхнего мела Хатангской впадины достигает 26,2—38,2%. Глины характеризуются алевропелитовой, иногда псаммопелитовой струк-

турой. В ряде случаев наблюдается пятнистость, обусловленная скоплениями изотропного глинистого вещества. Алевритовые и псаммитовые зерна угловатой формы, неравномерно распределены в породе, представлены кварцем, полевыми шпатами, обломками различных пород (кремнистых пород, основных и кислых эффузивов, а также микропегматита), глауконитом и лептохлоритами, иногда оолитового строения. Породы сложены смесью тонкодисперсной глинистой массы с мелкими чешуйками

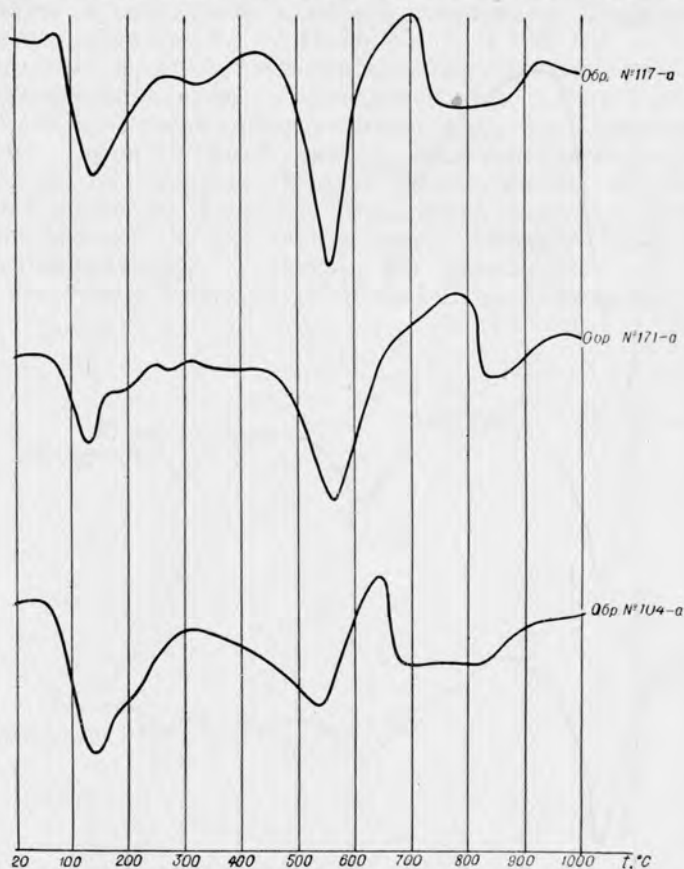


Рис. 18. Кривые нагревания бейделлита-гидрохлоритовых глин.

биотита, серицита, хлорита и мусковита. Отмечается вкрапленность (часто довольно густая) пирита и гидроокислов железа, реже сидерита. Присутствует органическое вещество.

В тонких срезах агрегатов ориентированных частиц наблюдаются либо удлиненно-пластинчатые, либо расщепленные, слегка веерообразные агрегаты. Оптические константы агрегатов существенно варьируют. Для удлиненно-пластинчатых агрегатов  $Ng' = 1,561-1,591$ ;  $Np' = 1,552-1,582$ ;  $Ng' - Np' = 0,009-0,017$ .

При окрашивании, электронномикроскопических и термических исследованиях установлено, что глинистое вещество состоит из смеси гидрослюда и бейделлита часто с небольшим количеством каолинита, причем гидрослюда обычно несколько преобладает. Кривые нагревания этих образцов обладают менее резко выраженными эндоэффектами (рис. 18).

Еще бóльшим колебаниям подвержены константы агрегатов вееро-видной формы. Среди них выделяются глины с пониженным и с более или менее нормальным двупреломлением. Пониженным двупреломлением обладают преимущественно глины верхнеюрских — нижнемеловых морских отложений Хатангской впадины. У них  $N_{g'} = 1,551-1,558$ ;  $N_{p'} = 1,534-1,548$ ;  $N_{g'} - N_{p'} = 0,007-0,012$ , а иногда до 0,004. Для остальных глин  $N_{g'} = 1,541-1,588$ ;  $N_{p'} = 1,532-1,576$ ;  $N_{g'} - N_{p'} = 0,015-0,028$ .

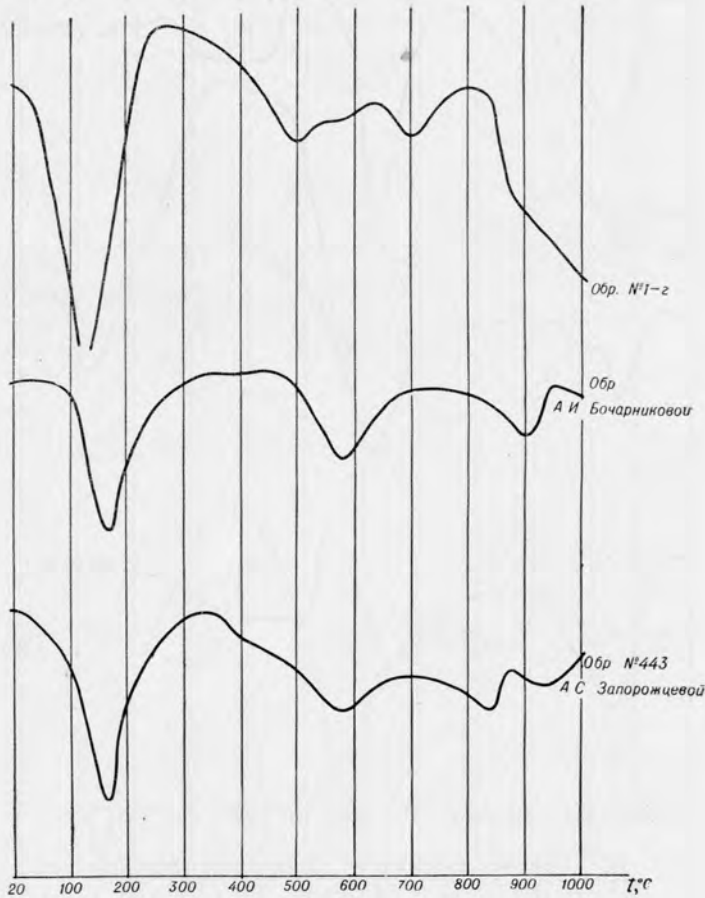


Рис. 19. Кривые нагревания гидрослюдисто-бейделлитовых глин.

При исследовании методом окрашивания, термическим и электронно-микроскопическим, в составе рассматриваемых глин фиксируется смесь бейделлита и гидрослюды, иногда с незначительной примесью каолинита. Обычно преобладает бейделлит. Вероятно, примесь гидрослюды понижает двупреломление. Кривые нагревания этих глин фиксируют три эндоэффекта. Первый, самый крупный, отмечается при температуре  $150^{\circ}\text{C}$ , второй — при  $550^{\circ}\text{C}$ , третий — при  $870^{\circ}\text{C}$ . Такая кривая характерна для бейделлита (рис. 19), но экзоэффект при температуре  $930^{\circ}\text{C}$  практически не выражен.

В глинах данной группы наблюдается примесь опала, глауконита и лептохлоритов, нередко очень существенная. Глауконит и лептохлориты присутствуют в глинистом веществе тех горизонтов, в которых эти мине-

ралы встречаются в большом количестве и в более крупнозернистых породах (кимериджский ярус Усть-Енисейской впадины, нижний волжский, верхний волжский и валанжинский ярусы Хатангской впадины, верхний мел Усть-Енисейской впадины). По данным А. С. Запорожцевой и Т. М. Пчелиной, примесь глауконита повышает двупреломление агрегатов до 0,032 ( $N_{g'} = 1,582-1,590$ ;  $N_{p'} = 1,560-1,565$ ). Кривая нагревания образца глины имеет очень большой эндоэффект (при  $180^{\circ}\text{C}$ ), что характеризует преобладание в породе глауконита. При существенной примеси лептохлоритов ( $N_{g'} = 1,648$ ;  $N_{p'} = 1,636$ ;  $N_{g'} - N_{p'} = 0,012$ ) резко возрастает величина светопреломления глинистых агрегатов. Примесь кремнезема фиксируется в кампанских глинах Усть-Енисейской впадины. Это так называемые опоковидные глины, тонкоплитчатые, зеленовато-черного и черного цвета. Они сложены тонкодисперсной глинисто-кремнистой массой с примесью чешуек хлорита и слюд. Под микроскопом наблюдается пятнистое погасание. Включения окатанных зерен кварца, кварцитов, кремней и глауконита обуславливают алевропелитовую, иногда псаммопелитовую структуру. По данным Е. П. Колокольцевой (1960 г.), эти глины содержат до 61,5—74,5% кремнезема.

---

## Глава III

### МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ ОТЛОЖЕНИЙ

В решении вопроса о местоположении, рельефе и составе областей сноса одним из основных критериев является минералогический состав осадков, их породообразующих и главным образом аксессуарных компонентов, при этом важно установить не только изменение минералогического состава во времени, но и пространственное размещение определенного комплекса минералов. Для выяснения этих вопросов производилось детальное изучение минералогического состава пород.

Минералогическому исследованию подвергались фракции, выделенные из образцов песчаных, алевритовых и глинистых пород и изучавшиеся в иммерсионных жидкостях и под бинокулярной лупой. Под бинокулярной лупой просматривались зерна крупнее 0,25 мм. Фракции 0,25—0,1 и 0,1—0,05 мм, разделенные бромформом с удельным весом 2,87, изучались иммерсионным методом. При этом подсчет зерен проводился лишь для фракции 0,1—0,05 мм, а в более крупной — количество зерен оценивалось приблизительно. При просмотре крупной фракции главным образом обращалось внимание на форму зерен, качественную характеристику и отличие ее состава от фракции 0,1—0,05 мм. Фракция 0,05—0,01 мм просматривалась в иммерсионных препаратах без предварительного разделения бромформом. Выбор для минералогического анализа фракции 0,05—0,1 мм был основан на том, что в изученных разрезах существенно преобладают мелкозернистые породы и естественно ожидать, что алевритовая фракция окажется наиболее богатой терригенными минералами. Диагностика зерен мельче 0,05 мм во многих случаях вызывает большие затруднения, поэтому фракция 0,05—0,01 мм выделялась отдельно и просматривалась без подсчета зерен.

Даже при высоком выходе тяжелой фракции размером 0,1—0,25 мм содержание терригенной части в ней очень незначительно. Поэтому подсчет минералов в крупной фракции не представляет интереса. Однако качественная характеристика фракции 0,1—0,25 мм безусловно важна, особенно при изучении формы зерен, так как зерна крупнее 0,1 мм подверглись большему окатыванию в водной среде [Батурич, 1932]. М. К. Калинин (1943 г.) также рекомендует при детальном петрографическом изучении осадочных пород исследовать фракции узкого диапазона.

В легкой фракции подсчитывалось 350—300 зерен в жидкости с показателем преломления 1,541, в тяжелой фракции — 600 зерен в жидкости с показателем преломления 1,636. Пирит, карбонаты, гидроокислы железа, цеолиты, барит, лептохлориты и глауконит объединены в группу аутигенных минералов. Попытка растворения пирита и карбонатов в соляной

и азотной кислотах не увенчалась успехом, так как при растворении железисто-карбонатных, слюдисто-железисто-карбонатных, слюдисто-пиритовых агрегатов и карбонатов слюды разрушались и превращались в мелкие обрывки и «волоконца», мешающие дальнейшим определениям. Кроме того, происходило растворение апатита, часто встречающегося в юрских и меловых отложениях. При растворении главным образом пирита, а отчасти и железисто-карбонатных агрегатов, тяжелая фракция оказалась «загрязненной» большим количеством мелких (размером 0,01—0,02, реже 0,05 мм) аллотигенных зерен, которые находились внутри зерен пирита и железисто-карбонатных агрегатов. Растворение аутигенных минералов приводило к необходимости повторного рассеивания образца и нового разделения его бромформом, что усложняло подготовку проб к минералогическому анализу. Поэтому в образцах, содержащих большое количество аутигенных минералов, число подсчитываемых зерен увеличивалось с тем, чтобы набрать как можно больше терригенных компонентов. Однако во многих случаях небольшой выход тяжелой фракции и высокое содержание в ней аутигенных минералов не позволили полностью решить эту задачу. Процентное содержание аллотигенных минералов, входящих в состав как тяжелой, так и легкой фракций, высчитывалось от суммы терригенных компонентов, а количество аутигенных минералов — от веса всей фракции. Титанистые неопределимые минералы, образовавшиеся за счет разрушения различных титансодержащих минералов (в первую очередь ильменита, а также лейкоксена, сфена и др.), вследствие того что они дают многочисленные переходные разности от терригенных минералов к аутигенным, отнесены к терригенным.

Кальцит в иммерсионных препаратах встречался редко, так как образцы перед гранулометрическим анализом подвергались обработке 5%-ным раствором соляной кислоты.

Всего произведено около 800 минералогических анализов. Кроме того, использованы анализы, выполненные ранее по Восточному Таймыру, Лено-Оленекскому району (большая часть анализов по району р. Яковлева). Все анализы пересчитаны по единой методике.

Многие данные, полученные ранее при геологической съемке и бурении в районе рек Котуга, Хатанги, бухты Сындаско и Нордовикском районе, а также в Сопочной Корге и на междуречье Большой и Малой Хеты, трудно использовать при обобщении материалов, так как для большинства образцов были проанализированы либо фракция 0,25—0,1 мм, либо фракция 0,25—0,05 мм, а аутигенные минералы сосчитаны вместе с терригенными.

При изучении минералогического состава отложений было установлено 55 минералов, но содержание их и частота встречаемости различны. Среди аутигенных минералов наибольшим распространением пользуются различные карбонаты, пирит, лептохлориты, глауконит и гидроокислы железа. Фосфаты кальция, цеолиты, барит и янтарь наблюдаются в небольшом количестве. Из терригенных минералов, кроме порообразующих — кварца и полевых шпатов, большое значение имеют биотит, хлорит и мусковит, а также основные компоненты тяжелой фракции: гранат, апатит, турмалин, сфен, рутил, анатаз, титанистые неопределимые, лейкоксен, группа эпидота — цоизита, амфиболы, пироксены и черные рудные. Ставролит, хлоритоид, шпинель, дистен и оливин иногда достигают значительных концентраций. Силлиманит, андалузит, пренит, ксенотим, монацит, топаз, везувиан, флюорит и сфалерит наблюдаются очень редко и в единичных зернах.

## ХАРАКТЕРИСТИКА МИНЕРАЛОВ ТЯЖЕЛОЙ И ЛЕГКОЙ ФРАКЦИЙ

### Терригенные минералы

Кварц является наиболее распространенным терригенным минералом. Он присутствует в виде угловатых, угловато-окатанных и иногда окатанных зерен, преимущественно чистых, а также с включениями. Наиболее часты включения пузырьков жидкости или газа, кристаллы рутила, апатита, циркона и черных рудных минералов. Пузырьки жидкости или газа располагаются как беспорядочно, так и ориентированно. Нередко зерна кварца имеют волнистое и мозаичное погасание, многие зерна трещиноваты.

Полевые шпаты представлены калиевыми разновидностями — ортоклазом, микроклином и плагиоклазами. Зерна калиевых полевых шпатов угловатые, по спайности несколько уплощены. Встречаются как свежие, так и в различной степени измененные зерна. Процессы изменения выражаются в педитизации и серицитизации. Имеются зерна решетчатого и пертитового строения. Плагиоклазы большей частью кислые, с показателем преломления 1,537, в меньшем количестве средние, у которых  $Nm = 1,537-1,550$  и редко основные с  $Nm > 1,560$ . Обычными являются угловатые по спайности обломки с полисинтетическими двойниками и без них. Зерна свежие или серицитизированные.

Разрушенные минералы и обломки пород представляют собой в различной степени разложенные полевые шпаты и обломки эффузивных, кремнисто-слюдистых, глинисто-слюдистых и других пород в виде угловатых и угловато-окатанных зерен светло-, желтовато- и зеленовато-бурого цвета, полупрозрачных и непрозрачных.

Кремнистые агрегаты состоят из угловатых и угловато-окатанных обломков кремней и кремнистых пород с агрегационной поляризацией, имеющих  $Nm = 1,537-1,539$ .

Мусковит присутствует редко в виде крупных бесцветных пластинок с включениями кристаллов рутила и анатаза.

Биотит и хлорит во многих случаях с трудом отличаются друг от друга. К хлориту нами относились темно-зеленые и зеленые пластинки с аномальной интерференционной окраской. Некоторые темно-зеленые разновидности не давали аномальной окраски, но не обнаруживали и конскопической фигуры биотита.

Биотит встречается обычно в виде коричневых, бурых, желтых, оранжевых или светло-зеленых пластинок по спайности. Часто биотит выветрелый, что выражается в обесцвечивании и расщеплении пластинок по краям. В биотите наблюдались включения сагенита, циркона, апатита. В светлых (желтых и оранжевых) биотитах отмечались плеохроничные «дворики». В нескольких случаях встречены новообразования эпидота и титанистых неопределимых минералов. Наиболее характерна инкрустация биотита сидеритом и пиритом. При инкрустации сидеритом на пластинках биотита образуются мелкие кристаллики агрегатного строения, часто сильно окисленные, превращенные в железисто-карбонатные агрегаты, а иногда гидроокислы железа. Интенсивность инкрустации различна: от единичных зернышек до такого состояния, когда от биотита остается лишь одна тоненькая каемочка. При этом биотит обесцвечивается. У обесцвеченных зерен  $Nm$  понижается до 1,608—1,600. Реже (в отложениях верхней юры и нижнего мела) отмечается инкрустация пиритом.

Широко распространены процессы перехода биотита в глауконит и лептохлориты, описанные выше. Кроме того, в нескольких образцах из отложений бегичевской свиты (альб — сеноман?) п-ова Хара-Тумус

отмечены все стадии изменения обыкновенной роговой обманки в биотит, а биотита в свою очередь в лептохлориты.

Биотит и хлорит присутствуют как в легкой, так и в тяжелой фракции, однако в большем количестве они встречаются в крупной. Во фракции мельче 0,05 мм слюд много и размеры их пластинок обычно больше, чем размеры зерен всех других минералов.

Г р а н а т встречается в виде угловатых и угловато-окатанных зерен, преимущественно бесцветных, бледно-розовых, розовых и красных. Очень редко наблюдались зерна голубовато- и светло-зеленого цвета, возможно принадлежащие шпинели. Бесцветные гранаты имеют  $Nm = 1,780$  или немного больше и  $Nm < 1,780$ . Как правило, гранатов с  $Nm < 1,750$  не встречено, и только в одном образце из угленосных отложений о. Бегичева обнаружено несколько зерен с  $Nm = 1,737$ . У светло-розовых и розовых гранатов  $Nm > 1,780$ , у красных и зеленых  $Nm$  много больше 1,780. Розовые гранаты обычно лучше окатаны, чем бесцветные.

Многие зерна содержат включения пузырьков жидкости и газа, кристалликов циркона, рутила, апатита и черных рудных минералов. В отложениях нижней и средней юры Усть-Енисейской впадины, а также в меловых отложениях о. Бегичева имеются бесцветные зерна гранатов черепитчатой структуры. Такое черепитчатое строение некоторые авторы объясняют нарастанием вторичных кристаллов [Преображенский, 1941], другие — растворением поверхности зерен [Запорожцева, 1960]. По мнению В. С. Соболева [1951], гранат такой формы свойственен метаморфическим породам. Нам представляется более вероятной точка зрения Д. В. Гуржия и Л. Г. Ткачук [1959], которые считают, что черепитчатое строение гранатов является результатом внутренней структуры их роста в метаморфических, метасоматических и интрузивных породах в определенных термодинамических условиях. В процессе выветривания и переноса все эти формы проявляются более резко под воздействием механического раздробления, корродирующего и растворяющего действия цементов осадочных пород.

В меловых отложениях о. Бегичева иногда присутствуют анизотропные гранаты. Встречено зерно зонального строения: внутренняя часть анизотропная, периферическая — изотропная.

Судя по оптическим константам, основная масса гранатов принадлежит к пиральспитам, причем большая часть, очевидно, к альмандину. Несколько бесцветных зерен с  $Nm = 1,737$  могут быть пиропом. Анизотропные гранаты скорее всего относятся к уграндитам, так как А. Н. Винчелл [1949] указывает, что пиральспиты всегда изотропны, тогда как уграндиты обычно анизотропны. Учитывая величину светопреломления анизотропных гранатов, можно предполагать, что они главным образом представлены андрадитом.

Содержание гранатов, так же как и концентрация окрашенных гранатов, в крупной фракции возрастает. Последнее объясняется тем, что в более крупных зернах цвет проступает отчетливее.

Ц и р к о н чаще всего встречается в виде кристаллов с пирамидально или биширамидально огагранными концами. Наблюдаются как длинно-, так и короткопризматические формы; последние лучше окатаны. В большом количестве имеются обломки кристаллов различной формы, чаще всего угловатые. Зерна циркона обычно бесцветные, реже окрашенные (бледно-розовые, розоватые и фиолетово-розовые), иногда бурые зонального строения, прозрачные или замутненные продуктами метамиктового распада. Замутненность особенно часто наблюдается у окрашенных и зональных кристаллов. В нескольких случаях наблюдались регенерированные зерна, причем новообразованная часть зерна уже также окатана.

Нередки включения пузырьков жидкости, кристаллов циркона, рутила, апатита, которые располагаются, как правило, по длине кристалла. Наибольшей концентрации циркон достигает в мелкой фракции и особенно во фракции мельче 0,05 мм.

**А п а т и т** встречается по всему разрезу, составляя иногда значительную часть тяжелой фракции. Представлен окатанными (шаровые, эллипсоидальные), полукатанными, реже угловатыми, преимущественно чистыми зернами. Иногда наблюдались почти неокатанные кристаллы апатита таблитчатого и призматического облика, а также регенерированные зерна. У регенерированных зерен внутренняя часть содержит многочисленные включения, а новообразованная — включений не содержит. Очень часто зерна апатита содержат обильные неопределимые включения черного вещества, а также игольчатых минералов, расположенных чаще всего вдоль длинной оси кристаллов (рис. 20). В некоторых случаях благодаря включениям черного вещества наблюдается плеохроизм от светло- до темно-серого цвета.

В отложениях юры присутствуют единичные зерна апатита бурого и темно-бурого цвета с показателем преломления около 1,632; возможно, это даллит. В отложениях огневской свиты о. Бегичева обнаружены зерна апатита с агрегационной поляризацией с  $Nm = 1,628$ . В мелкой фракции апатита больше, чем в крупной.

**Т у р м а л и н** наблюдается в небольшом количестве во всех разрезах, и только в юрских отложениях мыса Цветкова концентрация его резко возрастает. Турмалин очень разнообразен: призматический (угловатые зерна), с различно ограниченными концами, базальный (обычно хорошо окатанный) и в виде обломков различной формы. Изредка встречаются псевдогексагональные пластинки со срезанными гранями. В призматических зернах иногда обнаруживается штриховка, параллельная главной оси кристалла. Довольно обычны включения черного вещества, пузырьков газа, которые чаще всего располагаются вдоль длинной оси кристаллов. Наблюдаются зерна зонального строения и регенерированные. Последние наиболее часты в верхнеюрских отложениях мыса Цветкова. Это окатанные зерна, плеохроирующие от розового до темно-зеленого, с темными непрозрачными включениями по краю, у которых с одной стороны имеется нарост, плеохроирующий от бесцветного до синего и зеленого цвета. Темные включения сосредоточены у того края зерна, где располагается нарост вторичного турмалина.

Обычные призматические угловатые зерна турмалина характеризуются интенсивным плеохроизмом: по  $Ne$  — бесцветный, бледно-розовый, желтый, желтовато-розовый, светло-бурый и светло-зеленый; по  $No$  — розовый, коричневый, светло-зеленый, темно-бурый, темно-зеленый, почти черный. Чаще всего встречаются турмалины, плеохроирующие в бурых и зеленых тонах. Изредка отмечаются бесцветные и синие турмалины, почти без плеохроизма. Последние наблюдались в ниже-среднеюрских отложениях Усть-Енисейской впадины.

**С ф е н** присутствует во всех разрезах. Отчетливо выделяются две разновидности сфена: мелкие угловато-окатанные и окатанные бесцветные зерна и крупные угловатые или слабо окатанные зерна бурого или желтовато-бурого цвета с ясным плеохроизмом (по  $Ng$  — желто-бурый до бурого, по  $Np$  — почти бесцветный). Мелкие бесцветные зерна сфена характерны для отложений нижней юры и низов средней юры Усть-Енисейской впадины. Начиная с бата появляются крупные зерна бурого сфена, прослеживающиеся далее по всему разрезу всех изученных районов (рис. 21). В юрских отложениях Анабарского порога часто встречаются крупные бесцветные зерна, отличные по внешнему виду от сфенов ниже-

среднеюрских отложений Усть-Енисейской впадины. Наряду с бесцветными в значительном количестве присутствуют и бурые зерна. Для верхнеюрских и меловых отложений характерны окатанные, угловато-окатанные и угловатые зерна бурого цвета, интенсивно плеохроирующие.



Рис. 20. Тяжелая фракция (0,4—0,05 мм) песчаника из отложений аалена Усть-Енисейской впадины в иммерсионной жидкости с  $N = 1,638$  (обр. № 263).  
 Ap — апатит; Amph — амфиболы; Gr — гранат; Zr — циркон; Tur — турмалин; Tit — титанистые неопределимые минералы.

Рутил обнаружен в виде призматических зерен, очень редко с пирамидальными окончаниями или в виде неправильных обломков, угловатых и угловато-окатанных. Цвет темно-коричневый, красно-бурый, реже золотисто-желтый (янтарный). Последний наиболее часто встречается в отложениях меловой угленосной толщи о. Бегичева. Здесь же обнаружены окатанные зерна, плеохроирующие от желтовато-серого до серо-фиолетового цвета. На некоторых зернах видна штриховка. Отмечаются копьевидные и коленчатые двойники.

Б р у к и т присутствует редко в виде серо-бурых зерен со штриховкой, параллельной главной кристаллографической оси.

А н а т а з чаще всего встречается в виде таблитчатых, реже пирамидальных зерен желто-бурого и индигово-синего цвета, преимущественно вместе с титанистыми неопределимыми минералами. В большем количестве он обнаружен в мелкой фракции особенно во фракции 0,05—0,01 мм.

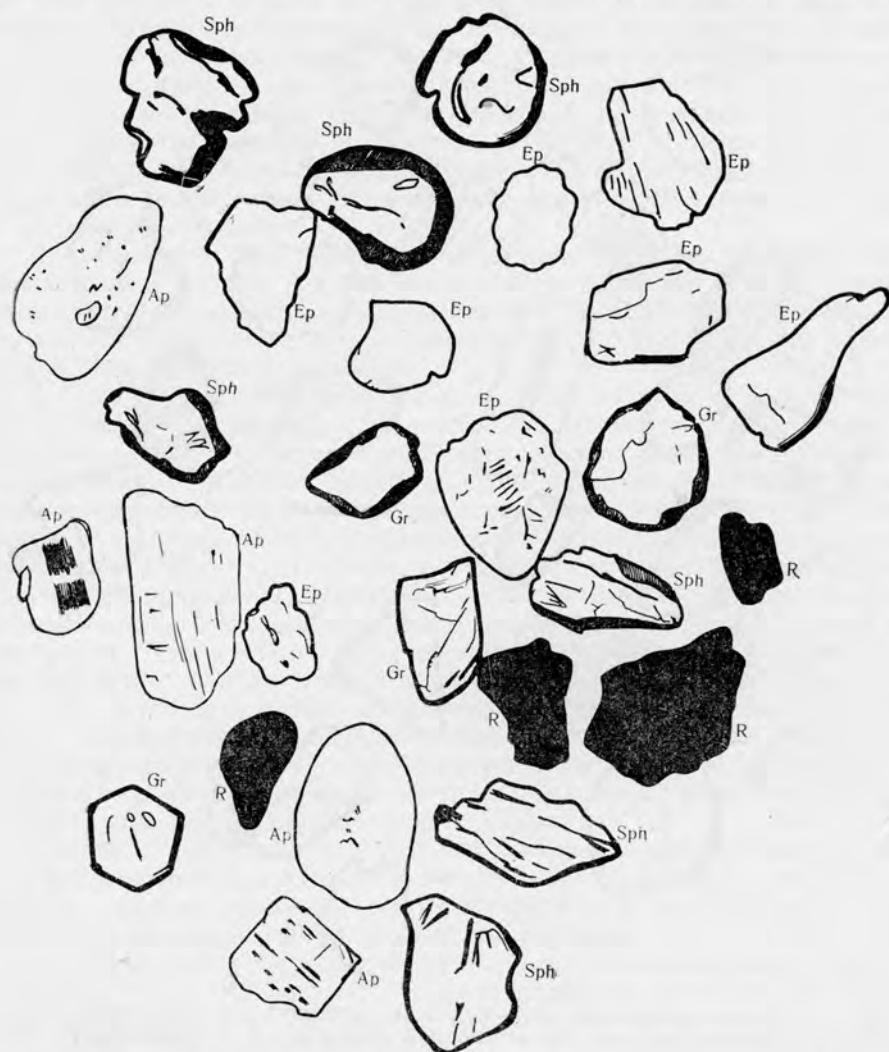


Рис. 21. Тяжелая фракция (0,1—0,05 мм) песка из отложений валанжина Усть-Енисейской впадины в иммерсионной жидкости с  $N = 1,638$  (обр. № 361).

Sph — сфен; Gr — гранат; Ap — апатит; Ep — эпидот; R — черные рудные минералы.

Лейкоксен встречается обычно в виде округлых зерен, непрозрачных в проходящем свете и белых, желтовато-белых в отраженном. Часто внутри зерен лейкоксена наблюдается ильменит.

Титанистые неопределимые минералы представляют собой угловатые зерна и неправильной формы агрегаты бурого цвета, просвечивающие по краям. В участках, где минерал достаточно

прозрачен, наблюдается агрегационная поляризация с высокой интерференционной окраской. Отмечаются развивающиеся по этим минералам кристаллы анатаза. Форма зерен титанистых неопределимых минералов и часто наблюдаемое нарастание этих зерен на другие минералы (кварц, апатит, гранат, биотит) указывают на образование титанистых минералов в осадке. Большое содержание титанистых неопределимых минералов в мелких фракциях, особенно во фракциях 0,05—0,01 мм, также свидетельствует об их аутигенном происхождении. Присутствие большого количества переходных разностей между лейкоксомом и титанистыми неопределимыми минералами во многих случаях затрудняют их разделение. Поэтому эти минералы сочтаны вместе и все отнесены к терригенной части.

Наиболее характерны титанистые неопределимые минералы для отложений нижней и средней юры (рис. 22).

Группа эпидота — цоизита включает угловато-окатанные и окатанные зерна, бесцветные и окрашенные (рис. 23). В составе этой группы имеется несколько минералов: обыкновенный эпидот (фистоцит), клиноцоизит, цоизит, ортит, пьомонит.

Фистоцит и клиноцоизит являются основными минералами описываемой группы. Для фистоцита характерны довольно крупные зерна, изометричные или удлиненные, иногда со штриховкой, параллельной оси «b» кристаллов. Зерна окрашены в фишанковый цвет и обладают ясным плеохроизмом от фишанкового по *Nm* до бесцветного по *Ng* и *Np*. Это обычно чистые зерна с очень яркими цветами интерференции с *Ng* выше и значительно выше 1,737.

Клиноцоизит образует чаще всего изометричные, реже призматические зерна, бесцветные, чистые или с массой включений, придающих зерну мутный землистый облик. У этих зерен двупреломление ниже, чем у фистоцита и *Ng* меньше или равно 1,737.

Цоизит присутствует в довольно заметном количестве в виде бесцветных призматической или неправильной формы зерен с аномальными серыми, индигово- и коричнево-синими цветами интерференции.

Ортит в небольшом количестве встречается во всех образцах с высоким содержанием минералов группы эпидот-цоизита, особенно в угленосных отложениях. Зерна его угловато-окатанные и угловатые, с сильным плеохроизмом от темно-коричневого и темного зеленовато-бурого по *Ng* до желтовато-коричневого и светло-оливкового по *Np*. Имеются зерна зонального строения: внутренняя часть зерна сложена ортитом, периферическая — обыкновенным эпидотом, реже цоизитом.

Несколько зерен пьомонита обнаружено в отложениях нижнего валанжина на р. Анабаре. Это угловато-окатанные зерна с сильным плеохроизмом от малиново-красного до лилово-розового, со схемой абсорбции  $Np > Nm > Ng$ ;  $Nm = 1,780$ ;  $+2V$  — большой.

В районе Анабарского порога и на юге Хатангской впадины наблюдаются изменения в соотношении отдельных минералов группы эпидота — цоизита по разрезу. В связи с этим нами был проведен специальный количественный подсчет в образцах с высоким содержанием эпидота из различных районов Усть-Енисейской впадины, южной части Хатангской впадины (бассейны рек Хеты и Хатанги) и Анабарского порога (р. Анабар).

Для сравнения использованы образцы Т. М. Пчелиной из отложений Сангарского района и К. В. Боголепова из скважин, расположенных вблизи р. Енисей (станции Лебедь и Искуп) в юго-восточной части Западно-Сибирской низменности.

В образцах, отобранных из различных частей разреза (нижней и средней юры, валанжина и готерива, баррема — сеномана, турона — мааст-

рихта) были высчитаны средние содержания минералов. Для каждой группы получены средние из трех — пяти образцов. Подсчитывалось 100—150 зерен из группы минералов эпидота — цоизита. В результате подсчета установлено, что среднее содержание цоизита в юрских и меловых отложениях для всех районов невысокое и довольно постоянное (6—



Рис. 22. Тяжелая фракция (0,1—0,05 мм) песчаника из домерских отложений Усть-Енисейской впадины в иммерсионной жидкости с  $N = 1,638$  (обр. № 424).

Tit — титанистые неопределимые минералы; Gr — гранат; Ap — апатит; Tur — турмалин; Zr — циркон.

8,5%). Только в нескольких образцах концентрация цоизита достигает 10,5% и в одном случае опускается до 4%.

Основные изменения наблюдаются в соотношении клиноцоизита и фистоцита. Так как содержание цоизитов низкое и постоянное, при дальнейших построениях цоизит и клиноцоизит объединены в одну группу. В нижней, средней и верхней юре Анабарского порога и в верхней юре Хатангской впадины резко преобладает группа клиноцоизита — цоизита. Среднее содержание ее 61,2—75%, причем наиболее высокое отмечается в средней юре (табл. 4).

В нижней, средней и верхней юре Усть-Енисейской впадины содержание минералов группы эпидота — цоизита низкое и их подсчет произвести не представляется возможным. Однако при просмотре видно, что доминируют чистые зерна, фисташковые или бесцветные, с высоким свето- и двупреломлением.

В отложениях валанжина и готерива Анабарского порога и южной части Хатангской впадины продолжает преобладать группа клиноцоизита — цоизита (54,5—65,0%). В одновозрастных отложениях Усть-Ени-

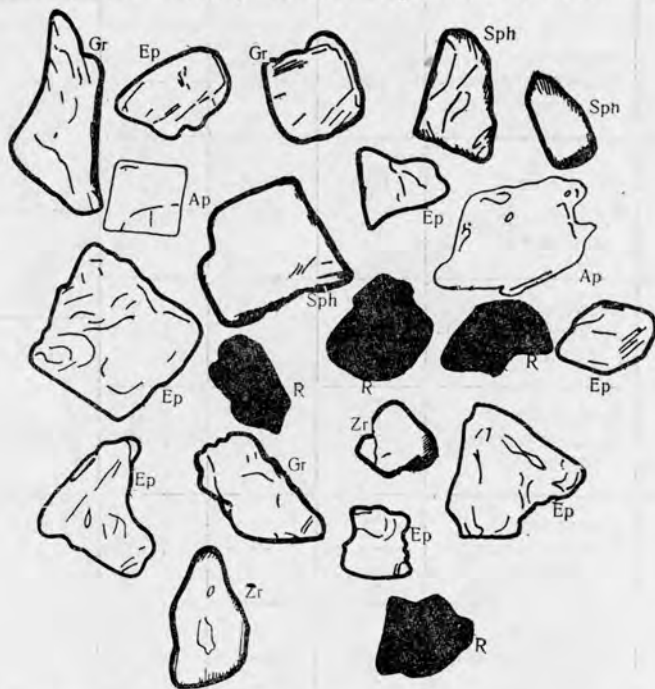


Рис. 23. Тяжелая фракция (0,1—0,05 мм) алеврита из отложений огневской свиты (альб ?) Хатангской впадины в иммерсионной жидкости с  $N = 1,638$  (обр. № 158-к). Ep — эпидот; Gr — гранат; Ap — апатит; Sph — сфен; Zr — циркон; R — черные рудные минералы.

сейской впадины это соотношение резко меняется, основным минералом становится фистоцит — 61,0%, клиноцоизит и цоизит составляют всего 39,0%.

Для угленосной толщи (баррем — сенман) Усть-Енисейской, Хатангской впадин и Анабарского порога устанавливается одинаковое резкое преобладание фистоцита (63—68%) над группой цоизита — клиноцоизита (32—37%), сохраняющееся и для отложений верхнего мела (турон — маастрихт).

По внешнему облику фистоцит и клиноцоизит из юрских и нижней части меловых отложений Хатангской впадины и Анабарского порога отличаются от фистоцита и клиноцоизита Усть-Енисейской впадины и верхней части меловых отложений Хатангской впадины и Анабарского порога. Фистоцит верхов разреза более ярко окрашен и имеет более высокий показатель преломления, что нельзя подтвердить цифровыми данными из-за большого интервала между жидкостями в иммерсионном наборе. Зерна клиноцоизита верхов разреза в основном чистые. Фистоцит нижней части разреза имеет более низкое светопреломление и более

Таблица 4

## Соотношение содержания минералов группы эпидотоцита

Возраст отложений	Минерал	Усть-Енисейская впадина	Хатангская впадина	Анабарский порог	Юго-восточная часть Западно-Сибирской низменности	Сангарский район
Маастрихт — турон	Фистоцит Цоизит и клиноцоизит	61,0 39,0	61,6 38,4	—	—	—
Сеноман — баррем	Фистоцит Цоизит и клиноцоизит	66,7 33,3	68,0 32,0	63,0 37,0	59	50,8
					41	
Готерив — валанжин	Фистоцит Цоизит и клиноцоизит	61,0 39,0	35,0 65,0	45,5 54,5	80	49,2
					20	
Верхняя юра	Фистоцит Цоизит и клиноцоизит	—	36,0 64,0	35,0 65,0	63	—
					37	
Средняя юра	Фистоцит Цоизит и клиноцоизит	—	—	25,0 75,0	—	—
Нижняя юра	Фистоцит Цоизит и клиноцоизит	—	—	38,8 61,8	—	—

Примечание. В двух последних графах приводятся данные по верхней юре — валанжину, готериву — баррему и апту — альбу. Верхняя цифра для фистоцита, нижняя — для цоизита и клиноцоизита.

светлую окраску, а зерна клиноцоизита представлены преимущественно землистыми разностями.

Исследование минералогического состава отложений юго-восточной части Западно-Сибирской низменности и Сангарского района более древних, чем верхняя юра — валанжин, не производилось. В юго-восточной части Западно-Сибирской низменности от верхней юры до альба включительно преобладает фистоцит, но соотношения между минералами иные, чем на севере Центральной Сибири. Как видно из табл. 4, наиболее существенно фистоцит преобладает в отложениях валанжина и готерив-баррема. В Сангарском районе в отложениях готерив-баррема концентрация фистоцита и цоизита с клиноцоизитом примерно одинаковая.

А м ф и б о л ы представлены разными минералами. Наибольшим распространением пользуется обыкновенная роговая обманка, в составе которой по цвету, величине светопреломления, габитусу также выделяются различные виды. В юрских и нижнемеловых отложениях Усть-Енисейской впадины обычно встречаются в небольшом количестве округлые или немного вытянутые угловато-окатанные зерна зеленого или желто-зеленого цвета, со слабо различимым плеохроизмом. В юрских и нижне-

меловых отложениях южной части Хатангской впадины и Анабарского порога обыкновенная роговая обманка, являющаяся основным минералом тяжелой фракции, имеет совсем иной облик. Это преимущественно угловатые вытянутые зерна с зазубренными или в различной степени сглаженными краями, окрашенные в темно-зеленый, оливково-зеленый, коричневый или желтовато-зеленый цвет, плеохроирующие в этих же тонах (рис. 24). Наблюдались включения кварца, сфена, рудных минералов. У основной массы зерен  $N_g = 1,674-1,692$ ;  $N_p = 1,647-1,670$ ;

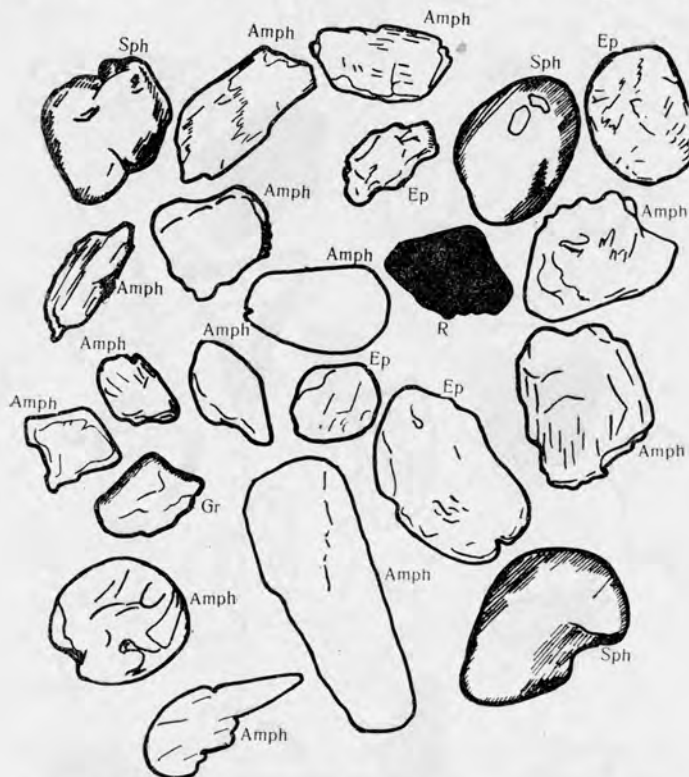


Рис. 24. Тяжелая фракция (0,1—0,05 мм) песчаника из отложений валаджина южного борта Хатангской впадины в иммерсионной жидкости с  $N = 1,638$  (обр. № 102-а).

Amph — амфиболы; Ep — эпидот; Gr — гранат; Sph — сфен; R — черные рудные минералы.

$N_g - N_p = 0,021 - 0,025$ ,  $cN_g = 15 - 20^\circ$ . У многих зерен темно-зеленого, оливково-зеленого и коричневого цвета  $N_g$  возрастает до 1,695—1,702. Нередко отмечается замещение зеленой роговой обманки коричневой разностью.

Группа актинолита — тремолита представлена угловатыми зернами с зазубренными краями, бесцветными или окрашенными в бледный голубовато-зеленый и светло-зеленый цвета, с заметным плеохроизмом  $N_g = 1,638 - 1,645$ ,  $cN_g = 12 - 16^\circ$ . Эта группа минералов встречается в небольшом количестве довольно часто, но наиболее характерна для верхнемеловых отложений Усть-Енисейской впадины и угленосной толщи о. Бегичева.

В угленосной толще о. Бегичева преобладает светло-зеленая роговая обманка с  $N_g = 1,670$ ;  $N_p = 1,650$ ;  $cN_g = 15^\circ$ .

Для верхнемеловых отложений Усть-Енисейской впадины, кроме группы актинолита — тремолита, характерны угловатые вытянутые зерна зеленого, синевато-зеленого и реже коричневого цвета, плеохроирующие

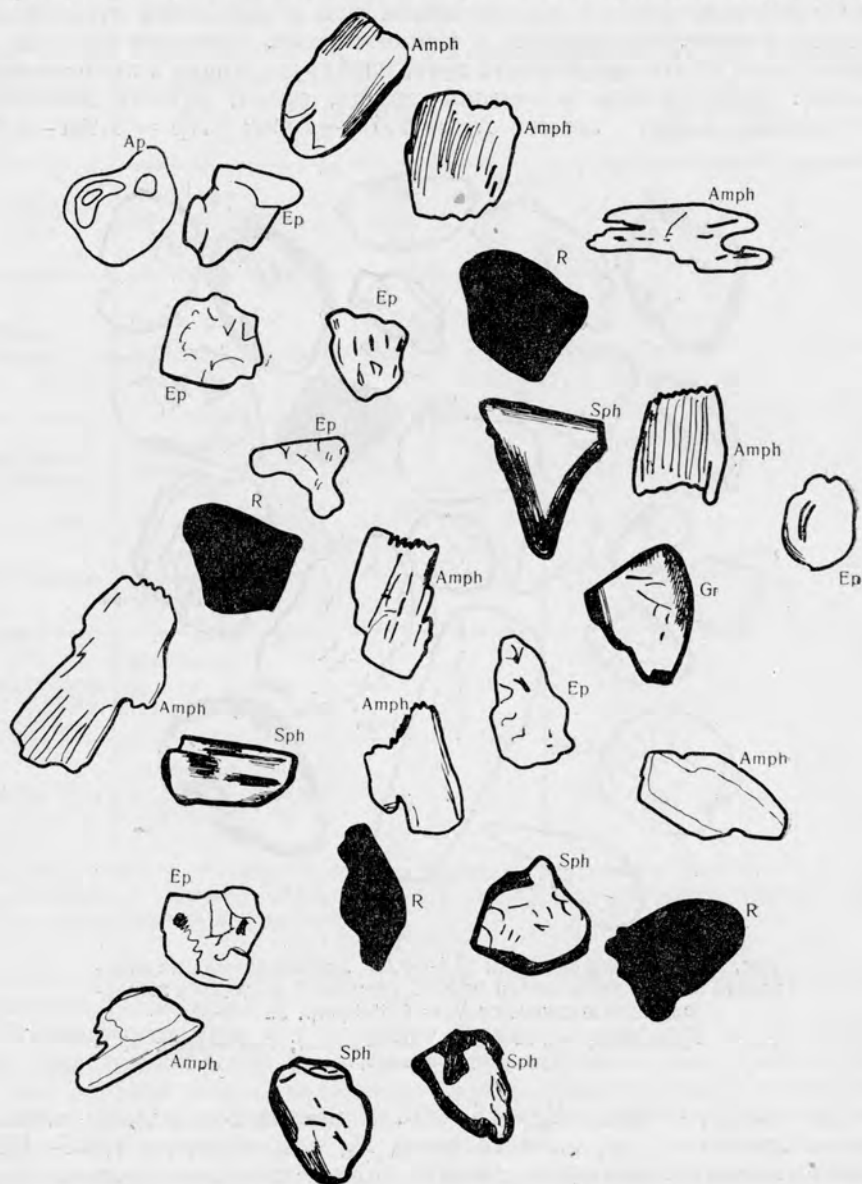


Рис. 25. Тяжелая фракция (0,1—0,05 мм) алеврита из отложений ту-  
рон — ковыря Усть-Енисейской впадины в иммерсионной жидкости  
с  $N = 1,638$  (обр. № 824).

Amph — амфиболы; Sph — сфен; Ep — эпидот; Ap — апатит; Gr — гранат; R — руд-  
ные черные минералы.

в тех же тонах. У коричневых зерен  $N_g = 1,692$ ,  $cN_g = 14-15^\circ$ , у зеле-  
ных и синевато-зеленых  $N_g$  колеблется от 1,668 до 1,681,  $cN_g = 13-  
20^\circ$  (рис. 25).

Глаукофан обнаружен в нескольких образцах в единичных зернах в Усть-Енисейской впадине и северных разрезах Анабарского порога. Зерна глаукофана угловато-окатанные, с характерным плеохроизмом от зеленовато-желтого или синевато-зеленого до ультрамариново-синего и буровато-синего по  $Ng$ .  $Ng$  для глаукофана равен 1,639.

Отмечаются хлоритизированные зерна роговой обманки, а в отложениях угленосной толщи о. Бегичева замещение обыкновенной роговой обманки биотитом.

Амфиболы в мелкой фракции содержатся в большем количестве, чем в крупной.



Рис. 26. Тяжелая фракция песчаника (0,1—0,05 мм) из отложений кимериджа южного борта Хатангской впадины в иммерсионной жидкости с  $N = 1,638$  (обр. № 9-д).

Py — пироксены; Amph — амфиболы; Ep — эпидот; Sph — сфен; R — черные рудные минералы.

Пироксены присутствуют преимущественно в виде угловато-окатанных, окатанных и угловатых зеленовато-бурых, розовато-бурых, дымчато-розовых, бледно-зеленых и бесцветных зерен нередко с полисинтетическими двойниками. Бесцветные и дымчато-розовые зерна более угловатые и встречаются реже. Для темноокрашенных и более окатанных зерен  $Ng = 1,714—1,728$ ;  $Np = 1,692—1,700$ ;  $Ng - Np = 0,021—0,026$ ;  $cNg = 42—43^\circ$  (рис. 26). Эти зерна относятся к авгитам, иногда к авгитам, богатым титаном. Светлоокрашенные разности, имеющие  $Ng = 1,732—1,740$ ;  $Np = 1,709—1,713$ ;  $Ng - Np = 0,023—0,027$ ;  $cNg = 40—45^\circ$ , по-видимому, принадлежат пикониту.

В юрских и нижнеэокомских отложениях о. Бегичева, п-ова Пахсы и побережья Анабарской губы встречены в значительном количестве зерна светло-зеленого, очень бледноокрашенного пироксена с пильчатыми краями, с  $Ng = 1,722$ ;  $Np = 1,706$ ; это, очевидно, диопсид.

Присутствуют зерна с диаллаговой отдельностью, единичные зерна эгирина или эгирин-авгита, а также гиперстена. Последний более распространен, причем имеются две разновидности гиперстена. Более часто, но, как правило, в единичных зернах, встречается железистый гиперстен с характерным плеохроизмом от розового по *Np* до светло-зеленого по *Ng*.

На севере Анабарского порога (п-ов Пахса, о. Бегичева) обнаружен в заметном количестве бесцветный или очень бледноокрашенный ромбический пироксен, нередко

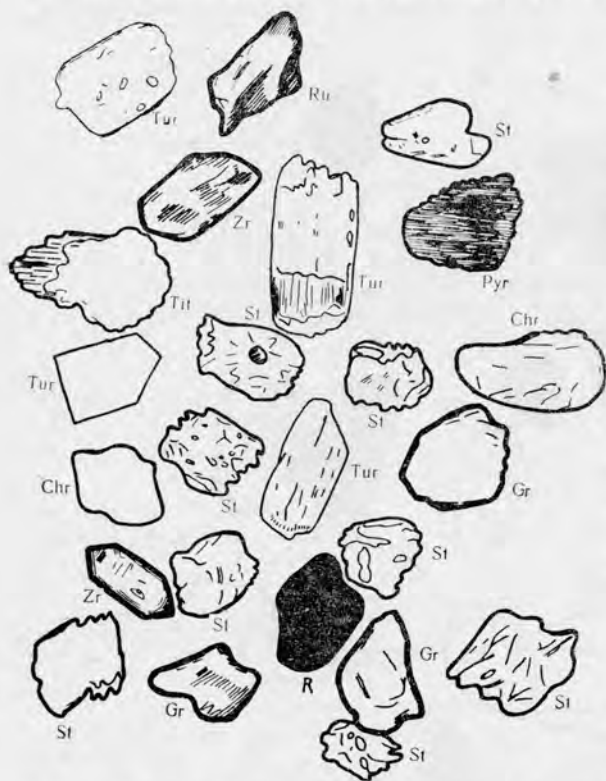


Рис. 27. Тяжелая фракция песчаника (0,1—0,05 мм) из отложений кимериджа северного борта Хатангской впадины в иммерсионной жидкости с  $N = 1,638$  (обр. № 190).

St — ставролит; Tur — турмалин; Ru — рутил; Chr — хлоритоид; Gr — гранат; Zr — циркон; Tit — титанистые неопределимые минералы; Pyr — пирит; R — черные рудные минералы.

нок серовато- или синевато-зеленого цвета, с аномальной интерференционной окраской и нередко с черными непрозрачными включениями. Во многих случаях наблюдается отчетливый плеохроизм от серо-зеленого или оливкового по *Np* до синего и индигово-синего по *Ng*.

Ставролит обнаружен по всему разрезу, наиболее часто он встречается в отложениях верхнего мела и особенно верхней юры мыса Цветкова (рис. 27). Зерна его угловатые, с осторребристым изломом и реже угловато-окатанные, с плеохроизмом различной интенсивности — от темно-желтого по *Ng* до светло-желтого и бесцветного по *Np*. Некоторые ставролиты очень густо окрашены. Части включения кварца, плагиоклаза, пузырьков жидкости и газа, углистого вещества.

с полисинтетическими двойниками и характерными для гиперстена пластинчатыми включениями, располагающимися перпендикулярно по отношению к спайности по призме, с  $N_g = 1,694$ . Судя по величине светопреломления, а также включениям, это гиперстен с очень низким содержанием железа.

Концентрация пироксенов повышается в мелкой фракции. Во фракции мельче 0,05 мм пироксены обнаружены в образцах, где среди тяжелых минералов фракции 0,05—0,1 мм нет моноклинных пироксенов.

Шпинель присутствует в единичных зернах в виде угловато-окатанных зерен вишнево-красного цвета, слегка просвечивающих в тонких краях.

Хлоритоид содержится в породах всего разреза, но особенно много его в верхнеюрских и меловых отложениях мыса Цветкова; чаще он встречается в мелкой фракции в виде базальных пласти-

Ставролит из верхнеюрских пород мыса Цветкова, где количество его достигает 6% в тяжелой фракции, имеет  $N_g = 1,752 \pm 0,002$ ;  $N_p = 1,737 \pm 0,002$ ;  $N_g - N_p = 0,015$ . Для большинства этих зерен характерен отрицательный угол оптических осей, составляющий  $85-90^\circ$ , а также дисперсия оптических осей [Ронкина, 1955]. Оптически отрицательный ставролит встречается, по-видимому, достаточно редко, так как только у В. Н. Лодочникова [1955] есть указание на то, что ставролит иногда может иметь отрицательный угол оптических осей и дисперсию  $\rho < V$ .

Д и с т е н присутствует в небольшом количестве. Содержание его возрастает в меловых отложениях Усть-Енисейской впадины. Дистен наиболее характерен для крупной фракции. Встречается в виде призматических зерен, угловатых или со слабо сглаженными углами, удлиненных по направлению главной оси кристалла, со спайностью под прямым углом. Имеются неправильной формы угловатые обломки, образовавшиеся в результате дробления кристаллов по спайности, иногда присутствуют зерна с полисинтетическими двойниками.

С и л л и м а н и т обнаружен в верхнем мелу Усть-Енисейской впадины, в валанжинке и готериве о. Бегичева и п-ова Таймыр. Он встречается либо в виде длинных тонких призм, либо в виде спутанно-волоконистых агрегатов (фибrolита).

А н д а л у з и т найден в единичных зернах в верхнемеловых породах Усть-Енисейской впадины, в валанжинских и нижнеготеривских породах о. Бегичева. Угловато-окатанные зерна неправильной формы, со слабым плеохроизмом от бледно-розового по  $N_g$  до бесцветного по  $N_p$ . Иногда отмечаются темные (углистые?) включения.

О л и в и н присутствует в юрских и меловых отложениях п-ова Пахса и о. Бегичева в виде бесцветных неправильной формы зерен с  $N_p = 1,702$ .

П р е н и т, к с е н о т и м, м о н а ц и т, т о п а з, в е з у в и а н, ф л ю о р и т и с ф а л е р и т наблюдались в единичных образцах по одному, в редких случаях по два-три зерна из северных разрезов Анабарского порога.

Ч е р н ы е р у д н ы е минералы играют существенную роль в составе терригенной части тяжелой фракции. Наиболее высокая концентрация этих минералов наблюдается в нижней юре, особенно в Хатангской впадине, и в меловых отложениях начиная с баррема на всей территории.

Для выяснения состава черных рудных минералов было выполнено 23 спектральных анализа (табл. 5). Результаты анализов и микроскопическое изучение позволяют сделать вывод, что основными минералами этой группы являются магнетит, титаномагнетит и ильменит. Хромит присутствует в небольшом количестве в отложениях верхнего мела Хатангской впадины. Это согласуется и с данными З. А. Глаголевой (1955 г.) по р. Маймече. Кроме того, присутствие хрома отмечается в составе рудных минералов из отложений нижней и средней юры Усть-Енисейской впадины.

Как видно из приведенной таблицы, железо немного преобладает или находится в примерно равных количествах с титаном в составе черных рудных минералов из отложений нижней и средней юры, что может свидетельствовать наряду с общим обликом зерен и их магнитными свойствами о примерно одинаковом соотношении магнетита и ильменита или небольшим преобладании магнетита. В отложениях верхней юры и валанжина южного борта Хатангской впадины и Анабарского порога железо в составе рудных минералов резко преобладает над титаном, т. е. основная роль принадлежит магнетиту, возможно, титаномагнетиту. У северного

Результаты спектрального анализа черных рудных минералов

Район	Возраст	Состав	Район	Возраст	Состав
Малохетский вал	I <sub>1</sub> d	Fe ≥ Ti	Река Анабар	Cr <sub>1</sub> b *	Fe ≤ Ti
Река Анабар	I <sub>1</sub> d*	Fe ≥ Ti > Cr	» Котуй	Cr <sub>1</sub> ap-al	Fe ≤ Ti
Малохетский вал	I <sub>1</sub> t*	Fe ≥ Ti ≥ Cr	Малохетский вал	Cr <sub>1</sub> ap-al*	Fe ≤ Ti > Cr
То же	I <sub>2</sub> a	Fe ≥ Ti ≥ Cr	Остров Бегичева	Cr <sub>1</sub> ap-al*	Fe ≤ Ti ≥ Cr
»	I <sub>2</sub> bt	Fe ≥ Ti > Cr	Полуостров Хара-Тумус	Cr <sub>1</sub> al-Cr <sub>2</sub> cm*	Fe ≤ Ti
Мыс Цветкова	I <sub>3</sub> cl	Fe ≤ Ti	Река Котуй	Cr <sub>1</sub> al-Cr <sub>2</sub> cm	Ti ≈ Fe ≥ Cr
»	I <sub>3</sub> km	Fe ≥ Ti	» Хатанга	Cr <sub>1</sub> al-Cr <sub>2</sub> cm	Fe ≤ Ti
Река Хета	I <sub>3</sub> km	Fe > Ti	» Ледяная	Cr <sub>2</sub> t-cn	Fe > Ti
Малохетский вал	I <sub>3</sub> v	Fe < Ti	» Романиха	Cr <sub>2</sub> st <sub>2</sub> -cp	Fe ≥ Ti
Река Боярка	I <sub>3</sub> v	Fe > Ti	»	Cr <sub>2</sub> st <sub>2</sub> -cp	Fe ≤ Ti ≥ Cr
»	I <sub>3</sub> v	Fe > Ti	» Хета	Cr <sub>2</sub> st <sub>2</sub> -cp	Fe < Ti
» Анабар	I <sub>3</sub> v*	Fe > Ti			
Малохетский вал	Cr <sub>1</sub> b	Fe < Ti			

борта Хатангской впадины в верхнеюрских осадках содержание магнетита и ильменита более или менее одинаковое. В угленосной толще Усть-Енисейской и Хатангской впадин концентрация титана значительно выше, чем железа, что доказывает преобладание ильменита в составе черных рудных минералов. В верхнем мелу Хатангской впадины преимущественно превалирует магнетит.

### Аутигенные минералы

Группа карбонатов присутствует в значительном количестве и представлена различными минералами. Преимущественным распространением во всех разрезах пользуется сидерит главным образом в виде агрегатов мелких зерен красно-бурого цвета, в различной степени окисленных. Реже наблюдались угловато-окатанные зерна, ограниченные плоскостями спайности, сноповидные агрегаты и сферолиты. У сидерита  $No \gg 1,780$ ;  $Ne > 1,630$ . Сидерит агрегатного строения (железисто-карбонатные агрегаты) обволакивает кластические зерна и особенно часто инкрустирует пластинки биотита. В последнем случае, по-видимому, сидерит образуется за счет разрушения биотита, что подтверждается обесцвечиванием биотита. При кратковременном кипячении в 5%-ной соляной кислоте железисто-карбонатные агрегаты растворяются, а от биотита остаются мелкие обесцвеченные волокна неправильной формы или тонкие пластиночки.

Доломит встречается довольно часто, особенно в Усть-Енисейской впадине, в виде угловатых или слабо окатанных зерен. Имеется как чистый доломит с  $No = 1,681$ , так и железистые разновидности из анкеритового ряда. Судя по показателям преломления, состав минералов анкеритового ряда очень сильно варьирует.  $No$  изменяется от 1,681 до 1,689 (у чистого анкерита) и до 1,722—1,726. В. Б. Татарский [1952] указывает, что карбонаты с  $No > 1,700$  могут быть как из анкеритового, так и мезититового ряда.

Кальцит, вследствие того что образцы обрабатывались 5%-ной соляной кислотой, обнаруживается редко. Иногда встречаются бесцветные

зерна этого минерала со слабо сглаженными углами, с  $N_o = 1,658$ . Изредка видна двойниковая штриховка.

В породах ледяной свиты (турон — коньяк?) Хатангской впадины до 76% легкой фракции составляет карбонат, бесцветный или неравномерноокрашенный в бурый цвет гидроокислами железа. Нередко он имеет радиальнолучистое строение. У этого карбоната  $N_g = 1,672-1,674$ ;  $N_p = 1,528-1,530$ ;  $N_g - N_p = 0,144$ . Удлинение волокон отрицательное, погасание прямое. Карбонат интенсивно растворяется в 5%-ной соляной кислоте без подогревания. Спектральным анализом установлены в составе карбоната следующие элементы: Ca — основа, Mg, Fe, Ba, Al, Mn.

Н. В. Марголис, проводивший рентгеноструктурный анализ, считает, что данный карбонат является арагонитом. Рентгенограмма его сходна с рентгенограммой М. Мемеля для арагонита (Гинзбург и Руквишников, 1951 г.), отличаясь существенным понижением интенсивности линии № 5 (табл. 6).

Таблица 6

Результаты рентгенографического анализа карбоната

Номера линий	$I$	$d$	Номера линий	$I$	$d$
1	8	3,39	21	2	1,551
2	4	3,25	22	1	1,529
3	7	2,998	23	{ 1	1,491
4	{ 1	(2,728)	24	{ 1	1,478
5	{ 3	2,690	25	1	1,460
6	7	2,475	26	1	1,420
7	1	2,408	27	1д	1,401
8	2	2,366	28	1рд	1,294
9	8	2,329	29	3	1,256
10	1	2,264	30	5	1,233
11	7	(2,184)	31	2	1,218
12	6	2,101	32	4	1,200
13	3	2,072	33	2	1,184
14	10	1,969	34	4	1,166
15	9	1,875	35	1	1,154
16	7	1,808	36	2	1,122
17	5	1,739	37	3	1,030
18	5	1,718	38	1	1,0025
19	2	1,662	39	1	0,8393
20	1	1,608	40	1	0,8305

Химический анализ 5%-ной солянокислой вытяжки легкой фракции этого образца показал, что CaO составляет (в весовых процентах) 39,19;  $Fe_2O_3$  — 2,91; MnO — 0,02; MgO — 1,022; BaO — 0,02; SrO — 0,02;  $Al_2O_3$  — 2,29;  $SiO_2$  — 3,03.

Таким образом, устанавливается существенно кальциевый состав минерала. Обнаруженная при анализах примесь алюминия и кремния, вероятно, связана с извлечением кислотой некоторой части кремнезема. При обработке образца соляной кислотой, возможно, произошло частичное растворение цеолитов и лептохлоритов, имеющих в небольшом количестве в легкой фракции анализировавшегося образца.

Пирит встречается во всех разрезах. Наиболее характерен он для морских отложений, составляя в отдельных образцах всю тяжелую фракцию. Обычно пирит наблюдается в виде округлых неправильной формы гроздевидных зерен и реже хорошо образованных кристаллов.

Кристаллы пирита в большом количестве обнаружены в глауконитовых песчаниках кимериджа Усть-Енисейской впадины, а в остальных отложениях присутствуют спорадически.

Пирит часто наблюдается в сростках с терригенными минералами, нередко инкрустирует пластинки биотита. Во фракциях 0,1—0,25 мм концентрация пирита обычно выше, чем во фракции 0,1—0,05 мм. Во фракции меньше 0,05 мм опять происходит увеличение содержания пирита, имеющего вид мелких шариков. Как уже отмечалось выше, внутри зерен пирита после растворения его в азотной кислоте обнаружены мелкие зернышки различных аллотигенных минералов, которые, вероятно, являлись центрами кристаллизации для выпадающего гидросульфида железа.

Гидроксиды железа встречаются довольно часто. Они являются продуктами изменения черных рудных минералов, пирита, сидерита и в некоторых случаях лептохлоритов.

Глауконит, лептохлориты попадают как в легкую, так и в тяжелую фракцию. Они обнаружены почти по всем разрезам, но наибольшей концентрации достигают в отложениях верхней юры, валанжина, турона — коньяка, сантона и кампана. Глауконит является аутигенным минералом. Генезис же лептохлоритов более сложен. Лептохлориты большей частью представляют собой в различной степени измененные обломки трапшов и поэтому могут рассматриваться как терригенные образования. Но так как изменение аллотигенного материала трапшов происходило не только в период денудации в области сноса и в процессе транспортировки обломков, но и в период диагенеза, эти минералы отнесены к аутигенным. Кроме того, часть лептохлоритов имеет несомненно аутигенное происхождение (оолиты лептохлоритов, лептохлориты, образовавшиеся по глаукониту и биотиту, и др.), поэтому разделить их при подсчете зерен очень сложно, а иногда и невозможно.

Облик минералов и величины светопреломления их варьируют в значительных пределах, что связано с составом и степенью разложения исходного материала, из которого они образовались. Более подробно эти минералы описаны в разделе «Песчаные и алевролитовые породы», так как основные закономерности их изменения наблюдались в шлифах.

Цеолиты встречаются в отложениях верхнего мела Хатангской впадины, составляя 25% легкой фракции в отложениях турона — коньяка. Это угловатые бесцветные зерна призматической формы с хорошей спайностью. Основная масса зерен принадлежит, по-видимому, гейландиту ( $+2V \approx 70^\circ$ , удлинение отрицательное,  $N_g = 1,488-1,493$ ). Реже наблюдаются оптически отрицательные зерна с большим углом оптических осей, отрицательным удлинением, ( $N_g = 1,502$ ).

Фосфаты кальция присутствуют в породах верхней юры, валанжина Хатангской впадины, южной части Анабарского порога и верхнего мела Усть-Енисейской впадины в виде изотропного или слабо двупреломляющего вещества, слагающего цемент в конкрециях. Слабо двупреломляющий фосфат кальция имеет  $N_m = 1,595$ , двупреломление близкое к кварцу. У изотропного фосфата кальция  $N_m$  колеблется от 1,580 до 1,612. Изотропный фосфат кальция окрашен в различные оттенки бурого цвета и в составе его при микрохимической реакции установлена небольшая примесь железа. Судя по оптическим константам, фосфаты кальция принадлежат к группе курскита.

Барит обнаружен в юрских и меловых отложениях о. Бегичева и п-ова Пахса в виде неправильных по форме зерен иногда зонального строения. Зерна барита обладают хорошей спайностью и содержат многочисленные черные включения.

Я н т а р ь имеется в верхнемеловых отложениях в виде зерен неправильной формы, желтого и светло-бурого цвета, слабо анизотропных, с  $Nm = 1,537-1,540$ .

#### ОБЩАЯ МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЮРСКИХ И МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Изучение минералогического состава показывает, что для сопоставления отложений, а также для различных палеогеографических построений следует пользоваться не отдельными анализами, а средними, полученными из ряда анализов для определенной части разреза (ярусов, свит). В отдельных анализах могут быть отклонения, вызванные разными причинами и в первую очередь различиями в гранулометрическом составе пород. Более мелкозернистые фракции, а следовательно, и более мелкозернистые породы обогащаются кварцем, цирконом, пироксенами, амфиболами, анатазом и др.

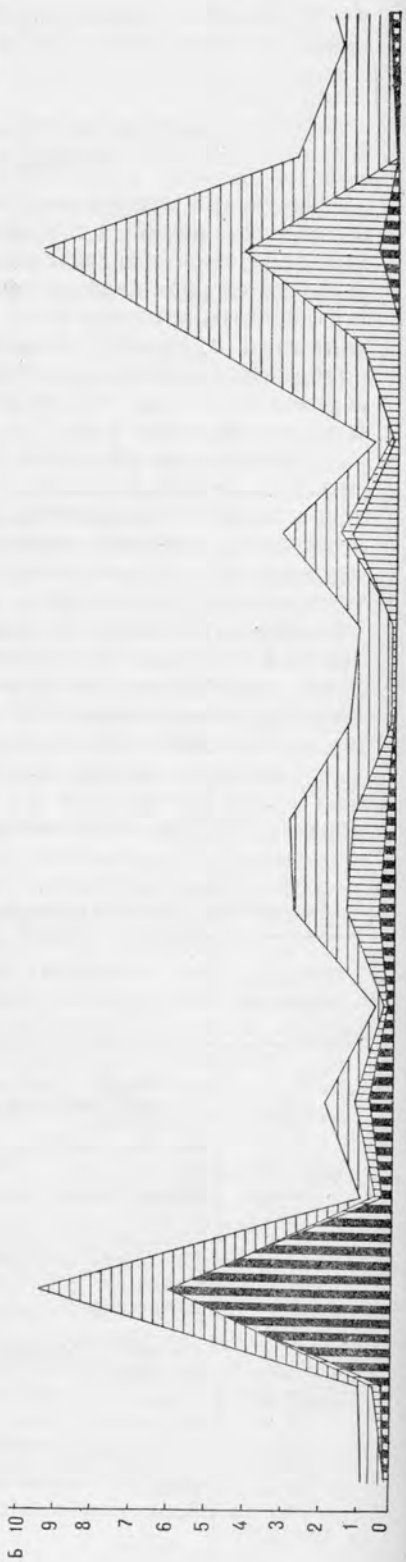
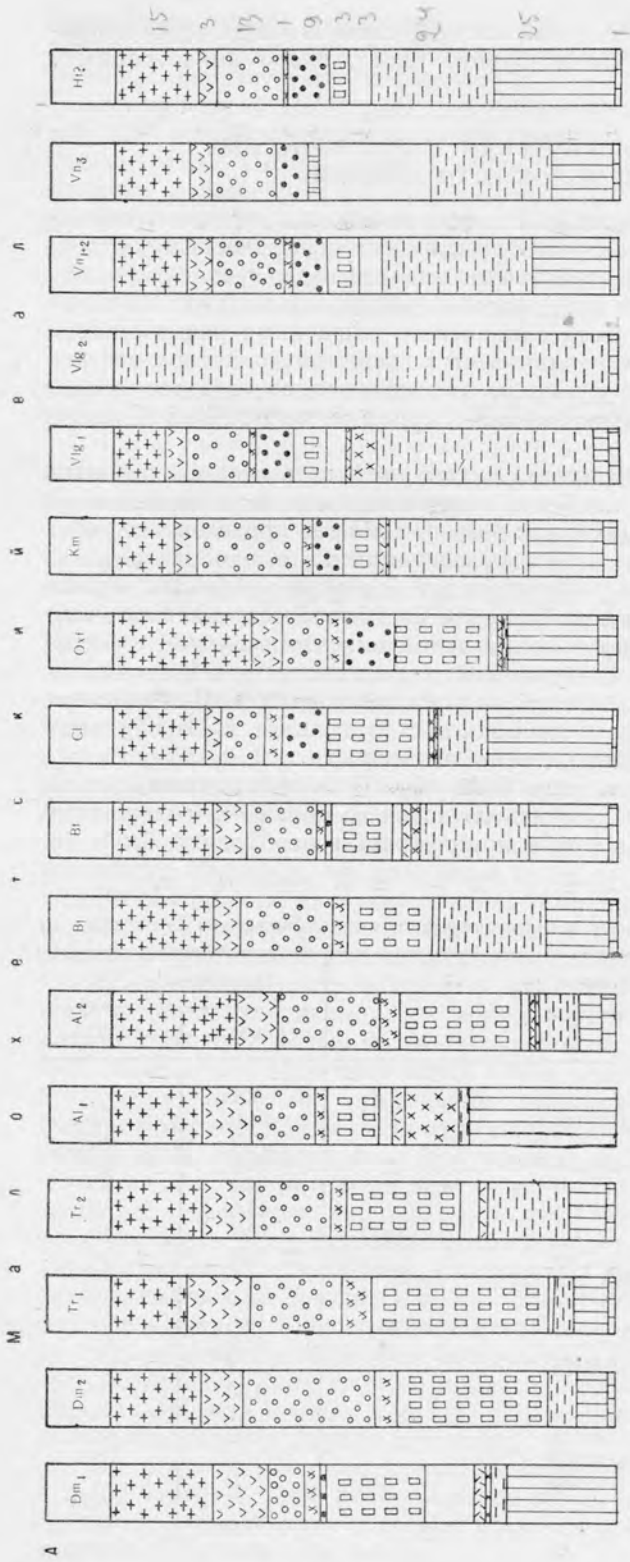
При получении средних величин следует учитывать анализы с максимальным и минимальным наиболее отклоняющимися содержаниями того или иного компонента. Даже при большом объеме проведенных работ количество анализировавшихся образцов ограничено, и каждый анализ, трудоемкий и дорогостоящий, представляет большую ценность. Кроме того, нет никакой гарантии в том, что если бы количество анализов было увеличено, то таких образцов с максимальной или минимальной концентрацией не стало бы больше (они не были бы единичными). Имеющийся у нас материал вполне убедительно об этом свидетельствует. Для примера можно привести данные содержания апатита и граната в 20 образцах из верхней пачки нижнего готерива на о. Бегичева.

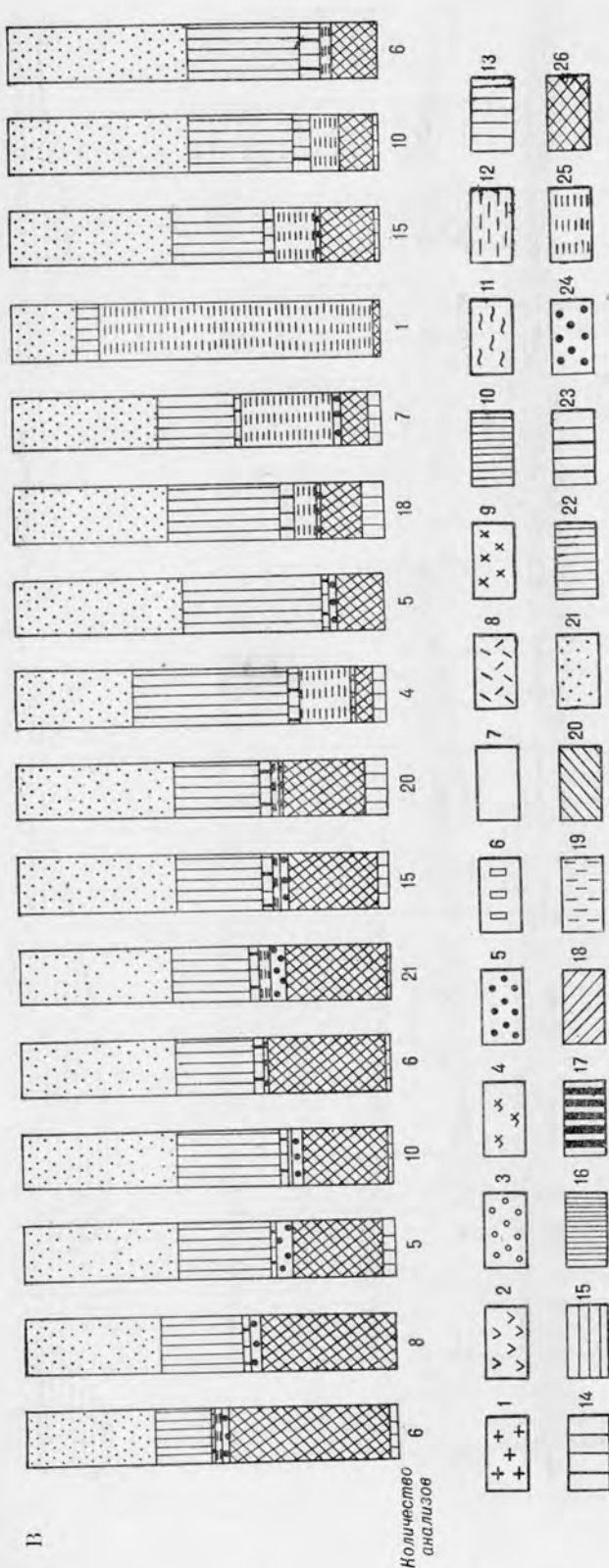
Как видно из табл. 7, если бы не было обр. 37-ж (содержание апатита 42,1%), то нужно было бы исключить из подсчета обр. 67-к (содержание апатита 36,0%), а за минимальные концентрации необходимо было бы

Таблица 7

Содержание граната и апатита в нижнеготеривских отложениях о. Бегичева

Номера образцов	Порода	Содержание, %	
		граната	apatита
38-в	Глина	2.1	—
85	Песчаник мелкозернистый	54.0	3.2
38-а	Алевролит	13.7	0.2
71-ж	Песчаник мелкозернистый	60.3	0.2
37-и	То же	3.2	1.5
37-ж	Песок мелкозернистый	15.0	42.1
52-а	Глина	23.4	10.8
37-г	Песчаник мелкозернистый	12.6	13.3
37-а	Глинисто-алевритовая порода	1.7	20.7
68	Глина	4.0	5.4
69	Алевролит	14.9	0.3
69-в	»	44.9	0.5
67-к	Песчаник мелкозернистый	37.1	36.0
67-ж	Алевролит	43.2	0.8
67-е	Глина	1.7	4.0
34-з	Песчаник мелкозернистый	47.0	0.2
34	» среднезернистый	31.0	27.0
36-и	» мелкозернистый	42.6	—
36-в	Глина	6.5	6.3
36	Алевролит	13.0	0.6
Среднее		23,6	8,6



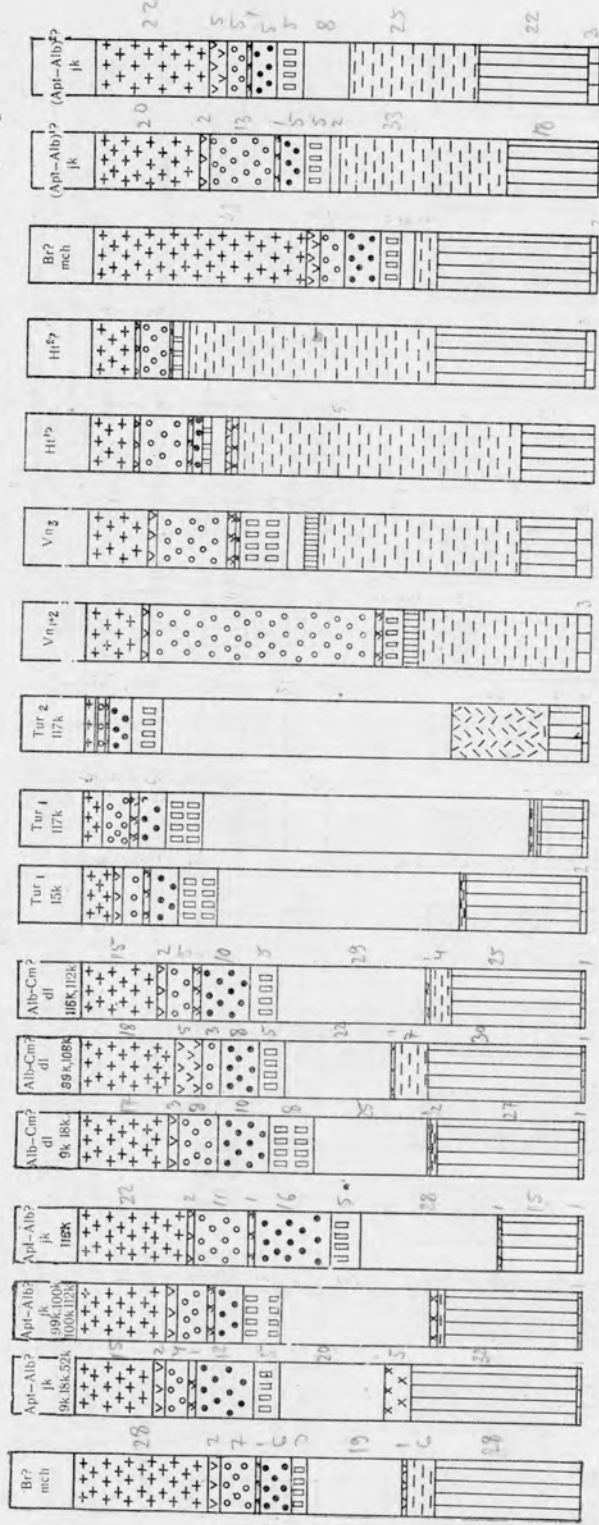


Количество  
анализов

Рис. 28. Средний минералогический состав тяжелой и легкой фракций (0,1—0,05 м.м) юрских и меловых отложений Усть-Енисейской впадины (в процентах).

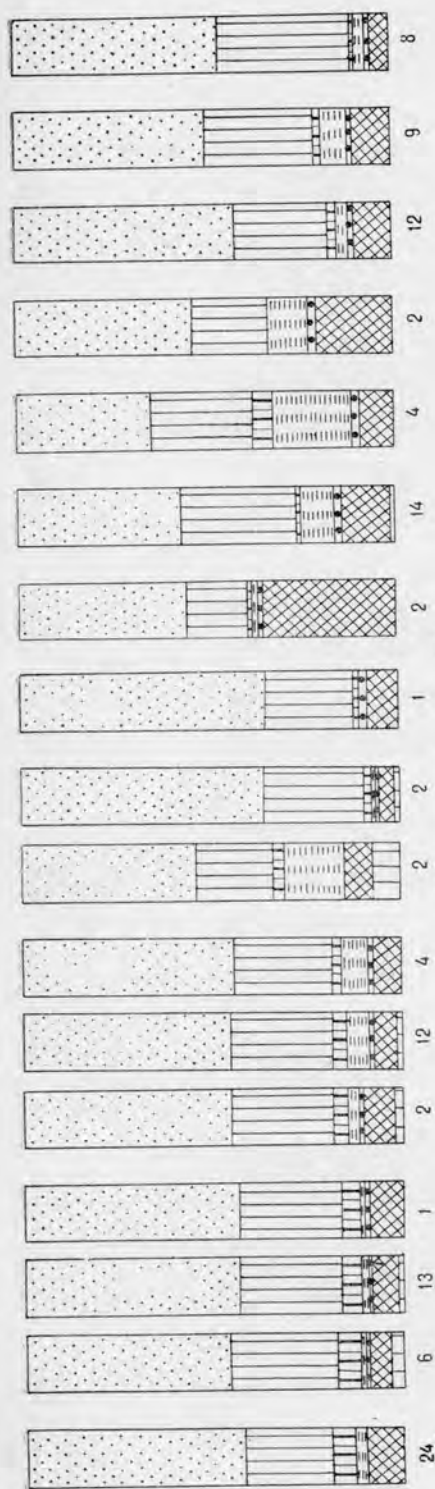
А — тяжелая фракция: 1 — гранат; 2 — циркон; 3 — апатит; 4 — турмалин; 5 — сфен; 6 — титанистые неопределенные минералы, лейкоксен, рутил, анатаз, брукит; 7 — эпидот, цоизит; 8 — амфиболы; 9 — шпороксены; 10 — хлорит; 11 — листен, ставролит, силлиманит, андалузит, 12 — биотит, хлорит, мусковит; 13 — черные рудные минералы; 14 — прочие минералы; 15 — выход тяжелой фракции; 16 — содержание терригенных минералов в тяжелой фракции; 17 — пирит; 18 — карбонаты; 19 — барит; 20 — лейкохлориты, глаукоцит; 21 — гидроксиды железа; 22 — легкая фракция; 23 — кварц; 24 — калиевые полевые шпаты; 25 — плагиоклазы; 26 — агрегаты кварца; 27 — биотит, хлорит, мусковит; 28 — разрушенные минералы, обломки пород.

М а л о х е т с к и й в а л П. Я к о в л е в а



А

Б



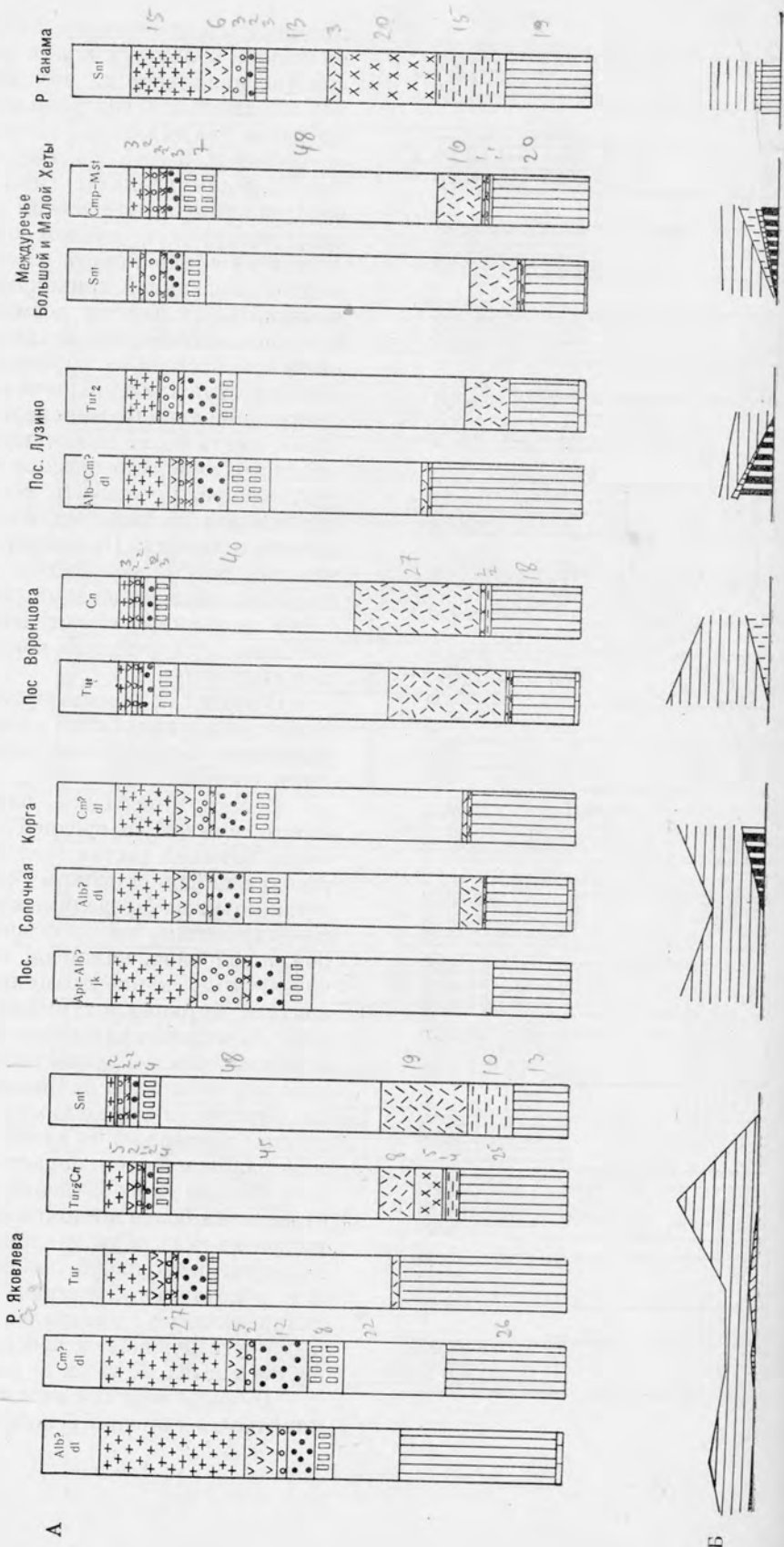
Продолжение рис. 28.

принимать содержание 0,2%. Однако благодаря большому количеству анализов устанавливается, что 0,2% — это не минимальное содержание апатита. Имеются два образца, в которых апатит не встречен. Такой же результат получается и для граната. Таким образом, следует считать, что любая концентрация минерала в данном образце является не случайной, а вполне закономерной, вызванной причинами, которые объяснить не всегда возможно. При большом количестве анализов всегда найдется несколько образцов с одинаково высокой или одинаково низкой концентрацией данного минерала. Поэтому, чтобы иметь более правильное представление о минералогическом составе пород, следует учитывать все анализы, высчитывая из них среднюю арифметическую величину. При этом надо учесть, что как резкие колебания в содержании отдельных минералов, так и достаточно постоянные имеют немаловажное значение при решении вопроса об источниках сноса.

В пределах рассматриваемой территории устанавливаются следующие характерные особенности минералогического состава.

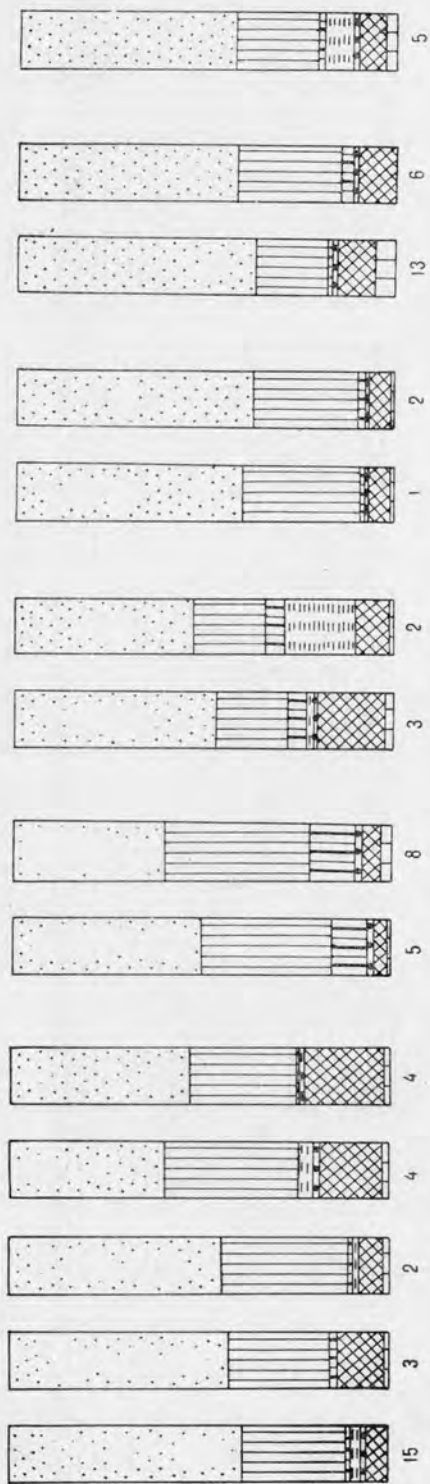
В Усть-Енисейской впадине отложения нижней и средней юры имеют очень близкий состав (рис. 28), характеризующийся высоким содержанием титанистых неопределимых минералов, спорадическим присутствием пироксенов, амфиболов, шпинели, а также значительными концентрациями граната, апатита, циркона и турмалина. С конца бата в отложениях появляется сфен, одновременно в группе титанистых минералов лейкоксен начинает вытеснять титанистые неопределимые минералы, причем концентрация титансодержащих минералов в целом падает. В келловее и оксфорде преобладание лейкоксена становится более постоянным, а с кимериджа во всех образцах лейкоксен превалирует в группе титанистых минералов, в которую объединены титанистые неопределимые минералы, лейкоксен и присутствующие в небольшом количестве анатаз, брукит и рутил.

В конце верхней юры начинают появляться в тяжелой фракции минералы



А

Б



Продолжение рис. 28.

группы эпидота — цоизита, но концентрация их невелика и подвержена значительным колебаниям. Только начиная с верхнего валанжина группа этих минералов присутствует постоянно, причем вверх по разрезу содержание ее все время нарастает.

Для отложений конца верхней юры и начала неокома характерна высокая концентрация биотита и хлорита. С конца верхней юры (с кимериджа) появляется тенденция к уменьшению содержания циркона и турмалина, а с конца валанжина — апатита.

С баррема минералогический состав отложений становится иным. Доминирующее значение приобретают эпидот — цоизит (всегда присутствует ортит), черные рудные минералы, гранат и сфен. С турона содержание устойчивых минералов (граната, циркона, апатита и сфена) становится незначительным, но появляются амфиболы и во все нарастающем количестве дистен, ставролит и силлиманит. На севере Усть-Енисейской впадины (район Сопочной Корги) амфиболы встречаются уже в конце альба, с турона же они распространяются по всей территории впадины.

Для легкой фракции характерно увеличение снизу вверх по разрезу содержания кварца и уменьшение роли разрушенных минералов и обломков пород.

Выход тяжелой фракции более высокий в юрских отложениях, чем в меловых. Отложения юры и нижней части неокома на юге и севере Хатангской впадины и Анабарского порога имеют различный минералогический состав.

Юрские отложения северного борта Хатангской впадины характеризуются комплексом минералов, в котором основное значение имеют титанистые неопределимые минералы (причем количество их постепенно понижается вверх по разрезу), а также обилием турмалина и слюд.

С уменьшением содержания титанистых неопределимых минералов увеличивается концентрация черных



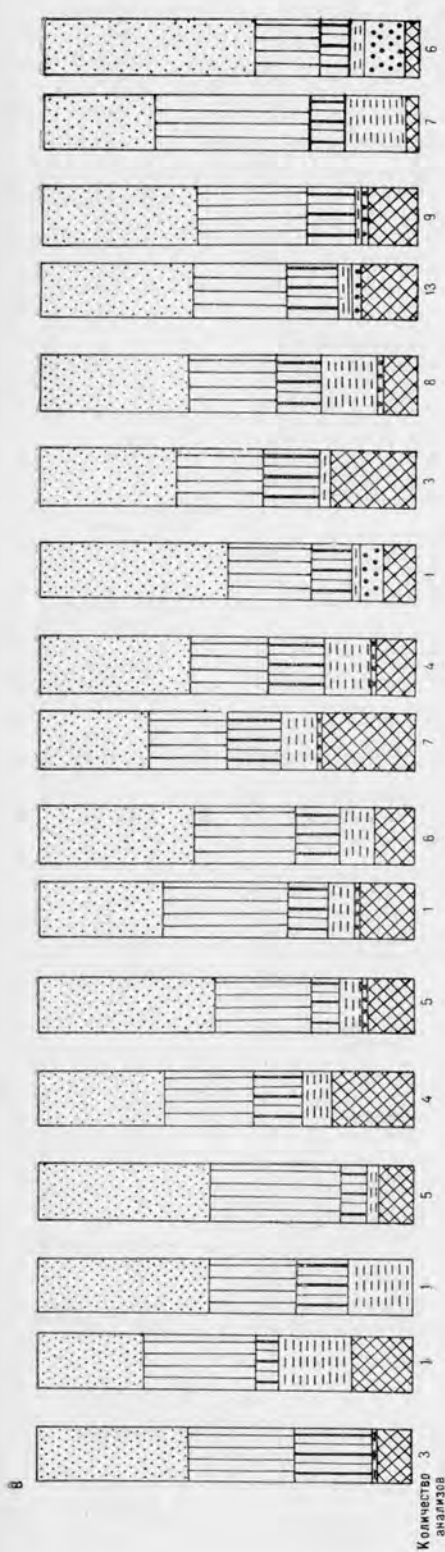


Рис. 29. Средний минералогический состав тяжелой и легкой фракций (0,1—0,05 мм) юрских и меловых отложений Хантайской впадины (в процентах).

Усл. обозначения см. на рис. 28.

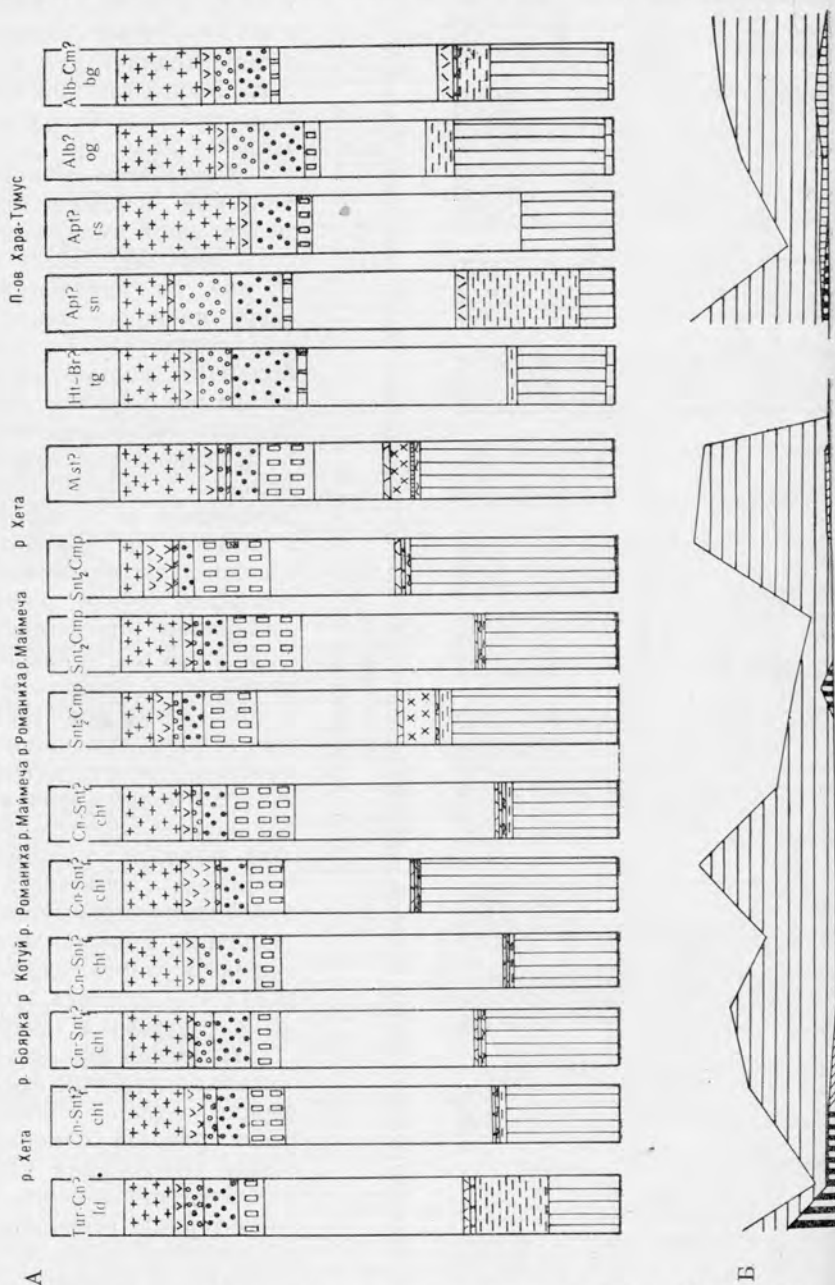
рудных минералов, преимущественно ильменита, и лейкоксена. В верхней юре по сравнению с нижней резко возрастает количество хлоритоида, слюд, появляется в значительном количестве ставролит. Выход тяжелой фракции в общем небольшой, аутигенных минералов мало.

Отложения южного борта Хантайской впадины имеют совершенно иной минералогический состав (рис. 29). Разрез четко разделяется на две части. Нижняя (верхняя юра — нижний готерив) характеризуется присутствием большого количества амфиболов, а верхняя (верхний готерив — маастрихт) безамфиболовая. Вместе с исчезновением амфиболов происходят и другие очень важные изменения в тяжелой фракции. Примерно в два-три раза понижается выход тяжелой фракции, меняется состав рудных черных минералов (преобладающий в амфиболовой части разреза магнетит замещается ильменитом). Вместе с ильменитом появляется лейкоксен. Группа минералов эпидота — цоизита, присутствующая в значительном количестве и в нижней части разреза представлена главным образом клиноцоизитом и цоизитом, сменяется в безамфиболовой части преимущественно фистоцитом. Тяжелая фракция верхней части разреза сложена группой эпидота — цоизита, гранатом, черными рудными и сфеном.

В легкой фракции изменения минералогического состава менее резкие, однако в безамфиболовой части разреза отмечается возрастание содержания кварца.

Следует отметить еще одну характерную особенность минералогического состава отложений Хантайской впадины. На юге и севере впадины начиная с конца готерива минералогический состав осадков становится одинаковым. В отложениях южного борта впадины в верхнем мелу возрастает роль пироксенов.

В южной части Анабарского порога (рис. 30) ниже- и среднеюрские отложения имеют близкий состав, характеризующийся высоким содержанием черных рудных минералов и группы эпидота — цоизита, среди



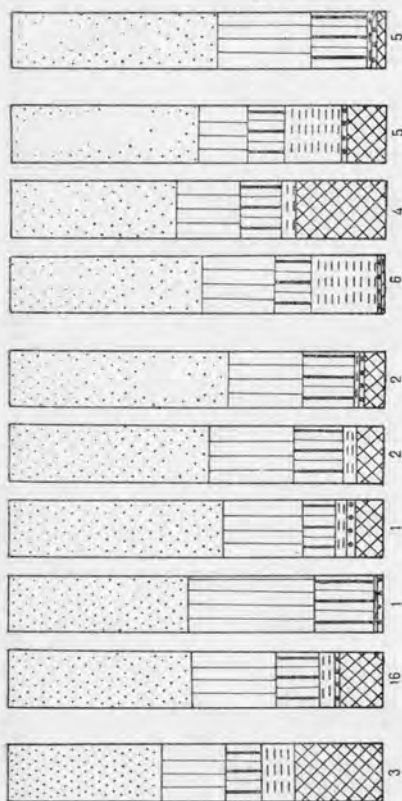
которых существенно преобладают цоизит и клиноцоизит. При этом плинсбахские отложения особенно обогащены черными рудными минералами, являющимися основным компонентом тяжелой фракции.

Спорадически присутствуют амфиболы. Так же как и для южного борта Хатангской впадины, верхнеюрские, валанжинские и нижнеготеривские отложения характеризуются обилием амфиболов, наиболее устой-

чивые концентрации которых отмечаются в нижнем валанжине. Значительную роль в составе тяжелых фракций южной части Анабарского порога играют сфен, апатит, слюды и лейкоксен; содержание граната и циркона незначительное. Почти всегда имеются небольшие количества пироксенов. Выход тяжелой фракции очень большой. Легкая фракция характеризуется обилием полевых шпатов, которые составляют основную массу фракции.

Юрские и нижнеэокомские отложения северной части Анабарского порога содержат очень много слюд, а также пироксенов. Концентрация

Продолжение  
рис. 29.



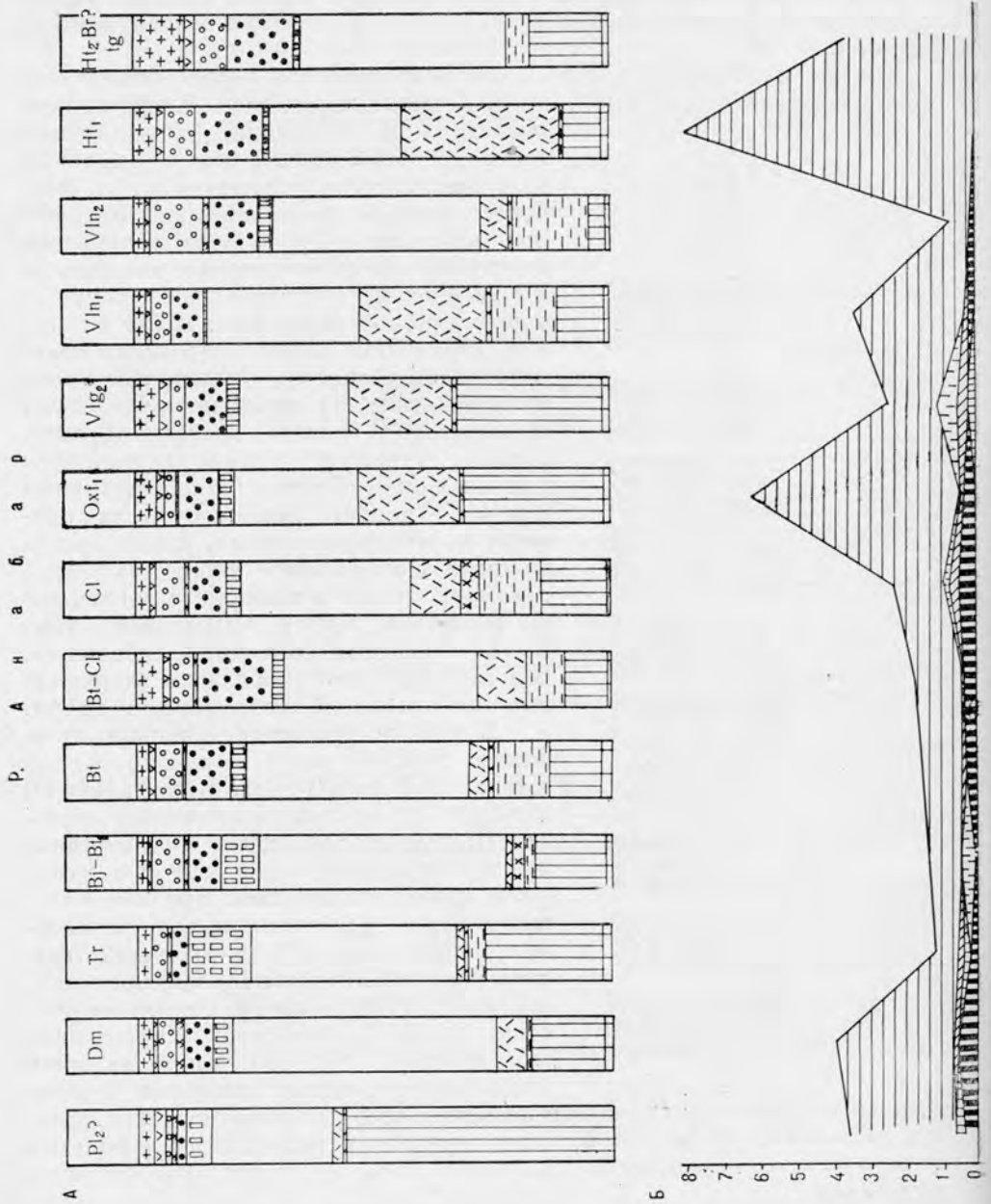
В эпицита — цоизита (в единичных образцах до 8%). Выход тяжелой фракции небольшой. В легкой фракции возрастает роль кварца и полевых шпатов и резко сокращается количество обломков пород и разрушенных минералов.

Таким образом, устанавливается, что минералогический состав юрских и меловых отложений севера Центральной Сибири остается постоянным для больших отрезков времени: ранняя и средняя юра, поздняя юра, ранний мел (валанжин — готерив), ранний — начало позднего мела (конец готерива — сеноман), поздний мел (турон — маастрихт). В пределах этих подразделений по минералогическому составу можно проводить

последних не устойчива (от единичных зерен до 66%), причем вместе с пироксенами присутствует оливин (до 5,5%). Наиболее постоянное содержание пироксенов наблюдается в верхнем валанжине, с готерива оно вновь начинает колебаться, а в тиганской свите (верхний готерив — баррем) резко понижается. В более высоких горизонтах разреза пироксены практически отсутствуют. Значительная роль в составе тяжелой фракции принадлежит лейкоксену и иногда апатиту. Гранат, циркон, турмалин и сфен встречаются в небольшом количестве. Минералы группы эпицита — цоизита присутствуют, как правило, в единичных зернах, лишь иногда достигая значительного количества (30%), преимущественно в валанжине и готериве на восточном берегу Анабарской губы. Выход тяжелой фракции небольшой. В легкой фракции преобладают разрушенные минералы, обломки пород и кварц.

В районе Анабарского порога отложения верхней части эокома (верхний готерив — баррем?) вплоть до альба (?) обладают иным минералогическим составом. Практически изменение состава тяжелой фракции намечилось уже в верхней части нижнего готерива. Эти изменения заключаются в повышении роли устойчивых минералов и в первую очередь граната, который становится основным компонентом. Увеличивается содержание циркона, сфена, лейкоксена. Характерной особенностью этих отложений является низкая концентрация минералов группы

стратификацию и корреляцию отложений. Изменение минералогического состава происходит постепенно. Вначале новый минерал появляется в небольшом количестве, потом концентрация его постепенно возрастает и достигает максимума. При этом новый минерал получает широкое распро-



странение по площади и концентрация его становится очень устойчивой. Затем начинаются опять резкие колебания в содержании минерала и его постепенное исчезновение.

Полученный большой фактический материал по минералогическому составу тяжелых фракций юрских и меловых отложений севера Централь-

ной Сибири позволил составить для этой территории карты терригенно-минералогических провинций, т. е. областей, охарактеризованных одним комплексом минералов [Батурин, 1947]. При построении карт использо-

вано более 800 минералогических анализов, выполненных автором, а также около 900 анализов, произведенных другими исследователями. Все анализы пересчитаны автором по единой методике (подсчитана фракция 0,1—0,05 мм, исключены аутигенные минералы). Карты построены для тех же отрезков времени, для которых осадки характеризуются близким минералогическим составом. Составление двух карт отдельно для нижней и средней юры объясняется лишь желанием нагляднее подчеркнуть сходство минералогического состава этих двух эпох.

Для нижней юры материал в основном относится к северо-восточной части севера Центральной Сибири, где выделяются две провинции (рис. 31): рудно-эпидотовая с амфиболами располагается в южной части Хатангской впадины, Анабарского порога и в западной части Лено-Анабарской впадины; рудно-титанистая со слюдой приурочена к п-ову Таймыр и северной части Анабарского порога.

Для западной части рассматриваемой территории имеется материал лишь по району Малохетского вала (Усть-Енисейская впадина), где выделяется цирконо-апатито-гранато-титанистая с турмалином терригенно-минералогическая провинция. В средней юре в пределах южной части Анабарского порога и в западной части Лено-Анабарской впадины сохраняется та же рудно-эпидотовая с амфиболитами терригенно-минералогическая провинция (рис. 32), только содержание эпидота становится выше, а амфиболы получают большее распространение по пло-

щади, хотя концентрация последних невелика. В северной части Анабарского порога, а также на севере Лено-Анабарской впадины располагается рудно-титанистая со слюдой и пироксенами терригенно-минералогическая провинция. В пределах Усть-Енисейской впадины остается в общем та же провинция, что и в нижней юре, но с некоторыми измене-

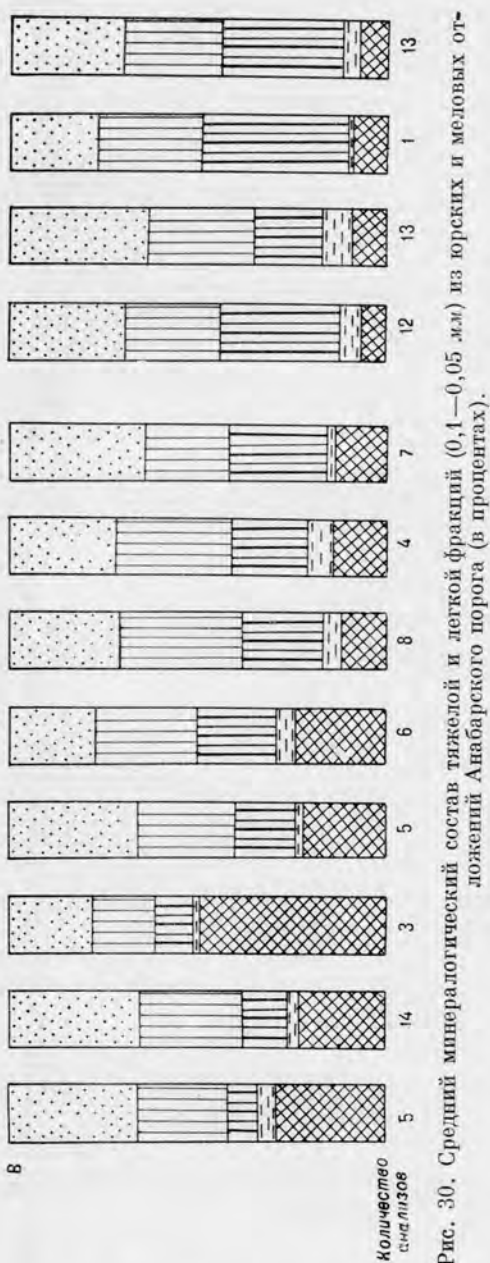
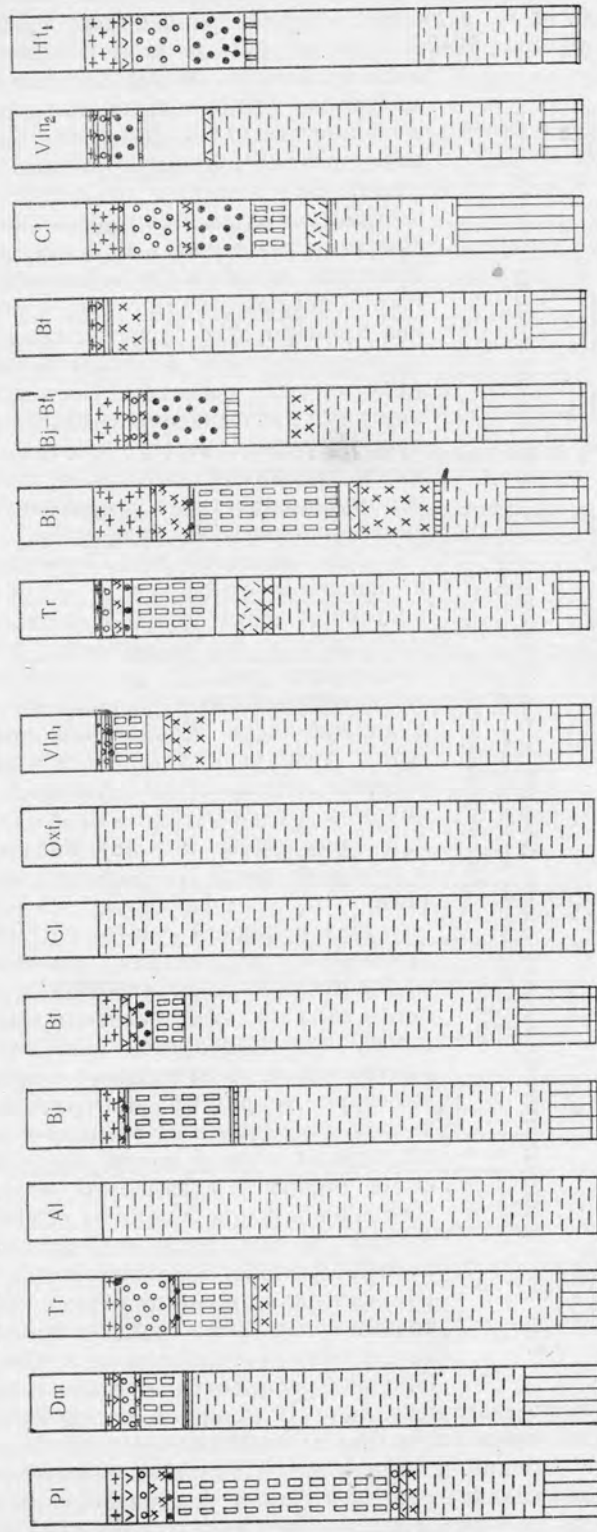
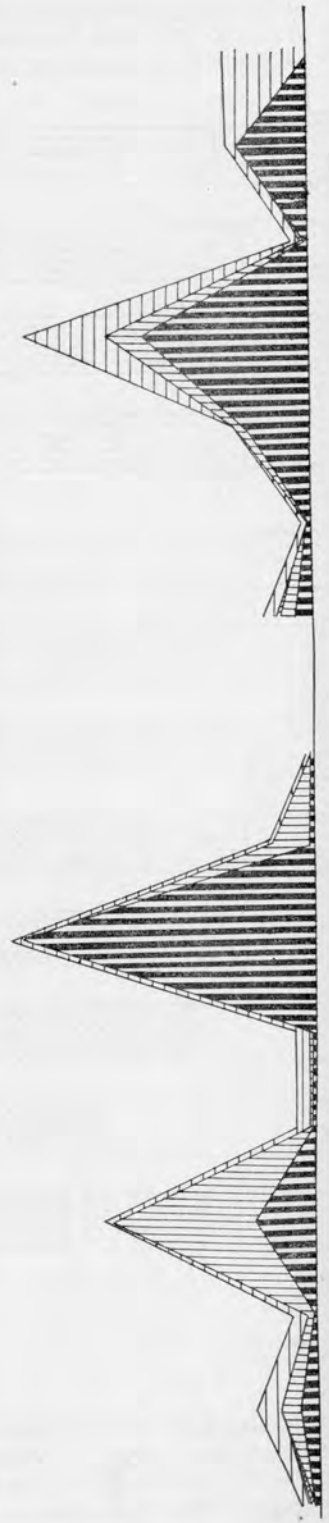
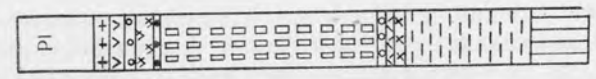


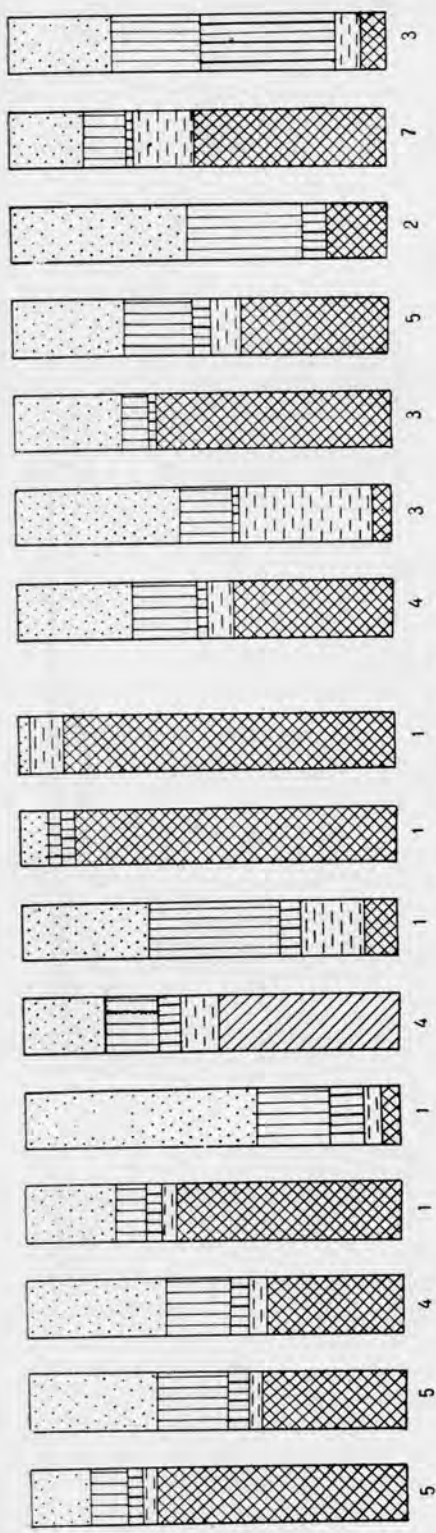
Рис. 30. Средний минералогический состав тяжелой и легкой фракций (0,1—0,05 мм) из юрских и меловых отложений Анабарского порога (в процентах).  
Усл. обозначения см. на рис. 28.

Восточный берег Анабарской губы



Западный берег Анабарской губы





Продолжение рис. 30.

ниями в количественном соотношении минералов, названная апатито-гранато-титанисто-рудной с цирконом и турмалином.

В верхней юре (рис. 33) на юге рассматриваемой территории (Хатангская впадина, Лено-Анабарская впадина) располагается рудно-эпидото-амфиболовая терригенно-минералогическая провинция, которая к востоку сменяется рудно-эпидотовой с амфиболами. К северной части Лено-Анабарской впадины приурочена цирконо-apatито-гранато-титанистая со слюдой терригенно-минералогическая провинция. На Таймыре располагается рудно-титанистая с пироксенами провинция. В пределах Усть-Енисейской впадины комплекс терригенных минералов верхней юры несколько беднее по составу, чем нижней и средней. Здесь выделяется апатито-гранато-рудная терригенно-минералогическая провинция.

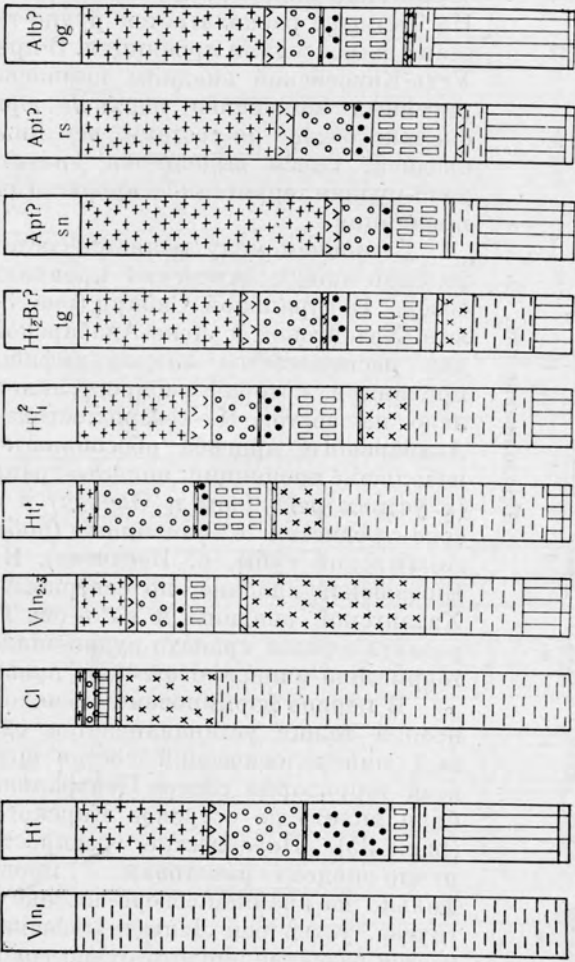
В нижнем мелу меняется состав терригенно-минералогических провинций на севере Центральной Сибири (рис. 34). На юге Хатангской и Лено-Анабарской впадин располагается эпидото-амфиболовая провинция, которая распространяется далеко на восток. На северо-востоке Лено-Анабарского прогиба обособляются две небольшие провинции: эпидото-гранатовая (в устьях рек Лены и Оленек) и пироксено-слюдястая с оливином (побережье Анабарской губы, о. Бегичева). В Усть-Енисейской впадине, по северному борту Хатангской впадины и на п-ове Таймыр развита единая гранато-рудно-эпидотовая терригенно-минералогическая провинция.

В период формирования меловой угленосной толщи устанавливается одинаковый минералогический состав почти на всей территории севера Центральной Сибири вплоть до островов Карского моря (рис. 35). Повсеместно распространена рудно-эпидото-гранатовая провинция. Только на крайнем северо-востоке (о. Бегичева, устья рек Лены и Оленек) отмечается развитие эпидото-рудно-гранатовой ассоциации. Гранато-эпидото-рудная с пироксенами терригенно-минералогическая провинция выделяется в Приенисейской части на западе рассматриваемой территории.

Верхний морской мел характеризуется двумя близкими по составу

В

П-ов Пахса



0 б с р м ч е в а

A



B

терригенно-минералогическими провинциями: в Усть-Енисейской впадине — рудно-эпидотовой с амфиболами и на юге Хатангской впадины — эпидото-рудной (рис. 36).

Выделенные терригенно-минералогические провинции позволяют установить местоположение областей размыва и судить не только о петрографическом составе разрушающихся в областях сноса пород, но и об изменении состава обломочного материала по мере удаления от источников сноса.

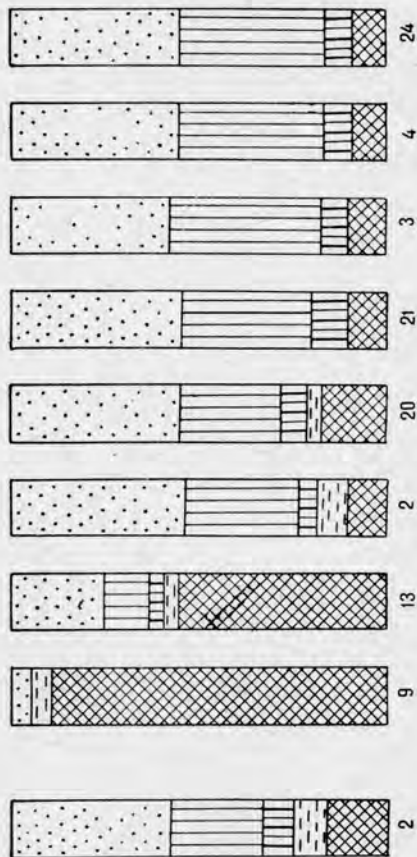
При рассмотрении карт видно, что в отложениях юры и нижнего мела наибольшее количество амфиболов располагается вблизи Анабарского массива, а по мере удаления от него они исчезают. Наиболее высоких концентраций амфиболы достигают в отложениях верхней юры и нижнего мела. Следовательно, в позднеюрское и раннемеловое время происходил наиболее сильный размыв амфиболовых гнейсов массива. Интенсивная эрозия эпидотсодержащих метаморфических толщ Таймыра началась в раннемеловую эпоху и продолжалась на протяжении всего мелового периода, а амфиболсодержащие гнейсы и сланцы на Таймыре начали размываться в позднемеловую эпоху. Содержание амфиболов в направлении с севера на юг падает.

Явно отличные по минералогическому составу провинции на северо-востоке рассматриваемой территории с такими характерными минералами, как пироксены (особенно ромбические) и оливин, достаточно убедительно свидетельствуют об ином составе пород области сноса. Здесь имеются не только новые минералы, но и отсутствуют характерные для этих отложений минералы, развитые во всех других районах (эпидот, амфиболы). Область сноса, поставлявшая материал на северо-восток Центральной Сибири, не могла располагаться далеко, иначе такие неустойчивые минералы, как оливин и пироксены, не сохранились бы.

Некоторые исследователи [Петтиджон, 1941; Коссовская, 1962 и др.] объясняют

изменение минералогического состава «старением» отложений, в процессе которого вследствие «внутрислойного растворения» исчезают малоустойчивые минералы. В данном случае рассматриваются разновозрастные отложения, формировавшиеся в примерно одинаковых фациальных и тектонических условиях и имеющие различный минералогический состав на разных участках. Когда области аккумуляции располагались недалеко от области размыва и были соответствующие условия выветривания на суше (т. е. определенный климат и рельеф), а также происходило быстрое захоронение материала, тогда и неустойчивые минералы сохранялись. В работах В. Е. Мильштейн [Соболевская, Мильштейн,

Продолжение  
рис. 30.



В

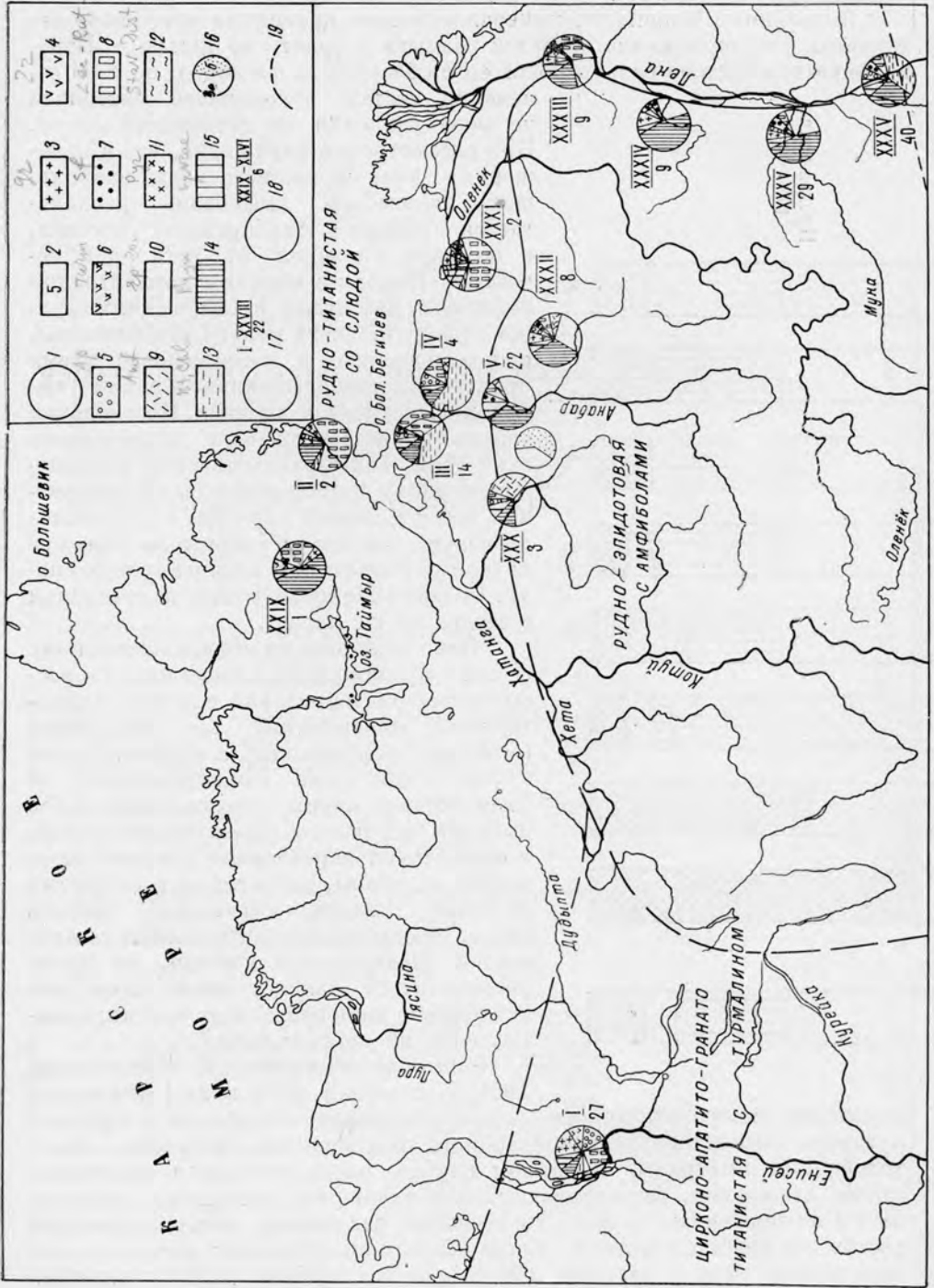


Рис. 31. Территивно-минералогические провинции в ранней юре.

1 — состав терригенной части тяжелой фракции; 2 — количество анализов; 3 — гранат; 4 — циркон; 5 — апатит; 6 — турмалин; 7 — сфен; 8 — лейкосен, титанисты неопределяемые минералы, рутил, анатаз, брукит; 9 — амфиболы; 10 — эпидот, цоизит; 11 — пироксен; 12 — ставролит, дистен, андалузит; 13 — биотит, хлорит; 14 — черные рудные минералы; 15 — прочие минералы; 16 — соотношение минералов группы эпидота — цоизита (а — фибролит, б — цоизит — клиноцистит); 17 — анализы выхолещены автором; 1 — м. Челюскин; VIII — Ветичев; IX — Хета; X — р. Воири; XI — р. Ляга-Юрия; XII — р. Котуй; XIII — р. Анабар; XIV — о. Большевик; XV — о-ва Кирова; XVI — р. Шренк; XVII — Солонца; XVIII — Коммунарка; XIX — р. Дудинка; XX — р. Катанга; XXI — п-ов Хара-Тумус; XXII — Воронцово; XXIII — р. Маймечка; XXIV — мезодурысье Б. и М. Хета и р. Лайда; XXV — Лузино; XXVI — р. Ледяная; XXVII — Соргоков и др.; 1960; XXVIII — Соргоков и др.; 1960; XXIX — Соргоков и др.; 1952; XXX — Забуралин, 1955; XXXI — Пук и др.; 1961; XXXII — Завраженский и др., 1950; XXXIII — Бочарникова, 1954; XXXIV — Пук и др.; 1958; XXXV — Степашин, 1954; XXXVI — Бочарникова, 1954; XXXVII — Пук и др.; 1952; XXXVIII — Амбарина и др.; 1952; XXXIX — Вакар и др., 1950; XL — Выпоролов и др., 1954; XLI — Степашин, 1954; XLII — Бочарникова, 1954; XLIII — Амбарина и др.; 1952; XLIV — Дюфиз и Юнтеров, 1956; XLV — Ширяев, 1954; XLVI — Воронов и др., 1950; XLVII — граница терригенно-минералогических провинций.

1961] и Э. Н. Аплоновой [Граммберг и др. 1961; Сакс и др. 1959] отмечаются значительные содержания оливина: в синийских отложениях Таймыра до 30%, пермских и триасовых отложениях Приверхоанского прогиба и Таймыра до 15%, а также пироксенов, в том числе эгирин в пермских отложениях Приверхоанского прогиба и др. (до 70%). То же самое наблюдается в юрских и меловых отложениях описываемой территории, например появление пироксенов в угленосных осадках на западе, на окраине Сибирской платформы (станции Дудинка, Коммунарка); спорадически высокая (до 65%) концентрация моноклинных пироксенов и гиперстена (до 2%) в верхнеюрских породах южного борта Хатангской впадины; присутствие оливина (до 5,5%) и пироксенов (до 66%) в юрских и нижнемеловых отложениях северной части Анабарского порога.

Нельзя свести изменение минералогического состава к растворению малоустойчивых минералов в процессе диагенеза в осадках, богатых органическим веществом [Запорожцева, 1961]. Этот процесс, конечно, имеет место, как и растворение карбонатом кальция при цементации в процессе образования конкреций. В иммерсионных препаратах и в шлифах из пород с кальцитовым цементом часто наблюдаются корродированные зерна. Очевидно, при этом мелкие зерна могут быть полностью растворены. Но если изучать тяжелые фракции цементированных кальцитом пород и вмещающих их рыхлых осадков, то процентное содержание минералов остается одинаковым (в пределах точности метода). Во всяком случае соотношение минералов никак не меняется. Если эпидот является основным минералом, а граната было мало в песчанике с известковистым цементом, то та же самая закономерность сохраняется и в песке, заключающем линзы и конкреции песчаника. Такая же зависимость наблюдается и для акцессориев при сравнении песчаных и алевритовых пород, хотя в алевритовых породах преобладают более мелкие зерна, которые легче растворяются.

Значит, имеющий место процесс растворения минералов не мог быть определяющим в формировании минералогического состава отложений и, следовательно, не мог заметно менять наши представления об источниках сноса. При решении вопроса об источниках сноса следует исходить из особенностей физико-географической обстановки в области размыта, дальности переноса, скорости переноса, а также быстроты захоронения материала, и, безусловно, основное значение надо придавать составу разрушавшихся пород.

Использование при таких построениях средних данных большого числа анализов делает выводы вполне объективными.

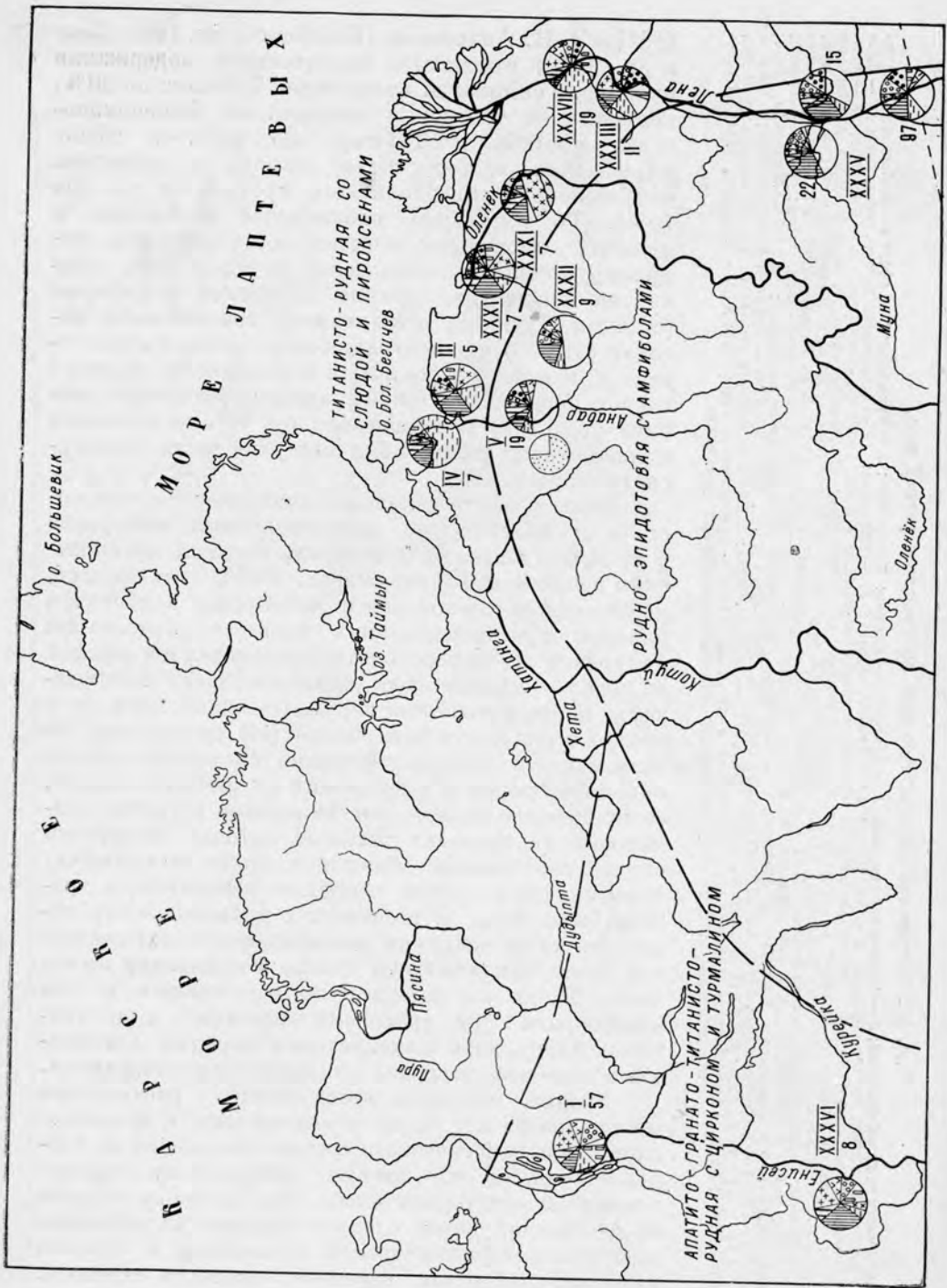


Рис. 32. Терри-  
гено-минера-  
логические про-  
винции в сред-  
ней юре.  
Усл. обозначения  
см. на рис. 31

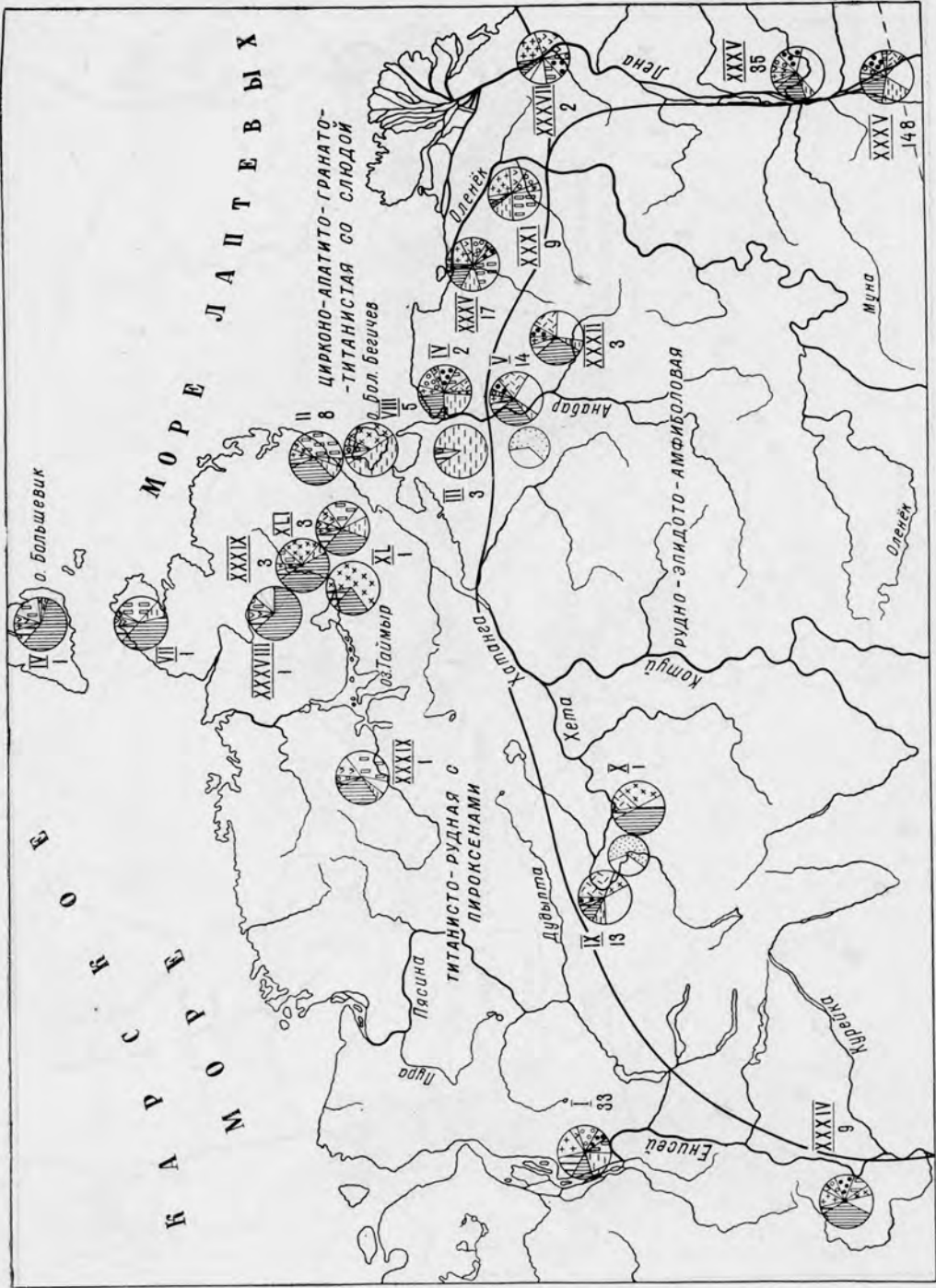


Рис. 33. Терригенно-минералогические провинции в поздней юре. Усл. обозначения см. на рис. 31.

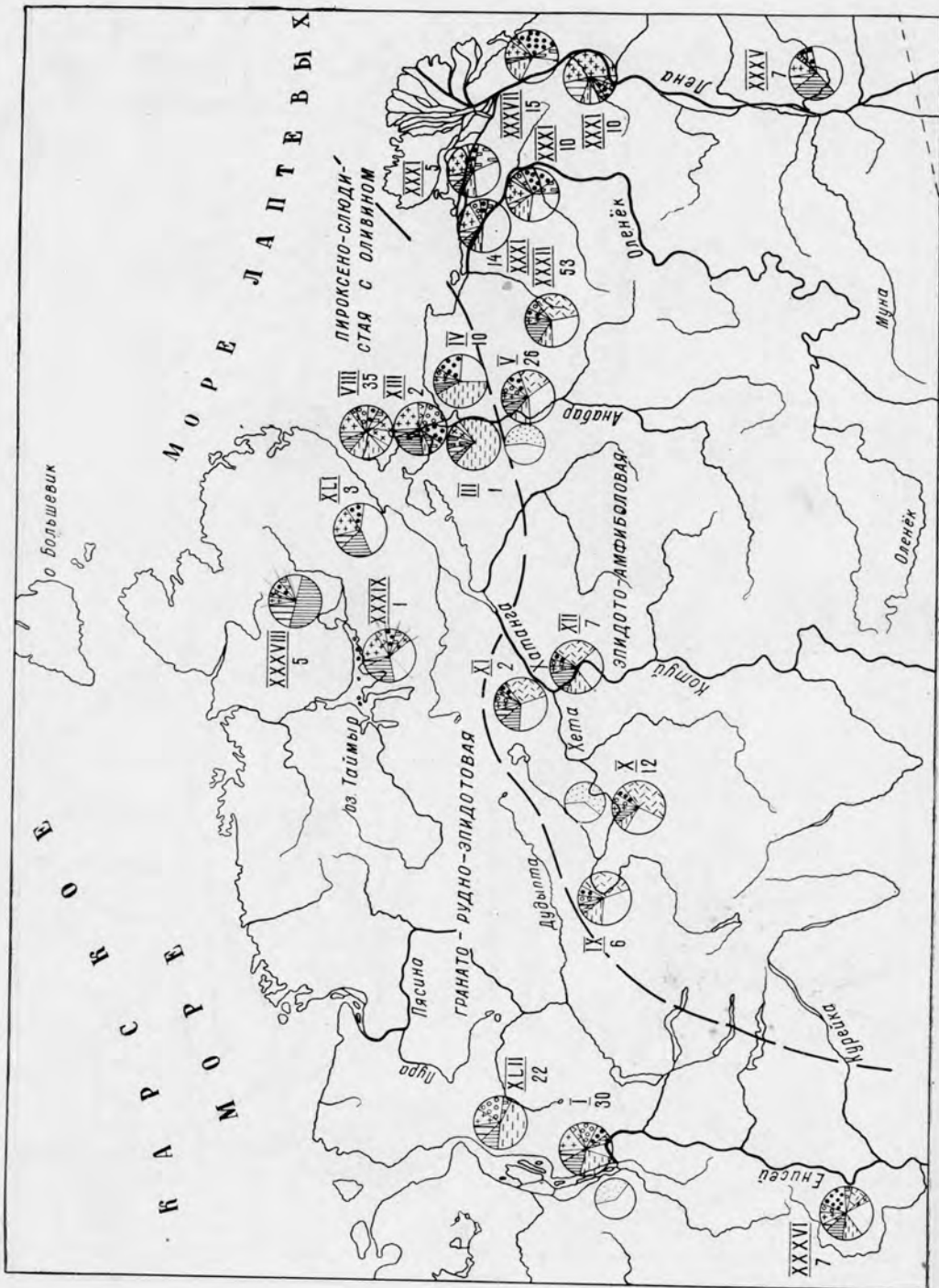


Рис. 34. Терри-  
генно-минера-  
логические  
провинции в  
районе (мор-  
ском) мелу.  
Усл. обозначения  
см. на рис. 31.

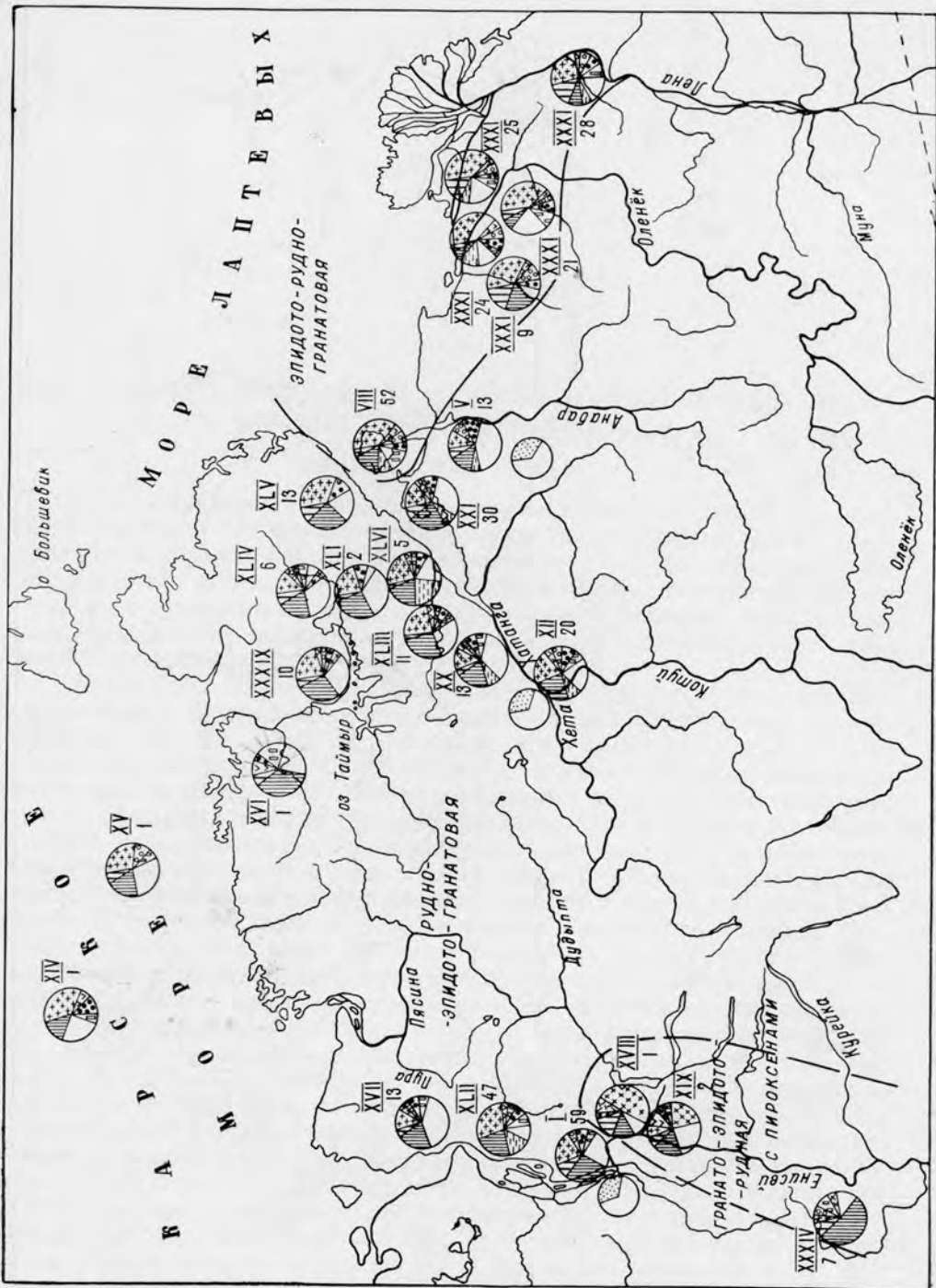


Рис. 35. Терригенно-минералогические провинции в конце раннего — начале позднего мела (угленосная толща).

Усл. обозначения см. на рис. 34.

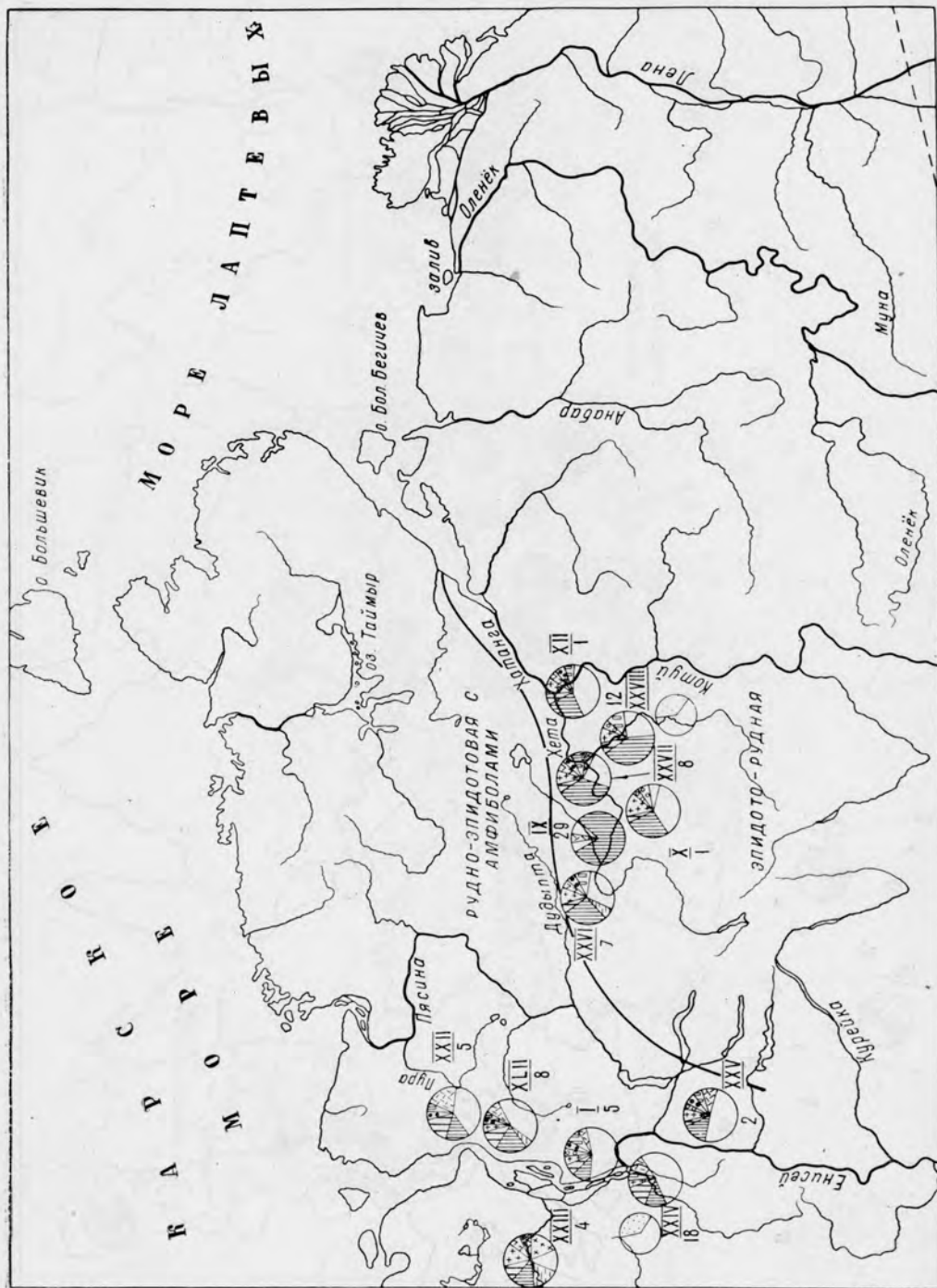


Рис. 36. Терри-  
гено-минера-  
логические  
провинции в  
позднем (мор-  
ском) мелу.  
Усл. обозначения  
см. на рис. 31.

## Глава IV

### ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЮРСКИХ И МЕЛОВЫХ ОСАДКОВ

#### РАННЕЮРСКАЯ ЭПОХА

В конце триасового периода на севере Центральной Сибири, в северо-восточной части территории, в небольших впадинах происходила аккумуляция прибрежно-лагунных угленосных осадков; западная часть территории в это время, вероятно, испытывала подъем, вследствие чего отложения позднего триаса нигде не установлены. В областях сноса произошли значительные поднятия, приведшие к созданию сравнительно расчлененного рельефа.

Нет никаких данных, указывающих на присутствие в пределах рассматриваемой территории осадков раннего лейаса (геттангского и синемюрского ярусов), которые широко развиты на Северо-Востоке СССР.

В плинсбахский век воды Полярного бассейна проникли в восточную часть севера Центральной Сибири, образовав небольшой мелководный залив, связанный с морем, которое занимало почти весь северо-восток Сибири. Здесь накапливались преимущественно песчаные, реже алевритовые осадки прибрежной зоны моря с многочисленной галькой и валунами. Море наступало сравнительно медленно, так как на побережье Анабарского залива на п-ове Урюнг-Тумус и, вероятно, на Восточном Таймыре имеются отложения нижних горизонтов плинсбахского яруса, а у северного края Сибирской платформы установлены лишь верхние горизонты. Залив, по-видимому, был несколько опреснен, что вызвало обеднение состава обитавшей здесь фауны. Преимущественным развитием пользуются двустворчатые моллюски (представители родов *Chlamys*, *Leda*, *Meleagrinnella*), а также песчаные фораминиферы тоже с ограниченным количеством видов. Гастроподы, скафоподы и остракоды редки. Преобладание сидерита и присутствие барита среди аутигенных минералов также свидетельствуют о некотором опреснении вод в заливе. К такому же выводу приходят И. С. Грамберг и Н. С. Спиро [1961] на основании изучения состава комплекса обменных оснований из нижнеюрских отложений. К концу плинсбахского века соленость моря несколько повысилась, приблизившись к нормальной. В результате появились представители головоногих (*Polymorphites*), более разнообразной стала микрофауна.

Обилие в осадках крупнообломочного материала (валуны до 0,5 м в поперечнике), образующего прослой мощностью до 0,8 м, является доказательством существования вокруг бассейна седиментации возвышенных и достаточно расчлененных участков суши.

С юга залив ограничивался возвышенной сушей, располагавшейся в пределах Сибирской платформы. Здесь размыву подвергались вулкано-

генные породы трапповой формации, пермские осадочные породы с слагающими траппов, а также более древние карбонатные породы с кремневыми стяжениями. Это подтверждается наличием в составе гальки конгломератов большого количества долеритов, базальтов и андезитовых порфириров, а из осадочных пород — кремней. В составе гальки наблюдаются известняки и доломиты, а также терригенные осадочные породы.

На севере находилась Таймырская суша, представлявшая собой также возвышенное плато с расчлененным рельефом. Отсюда в основном приносились продукты разрушения пермо-триасовых осадочно-вулканогенных пород, представленные обломками интрузивных и эффузивных траппов, алевролитов, песчаников, кварца. В составе конгломератов наиболее крупная галька наблюдается в разрезах побережья Анабарской губы. В этих же разрезах среди крупнообломочного материала чаще, чем в разрезах южной части Анабарского порога, встречаются кислые породы (преимущественно эффузивные — альбитофиры, дацитовые порфиры, липариты), иногда граниты, нередко порфировидные. Очень характерно, что даже в центральной части плинсбахского залива (п-ов Урюнг-Тумус) откладывались песчаные осадки. Эти факты, а также своеобразный минералогический состав отложений северной части Анабарского порога дают основание предполагать, что на северо-востоке была еще одна область сноса. По-видимому, эта северо-восточная суша располагалась в пределах современного моря Лаптевых, захватывая в ранней и средней юре Новосибирские острова. М. К. Калинин [1953] считает, что суша в пределах моря Лаптевых существовала уже в пермском и триасовом периодах. Очевидно, в юре и раннем мелу эта суша оставалась областью сноса для северо-восточных районов рассматриваемой территории. В плинсбахский век она, вероятно, была возвышенной областью, в пределах которой размывались осадочные метаморфические и кислые изверженные породы.

В домерский век трансгрессия расширилась, стала опускаться вся территория Хатангской впадины. Морской залив через Хатангскую впадину проникал в Усть-Енисейскую (рис. 37). По мере продвижения на запад меняется характер вод домерского бассейна.

На востоке в заливе соленость приближалась к нормальной, что подтверждается преобладанием пирита среди аутигенных минералов и высоким содержанием калия и натрия в обменном комплексе [Сакс, Ронкина, 1957; Сакс и др., 1959].

Из фауны в значительном количестве встречаются головоногие (*Amaltheus*), двустворчатые моллюски, гастроподы, морские лилии, брахиоподы, фораминиферы, остракоды. В самом конце домерского века появляются белемниты — представители родов *Passaloteuthis* и *Mesoteuthis* [Сакс, 1961].

Вероятно, к концу домерского века, а может быть, и в тоае образуется небольшой залив в северо-восточной части п-ова Таймыр [Дибнер, Мирошников, 1961], где накапливались преимущественно песчаные осадки прибрежной зоны моря. Фауна представлена двустворчатыми моллюсками. В аутигенном комплексе установлено много сидерита.

В пределах Хатангской впадины и Анабарского порога откладывались осадки прибрежной зоны моря и мелкой части шельфа. Эта зона узкой полосой окаймляет Таймырскую сушу, расширяясь у края Сибирской платформы, особенно на востоке. В прибрежной зоне несколько больше распространены пески, присутствуют линзовидные прослои конгломератов, в составе аутигенного комплекса преобладает сидерит. В центральной части бассейна развиты преимущественно глинисто-алевритовые осадки, в аутигенном комплексе возрастает концентрация пирита. Однако на крайнем востоке, в самом центре бассейна, вновь увеличивается содержание

песков. Увеличение обломочного материала в этой части бассейна подтверждает близость суши на северо-востоке.

На западе, в пределах Усть-Енисейской впадины, залив был, вероятно, опреснен. Здесь откладывались глины и кварцево-полевошпатовые

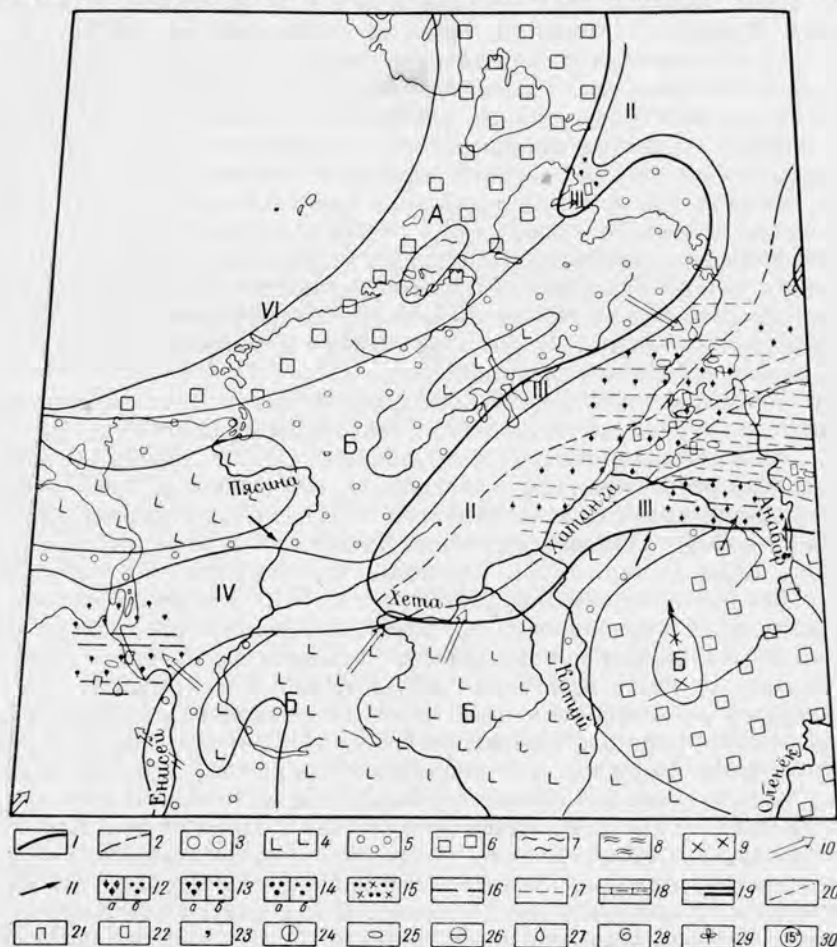


Рис. 37. Литолого-палеогеографическая схема домерского века.

*Палеогеографические области:* I — море, глубокая часть шельфа; II — море, мелкая часть шельфа; III — море, прибрежная зона; IV — заливы с пониженной соленостью; V — прибрежные равнины, временами заливавшиеся морем; VI — аллювиальные равнины; А — равнины низкие денудационные; Б — равнины возвышенные, плато; В — горы; Г — граница максимального распространения моря; 2 — границы фациальных зон. *Типы пород в областях размыва древней суши:* 3 — терригенные породы (мезозойские); 4 — вулканогенные породы (трапсы); 5 — терригенные породы (преимущественно пермские с sillами трапсов); 6 — карбонатные породы (палеозойские); 7 — метаморфические сланцы (верхнепротерозойские) и кислые изверженные породы (палеозойские); 8 — гнейсы (нижнепротерозойские) и кислые изверженные породы; 9 — гнейсы (архейские); 10 — главные направления сноса обломочного материала; 11 — второстепенные направления сноса обломочного материала. *Литологические и петрографические знаки:* 12 — пески полимиктовые (а — крупно-, среднезернистые, б — мелкозернистые); 13 — пески кварцево-полевошпатовые (а — крупно-, среднезернистые, б — мелкозернистые); 14 — пески полевошпатово-кварцевые (а — крупно-, среднезернистые, б — мелкозернистые); 15 — пески лептохлоритовые и лептохлорито-глауконитовые мелко-, среднезернистые; 16 — глины; 17 — алевроиты; 18 — мергели, глинистые известняки; 19 — уголь; 20 — границы литологических зон. *Знаки аутигенного минералообразования:* 21 — пирит; 22 — сидерит; 23 — глауконит; 24 — фосфорит; 25 — карбонатные конкреции; 26 — лептохлориты. *Органические остатки:* 27 — двусторчатые моллюски; 28 — головоногие моллюски; 29 — листовая флора; 30 — пункты определения палеотемператур.

пески с прослоями конгломератов и рассеянной галькой. Сидерит являлся основным аутигенным минералом. Видовой состав фауны значительно беднее — нет головоногих моллюсков, иглокожих, брахиопод.

Состав и положение терригенно-минералогических провинций позволили сделать вывод о рельефе областей сноса и о петрографическом составе слагающих их пород.

С севера домерский бассейн ограничивался Таймырской сушей, южная часть которой представляла собой возвышенность, а северная, наиболее обширная, — вероятно, равнину. Возвышенная часть Таймырской суши, сложенная туфогенно-осадочными породами пермо-триаса, была областью размыва. Основным материалом, поступавшим из этих пород, являются черные рудные минералы (ильменит, титано-магнетит) и вторичные титанистые минералы (так называемые титанистые неопределимые). Эти минералы, особенно последние, становятся главным компонентом тяжелой фракции в породах всей северной части рассматриваемой территории. Обычно с увеличением черных рудных минералов падает концентрация титанистых неопределимых минералов, и наоборот. В сумме количество черных рудных и титанистых минералов сохраняется довольно постоянным, что может свидетельствовать об образовании последних за счет разрушения черных рудных (ильменита и титаномагнетита). Почти всегда присутствуют зерна шпинели.

На Таймыре происходило интенсивное химическое выветривание, в процессе которого малоустойчивые минералы траппов (оливин, пироксены, основные плагиоклазы) разрушались. Действительно, пироксены, спорадически встречающиеся в осадках, представлены группой авгита — пизонита и по своим оптическим свойствам близки к пироксенам, описанным из пород трапповой формации Сибирской платформы и Таймыра [Соболев, 1936; Вакар, 1962]. Основные плагиоклазы по степени устойчивости близки к пироксенам [Мильнер, 1934]. Они разрушались либо полностью, либо превращались в сильно измененные продуктами выветривания агрегаты. Оливин наиболее неустойчивый минерал, кроме того, он присутствует не во всех типах пород трапповой формации.

В пределах северо-восточной суши размывались, по-видимому, метаморфические породы, обогащавшие тяжелую фракцию главным образом хлоритом, реже биотитом и в небольшом количестве своеобразными по составу пироксенами (близкими к диопсиду и особенно бесцветным ромбическим пироксеном, вероятно, гиперстенам). Присутствие пироксенов свидетельствует о сравнительной близости суши. Незначительное содержание граната, циркона, апатита и турмалина может указывать на размыв в пределах этой суши кислых пород. Очень характерны многочисленные зерна турмалина синего цвета, которые П. Д. Крынин [1946] связывает с размывом гранитов и пегматитов.

На юге домерский бассейн ограничивался сушей, располагающейся в пределах Сибирской платформы. Здесь в основном разрушались осадочно-вулканогенные породы перми и триаса, область развития которых представляла собой возвышенное и достаточно расчлененное плато. Такой рельеф обуславливал спорадический вынос крупнообломочного материала, а также неоднократный перемыв продуктов интенсивного химического выветривания, способствующий освобождению окислов титана.

Надо полагать, что высокие концентрации титанистых неопределимых минералов связаны с размывом главным образом интрузивных разностей траппов. З. А. Глаголева указывает, что в интрузивных разностях ильменит в среднем достигает 18%, тогда как в эффузивах концентрация его составляет в среднем 4%. В. А. Вакар [1962] также отмечает, что в интрузивных разностях трапповой формации Таймыра основным рудным минералом является титаномагнетит.

Таким образом, с Сибирской платформы в бассейн седиментации приносились такие же продукты, так и с Таймырской суши, вследствие бли-

зости петрографического состава размывавшихся пород, рельефа и климатических условий. Область развития карбонатной палеозойской формации была, вероятно, равнинной суши, так как концентрация обломков кремнистых и карбонатных пород стала меньше, чем в плинсбахском веке.

Возможно, к северо-востоку от области развития карбонатных пород располагалась небольшая область равнинной суши, сложенной траппами. Основанием для такого предположения служат находки З. В. Осиповой, В. В. Жуковым и другими гальки измененных основных пород, а также лептохлоритов, образовавшихся в результате изменения обломков траппового материала в домерских отложениях р. Анабара и его правых притоков.

Спорадическое присутствие в небольшом количестве (в отдельных образцах до 29%) амфиболов позволяет предположить, что на небольших участках начали размываться амфиболовые гнейсы Анабарского кристаллического массива. Следов размыва этих пород в более древних отложениях не установлено. Пермские осадки, развитые на севере Сибирской платформы, по данным И. С. Грамберга [1958], П. С. Воронова [1961], М. К. Калинин [1955] и других, практически не содержат амфиболов и вообще характеризуются абсолютно иной ассоциацией минералов, в составе которой основное значение имеют гранат, ильменит, циркон, рутил, турмалин, ставролит, дистен (табл. 8). Среднее содержание амфиболов в отложениях пермской системы Анабаро-Хатангского междуречья составляет 0,5%. Терригенные триасовые толщи в центральной части севера Сибирской платформы не известны.

В составе тяжелой фракции отложений, развитых на юго-востоке рассматриваемой территории, существенную роль играют минералы группы эпидота — цоизита (в отдельных образцах до 66%). Основными минералами здесь являются цоизит и клиноцоизит (рис. 29, 30). Вопрос о том, откуда приносились минералы этой группы, остается в настоящее время спорным. Отсутствие эпидотовых минералов в северных районах (табл. 8) дает основание считать, что они с севера не поступали.

В пределах Сибирской платформы эпидотсодержащие породы не установлены, а они должны были образовывать достаточно мощные толщи, так как эпидотовая группа минералов встречается повсеместно в большом количестве и колебания в их содержании небольшие.

Среди развитых на Сибирской платформе изверженных и метаморфических пород эпидот является вторичным минералом и не дает сколь-нибудь существенных концентраций [В. С. Соболев, 1939; Д. С. Коржинский, 1941; М. И. Рабкин, 1959 и др.].

Палеозойские осадочные породы Сибирской платформы имеют преимущественно карбонатный состав. В терригенных осадочных породах значительного содержания эпидотовых минералов не установлено.

Если бы эпидот поступал с Сибирской платформы, он наблюдался бы как в восточных, так и в западных районах. Поэтому есть основание предполагать, что эпидот связан с размывом метаморфических толщ юга Сибири (Патомское нагорье). А. Г. Коссовская [1962] отмечает широкое развитие там диафоритов, указывает на присутствие преимущественно цоизита и клиноцоизита в нижне- и среднеюрских отложениях Вилюйской впадины.

Доказательством сравнительно далекого переноса материала может служить хорошая отсортированность и тонкозернистость отложений, развитых на востоке в нижней и средней юре, а также низкий выход тяжелой фракции (в среднем 4%) при высокой концентрации аутигенных минералов.

Сравнение среднего состава основных терригенных минералов тяжелой фрак

Возраст, районы	Кол-во образцов	Минералы				
		Гранат	Циркон	Апатит	Турмалин	Сфен
Пермь						
Таймыр . . . . .	83	7,6	11,4	13,3	10,2	0,4
Норильский р-н . . . . .	129	4,2	22,0	6,0	11,5	0,2
Анабаро-Хатангское между- речье . . . . .	300	20,1	6,8	7,6	4,6	Сл.
Нижняя юра						
Усть-Енисейская впадина	27	17,0	10,1	16,3	4,2	0,5
Южная часть Анабарского порога . . . . .	30	3,9	1,5	4,3	0,9	3,6
Северная часть Анабарского порога . . . . .	18	2,1	1,4	6,7	2,4	0,6
Средняя юра						
Усть-Енисейская впадина	57	22,2	7,7	18,1	3,1	0,6
Южная часть Анабарского порога . . . . .	23	2,6	0,9	6,0	0,5	7,3
Северная часть Анабарского порога . . . . .	12	5,6	1,2	2,3	0,9	5,5
Верхняя юра						
Усть-Енисейская впадина	35	16,0	4,0	15,0	2,5	7,1
Хатангская впадина . . . . .	22	3,5	1,0	1,0	3,0	4,2
Южная часть Анабарского порога . . . . .	17	4,4	1,8	2,7	0,5	7,6
Северная часть Анабарского порога . . . . .	10	2,8	0,6	4,7	1,0	4,3
Нижний мел (морской)						
Усть-Енисейская впадина	58	14,5	3,5	14,5	2,0	5,5
Хатангская впадина . . . . .	24	3,1	0,9	3,9	0,1	6,0
Южная часть Анабарского порога . . . . .	78	3,5	0,9	5,9	0,3	7,9
Северная часть Анабарского порога . . . . .	48	12,0	1,6	7,7	0,4	9,9
Нижний—верхний мел (углеосный)						
Усть-Енисейская впадина	107	26,0	3,0	5,1	0,6	7,0
Хатангская впадина . . . . .	33	16,0	3,0	5,0	0,5	8,0
Южная часть Анабарского порога . . . . .	43	13,4	2,2	7,1	0,2	13,0
Северная часть Анабарского порога . . . . .	52	38,6	3,7	9,8	0,6	3,4
Верхний мел						
Усть-Енисейская впадина	41	6,0	2,0	3,0	0,1	3,0
Хатангская впадина . . . . .	58	8,5	3,7	1,4	0,6	4,5

Таблица 8

ции по пермским, юрским и меловым отложениям севера Центральной Сибири

ралы										
Эпидот-цоизит	Ортит	Пироксены	Амфиболы	Рутил, анагас, брукит, титанистые неопределимые	Оливин	Дистен, ставролит, сидлиманит	Хлоритонд	Шпидель	Биотит, хлорит, мусковит	Рудные черные
0,8	—	3,0	2,1	1,3	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	—	—
0,6	—	31,4	3,8	0,9	0,4	0,3	0,1	0,1	—	—
0,9	—	4,1	0,5	0,9	—	1,0	Сл.	0,3	—	25,2
3,0	—	1,4	1,3	24,3	—	0,1	Сл.	0,3	7,3	8,1
35,6	Сл.	0,6	5,3	7,9	—	—	—	—	1,7	33,4
0,7	—	2,3	0,8	23,7	Сл.	—	—	—	49,2	9,3
1,3	—	1,9	1,2	14,7	—	0,2	Сл.	0,2	15,9	10,3
49,2	Сл.	0,6	6,0	4,5	—	—	—	—	6,9	4,5
3,2	—	6,9	0,5	12,7	Сл.	—	—	—	42,7	17,6
3,9	Сл.	1,5	0,5	11,2	—	0,1	0,1	Сл.	22,5	13,0
21,0	»	5,2	19,0	16,3	—	1,3	0,6	—	7,2	16,7
27,7	Сл.	0,9	17,5	3,0	—	0,1	—	—	5,5	29,4
1,5	—	10,1	2,3	4,7	0,2	—	—	—	57,4	9,3
7,0	Сл.	0,4	0,1	7,0	—	0,1	0,2	Сл.	30,2	14,2
23,7	0,2	0,5	21,1	0,6	—	—	0,1	—	9,3	10,2
32,3	0,4	0,1	28,5	1,4	—	0,1	—	—	10,8	10,0
7,7	—	7,4	1,2	5,5	0,3	—	—	—	36,7	21,0
17,0	0,1	0,1	0,2	4,0	—	0,2	0,1	Сл.	8,0	26,4
29,5	0,5	0,5	0,5	5,4	—	0,4	0,2	—	7,6	22,2
37,2	0,5	0,2	1,0	1,9	—	0,1	—	—	6,2	18,7
4,7	—	2,3	0,9	13,3	—	—	—	—	7,3	17,5
47,0	0,2	0,2	9,0	3,0	—	0,6	0,2	Сл.	1,5	15,6
27,0	0,3	0,3	0,1	8,5	—	0,2	0,1	»	1,8	41,4

В западной части рассматриваемой территории несомненно существовала еще одна область сноса, поставлявшая продукты разрушения осадочных и главным образом кислых пород (гранат, циркон, апатит, турмалин, довольно часто синий), а также гальку гранита, гранит-порфира, дацитового порфира. Эта, вероятно, обширная область сноса располагалась в Западно-Сибирской низменности. В. Н. Сакс [1946] назвал ее Пуровским хребтом.

Высказывавшееся нами [Ронкина, Сакс, 1956; Сакс, Ронкина, 1957, 1960] предположение о существовании суши в центре Западно-Сибирской низменности не раз вызывало возражение. Однако в последние годы эта точка зрения находит все большее подтверждение. В работах Л. П. Колышной, Л. Г. Орьева и др. [1961], Ф. Г. Гулари [1961] и Г. А. Прозоровича [1961] отмечается развитие в нижне-среднеюрских отложениях центральной части Западно-Сибирской низменности преимущественно полимиктовых и кварцево-полевошпатовых песчаников. Н. Г. Чочиа, А. В. Андреев и др. в 1962 г. на основании геофизических и общегеологических данных устанавливают крупную Ненецкую сушу протяженностью более 800 км, которая занимала все правобережье р. Надыма, водораздел рек Надыма и Пура, а также верховья левых притоков р. Пура.

В тоарском веке акватория моря, вероятно, несколько сократилась, вследствие чего на западе, в пределах Усть-Енисейской впадины, образовался бассейн более замкнутого типа, чем в домере, с соленостью, отклонявшейся от нормальной в сторону опреснения [Сакс, Ронкина, 1957]. Об этом свидетельствует своеобразный состав фауны — исключительно двустворчатые моллюски (*Meleagrinnella*, *Mytiloides*, *Leda*), среди которых количественно преобладают представители рода *Leda*. Отсутствие других групп животных, а также мелкие размеры раковин, по мнению Н. И. Шульгиной [1956], указывают на неблагоприятные условия развития органической жизни.

Здесь откладывались то преимущественно глинисто-алевритовые, то песчано-алевритовые осадки, нередко с тонкой косою слоистостью.

По направлению к востоку все значительнее ощущается переход к более мористым условиям. В восточной части Хатангской впадины, в пределах Анабарского порога, вероятно, в связи с возрастанием глубины бассейна уменьшается роль песчаных осадков и появляются тонкие линзовидные прослои глинистых известняков. Изменяется состав фауны. Наряду с разнообразными двустворчатыми моллюсками в значительном количестве появляются аммониты и белемниты — представители родов *Pseudolioceras*, *Dactylioceras*, *Passaloteuthis*, *Nannobelus*, частично тождественные или близкие, по мнению В. Н. Сакса [1961], европейским видам. Ростры белемнитов образуют иногда сплошные прослои.

На более мористый характер осадков на востоке указывает и комплекс аутигенных минералов, преимущественно сидеритовый состав которых в Усть-Енисейской впадине сменяется преимущественно пиритовым в Хатангской впадине и в районе Анабарского порога. Пирит в большом количестве образуется за счет восстановления сульфатов, содержащихся в морской воде [Страхов, Залмансон, 1955].

Характер суши, окружавшей тоарский бассейн, остается в основном таким же, как и в домерский век. Возможно, происходит некоторая нивелировка рельефа, в связи с чем возрастает роль тонкозернистых пород в осадках, исчезают прослои конгломератов, а редкая рассеянная галька встречается лишь на западе.

Следует отметить, что в ранней юре наблюдается ритмичность, особенно четко выраженная на западе. Вероятно, в области развития мелководных фаций лагунного характера поднятие территории и обмеление

бассейна сопровождалась более резкой сменой условий осадкообразования — переходом к прибрежно-аллювиальной равнине. Временами породы выходили и на поверхность, так как в песчаных пачках домерских и тоарских отложений Усть-Енисейской впадины наблюдается значительная каолинизация полевых шпатов. В области же развития морских фаций смена условий осадкообразования происходила не столь резко. Это, по-видимому, связано и с характером колебательных движений, имевших на западе большую амплитуду.

На протяжении ранней юры климат был умеренно прохладный и влажный. Произраставшая на суше растительность была представлена, по данным Э. Н. Кара-Мурза [1951], ограниченным количеством видов хвойных и папоротников.

Однообразие климатических условий обусловило одинаковый характер выветривания; обломочный материал неполностью разрушался, а близость областей сноса привела к образованию преимущественно полимиктовых песчаных и гидрослюдистых глинистых осадков. Только на западе, в Усть-Енисейской впадине, песчаные осадки имеют кварцево-полевошпатовый состав. Это связано с большей удаленностью от Сибирской платформы, а также существенным влиянием суши, расположенной в Западно-Сибирской низменности и сложенной в основном осадочными и кислыми породами. Преимущественно кварцево-полевошпатовыми являются также осадки, накапливавшиеся вблизи Таймырской суши, так как в образовании их большее значение, чем на Сибирской платформе, имели осадочные породы.

#### СРЕДНЕЮРСКАЯ ЭПОХА

На границе тоара и аалена в восточной части территории происходили слабые размывы [Емельянцеv, 1954; Сакс и др., 1961]. Однако региональный перерыв в осадконакоплении не устанавливается. Площадь бассейна в аалене оставалась примерно такой же, как и в тоаре, сохранились также различия между западной и восточной областями.

На западе существовал бассейн полузамкнутого типа, в котором отлагались преимущественно глины, иногда со скоплениями гальки и зерен гравия. Степень сортировки материала, то хорошая у глин и плохая у алевритов и песков, свидетельствует о том, что отложения формировались на небольшой глубине, доступной воздействию волнений, часто носивших штормовой характер. Такое же предположение высказывает Н. И. Шульгина [1956] на основании изучения фауны. Так, наряду с битыми створками плевромий, образующими пропластки ракушняка, встречаются целые, хорошо сохранившиеся раковины, стоящие вертикально, т. е. захороненные в прижизненном состоянии.

Однообразный состав фауны (преобладание плевромий, отсутствие головоногих, гастропод) и скудность микрофауны указывают на неблагоприятные условия их обитания. Однако находки офиуровых — представителей стеногалинных организмов — заставляют предполагать, что соленость вод бассейна мало отличалась от нормальной. Это подтверждает и высокая концентрация калия в обменном комплексе [Сакс, Ронкина, 1957].

К концу ааленского века произошло обмеление бассейна, приведшее к образованию прибрежных и аллювиальных равнин, где происходила аккумуляция преимущественно плохо отсортированных песчаных осадков. На близость моря указывает присутствие микрофауны в глинисто-алевритовых прослоях.

На востоке, в Хатангской впадине и в районе Анабарского порога, на протяжении ааленского века условия были более мористые, хотя и здесь

наметилось некоторое обмеление моря: появились более крупнозернистые песчаные осадки, началось поднятие отдельных структур. Фауна ааленского моря на востоке достаточно разнообразна. Имеются головоногие (*Ludwigia*), иглокожие, офиуры, морские звезды, что свидетельствует о нормальной солености вод. В составе аутигенных минералов здесь в отличие от западной части основную роль также играет пирит.

В бассейне отлагались преимущественно глинистые и глинисто-алевритовые осадки, которые к концу века сменялись алеврито-песчаными, что свидетельствует о переходе к более мелководным условиям.

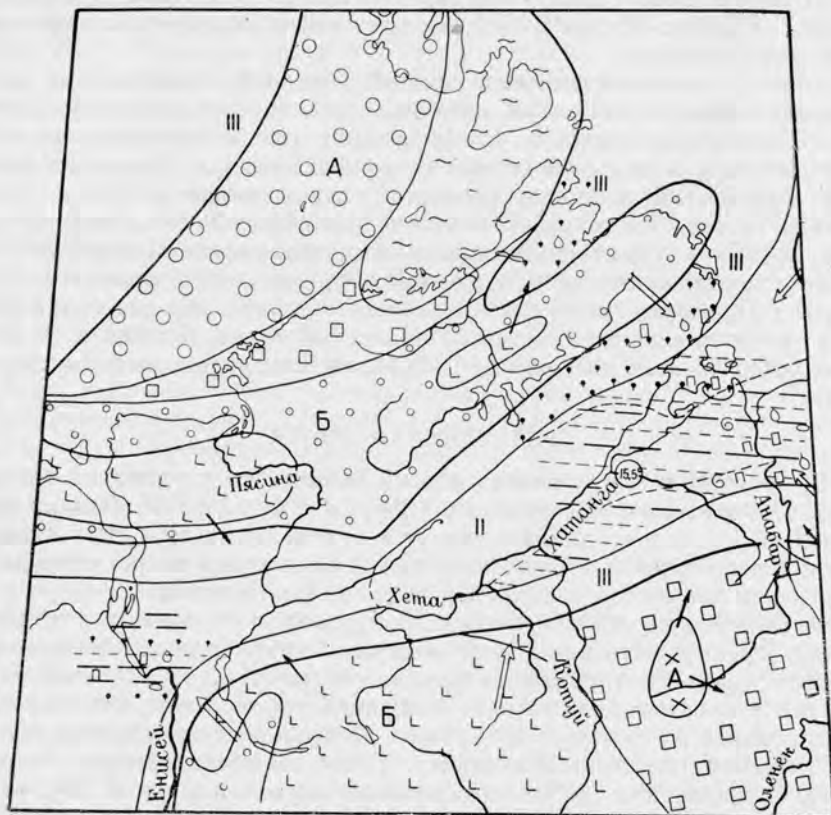


Рис. 38. Литолого-палеогеографическая карта байосского века.

Усл. обозначения см. на рис. 37.

Рельеф суши и состав разрушавшихся на ней пород не претерпели существенных изменений.

В байосский век площадь моря значительно расширилась, образуя на северо-востоке Таймырской суши довольно далеко вдающийся залив (рис. 38). Существовавший до этого времени в Усть-Енисейской впадине опресненный залив превратился в пролив, который соединился с Полярным бассейном и морем в северной части Западно-Сибирской низменности.

В байосском море обитала разнообразная фауна фораминифер, остракод, двустворчатых моллюсков. На востоке встречаются белемниты и аммониты. Последние представлены ограниченным количеством видов и особей (*Normannites*, *Hyperlioceras*).

По периферии бассейна неширокой полосой откладывались преимущественно песчаные осадки прибрежной зоны моря. Центральную часть

бассейна выполняли преимущественно глинисто-алевроитовые осадки мелкой части шельфа. В пределах этой зоны выделяются области более алевроитовых и более глинистых отложений. На востоке в самом центре бассейна отмечается значительная примесь песчаного материала, который может указывать на сравнительную близость суши на северо-востоке, в районе моря Лаптевых. Присутствие прослоев песчаных пород характерно и для запада рассматриваемой территории.

В Усть-Енисейской впадине аккумуляция осадков происходила в подвижной среде. Об этом свидетельствуют плохо отсортированные породы, чрезвычайно изменчивые как по площади, так и по разрезу, с широким развитием флюидалных текстур. Последние связаны с подводными оползнями, возникновению которых могли способствовать землетрясения или частые движения дна бассейна седиментации, приводившие к образованию крутых подводных склонов. В составе аутигенных минералов возрастает роль пирита, что может служить указанием на приближение к нормальным морским условиям.

В восточной части рассматриваемой территории отлагались хорошо отсортированные породы, свидетельствующие о сравнительно спокойной обстановке в бассейне осадкообразования. Наличие тонких линзовидных прослоев и многочисленных конкреций глинистых известняков, обилие пирита указывают на существование здесь бассейна с нормальной соленостью. Это подтверждается и геохимическими исследованиями [Саке, Грамберг и др., 1961].

В средней юре сохраняются те же, что и в ранней, терригенно-минералогические провинции лишь с некоторыми изменениями в количественном соотношении минералов. На северо-востоке располагается провинция титанисто-рудная со слюдой и пироксенами, на юго-востоке — рудно-эпидотовая с амфиболами. Содержание эпидота возрастает, а амфиболы получают большее распространение по площади, хотя концентрация их невелика и подвержена значительным колебаниям. На западе распространена провинция апатито-гранато-титанисто-рудная с цирконом и турмалином.

Такой состав и положение терригенно-минералогических провинций говорят о том, что в рельефе и составе разрушавшихся пород в областях сноса произошли по сравнению с ранней юрой лишь небольшие изменения.

Таймырская суша, ограничившая байосский бассейн с севера, несколько сократилась по площади в связи с трансгрессией моря. Область распространения осадочно-вулканогенных пермо-триасовых формаций продолжала еще оставаться возвышенной сушей, но уже с тенденцией к переходу к равнине. Рельеф здесь был еще местами достаточно расчленен. Об этом свидетельствует присутствие линзовидных прослоев конгломератов в бассейне р. Чернохребетной [Басов, Месежников и др., 1963]. Однако уменьшение содержания вторичных титанистых минералов может указывать на выравнивание рельефа, вследствие чего вынос обломочного материала сократился.

Северная часть Таймырской суши оставалась равнинной областью, но площадь развития метаморфических пород верхнего протерозоя с кислыми и субцелочными гранитоидами расширилась по сравнению с ранней юрой.

Северо-восточная суша, очевидно, продолжала оставаться возвышенной областью. Здесь усилился размыв пироксеносодержащих пород, концентрация которых резко возрастает в пределах северо-восточной части рассматриваемой территории. Обилие малоустойчивых пироксенов свидетельствует об ослаблении процессов химического выветривания на суше

и о довольно быстром смыве обломочного материала из областей денудации.

Северная часть Сибирской платформы, ограничивавшая байосское море с юга, также начала выравниваться, особенно на востоке. Здесь равнинная суша расширилась по площади. Несколько возросла область развития амфиболовых гнейсов, хотя размыв их, вероятно, продолжал носить пульсационный характер, что обусловило низкие концентрации, а главное резкие колебания в содержании амфиболов.

В юго-восточную часть байосского бассейна, вероятно, в еще большем количестве, чем в ранней юре, поступал материал с юга Сибири (сохраняется тот же состав группы эпидотовых минералов).

Западная часть севера Сибирской платформы, хотя и оставалась еще возвышенной сушей, но спуск с нее ослабевал: явно начало уменьшаться содержание вторичных титанистых минералов.

С возвышенной суши из Западно-Сибирской низменности продолжали интенсивно поступать продукты разрушения осадочных и кислых пород. Здесь, наверно, вскрылись и метаморфические слюдястые сланцы, вследствие чего наблюдается возрастание содержания слюдястых минералов в породах.

В батский век началась регрессия моря, особенно резко проявившаяся на западе севера Центральной Сибири. Здесь морской режим сменился прибрежно-лагунным, что обусловило широкое развитие лагунных, прибрежно-лагунных и дельтовых отложений: накапливались преимущественно пески, чередующиеся с алевритами и реже глинами. Обилие растительного материала приводило к образованию тонких пропластков углей. В отдельных горизонтах наблюдается каолинизация, указывающая на развитие субаэральных процессов. Однако эта территория временами заливалась морем, о чем свидетельствуют находки морской фауны и микрофауны, а также высокая концентрация пирита в составе аутигенного комплекса.

На востоке сохранялся морской бассейн, хотя и здесь во второй половине бата появились признаки обмеления — накопление преимущественно песчаных и алевритовых осадков. Это связано с поднятиями складчатых сооружений северо-восточной Сибири и Таймыра. В Хатангской впадине имел место рост отдельных структур, вследствие чего в присводовых частях этих структур появились мелководные банки, сложенные песчаными осадками. Уменьшение глубин бассейна привело к развитию крупных представителей *Inoceramus* ex gr. *retrorsus*, которые обитали, по мнению Н. И. Шульгиной [1956], в зоне активного воздействия волн.

В южной части Анабарского порога в конце бата откладывались, по-видимому, лагунные осадки без фауны.

Наиболее мористыми были условия на северо-востоке, где продолжалась аккумуляция довольно хорошо отсортированных глинисто-алеваитовых осадков с прослоями глинистых известняков и многочисленными звездчатыми конкрециями кальцита. В этом бассейне обитала богатая фауна аммонитов, белемнитов, двустворчатых моллюсков, гастропод, иглокожих и фораминифер. Как указывает В. Н. Сакс [1961], здесь появились бореальные головоногие *Cranocephalites*, *Arctocephalites*, *Cylindroteuthis*, но имелись и космополитные формы *Mesoteuthis*, *Megateuthis*, *Morrisiceras* и др.

В аутигенном комплексе преобладает пирит, в зоне отложения прибрежных осадков спорадически отмечаются в небольшом количестве лептохлориты.

Источники сноса на протяжении батского века оставались в основном теми же, что и в байосе.

В пределах Таймырской суши происходит еще большая нивелировка рельефа в южной части и, очевидно, подъем на севере. В связи с этим, вероятно, начинают размываться гранитоиды, с которыми можно связывать появление крупных зерен бурого сфена в Усть-Енисейской впадине. В. П. Батурий [1947] отмечает, что сфену из щелочных интрузий свойственны бурый и оранжевый цвет. Такой сфен, по данным М. Г. Равича [1954], характерен для каледонских субщелочных интрузий Таймыра. Резко уменьшается размыв траптов на Сибирской платформе.

Климат на протяжении среднеюрской эпохи, судя по составу растительности, а также по обилию в осадках зерен разрушенных минералов, был, вероятно, умеренно прохладным и достаточно постоянным для всей территории севера Центральной Сибири, что определяло одинаковый характер выветривания, а также процессов новообразования минералов. Это обусловило накопление однообразных, преимущественно полимиктовых песчано-алевритовых осадков на востоке, где области сноса были приближены к бассейну седиментации, и кварцево-полевошпатовых на западе и севере. По определению палеотемператур по белемнитам температура воды в Хатангской впадине достигала 15,5° С [Калинко, 1959]. Глинистые породы имели преимущественно гидрослюдистый состав, хотя в западных районах в самом конце средней юры начинает появляться незначительная примесь бейделлита.

На прилегающей суше, по данным Э. Н. Кара-Мурза [1951], произрастали преимущественно папоротники из семейств циатейных и чистоусовых, а также хвойные. Наличие многочисленных древних елей свидетельствует о значительной влажности.

### ПОЗДНЕЮРСКАЯ ЭПОХА

Позднеюрская эпоха характеризуется максимальным распространением моря на севере Центральной Сибири. Трансгрессия Полярного бассейна началась с келловее и надолго затопила современные шельфы морей Карского и Лаптевых, впадины севера Центральной Сибири, через которые море проникало далеко на юг.

На западе в келловее откладывались алевритовые осадки с незначительным количеством песков и глин. Формирование осадков происходило в неспокойной обстановке, обусловившей плохую сортировку материала. Наличие флюидалных текстур, включения гальки глин свидетельствуют об имевших место оползневых явлениях и размывах. Подвижная среда осадконакопления подтверждается обилием битых створок двухстворчатых моллюсков.

На востоке накапливались глинисто-алевритовые осадки, нередко с прослоями глинистых известняков, что указывает на углубление бассейна в восточном направлении.

Встречается довольно разнообразная и богатая фауна аммонитов, белемнитов, двухстворчатых моллюсков и фораминифер. Господствуют представители бореальных родов *Arcticoceras*, *Cadoceras*, *Quenstedticeras*, *Aucella* и др. [Сакс, 1960].

Температура воды, несмотря на преобладание холодолюбивых видов фауны, несколько повышается. В осадках появляются зерна глауконита и оолиты лептохлоритов.

Для образования глауконита температура воды должна быть достаточно высокой (Н. С. Шатский, 1959 г.) — 15° С и выше. Оолиты также возникают в относительно теплой воде, благоприятствующей свертыванию коллоидов.

Соленость бассейна стала большей, благодаря чему разложение органического вещества частично шло за счет восстановления сульфатов, содержащихся в морской воде. Это привело к образованию пирита, который на всей территории севера Центральной Сибири начиная с келловей становится основным аутигенным минералом.

Составленная для верхней юры карта терригенно-минералогических провинций дает основание считать, что наметилась перестройка областей сноса в результате изменения рельефа и петрографического состава разрушавшихся пород; потепление климата привело к иному характеру выветривания на суше.

Минералогический состав отложений становится несколько более разнообразным. Выделяются пять терригенно-минералогических провинций: на западе — апатито-гранато-рудная, на севере — титанисто-рудная с пироксенами, на северо-востоке — цирконо-apatито-гранато-титанистая со слюдой, на юго-востоке — рудно-эпидото-амфиболовая, на крайнем востоке, за пределами рассматриваемой территории, — рудно-эпидотовая с амфиболами.

На Таймырской суше произошли небольшие поднятия, особенно в восточной части, вследствие чего стали размываться метаморфические породы. В незначительном количестве начал появляться эпидот. В составе тяжелой фракции установлены высокие концентрации хлоритоида и ставролита, имеются зерна оптически отрицательного ставролита с довольно сильной дисперсией оптических осей  $\rho < V$  [Ронкина, 1959]. Такой ставролит был обнаружен в ставролитовых плагиогнейсах и роговиках на Северном Таймыре (коллекция М. Г. Равича). В ставролитовых плагиогнейсах ставролит составляет 10—20%. Зерна его размером 1—2 мм, иногда больше, имеют многочисленные включения кварца, плагиоклазов и пузырьков жидкости. Включения кварца преобладают. Замеры угла оптических осей, произведенные Н. П. Суриной на Федоровском столике по двум выходам оптических осей, дали следующие результаты: шлиф В-722  $-89^\circ \rho < V$ ; шлиф В-7226  $-87^\circ \rho < V$ ;  $-89^\circ \rho < V$ ;  $+87^\circ \rho > V$ ,  $-87^\circ \rho < V$ ,  $+89^\circ \rho > 8V$ ,  $-88^\circ \rho < V$ .

В ставролито-хлорито-биотитовом роговике количество ставролита достигает 10%. Зерна ставролита размером до 4—6 мм содержат мелкие углистые включения. Угол оптических осей, определенный Н. П. Суриной в шлифе В-796а, варьирует следующим образом:  $-82^\circ \rho < V$ ;  $-86^\circ \rho < V$ ;  $+80^\circ \rho > V$ ;  $+88^\circ \rho > V$ ;  $-80^\circ \rho > V$ ,  $+83^\circ \rho > V$ .

Из 13 произведенных замеров в 8 случаях получен отрицательный знак угла оптических осей с дисперсией  $\rho < V$ . Для ставролита из плагиогнейсов  $N_g = 1,737$ ;  $N_g - N_p = 0,014$  (замерено компенсатором), для ставролита из роговика  $N_g = 1,738$  [Равич, 1954].

Продолжающийся размыв отдельных приподнятых участков развития пермо-триасовых пород с силами траппов обусловил высокое содержание моноклиновых пироксенов в непосредственной близости от разрушавшихся пород, а также черных рудных и титанистых минералов в более удаленных от областей размыва участках.

Северо-восточная суша, вероятно, тоже испытала некоторый подъем, вызвавший увеличение концентрации пироксенов и появление значительных количеств оливина в северо-восточной части рассматриваемой территории. Оливин один из наиболее неустойчивых минералов в составе тяжелой фракции. В юрских и меловых отложениях севера Центральной Сибири он установлен впервые. Присутствие его можно связывать с размывом основных пород на близко расположенной суше. Для сохранения оливина в осадках необходимы интенсивный снос и быстрое захоронение обломочного материала.

Сибирская платформа превращается в основном в область равнинной суши. Здесь вместе с интрузивными разностями трапшов, размыв которых постепенно ослабевают, начинают размываться эффузивные разновидности (наиболее интенсивно на востоке). В связи с этим в осадках восточной части бассейна, прилегающей к Сибирской платформе, появляются отдельные зерна лептохлоритов — продуктов изменения преимущественно эффузивных пород основного состава. Усиливается размыв амфиболсодержащих пород Анабарского кристаллического массива, вследствие чего амфиболы все чаще и в большем количестве стали поступать в осадки.

Принос материала с суши, расположенной в Западно-Сибирской низменности, уменьшился. Вероятнее всего, эта ранее большая суша начала распадаться на ряд невысоких островов, рельеф которых постепенно нивелируется.

В оксфордском веке площадь распространения моря, его глубины и характер окружающей суши, по-видимому, существенно не изменялись. В оксфордском море откладывались глины, алевролиты и пески с обильной фауной аммонитов, белемнитов и двустворчатых моллюсков, что свидетельствует об аккумуляции их в пределах мелкой зоны шельфа. Присутствующие в небольшом количестве лептохлориты и глауконит указывают на относительно высокие температуры воды и медленное накопление обломочного материала. При этом создавались предпосылки для преобразования кластических силикатных частиц в глауконит. О медленном осаждении обломочного материала свидетельствует и состав глин. Почти на всей территории (кроме Анабарского порога) в глинах появляется существенная примесь бейделлита и глины приобретают смешанный бейделлитогидрослюдистый состав. К концу позднеюрской эпохи глины становятся гидрослюдисто-бейделлитовыми. Появление бейделлита в осадках, вероятно, можно объяснить следующим образом. Во-первых, при медленном осаждении происходит длительный контакт терригенного материала с морской водой, в результате чего гидрослюды бейделлитизируются. Во-вторых, с выравненных областей сноса приносились в большом количестве тонкодисперсные продукты разрушения преимущественно основных пород, которые также могут являться исходным продуктом для возникновения бейделлита.

На границе келловоя и оксфорда, а также в верхнем оксфорде начался рост платформенных структур внутри мезозойских впадин, вследствие чего наблюдается сокращение мощностей верхнеюрских отложений и выпадение отдельных горизонтов из разреза (свод Малохетского вала, бухта Сындаско, р. Анабар, Урюнг-Тумус и др.). По-видимому, нередко размывы происходили и в подводных условиях.

В кимериджском веке площадь моря возросла; были затоплены окраины Таймырско-Североземельской складчатой зоны, где в прибрежной части моря откладывались преимущественно песчаные осадки [Дибнер, 1961]. На юге море заходило далеко в глубь Сибирской платформы. Судя по преобладанию в осадках глинисто-алевритовых пород, можно предполагать, что с середины кимериджа увеличились и глубины морского бассейна. Наблюдавшиеся по периферии впадин песчаные породы с галькой и даже валунами указывают на имевшие место поднятия в областях сноса.

Большое количество битых створок двустворчатых моллюсков и наличие флюидалных текстур свидетельствуют о подвижности среды осадконакопления, особенно в области развития прибрежных осадков.

Кимериджское море населяла обильная и разнообразная фауна аммонитов, белемнитов и двустворчатых моллюсков, которая, по мнению В. Н. Сакса и Н. И. Шульгиной, носит бореальный характер (*Атоево-*

*ceras, Rasenia, Pictonia* и др.). Температура воды была достаточно высокой, о чем можно судить по обилию глауконита в осадках и появлению теплолюбивых двустворчатых моллюсков (устриц, изогномов).

Произошло и общее потепление климата, вызвавшее изменение процессов химического выветривания на суше и появление теплолюбивых форм растений (схизейные и цикадофиты).

Растительность, вероятно, стала более пышной. Встречаются обломки крупных древесных стволов, достигающих в диаметре 0,3 м. Изогнутость и перекрученность стволов, а также ясно выраженные годовые кольца свидетельствуют о сезонности климата.

Значительные изменения произошли в областях сноса. На Таймырской суше усиливается размыв верхнепротерозойских эпидотсодержащих толщ, а также гнейсов и роговиков. Продолжался размыв траппов, преимущественно эффузивных. Особенно интенсивно размывались траппы северной части Сибирской платформы. В отложениях кимериджа южного борта Хатангской впадины имеются валуны, галька траппов и разноцветных халцедонов. Это дает основание предполагать, что на Сибирской платформе, рельеф которой представлял собой в основном равнинную сушу, были отдельные более приподнятые участки, с которых сносился крупный обломочный материал. Один из таких участков, вероятно, располагался в центральной части Сибирской платформы.

Очень характерно присутствие значительных количеств лептохлоритов часто оолитового строения. Образование лептохлоритов, как показано выше, связано с траппами. Надо предполагать, что появление лептохлоритов связано преимущественно с размывом эффузивных разностей, в которых основную часть породы составляют вулканическое стекло, различные хлориты, идингсит, являющиеся исходным материалом для образования лептохлоритов. Кроме того, при химическом выветривании в большом количестве происходил вынос продуктов разрушения в виде гелей, послуживших исходным материалом для образования железистых хлоритов. Длительное нахождение их в подвижной и сравнительно теплой водной среде приводило к образованию оолитов лептохлоритов.

Наибольшая концентрация лептохлоритов наблюдается вблизи областей сноса. По мере удаления от них лептохлориты замещаются глауконитом. Так, в Усть-Енисейской впадине глауконит присутствует в больших количествах, чем лептохлориты, а в Хатангской впадине, в пределах Анабарского порога, преобладают лептохлориты.

В кимериджском веке началось усиленное поднятие Анабарского кристаллического массива, в связи с чем резко возрастает выход тяжелой фракции в отложениях южной части территории, повсеместно в больших количествах появляются амфиболы, в составе черных рудных минералов преобладает магнетит.

Как указывает Д. С. Соловьев, в изверженных и метаморфических породах Анабарского кристаллического массива среди черных рудных минералов основным является магнетит, с которым ассоциируется титаномагнетит, ильменит встречается реже.

Вместе с амфиболами значительное место в составе метаморфических пород Анабарского кристаллического массива занимают пироксены. Они представлены в основном гиперстеном, салитом и геденбергит-авгитом [Рабкин, 1959].

Пироксены моноклинные и особенно ромбические [Мильнер, 1934; Батурин, 1947] являются значительно менее устойчивыми при переносе, чем амфиболы. В породах Анабарского массива моноклинные пироксены, по данным Д. С. Соловьева, встречаются в виде мелких зерен, тесно срощенных с ромбическими пироксенами (гиперстеном). Это сростание мо-

гло еще больше способствовать быстрейшему разрушению обоих минералов.

Спорадически встречающиеся в отложениях моноклинные пироксены, концентрация которых в общем невелика и сильно изменчива, представлены авгитом и в меньшем количестве пизконитом. Такие пироксены происходят из пород трапшовой формации. Гиперстен, присутствующий в виде единичных зерен в некоторых образцах, не противоречит предположению о связи его с трапшвым комплексом, так как он в небольшом количестве имеется в базальтах.

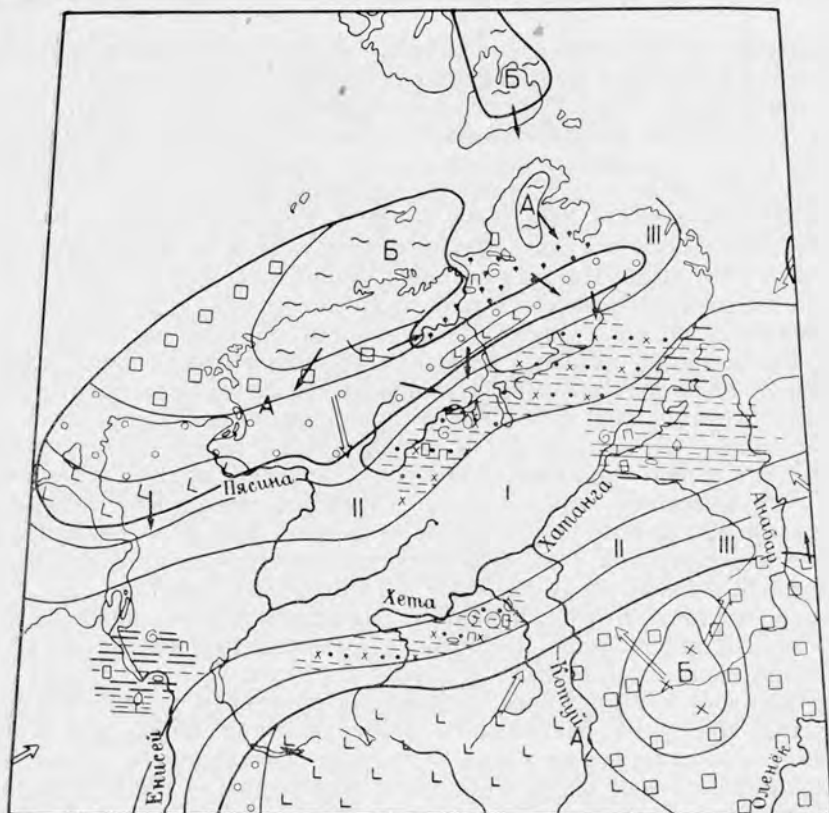


Рис. 39. Литолого-палеогеографическая карта нижнего волжского века.  
Усл. обозначения см. на рис. 37.

В волжское время имела место максимальная трансгрессия моря на севере Центральной Сибири. Значительно возросли площадь и глубины морского бассейна. В связи с этим впервые на протяжении юрской и меловой истории развития описываемых бассейнов в раннем волжском веке возникает обширная область осадков глубокой части шельфа. Здесь отлагались тонкие алевроито-глинистые осадки с прослоями глинистых известняков (рис. 39). Сравнительная глубоководность бассейна подтверждается находками в глинах Нордвикского района радиолярий [Калинко, 1959], черной и темно-серой окраской осадков и обилием пирита; зерна последнего формировались в связи с неполным разложением органического вещества вследствие затруднительного доступа кислорода в придонные слои воды.

К северу и к югу от области осадков глубокой части шельфа располагались области мелкой части шельфа и прибрежной зоны моря с развитием песчано-алевроитовых и песчаных осадков, с высокой концентрацией лептохлоритов и иногда мелкими конкрециями фосфоритов.

Широкое развитие трансгрессии обусловило связь Полярного бассейна с морями Атлантического океана, а возможно, и с южными морями, в результате чего арктическая фауна становится менее эндемичной [Сакс, 1960]. Наряду с типичными бореальными формами аммонитов (*Pavlovia*, *Dorsoplanites*) встречаются *Virgatosphinctes*, *Subplanites* и др., обитавшие в морях южных широт. Аммониты достигают больших размеров.

Богатство и разнообразие фауны, состав аутигенных минералов и обменного комплекса не вызывают сомнения в нормальной солености вод ранневолжского моря. Однако, как показали исследования И. С. Грамберга и Н. С. Спиро [1962], соленость юрского моря в целом была ниже, чем триасового и особенно пермского. Это выражается в более низкой концентрации калия и натрия в поглощенном комплексе.

В результате такой обширной трансгрессии изменилась конфигурация суши. Таймырская суша, сильно сократившись по площади, превратилась в ряд островов. На этих островах все больше воздымались участки развития верхнепротерозойских эпидотсодержащих толщ, превратившиеся в возвышенные плато. Однако удаленность области сноса приводила к тому, что наиболее тяжелые минералы оседали вблизи берега, а осадки внутренних областей оказывались обогащенными слюдами. Последние благодаря флотационной способности выдерживали перенос на значительные расстояния. Область развития карбонатных и пермо-триасовых пород представляла собой равнинную сушу, на которой подвергались интенсивному химическому выветриванию преимущественно эффузивные разности траппов, явившиеся исходным веществом для образования лептохлоритов и фосфоритов в области развития песчано-алевроитовых осадков мелкой части шельфа, примыкающей к Таймырской суше.

Северо-восточная суша, вероятно, значительно уменьшившись в размерах, превратилась в ряд островов с выравненным рельефом. Отсюда приносился мелкий материал, богатый слюдами.

На юго-восток территории продолжали поступать, но уже в меньшем количестве, продукты разрушения протерозойских пород юга Сибири.

Сибирская платформа была основным поставщиком обломочного материала. Восточная часть Сибирской платформы — область развития метаморфических и частично, вероятно, карбонатных пород — представляла собой возвышенную сушу. Выход тяжелой фракции достигал в среднем 9,8% при невысоком содержании аутигенных минералов. Судя по высокой концентрации амфиболов (до 63,8%), большому ореалу их распространения, можно предполагать, что Анабарский кристаллический массив был сильно приподнят и, возможно, приобрел гористый рельеф. По данным З. В. Осиповой, в конгломератах волжского времени имеется галька сиенитов и лейкократовых измененных гиперстеновых гнейсов. Последние аналогичны типичным лейкократовым гнейсам верхнеанабарской серии Анабарского кристаллического массива.

Западная, большая часть Сибирской платформы представляла собой равнинную сушу, на которой подвергались очень интенсивному химическому выветриванию преимущественно эффузивные разности пород трапповой формации. В связи с этим отмечается высокая концентрация лептохлоритовых минералов и иногда спорадически пироксенов в области развития осадков мелкой части шельфа на юге ранневолжского бассейна (р. Хета).

Сохранность пироксенов, хотя и непостоянную, в тяжелой фракции при интенсивном химическом выветривании, вероятно, можно объяснить тем, что в отложениях верхней юры (до раннего волжского века включительно) снос и захоронение материала были сравнительно быстрыми. Начиная с позднего волжского века и на протяжении валанжина и готерива химическое выветривание стало более интенсивным, а вынос и захоронение материала — более замедленными. Вследствие этого концентрация лептохлоритов возросла, а пироксены практически в этих отложениях отсутствовали. Они вместе с основными плагиоклазами подвергались полному разрушению.

Суша в Западно-Сибирской низменности продолжала, по-видимому, существовать в виде отдельных островов, откуда в основном приносились слюдястые минералы — продукты разрушения слюдястых гнейсов и сланцев. Минералы кислых и осадочных пород попадали в осадок все в меньшем и меньшем количестве.

В позднем волжском веке, возможно, произошло обмеление бассейна, особенно в восточной части территории. С некоторой регрессией моря, очевидно, связаны размыты, вследствие чего иногда фиксируется перерыв в основании верхневолжских отложений (р. Анабар). Такие перерывы могли возникать также и в связи с ростом структур (п-ов Пахса).

Верхневолжские осадки формировались в условиях открытого моря с нормальной соленостью. В центральной части бассейна откладывались черные и темно-серые глинисто-алевритовые осадки, богатые пиритом, что свидетельствует о затрудненном доступе кислорода в придонные слои воды, а следовательно, и о значительной (более 200 м) глубине их образования. По направлению к периферическим частям бассейна появлялись более мелководные грубозернистые осадки вплоть до грубозернистых песчаников и гравелитов с глауконитом, лептохлоритами и фосфоритами. Фосфориты слагают как отдельные желваковые конкреции, так и входят в состав цемента песчано-гравелитовых пород. Наиболее широко распространены конкреционные образования фосфоритов.

Глауконит и фосфориты, как считает большинство исследователей [Страхов, 1960; Теодорович, 1958; Шатский, 1955 и др.], образуются на сравнительно небольших глубинах в условиях слабого приноса обломочного материала с суши, а также значительной подвижности водной среды (течения).

Источники обломочного материала на протяжении позднего волжского века оставались те же, что и в раннем волжском веке, но, вероятно, рельеф областей сноса был еще более сnivelирован.

На границе позднего волжского и валанжинского веков проявилась регрессия моря. Поднятия испытали периферические области впадин, а также отдельные структуры внутри них. Это привело к размытам, вследствие чего местами верхнеюрские и частично среднеюрские отложения полностью уничтожены (реки Попигаи, Котуй, своды Ильино-Кожевниковской антиклинали, Малохетского вала и др.). В некоторых случаях размыты происходили в подводных условиях, иногда же своды поднимавшихся структур выходили из-под уровня моря.

По-видимому, вследствие воздействия пресных вод обменный комплекс верхнеюрских отложений Малохетского вала и Урюнг-Тумусской брахиантиклинали [Калинко, 1959] оказался обедненным калием.

В позднеюрскую эпоху произошло, вероятно, некоторое потепление климата, вызвавшее усиление химического выветривания. Вдоль южной границы позднеюрских морей размывались преимущественно эффузивные разности трапш, вследствие чего осадки обогащались лептохлоритами, глауконитом и иногда фосфоритами.

На севере наряду с эффузивными траппами, наиболее интенсивно размывавшимися, по-видимому, в конце поздней юры, довольно существенному размыву подвергались осадочные породы с интрузиями основного состава. В связи с этим осадки, развитые вдоль северного берега позднелурского моря (п-ов Таймыр), наряду с лептохлоритово-глауконитовым материалом обогащены и титанистыми минералами. Особенно это относится к отложениям первой половины позднелурского времени.

Таким образом, в прибрежных частях бассейна формировались глауконито-лептохлоритовые песчано-алевритовые породы, которые в центральных частях впадин сменялись кварцево-полевошпатовыми и реже полевошпатово-кварцевыми.

В составе глин появилась значительная примесь бейделлита, количество которого снизу вверх по разрезу нарастало, вследствие чего глины характеризуются бейделлитом-гидрослюдистым составом.

### РАННЕМЕЛОВАЯ ЭПОХА

В валанжинский век морской бассейн вновь расширился, он занимал обширную площадь (рис. 40), хотя меньшую, чем в волжское время. На большей части территории бассейна происходило накопление осадков в зоне мелкой части шельфа и только, вероятно, на крайнем западе и востоке сохранились небольшие области осадков глубокой части шельфа. Они представлены алеврито-глинистыми породами темно-серого и черного цвета, с прослоями глинистых известняков и обилием шприта.

Среди осадков мелкой части шельфа наиболее распространены песчано-глинисто-алевритовые осадки с мелкой волнистой слоистостью, окрашенные в светлые тона со слабым голубоватым или зеленоватым оттенком, с большим количеством растительного детрита. Ближе к суше выделяется область преимущественно алеврито-песчаных осадков с лептохлоритами.

На севере, в пределах Таймырско-Североземельской складчатой зоны, в прибрежной зоне моря происходила аккумуляция преимущественно песчаных осадков с галькой кварца [Дибнер, 1962]. К югу от нее, по-видимому, располагалась прибрежная равнина, временами заливавшаяся морем. Здесь, по данным В. Д. Дибнера [1962], также отлагались песчаные породы с галькой кварца, кварцитов, диабазов, сланцев и сажистыми включениями.

Условия накопления осадков даже в прибрежной полосе были сравнительно спокойные. Об этом свидетельствуют многочисленные находки тонкостенных *Aucella* и *Camptonectes*, захороненных в песках в прижизненном состоянии. Эти раковины часто образуют большие скопления. Фауна валанжинского моря была очень разнообразна и обильна с рядом теплолюбивых представителей (*Bochianites*, *Phylloceras*, *Lytoceras*). Температура воды валанжинского моря была достаточно высокой, о чем свидетельствуют многочисленные оолитовые образования. Определенная по белемнитам палеотемпература воды в Хатангской впадине достигала 15° С [Калинко, 1959].

Со второй половины валанжинского века начинается постепенная регрессия моря. Все большее значение приобретают песчаные осадки.

В нижнем мелу изменился состав разрушавшихся пород: выделились четыре терригенно-минералогические провинции, причем в трех из них эпидотовая группа минералов являлась основным компонентом. На западе и севере располагалась гранато-рудно-эпидотовая провинция, на юге — эпидото-амфиболовая, на востоке — эпидото-гранатовая, и только на северо-востоке выделилась небольшая по площади пироксено-слюдястая с оливином терригенно-минералогическая провинция.

С валанжинского времени наблюдается изменение в составе эпидотовой группы минералов. На западе фистоцит является основным минералом. В восточных районах количество фистоцита возрастает по сравнению с юрским периодом. Высокая концентрация фистоцита установлена в верхнепротерозойских эпидотсодержащих породах Таймыра. Это дает основание выделять таймырский тип эпидотовых минералов, т. е. такой, в котором преобладает фистоцит.

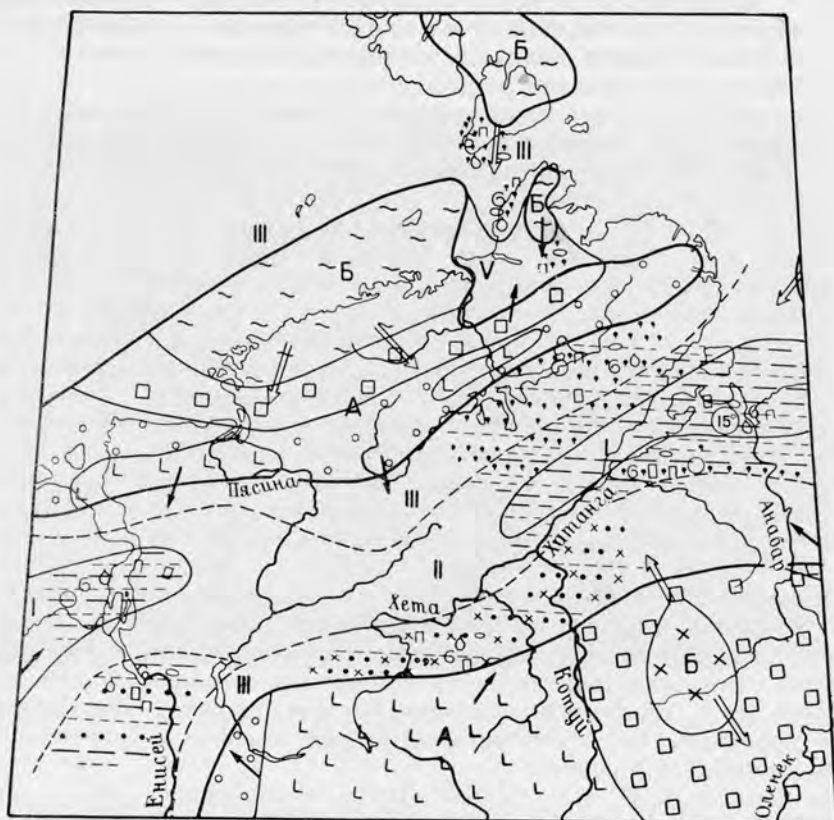


Рис. 40. Литолого-палеогеографическая карта валанжинского века.

Усл. обозначения см. на рис. 37.

Таймырская суша была островом, площадь которого несколько увеличилась по сравнению с островами волжского времени. Обилие эпидотовых минералов и большой ореал их распространения в составе тяжелой фракции дают основание полагать, что область развития верхнепротерозойских эпидотсодержащих толщ занимала значительную площадь и представляла собой возвышенную сушу. С этой суши шел основной поток обломочного материала. Вынос материала с располагавшейся в южной части Таймыра равнинной суши был очень слабый.

Северо-восточная суша, вероятно, так и оставалась в виде отдельных равнинных островов, некоторые из них к концу валанжинского века несколько приподнялись. В связи с этим усилился принос малоустойчивых минералов пироксенов и оливина в район северной части Анабарского порога (о. Бегичева). При этом содержание пироксенов было очень постоянным.

С юга в валанжинское море снос осуществлялся с Сибирской платформы, большая часть которой (область развития пород трапной формации) представляла собой равнинную сушу. Здесь размывались преимущественно эффузивные разности трапш, богатые железисто-хлоритовым материалом. Вследствие этого осадки, формировавшиеся в прибрежной зоне, содержат оолиты лептохлоритов. Далее на север с лавового поля Сибирской платформы поступало лишь тонкодисперсное вещество, оказывающее влияние на состав глин (появление существенной примеси бейделлита и иногда его преобладание) и на цемент песчано-алевритовых пород (часто со значительным количеством лептохлоритов).

Усть-Енисейская впадина располагалась несколько дальше от области сноса, а может быть, с западной части Сибирской платформы снос был менее интенсивным, поэтому в западную часть валанжинского бассейна поступал лишь тонкодисперсный материал, обусловивший обилие железистых хлоритов в цементе.

Восточная часть Сибирской платформы, область развития карбонатных пород, вероятно, была более приподнята и представляла собой возвышенную сушу. Несомненно значительно приподнятым был Анабарский кристаллический массив. Возросла и его площадь по сравнению с позднеюрской эпохой, а рельеф, возможно, приближался к низкогорному. Только этим можно объяснить высокую и очень постоянную концентрацию амфиболов в осадках, формировавшихся к северо-западу, северу и северо-востоку от массива. Вместе с амфиболами в породах много магнетита. Эти два минерала в отложениях валанжина составляют до 70% тяжелой фракции. Очень показательным является и высокий выход тяжелой фракции (до 11,5%, причем аутигенная часть незначительна), а также ухудшение сортировки обломочного материала, проявившееся уже с поздней юры.

По-видимому, в небольшом количестве продолжал поступать материал с юга Сибири, в связи с чем в восточных районах еще много цоизита и клиноцоизита в составе эпидотовых минералов.

Суша в пределах Западно-Сибирской низменности представляла собой, вероятнее всего, отдельные небольшие острова, сложенные метаморфическими породами. Об этом свидетельствует высокое содержание слюд в Усть-Енисейской впадине.

По данным Э. Н. Кара-Мурза [1951], в прибрежной зоне произрастали многочисленные папортники, главным образом схизейные. Широкое развитие лиан, а также появление таксодиевых и кипарисовых указывает на общее потепление климата.

В готеривский век продолжалась дальнейшая регрессия моря, наиболее резко проявившаяся на западе территории. Здесь происходила аккумуляция прибрежно-лагунных, преимущественно песчаных осадков, слабо отсортированных, с большим количеством растительных остатков. Последние являлись источником для образования в прибрежных лагунах маломощных линзовидных прослоев углей. Однако море находилось недалеко и временами заливало эту равнину, вследствие чего в глинисто-алевритовых прослоях имеются разрозненные створки ауцелл, плевромий, а также песчаные фораминиферы. Возможно, прослой глинисто-алевритовых пород формировались в лагунах, сообщавшихся с морем.

Прибрежный характер бассейна обуславливал лучшую аэрацию придонных слоев воды, вследствие чего при восстановительных процессах происходило образование не пирита, а преимущественно сидерита.

На востоке также ощущается регрессия моря — появляются мощные пакки песчаных пород с обильным растительным материалом. Однако здесь в раннем готериве еще сохраняется морской бассейн с нормальной

соленостью (фауна аммонитов, белемнитов, пелеципод; имеются прослойки глинистых известняков, много пирита в аутигенном комплексе).

Формирование осадков в восточной части готеривского бассейна, особенно на крайнем востоке, проходило в подвижной среде. Об этом свидетельствует присутствие большого количества смешанных пород, состоящих из чередующихся прослоев глин, алевроитов и песков. Прослойки тонкие, линзовидные, чередование неправильное. Кроме того, в этих отложениях широко развиты флюидальные текстуры (рис. 41).

Обнаруженные головоногие моллюски *Homolomites bojarkensis* указывают на связь Полярного бассейна с морями Северной Америки.



Рис. 41. Флюидальная текстура в отложениях верхней пачки нижнего готерива о. Бегичева.

В областях сноса произошли небольшие изменения. На Таймырской суше продолжали вскрываться все большие площади эпидотсодержащих метаморфических толщ. С Северо-восточной суши начал сноситься более крупнозернистый материал, вследствие чего отложения верхней части готеривского яруса на о. Бегичева имеют преимущественно песчаный состав. С другой стороны, в минералогическом составе отложений начинает уменьшаться роль пироксенсодержащих пород. Концентрация пироксенов падает, при этом наблюдаются резкие колебания в их содержании (от единичных зерен до 53%). Характерно присутствие оливина (до 5,5%).

Сибирская платформа (в пределах рассматриваемой территории) представляла собой равнинную сушу, откуда шел вынос лишь тонкодисперсного материала. С отдельных участков в центральной части платформы, очевидно, временами снос был более интенсивным. Вследствие этого в прибрежной части моря на р. Боярке в нижнем готериве имеются тонкие линзовидные прослойки лептохлоритовых пород, обязанные своим происхождением разрушению гранитов. Снос с Анабарского кристаллического массива постепенно затухает, что фиксируется значительными колебаниями в содержании амфиболов (от единичных зерен до 36,4%).

Суша в пределах Западно-Сибирской низменности, вероятно, совсем исчезла. Возможно, еще существовали на самом севере ее отдельные островки, оказывавшие влияние на состав обломочного материала в районе р. Яковлева (высокое содержание слюд).

Конец готеривского и барремский век были временем существенной перестройки всей физико-географической обстановки на севере Центральной Сибири — море ушло за пределы рассматриваемой территории. Только на крайнем западе располагался опресненный залив, связанный с бассейном Западно-Сибирской низменности. Можно предполагать, что

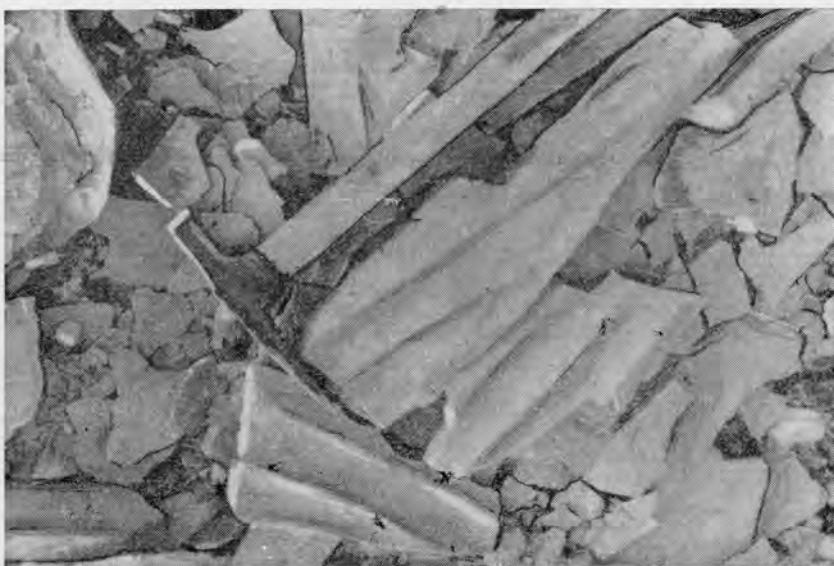


Рис. 42. Знаки ряби в отложениях тиганской свиты (готерив — баррем?) о. Бегичева.

и на северо-востоке существовал морской, возможно, опресненный бассейн, так как в самом конце готеривского века после накопления маломощных пластов углей откладывались осадки с морской фауной, представленной двусторчатыми моллюсками, в том числе ауделлами, и фораминиферами (п-ов Хара-Тумус). На севере Центральной Сибири образовалась обширная прибрежно-аллювиальная равнина с лагунами, озерами и дельтами крупных рек. В область аккумуляции превратилась значительная часть севера Сибирской платформы, отдельные впадины в пределах Таймырско-Североземельской складчатой зоны, часть шельфа Карского моря (рис. 42).

Здесь формировались преимущественно песчаные осадки. На западе получили развитие полевошпатово-кварцевые и мелкозернистые породы с редкими прослоями среднезернистых разностей, в центральной части — кварцево-полевошпатовые, преимущественно среднезернистые и реже мелкозернистые. На востоке песчаные породы имеют кварцево-полевошпатовый, а иногда (о. Бегичева) полимиктовый состав. В восточной части преобладают мелкозернистые разности, за исключением о. Бегичева, где больше среднезернистых пород.

Пески накапливались в пределах аллювиальных равнин и обширных дельт. Об этом свидетельствует появление в песках однонаправленной (диагональной) косой слоистости, а также знаки ряби (рис. 43).

Глины и алевроиты образуют линзовидные прослои сравнительно небольшой (до 10—15 м) мощности, плохо выдерживающиеся по площади. Они могли отлагаться либо в озерах и старицах, либо в приморских лагунах, либо, наконец, в поймах на поверхности аллювиальных равнин при разливах рек. Последние заносили в пески часто встречающуюся гальку глин.

Линзы и прослои углей небольшой мощности могли образовываться из пластов торфа на поверхности аллювиальной равнины, при накоплении растительного материала в озерах и лагунах, а также вследствие намыва растительного вещества на косах и отмелях рек.

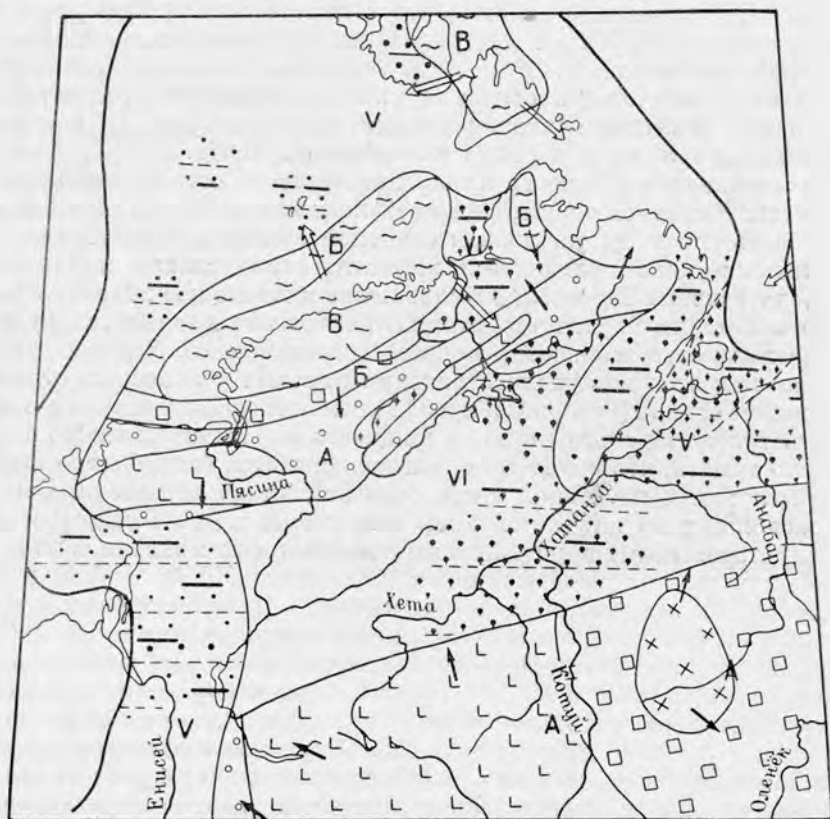


Рис. 43. Литолого-палеогеографическая карта барремского века.

Усл. обозначения см. на рис. 37.

Концентрация аутигенных минералов очень низкая. В их составе преобладает сидерит, что свидетельствует об обеднении вод сульфатами и о сравнительно хорошей аэрации придонных слоев воды.

В процессе формирования отложений происходили частые размывы, приводившие к выпадению из разреза отдельных горизонтов. На некоторых структурах аккумуляции барремских осадков также предшествовал размыв, вследствие чего в Малохетском валу в основании залегают прослои гравелитов и мелкогалечных конгломератов, в районе р. Яковлева — прослои с галькой сидеритизированных глин. На периферии Хатангской впадины местами фиксируется несогласное залегание отложений тиганской свиты на породах различного возраста (пермских в районе оз. Таймыр, триасовых по р. Жданихе).

Составленная для отложений угленосной толщи (баррем — сеноман) карта терригенно-минералогических провинций показывает удивительное однообразие минералогического состава для всей обширной территории севера Центральной Сибири — от островов Карского моря до Восточного Таймыра. Основными минералами тяжелой фракции являются черные рудные минералы, эпидот, цоизит, гранат и сфен. В группе эпидотовых минералов доминирующим повсеместно становится фистоцит. Соотношение фистоцита к цоизиту и клиноцоизиту также примерно одинаковое по всей площади. Только на самом западе, в районах, непосредственно примыкающих к Сибирской платформе, возрастает содержание пироксенов. Это дает основание считать, что с лавового поля Сибирской платформы осуществлялся снос материала, но пироксены сохранились лишь при недалеком переносе.

На северо-востоке, в основном уже за пределами рассматриваемой территории, отмечается низкая концентрация эпидота и возрастание роли черных рудных минералов и особенно граната.

Установленная общность минералогического состава отложений для всей рассматриваемой территории позволяет предполагать, что была единая область сноса, поставлявшая основной обломочный материал, и что существовали мало меняющиеся климатические условия и близкие по характеру условия переноса, обусловившие одинаковую сохранность приносимого материала. Вся территория испытывала медленное опускание, которое полностью компенсировалось приносимым обломочным материалом. Так как площадь распространения меловых угленосных отложений чрезвычайно велика (Северо-Сибирская низменность, впадины на п-ове Таймыр и острова Карского моря), а мощность их значительна (до 1460 м), то можно думать, что областью сноса должна была быть быстро воздымающаяся горная суша. Такая суша, судя по составу терригенных минералов, располагалась на Таймыре и Северной Земле, в области развития верхнепротерозойских пород. Сравнение эпидотовых минералов из эпидот-содержащих зеленосланцевых пород (коллекция Л. А. Чайки) и пород угленосной толщи показывает их идентичность. В метаморфических породах эпидот составляет более 80% тяжелой фракции размером 0,1—0,05 мм. Он представлен крупными зернами фистоцита яркого фисташкового цвета с ясным плеохроизмом, с  $Ng > 1,733$ . В значительном количестве (до 4%) присутствуют черные рудные минералы и сфен, имеются амфиболы (до 10%) с  $Ng = 1,696—1,700$ ;  $Np = 1,683$ . Отсутствие амфиболов в угленосных отложениях, вероятно, следует объяснять тем, что в силу их меньшей устойчивости они не выдерживали длительной транспортировки сравнительно быстро текущими речными водами. Возможно, имеет значение и медленное накопление осадков, в процессе которого менее устойчивые минералы разрушались.

Область развития карбонатных пород на Таймыре, вероятно, представляла собой возвышенную сушу; область терригенных осадочных и вулканогенных пород была равнинной сушей с очень слабым выносом материала. Это подтверждается и составом гальки. По данным В. Д. Дибнера [1962], в отложениях угленосной толщи, развитых на п-ове Таймыр, встречается в значительном количестве галька протерозойских слюдястых кварцитов, эпидото-хлоритовых, серицитовых и других кристаллических сланцев, филлитов, нижнепалеозойских известняков, доломитов, кремней, глинистых сланцев, алевролитов, кварца, а также гранитоидов и реже трапнов.

На Северо-восточной суше, по-видимому, продолжали подниматься отдельные участки, вследствие чего на о. Бегичева появились средние и крупнозернистые полимиктовые песчаные породы. Концентрация пирок-

сенов резко упала, и увеличилась роль граната. Это дает основание предполагать, что перестали разрушаться пироксенсодержащие породы и усиленно стали размываться осадочные образования.

Можно предполагать, что источником пироксена и оливина в осадках северо-восточной части территории были какие-то основные изверженные или основные метаморфические породы сравнительно высокой (гранулитовой) степени метаморфизма [Вильямс, Тернер, Гильберт, 1957]. Для таких пород характерно присутствие диоксида (авгита), гиперстена, энстатита, оливина. Как указывалось при описании минералов, на северо-востоке (о. Бегичева, п-ов Пахса, побережье Анабарской губы) встречаются диопсиды, а также авгиты, несколько отличные по внешнему виду от пижонитов и авгитов, развитых на юге. В значительном количестве отмечаются очень слабоокрашенный, почти бесцветный гиперстен, а также оливин. В этих же отложениях встречаются гранат, единичные зерна дистена, ставролита, силлиманита и андалузита. Последние два минерала в нижнеэокомских отложениях южного борта Хатангской впадины и Анабарского порога не наблюдались.

Существование на северо-востоке в позднем готериве-альбе области сноса, сложенной преимущественно осадочными породами, с которой выносились в основном гранат и черные рудные минералы, вероятно, явилось причиной низкого содержания эпидотовых минералов в угленосных осадках северной части Лено-Анабарской впадины, куда не поступал материал с п-ова Таймыр. Имеющийся здесь эпидот, по-видимому, связан с областями сноса, расположенными на юге Сибири.

О том, что мезозойские отложения более южных районов Сибири богаты эпидотом, свидетельствует состав шлихов так называемой биректинской ассоциации из четвертичных отложений восточной части Сибирской платформы [Стахевич, Рыбаков, 1958]. Ассоциация характеризуется эпидот-ильменит-гранатовым составом, идеальной окатанностью зерен, прекрасной сортировкой материала, а также низким выходом шлиха (до  $0,5 \text{ кг/м}^3$ ). Концентрация эпидота достигает 20%. Зерна эпидота хорошо окатаны, преимущественно мутные, агрегатного строения, с  $N = 1,737$ . Таким образом, можно предполагать, что биректинская шлиховая ассоциация возникла в результате переотложения мезозойских осадков.

Сибирская платформа представляла собой равнинную сушу, с которой выносился лишь тонкодисперсный материал в основном с лавового плато.

Медленное накопление осадков и принос тонкодисперсного материала из области развития основных пород обусловили преимущественно бейделлитовый состав глин на большей части рассматриваемой территории (Усть-Енисейская впадина, южная часть Хатангской впадины). Только в пределах Анабарского порога глины остаются преимущественно гидрослюдистыми. Вероятно, это можно объяснить тем, что сюда поступал мало измененный материал с близко расположенной суши, где развивались породы иного, чем на Сибирской платформе, петрографического состава. По району Таймыра и северной части Хатангской впадины данных о составе глинистых минералов не имеется.

Снос с Анабарского массива почти прекратился. Это сказывается в резком падении выхода тяжелой фракции (до 2,5%) и в отсутствии амфиболов в осадках. Из Западно-Сибирской низменности обломочный материал тоже перестал поступать.

Вероятно, произошло общее потепление климата. В Западно-Сибирской низменности формировались красноцветные отложения. В Усть-Енисейской впадине в барремских отложениях также имеются тонкие прослои красноцветных пород. Широко развиты процессы каолинизации в песчаных породах.

Начавшаяся в аптский век трансгрессия Полярного бассейна приблизила берег моря к западным границам описываемой территории (к р. Енисею) и обусловила преимущественно распространение на севере Центральной Сибири лагунных фаций. В лагунах формировались глинисто-алевроитовые осадки, часто тонкослоистые, очень изменчивые как по площади, так и по разрезу. Сюда сносится обильный растительный материал, послуживший исходным продуктом для образования углей. Многочисленные местные размыты были, очевидно, причиной линзовидного залегания отдельных прослоев.

Пески и косослоистые алевроиты образовывались, вероятно, в реках и протоках. В направлении на восток наблюдается увеличение роли песков в разрезе. Пески часто среднезернистые, хорошо отсортированные, с косой слоистостью. На востоке отмечается интенсивная каолинизация песчаных и алевроитовых пород.

В областях сноса существенных изменений не произошло. Можно лишь отметить, что временами приносился в небольшом количестве обломочный материал с Анабарского кристаллического массива, о чем свидетельствует присутствие заметных количеств амфиболов в отдельных прослоях сангасалинской свиты в южной части Хатангской впадины и Анабарского порога.

До некоторой степени содержание роговой обманки в осадках определяется и условиями переноса. Обыкновенная роговая обманка относится к минералам, сравнительно мало устойчивым. Распределение амфиболов вокруг Анабарского массива свидетельствует о том, что они не выносились очень далеко и отлагались в сравнительно узкой полосе. После отступления моря из восточной части территории в пределы ее либо перестал поступать материал с Анабарского кристаллического массива, либо при более длительной транспортировке реками амфиболы в основном разрушались и сохранялись лишь в благоприятных условиях. В разновозрастных отложениях северных участков амфиболы практически отсутствуют (табл. 8).

В альбский век произошло расширение трансгрессии Полярного бассейна, достигшей максимума в раннем альбе. Море через шельфы морей Баренцева и Карского проникло в Западно-Сибирскую низменность. Однако восточнее р. Енисея в пределы севера Центральной Сибири оно не заходило. Море оказывало влияние на формирование осадков в самой западной части рассматриваемой территории, где располагалась прибрежная равнина с многочисленными лагунами, в которые кратковременно вторгались морские воды. С последними связано проникновение морских фораминифер *Miliammina rasilus* В и I., *Verneuilina praecasanoviensis* Z a s p. и др. В составе осадков здесь существенно преобладают глины и алевроиты, образующие тонкослоистые породы. Слоистость часто ленточного типа.

К востоку от р. Енисея, происходила аккумуляция дельтовых, аллювиально-озерных и озерно-болотных осадков угленосной толщи.

В пределах бассейнов континентального осадконакопления выделяются две области: западная с преимущественным распространением глинисто-алевроитовых осадков и восточная с преобладанием песчаных осадков. И на западе и на востоке шло интенсивное угленакопление — максимальное в меловом периоде для севера Центральной Сибири. Богатая растительность и климатические условия благоприятствовали повсеместному образованию углей. По-видимому, произошло увлажнение климата, в связи с чем в составе растительности большое значение приобретают тепло- и влаголюбивые формы: кипарисовые, таксодиевые, кедр,

ели, глейхении и сфагновые мхи. По данным В. А. Вахрамеева [1953], растительные зоны располагались почти широтно.

В областях сноса существенных изменений не произошло. Только в конце альба на западе Таймыра в пределах горной суши, по-видимому, начали вскрываться амфиболовые гнейсы нижнего протерозоя. В связи с этим в верхах яковлевской свиты в районе Сопочной Корги появляются амфиболы из группы актинолита-тремолита.

Раннемеловая эпоха по условиям формирования отложений разделяется на две части. Условия, существовавшие в начале раннего мела, мало отличаются от поздней юры. Вследствие этого отложения валанжина и первой половины готерива характеризуются развитием глауконито-лентохлоритовых пород, которые чаще, чем в поздней юре, замещаются полевошпатово-кварцевыми и кварцево-полевошпатовыми. В глинах возрастает роль бейделлита — они имеют гидрослюдисто-бейделлитовый состав.

С конца готерива — баррема резко меняются условия аккумуляции осадков, а также состав разрушавшихся в областях сноса пород. Произошло, по-видимому, потепление и увлажнение климата, в результате чего растительность стала более пышной, с большим количеством влаго- и теплолюбивых форм.

Обновившийся рельеф в областях сноса и состав разрушавшихся пород обусловили накопление довольно однородных на значительной площади полевошпатово-кварцевых или кварцево-полевошпатовых алевритопесчаных пород. Только на севере Анабарского порога отмечаются полимиктовые породы. Глины почти всей рассматриваемой территории (кроме Анабарского порога) имеют преимущественно бейделлитовый состав.

#### ПОЗДНЕМЕЛОВАЯ ЭПОХА

В сеноманский век продолжала существовать прибрежно-аллювиальная равнина, на которой формировались преимущественно дельтовые отложения. На это указывает в основном песчаный характер осадков, причем в составе песков много средне- и даже крупнозернистого материала.

Наличие прослоев из гальки сидерита, сидеритизированной древесины, крупной косої слоистости, падающей под углом до 25—20°, указывает на формирование осадков в крупных потоках с сильным течением.

Обилие пестроцветных пород, обусловленных преимущественно различной концентрацией гидроокислов железа и разнообразной степенью их изменения, свидетельствует о довольно быстро меняющихся условиях в период формирования осадков. Это тоже может подтверждать предположение об отложении в крупных потоках.

Отсутствие среди отложений пластов углей одновременно с формированием более грубозернистых осадков, вероятно, объясняется большей интенсивностью вертикальных движений, усиливших энергию водных потоков и исключавших появление лагун.

Судя по преобладающему на реках Котуе и Хатанге падению косої слоистости на юго-запад, реки направлялись к Усть-Енисейской впадине, где формировались прибрежно-морские песчаные осадки. При приближении к этой равнине ослабевала энергия водных потоков — появлялись небольшие застойные водоемы, в которых образовались тонкие линзы углей.

Климат, возможно, стал немного прохладнее, чем в альбе, на что указывает обильный вынос железа, большое количество перекрученных стволов среди обломков древесины и широкое развитие хвойных. Очевидно,

с последними надо связывать появление многочисленных зерен янтарей.

В конце сеноманского века на западе осадки приобретают слабомористый характер: появляется глауконит, причем в центре Усть-Енисейской впадины (р. Яковлева) его больше.

В областях сноса никаких изменений не произошло. По-прежнему основной областью сноса оставались горная суша на Таймыре и Северной Земле.

Северо-восточная суша, вероятно, представляла собой ряд небольших островов, расположенных близ восточной границы рассматриваемой территории. С этих островов продолжал поступать в район о. Бегичева сравнительно крупный песчаный материал, богатый гранатом и черными рудными минералами. Это, скорее всего, продукты разрушения осадочных пород.

В туронский век началась новая крупная трансгрессия Полярного бассейна, захватившая, вероятно, часть Карского побережья на п-ове Таймыр. Здесь откладывались полевошпатово-кварцевые пески с двустворчатými моллюсками [Дибнер, 1962].

В Западно-Сибирской низменности море расширилось и углубилось, образовав залив в западной части севера Центральной Сибири. Этот залив к востоку переходил в прибрежно-аллювиальную равнину.

В заливе откладывались глинисто-алевритовые осадки на небольшой глубине (мелкая часть шельфа). В осадках наблюдаются следы воздействия волнений — неправильные включения, прослой и линзы алевритов и песков в глинах, битые створки раковин. Широко распространены флюидальные текстуры, свидетельствующие о развитии подводных оползней.

Соленость вод была нормальной, что подтверждается высоким содержанием калия и натрия в обменном комплексе, преобладанием пирита в составе аутигенных минералов, появлением глауконита, а также разнообразным составом обитавшей здесь фауны (аммониты, белемниты, пелециподы, гастроподы, скафоподы, остракоды, фораминиферы).

В примыкавшей к заливу лагуне, располагавшейся в юго-западной части Хатангской впадины, формировались преимущественно глинисто-алевритовые осадки, часто с ленточной слоистостью. Здесь была высокая концентрация солей кальция, вследствие чего образовывались в большом количестве крупные звездчатые кристаллы арагонита и призматические кристаллы цеолитов. Условия для обитания фауны были, очевидно, неблагоприятными.

На востоке территории аккумуляция осадков, вероятно, не происходила.

К концу туронского века и на протяжении коньякского века начинается некоторая регрессия моря. В Усть-Енисейской впадине глинисто-алевритовые осадки сменяются преимущественно песчаными, слабо отсортированными, появляются прослой ракушняка, галька аргиллитов, траппов, а также лептохлориты.

Самые мощные (до 6 м) прослой конгломератов и наибольшие содержания лептохлоритов в турон-коньяке характерны для юго-западной части Хатангской впадины. Это несомненно свидетельствует о некотором подъеме Сибирской платформы, особенно ее центральной и восточной частей. Интенсивный вынос обломочного материала сопровождался активным химическим выветриванием, происходившим на суше. В результате с Сибирской платформы сносились наиболее устойчивые продукты разрушения траппов — халцедоны, резко преобладающие в составе гальки конгломератов.

Встречающаяся галька кремней и окремненных известняков с кораллами указывает на размыв карбонатных пород среднего палеозоя Сибирской платформы. Галька эффузивных траппов наблюдается только на участках, наиболее близко расположенных к размывающейся суше (р. Ледяная).

Сказанное подтверждается и минералогическим составом пород. Вследствие интенсивного химического выветривания возникали породы, состоящие почти исключительно из лептохлоритовых минералов, карбонатов и цеолитов с очень небольшой примесью терригенного материала. Разрушение траппов стало более интенсивным, чем в поздней юре и раннем мелу. Все темноцветные минералы траппов полностью замещались хлоритовым веществом, судя по отсутствию реликтовых минералов, довольно сильно изменявшихся. Карбонатизированные плагиоклазы также полностью разрушались, в результате чего в бассейне, в котором происходило накопление осадка, оказалось много кальция. Вследствие разложения органического вещества создавались условия, благоприятные для роста крупных кристаллов арагонита, заполнявших промежутки между зернами лептохлоритов. Часть кальция из разрушавшихся плагиоклазов стала исходным материалом для образования призматических кристаллов цеолитов.

По мере удаления от края Сибирской платформы количество минералов, возникших при разрушении траппов, убывает и возрастает роль минералов, связанных с размывом Таймырской суши. Уже на р. Маймече в гальке конгломератов траппы полностью замещаются халцедонами, падает содержание лептохлоритов, в группе карбонатов нет арагонита. На р. Хете в отложениях ледяной свиты преобладает комплекс таймырских минералов. Продукты разрушения траппов играют резко подчиненную роль.

В Усть-Енисейской впадине концентрация лептохлоритов значительно более низкая, а степень изменения первоначального материала более существенная. Здесь преобладают лептохлориты оолитового строения, указывающие на образование их из гелей, в то время как в Хатангской впадине это в различной степени измененные обломки траппов.

На Таймыре область развития протерозойских толщ представляла собой горную сушу, откуда сносилось очень много материала. Более интенсивно стали разрушаться нижнепротерозойские амфиболовые гнейсы. Впервые в значительном количестве появились амфиболы в осадках в районе Малохетского вала. В Хатангской впадине в это время амфиболы практически отсутствуют (табл. 8).

Вероятно, намечилось появление суши на севере Гыданского полуострова. Северо-восточная суша, по-видимому, прекратила свое существование.

В сантонский век в западной части описываемой области продолжал существовать морской бассейн — залив, который был связан с морем Западно-Сибирской низменности. В раннесантонское время наблюдается некоторое обмеление Западно-Сибирского моря, а в позднесантонское — его углубление в связи с усилением трансгрессии.

К востоку от залива в Хатангской впадине располагалась прибрежная равнина (рис. 44), в пределы которой в период расширения трансгрессии, в позднем сантоне, проникало море.

В заливе накапливались сравнительно тонкозернистые глинисто-алевритовые осадки мелкой части шельфа, которые к северу и к югу сменялись более мелководными, с примесью песчаного материала. Соленость вод была нормальной, что подтверждается довольно высокой концентрацией пирита и глауконита, появлением фосфоритов среди аутигенных

минералов. К северу, в области развития глинисто-алеврито-песчаных пород концентрация глауконита и особенно фосфорита возрастает.

В составе фауны широкое развитие получают разнообразные иноцерамы, среди которых наблюдаются очень крупные (до 1 м в длину) экземпляры с грубой ребристостью. Встречаются гастроподы и фораминиферы, что также указывает на нормальную соленость вод бассейна.

В пределах прибрежной равнины, занимавшей центральную часть Хатангской впадины, аккумуляровались глинисто-алеврито-песчаные

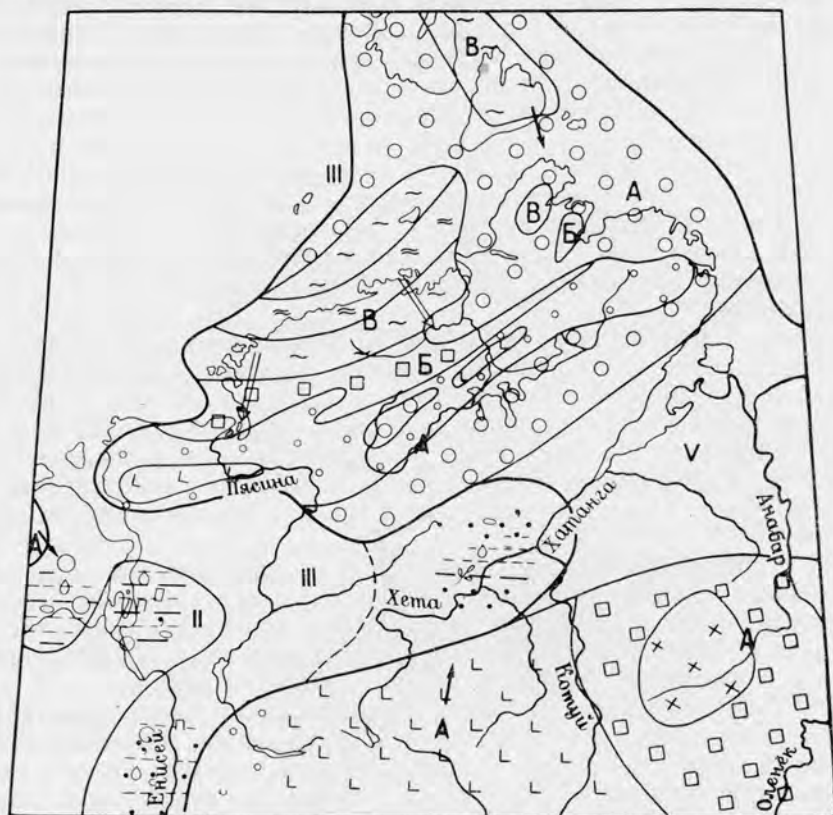


Рис. 44. Литолого-палеогеографическая карта сантонского века.

Усл. обозначения см. на рис. 37.

осадки. Во время трансгрессии моря здесь образовались глауконит и пирит, но концентрация их ниже, чем на западе. Основными минералами являются сидерит и лептохлориты. Лептохлориты, как указывает Г. И. Теодорович [1958], могут образовываться как в морских, так и в континентальных субаквальных отложениях. Высокая концентрация сидерита, а также очень однообразный состав фауны (из моллюсков одни иноцерамы) свидетельствуют об отклонении солености от нормальной в сторону повышения. Это же подтверждается и повышенной концентрацией калия и натрия.

В верхнем мелу выделяются две очень близкие по составу терригенно-минералогические провинции: рудно-эпидотовая с амфиболами и эпидото-рудная. Эпидот везде таймырского типа, с высоким содержанием фистоцита. Это дает основание предполагать, что на Таймыре и Северной Земле продолжали существовать области горной суши, поставлявшие

в большом количестве обломочный материал. Здесь, кроме верхнепротерозойских зеленосланцевых толщ, на значительной площади вскрылись нижнепротерозойские гнейсы. Вследствие этого в большом количестве стали поступать амфиболы, появились ставролит, силлиманит (часто фибролит) и андалузит, отсутствующие в Хатангской впадине. Концентрация амфиболов в Усть-Енисейской впадине падает с севера на юг по мере удаления от области сноса.

Вероятно, в пределах Таймырской суши расширилась равнинная область, сложенная палеозойскими и мезозойскими терригенными породами. Возможно, в пределах этой суши вновь стали слабо размываться породы трапповой формации. Есть основание считать, что существовала небольшая область сноса и в районе Гыданского полуострова. Такое предположение основывается на следующих данных. На севере Усть-Енисейской впадины развиты более мелководные фации. К этим фациям приурочено обогащение лептохлоритами и фосфоритами, которые в районе Малохетского вала и р. Яковлева встречаются в меньшем количестве. На р. Танаме очень высока концентрация (до 47%) моноклиновых пироксенов, почти отсутствующих в других районах, расположенных даже ближе к Таймыру (пос. Чайка, Воронцово).

Все это свидетельствует о близости суши, сложенной основными породами. Д. В. Левин и С. М. Крюков при аэромагнитных исследованиях установили на Гыданском полуострове крупную магнитную аномалию, связанную с основными породами. Вполне возможно, что эта аномалия вызвана приближением к поверхности трапповых пород, которые в сантоне даже выходили из-под уровня моря.

На севере Сибирской платформы существовала равнинная суша, на которой в условиях интенсивного химического выветривания происходило разрушение пород траппового комплекса, преимущественно эффузивных. Вследствие этого в Усть-Енисейской впадине образовывались лептохлоритовые породы. В Хатангскую впадину материал поступал, вероятно, с более возвышенных участков суши, в результате чего вблизи Сибирской платформы сохраняются в небольшом количестве моноклиновые пироксены.

В позднем мелу произрастала теплолюбивая широколиственная флора (магнолиевые, платановые, виноградные), что свидетельствует о достаточном теплом и, вероятно, влажном климате. В большом количестве имелись хвойные (кипарисовые, таксодиевые и сосновые). На широкое развитие хвойных лесов указывают часто встречающиеся крупные зерна янтарей.

В кампанский век сохраняются в основном те же условия, которые существовали в позднем сантоне. Кампанский век знаменуется появлением на северо-западе Усть-Енисейской впадины опоковидных глин, которые на западе за пределами рассматриваемой территории переходят в глинистые опоки, а затем и в опоки. Такое региональное обогащение кремнеземом свидетельствует о существовании благоприятных условий для его выпадения. Одной из главных причин этого могло быть похолодание климата, вызвавшее понижение температуры воды в бассейне. В это время в Усть-Енисейской впадине отмечается появление диатомовых водорослей. Образование кремнистых осадков также связано с ослаблением приноса терригенного материала.

Маастрихтский век был временем общей регрессии Полярного бассейна. Море окончательно покинуло территорию к востоку от р. Енисей (рис. 45). Только к западу от р. Енисей существовал морской бассейн, связанный с морями Западно-Сибирской низменности и, вероятно, Северной Америки. Оттуда проникли такие виды, как *Tancredia americana* Меек. Это был бассейн нормальной солености, о чем свидетельствует

присутствие головоногих (бакулитов), а также пирита и глауконита. Здесь отлагались преимущественно алеврито-песчаные осадки с большим количеством растительного материала, образовавшего тонкие линзочки углей. Большую часть территории занимала лагуна, в которой накапливались глинисто-алеврито-песчаные осадки часто с ленточной слоистостью и обильным растительным материалом. Имеются линзовидные прослои слабо измененной древесины.

Песчано-конгломератные осадки с пылью маастрихтского—датского веков установлены на о. Расторгуева [Дибнер, 1962]. Пески полевошпа-

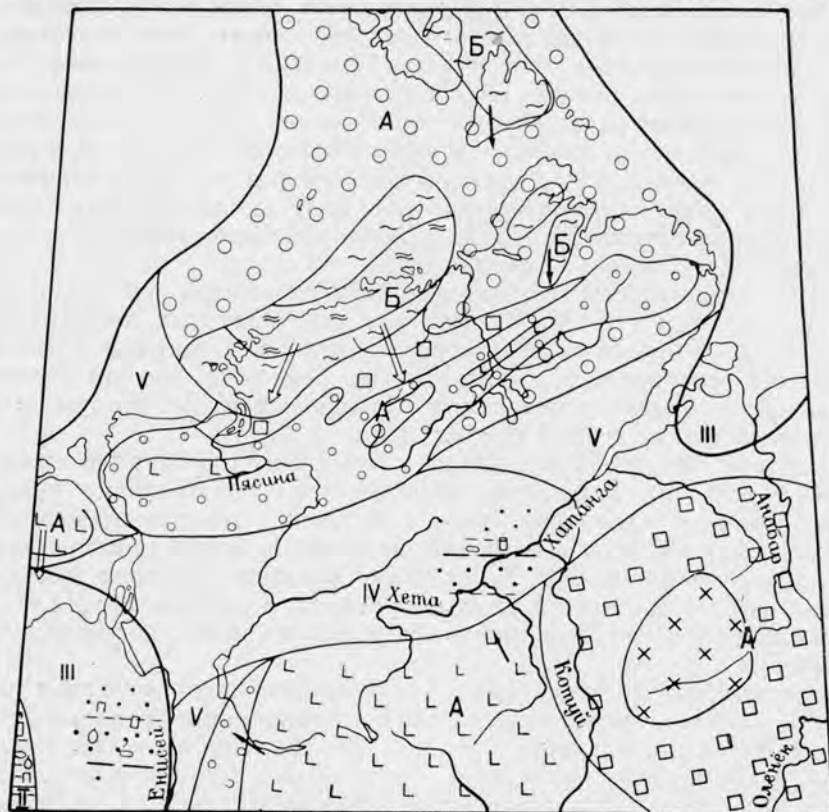


Рис. 45. Литолого-палеогеографическая карта маастрихтского века.

Усл. обозначения см. на рис. 37.

тово-кварцевые. Конгломераты состоят из валунов и гальки монзонитов, авгитовых сиенитов, пермских песчаников и алевролитов.

К концу позднего мела ослабевает тектоническая активность земной коры на территории Арктики — резко сокращается амплитуда погружения мезозойских прогибов. В областях сноса происходит нивелировка рельефа, расширяются области, занятые равнинной сушей и на Таймыре. Горная часть Таймыра сократилась по площади и, вероятнее всего, превратилась в возвышенную, еще достаточно расчлененную область, которая по-прежнему оставалась основным источником обломочного материала. Вероятно, площади развития нижнепротерозойских пород еще больше увеличились.

Сибирская платформа к концу мела представляла собой равнинную сушу, с которой осуществлялся очень слабый вынос тонкодисперсного

материала. В пределах платформы возникали небольшие участки континентального осадконакопления. В составе осадков все больше возрастает роль кварца (повсюду развиты полевошпатово-кварцевые породы), что может также указывать на понижение рельефа в области сноса, т. е. на более медленный снос материала.

Глинистые породы верхнего мела имеют смешанный глинисто-бейделлитовый состав, отражающий как характер размывающихся пород, так и различную степень изменения продуктов разрушения в процессе формирования осадков.

Климат на протяжении большей части позднего мела, по-видимому, был очень мягким. Повсюду произрастали представители широколиственной флоры — платановые, протейные, виноградные, магнолиевые; уменьшилась роль папоротников. Но температура не была очень высокой. Присутствие прослоев торфа, а также развитие пород с ленточной слоистостью позволяют предполагать существование четкой смены теплых и холодных периодов.

---

## Глава V

### ЮРСКИЕ И МЕЛОВЫЕ ФОРМАЦИИ СЕВЕРА ЦЕНТРАЛЬНОЙ СИБИРИ

Вопрос о классификации формаций мало разработан, хотя ему посвящен ряд крупных работ Д. В. Наливкина [1956], В. В. Белоусова [1954], В. И. Попова [1954, 1959а, 1959б], Л. Б. Рухина [1953], Н. М. Страхова [1956а], В. П. Казаринова [1959], В. Е. Хаина [1954], Т. И. Гуровой и В. П. Казаринова [1962] и др.

Наиболее всеобъемлющим, с точки зрения автора, является принцип выделения формаций, предложенный Н. М. Страховым [1956б]: «Каждый парагенетический комплекс осадочных пород, развитый на более или менее значительных участках земной коры и обязанный своим возникновением длительному локальному развитию какой-либо модификации любого типа осадочного процесса, есть формация». Для каждой формации, по мнению Н. М. Страхова, свойствен определенный, долгое время сохранявшийся ландшафт, характеризующийся сочетанием климатических, палеогеографических и тектонических условий. Поэтому всякая формация есть многопородное и многофациальное образование. Так, Н. М. Страхов среди морских гумидных терригенных формаций выделяет среднеюрскую формацию Лено-Вилюйской впадины или верхнеюрскую формацию Русской платформы. Для них характерно «отложение в плоском мелководном море умеренной зоны при заметно расчлененном рельефе водосборной площади, что обусловило терригенный характер осадков. Обломочный материал обычно олигомиктовый или близкий к нему. Мощности небольшие».

Изучение юрских и меловых отложений, развитых на обширной территории севера Центральной Сибири, показало, что здесь могут быть выделены пять формаций. Анализ физико-географических условий накопления осадков свидетельствует о гумидном типе осадочного процесса, который охватывает все этапы осадкообразования: выветривание, денудацию, перенос материала и отложение его в водных бассейнах.

Н. М. Страхов указывает, что при гумидном типе осадочного процесса в умеренной зоне большее значение приобретает химическое выветривание. При этом значительно расширяется круг веществ, выносимых из коры выветривания, и в миграцию вступают даже наиболее инертные соединения — Fe, Mn, Al и Ti.

По фациальному профилю юрские и меловые осадки севера Центральной Сибири большей частью морские, образовавшиеся в области шельфа, главным образом в его мелководной части. Они объединяют весь комплекс отложений от прибрежных (преимущественно песчаных) до относительно глубоководных (алевито-глинистых). Таков фациальный облик четырех

формаций: нижне-среднеюрской, верхнеюрской, нижнемеловой (валанжин — нижний готерив) и верхнемеловой (турон — маастрихт). Исключение представляет лишь нижне-верхнемеловая формация, охватывающая отрезок времени от позднего готерива до сеномана включительно. Образование этой формации происходило в лагунно-континентальных условиях, но все же с редкими ингрессиями моря. Все перечисленные формации характеризуются терригенным составом отложений (табл. 9).

В основе выделения формаций лежит анализ из вещественного состава, который показывает, что каждая формация обладает рядом специфических, свойственных только ей признаков, обусловленных своеобразием тектонического режима и физико-географической обстановки, господствовавших во время образования формации на значительной площади. Основными признаками являются строение формации (в частности, характер ритмичности), вещественный состав слагающих ее толщ, а также сопровождающий их комплекс полезных ископаемых и др.

Возникновение новых формаций определяется перестройкой рельефа, приводящей к появлению новых областей сноса и к изменению условий осадконакопления. Необходимо подчеркнуть, что не всегда воздействие того или иного фактора, приводит сразу к заметным изменениям характера и состава отложений. Обычно для этого требуется довольно значительный промежуток времени. Например, появление нового источника обломочного материала вначале не оказывает существенного влияния на состав накапливающихся осадков, затем оно становится определяющим. Наконец, с какого-то периода будет наблюдаться обратный процесс — постепенное снижение роли этого источника сноса. Так, уже в самых верхах средней юры в разрезе Усть-Енисейской впадины появляется сфен, концентрация которого вверх по разрезу постепенно увеличивается вплоть до низов позднего мела, затем начинает падать. В ранней и средней юре в Хатангской и Лено-Анабарской впадинах спорадически отмечаются амфиболы, которые оказываются доминирующими в конце поздней юры и начале валанжина. С середины валанжина их содержание уменьшается и в угленосной толще они полностью исчезают. Такая же закономерность характерна и для глинистых минералов. Преимущественно гидрослюдистые глины нижней и средней юры сменяются преимущественно бейделлитовыми в угленосной толще, а последние — вновь преимущественно гидрослюдистыми в конце верхнего мела, постепенно проходя стадию смешанных глин бейделлито-гидрослюдистого и гидрослюдисто-бейделлитового состава. Такие наблюдения помогают понять, почему в ряде случаев границы между формациями нечеткие.

### НИЖНЕ-СРЕДНЕЮРСКАЯ МОРСКАЯ ФОРМАЦИЯ

Нижне-среднеюрская формация мощностью 760—930 м распространена на всей рассматриваемой территории. Песчаные и алевроитовые породы характеризуются кварцево-полевошпатовым составом, который становится полимиктовым за счет увеличения содержания обломков пород на участках, расположенных близко к размывающейся суше. Глинистые породы имеют преимущественно гидрослюдистый состав. Комплекс аутигенных минералов однообразный — пирит и карбонаты. Общее количество их высокое (рис. 46, 47).

Различный петрографический состав разрушавшихся в областях сноса пород обусловил формирование трех терригенно-минералогических провинций. Минералогический состав аутигенных минералов этих провинций характеризуется высокой концентрацией вторичных титанистых минералов.

Форма-ция	Условия формирования	Возраст	Мощность, м	Тип ритмичности	Состав
Верхне-меловая	Морские	Турон—маастрихт	450—950	Ритмичность выражена достаточно четко. По стратиграфическому объему ритмы охватывают два-три яруса. Трансгрессивная часть ритма выражена слабо	Алевриты, глины, пески, конгломераты, фосфориты
Нижне-верхне-меловая	Лагунно-континентальные	Верхний готерив—сеноман	430—1460	Отчетливо наблюдается как крупная, так и мелкая ритмичность. Ритм полный с хорошо выраженной трансгрессивной и регрессивной частями. Крупный ритм охватывает отложения всей угленосной толщи. Мелкие ритмы в объеме угленосных и безугольных пачек	Пески, алевриты, глины, угли
Нижне-меловая	Морские	Валанжин—нижний готерив	450—830	Отчетливо прослеживается лишь крупный ритм осадконакопления, охватывающий два яруса. Трансгрессивная часть ритма практически отсутствует. Мелкая ритмичность выражена плохо	Алевриты, пески, глины, глинистые известняки
Верхне-юрская	Морские	Келловей—верхний волжский	20—615	Ритмичность выражена нечетко. Ритмы более крупные, по стратиграфическому объему отвечающие двум-трем ярусам. Трансгрессивные части ритмов недоразвиты или отсутствуют, отдельные части ритма выпадают вследствие размывов	Алевриты, глины, пески, глинистые известняки, конгломераты, фосфориты
Нижне-средне-юрская	Морские	Плинсбах—бат	760—930	Ритмичность сравнительно мелкая, отвечающая по стратиграфическому объему ярусу, выражена четко. В строении ритма преобладают осадки регрессивного ряда, трансгрессивная часть ритма выражена слабо или отсутствует	Пески, алевриты, глины, конгломераты

Осадки накапливались в сравнительно неглубоком морском бассейне полузамкнутого типа, более открытого на востоке. Прогибание впадин происходило приблизительно с одинаковой скоростью, вследствие чего общая мощность осадков изменяется незначительно. Четко выражена ритмичность. Строение ритмов (в основании тонкозернистые породы, в верхней части более грубозернистые) выдерживается для всей территории. Ритмичность сравнительно мелкая, отвечающая по стратиграфическому объему ярусу. В строении ритма преобладают осадки регрессивного ряда, трансгрессивная часть ритма выражена слабо или отсутствует. В конце средней юры ритмичность становится менее четкой.

## Ристика формаций

Петрографический состав песчано-алевритовых пород	Минералогический состав глин	Комплекс аутигенных минералов	Комплекс терригенных минералов	Комплекс полезных ископаемых
Глауконито-лептохлоритовые, реже полевошпатово-кварцевые	Бейделлит и гидрослюда	Концентрация высокая, состав разнообразный; лептохлориты, глауконит, фосфориты, карбонаты, цеолиты, опал, янтарь	Две провинции очень близкого состава: на западе рудно-эпидотовая с амфиболами, на юге эпидоторудная	Железные руды, фосфориты, возможно, россыпи алмазов
Полевошпатово-кварцевые, кварцево-полевошпатовые, редко полимиктовые	Преимущественно бейделлит	Концентрация очень низкая, состав однообразный: карбонаты, пирит. Широко развита каолинизация	Три провинции очень близкого состава: почти на всей территории рудно-эпидото-гранатовая; на юго-западе гранато-эпидотовая с пироксенами; на северо-востоке эпидоторудно-гранатовая	Уголь, нефть, газ
Полевошпатово-кварцевые, кварцево-полевошпатовые и глауконито-лептохлоритовые	Бейделлит и гидрослюда	Концентрация очень высокая, состав разнообразный: пирит, лептохлориты, глауконит, карбонаты	Четыре провинции близкого состава: на западе гранато-рудно-эпидотовая; на северо-востоке пироксено-слюдистая с оливином; на востоке эпидото-гранатовая; на юге эпидото-амфиболовая	Нефть, газ, железные руды
Глауконито-лептохлоритовые, реже полевошпатово-кварцевые и кварцево-полевошпатовые	Гидрослюда и бейделлит	Концентрация очень высокая, состав разнообразный: лептохлориты, глауконит, пирит, фосфориты, карбонаты	Четыре провинции очень разнообразного состава: на западе апатито-гранаторудная; на севере титанисто-рудная с пироксенами; на северо-востоке цирконо-apatито-гранато-титанистая со слюдой; на юге рудно-эпидото-амфиболовая	Железные руды, фосфориты, россыпи алмазов
Полимиктовые, кварцево-полевошпатовые	Преимущественно гидрослюда	Концентрация высокая, состав однообразный: карбонаты, пирит, титанистые минералы	Три провинции разнообразного состава: на западе цирконо-apatито-гранатовая; на севере гранато-титанистая со слюдой; на юге рудно-эпидотовая с амфиболами	Нефть, газ, россыпи титанистых минералов, алмазов

В период образования формации климат на севере Центральной Сибири был умеренно прохладный, влажный. Условия при формировании ниже-среднеюрских осадков были благоприятными для развития процессов битумо- и нефтеобразования. По мнению М. К. Калинин [1959], во время отложения наиболее тонких глинисто-алевритовых осадков произошло накопление и захоронение значительного количества органического вещества, что привело к образованию дисперсно-рассеянных битумов. Однако процессы миграции углеводородов, по представлениям М. К. Калинин, были развиты на ограниченной территории, в пределах Усть-Енисейской впадины. Это объясняется тем, что ниже-среднеюрские

осадки обладают здесь несколько большей мощностью и уже в ранний период диагенеза испытали значительные погружения, способствующие миграции битумов. Имеющиеся в разрезе мощные (100—150 м) глинистые пакки могли являться хорошими непроницаемыми покрывками.

Коллекторские свойства ниже-среднеюрских пород невысокие. Песчаные породы, особенно на востоке и северо-востоке (Хатангская впадина, Анабарский порог), развиты ограниченно. Произведенные для этих отложений определения коллекторских свойств (А. С. Запорожцева

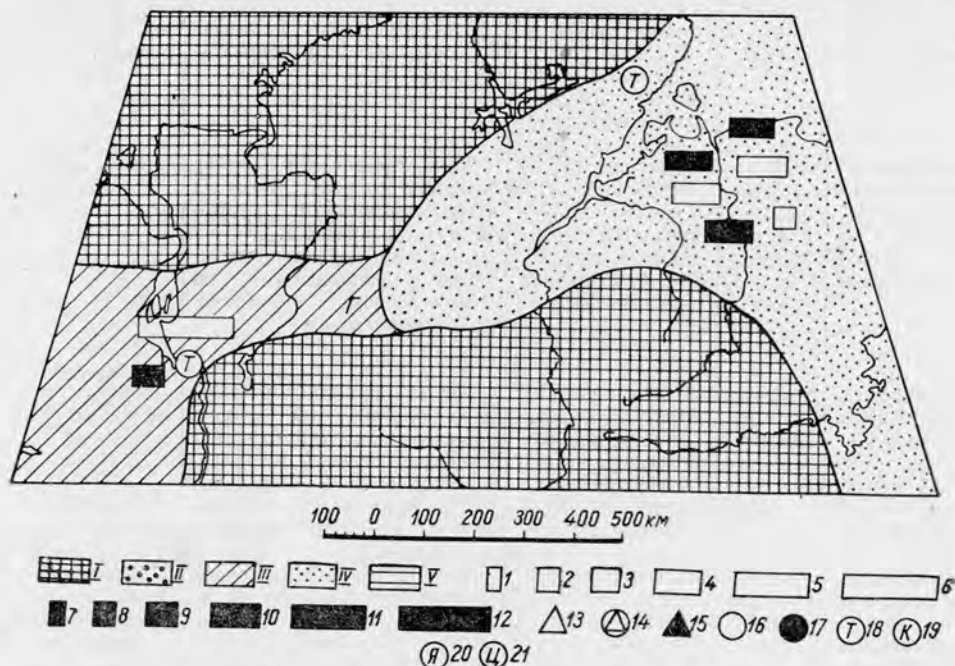


Рис. 46. Схема распределения аутигенных и глинистых минералов в отложениях нижней юры севера Центральной Сибири.

*Палеогеографические области:* I — область размыва; II — область накопления глинисто-алевритово-песчаных угленосных лагуно-континентальных осадков; III — область накопления глинисто-алевритовых осадков бассейнов с соленостью, отклоняющейся от нормальной; IV — область накопления алевритово-песчаных осадков прибрежной зоны и мелкой части шельфа; V — область накопления алевритово-глинистых осадков глубокой части шельфа. *Аутигенные и глинистые минералы:* железистые карбонаты (в процентах): 1 — до 5, 2 — 5—10, 3 — 10—15, 4 — 15—20, 5 — 20—30, 6 — 30—50; пирит (в процентах): 7 — до 5, 8 — 5—10, 9 — 10—15, 10 — 15—20, 11 — 20—30, 12 — 30—50; глауконит, лентохлориты (в процентах): 13 — до 1, 14 — 1—5, 15 — 5; фосфориты: 16 — мало, 17 — много; 18 — титанистые минералы; 19 — каолинизация пород; 20 — янтарь; 21 — цеолиты; I' — преимущественно гидрослюдистые глины; I' + B — гидрослюдисто-бейделлитовые глины; B + I' — бейделлитово-гидрослюдистые глины; B — преимущественно бейделлитовые глины.

и Т. М. Пчелина, П. П. Авдусин, М. К. Калинин и А. И. Кравцова) свидетельствуют о наличии прослоев с общей пористостью 15—35%. Эффективная пористость низкая (10%), хотя в отдельных прослоях среднеюрских пород составляет 14—16%. Проницаемость также низкая, но иногда в песчаных прослоях средней юры достигает 100—368 мдарси и даже 1000—2000 мдарси. Наиболее обильные нефтепроявления в породах этой формации приурочены к прослоям конгломератов.

Климатические условия, рельеф и состав разрушавшихся на суше пород в период формирования ниже-среднеюрской формации способствовали образованию высоких концентраций новообразований титанистых минералов. Это титанистые неопределимые минералы, в различной степени перекристаллизованные в анатаз и брукит. При интенсивном

химическом выветривании основных пород преимущественно интрузивного ряда, содержащих в значительном количестве ильменит и титаномагнетит, происходило их полное разрушение.

А. Ф. Китайник, В. С. Ткалич [1959] указывают, что процентное содержание двуокси титана в коре выветривания почти вдвое больше, чем в невыветрелых долеритах. Сравнительно слабая цементация породы, которая получается в процессе выветривания, может значительно облегчить извлечение титанистых соединений. Достаточно расчлененный рельеф обеспечивал неоднократный перемыв этих образований, коллоиды которых при умеренном и влажном климате не свертывались в почве, а выносились атмосферными водами.

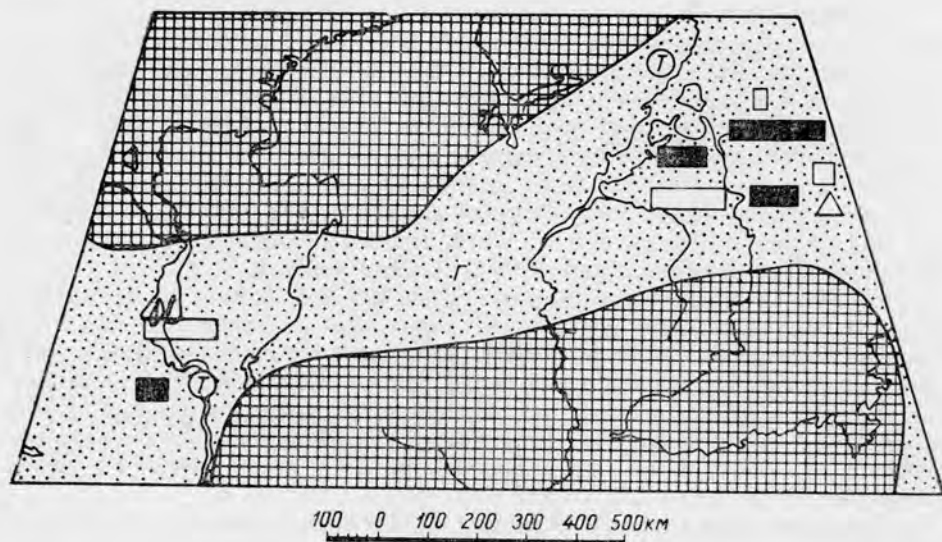


Рис. 47. Схема распределения аутигенных и глинистых минералов в отложениях средней юры севера Центральной Сибири.

Усл. обозначения см. на рис. 46.

Л. В. Пустовалов [1940] устанавливает, что высшие окислы железа и марганца быстрее выпадают из путей миграции и осаждаются более или менее одновременно. Окислы титана также, по-видимому, не выносятся намного дальше, чем окислы первых двух элементов. Н. М. Страхов [1947] указывает, что нередко встречаются осадочные железорудные месторождения с высоким содержанием окиси титана. Обогащение титаном объясняется выветриванием пород, в которых в большом количестве присутствовал титаномагнетит.

Особенно много окислов титана выпадает в зоне отложения песчаных прибрежно-морских осадков. Среди пород ниже-среднеюрской формации преобладают глинисто-алевритовые осадки, но и они в значительной мере обогащены титанистыми минералами. Следует предполагать, что вдоль западного и северо-западного краев Сибирской платформы, где преимущественно размывались интрузивные траппы, прибрежные песчаные осадки могут представлять значительный интерес для обнаружения в них россыпных месторождений титана. В. В. Богацкий [1957], Ф. Г. Долгов, З. Н. Лебедева [1959] также указывают на возможность нахождения россыпей титановых минералов в ниже-среднеюрских породах.

Размыв основных пород Сибирской платформы, в том числе кимберлитовых тел, при интенсивном химическом выветривании способствовал накоплению в крупнообломочных породах зерен наиболее устойчивых к выветриванию минералов — спутников алмазов: пиропа, пикроильменита и хромдиоксида. Наиболее часто встречается пироп. В нижнеюрских конгломератах к востоку от р. Анабара, по данным М. А. Крутойрского и Э. Н. Эрлиха, были обнаружены единичные зерна алмазов. Однако малая мощность и линзовидный характер залегания этих конгломератов вряд ли способствуют нахождению россыпей алмазов промышленного значения, кроме участков, расположенных вблизи кимберлитовых трубок.

### ВЕРХНЕЮРСКАЯ МОРСКАЯ ФОРМАЦИЯ

Верхнеюрская формация распространена на всей территории мезозойских прогибов на севере Центральной Сибири, однако мощность ее испытывает весьма существенные изменения. Так, если на западе она оценивается в 615 м, то в направлении на восток заметно сокращается, составляя в пределах Анабарского порога 20—40 м. Это связано с тем, что позднеюрская эпоха была временем максимальной тектонической подвижности в пределах севера Центральной Сибири. Колебательные движения носили явно дифференцированный характер, что приводило к разновременному росту структур и многочисленным размывам различной интенсивности, особенно в прибортовых частях впадин.

Песчаные и алевролитовые породы верхнеюрской формации характеризуются в основном глауконито-лентохлоритовым составом. По мере удаления от берегов бассейна отложения становятся полевошпатово-кварцевыми или кварцево-полевошпатовыми. Глины на большей части описываемой территории имеют смешанный гидрослюдисто-бейделлитовый состав с постепенно возрастающим к концу поздней юры содержанием бейделлита. Только в северной части Анабарского порога глины сохраняют преимущественно гидрослюдистый состав.

Осадки формировались в условиях нарастающей трансгрессии, которая достигла максимального развития в нижневолжское время. При этом происходило постепенное расширение и углубление бассейна. В крупном морском бассейне, открытом на западе и востоке, площадь распространения и глубины которого резко возросли по сравнению с ниже-среднеюрским, отчетливо выражено зональное строение (зоны прибрежных сравнительно грубозернистых осадков и более глубоководных тонкозернистых осадков). Закономерное распределение аутигенных минералов, концентрация которых очень высока, а состав разнообразен, прекрасно подчеркивают эту зональность (рис. 48). Аутигенные минералы представлены в основном пиритом и глауконито-лентохлоритовыми минералами. Карбонаты присутствуют в незначительном количестве.

В прибрежных частях бассейна среди преимущественно песчаных пород, нередко конгломератов, концентрация пирита невысокая; основными минералами являются лентохлориты, глауконит и фосфорит. В более глубоководной части бассейна, где преобладают глинистые осадки, содержание пирита резко возрастает, а глауконит и лентохлориты практически отсутствуют.

Разнообразие минералогического состава отложений также, вероятно, связано с усилением колебательных движений, вследствие чего приподнялись и начали размываться новые участки суши. Вместе с тем материал продолжал поступать из прежних областей сноса.

Различный петрографический состав разрушавшихся в областях сноса пород обусловил появление в пределах рассматриваемой территории четырех терригенно-минералогических провинций.

Интенсификация колебательных движений приводила к многочисленным размывам, частично, по-видимому, в подводных условиях, вследствие чего ритмичность в осадконакоплении выражена слабо. Там, где ритмичность все же устанавливается (Усть-Енисейская, Хатангская впадины), наблюдаются три крупных ритма: первый (в келловее — трансгрессия, в оксфорде — регрессия, которая иногда захватывает и начало кимериджа); второй (в нижнем кимеридже — трансгрессия, в верхнем — регрессия); третий (в нижнем волжском — трансгрессия, в верхнем волжском — регрессия).

К концу поздней юры происходит некоторое потепление климата, в связи с чем усиливается химическое выветривание на суше.

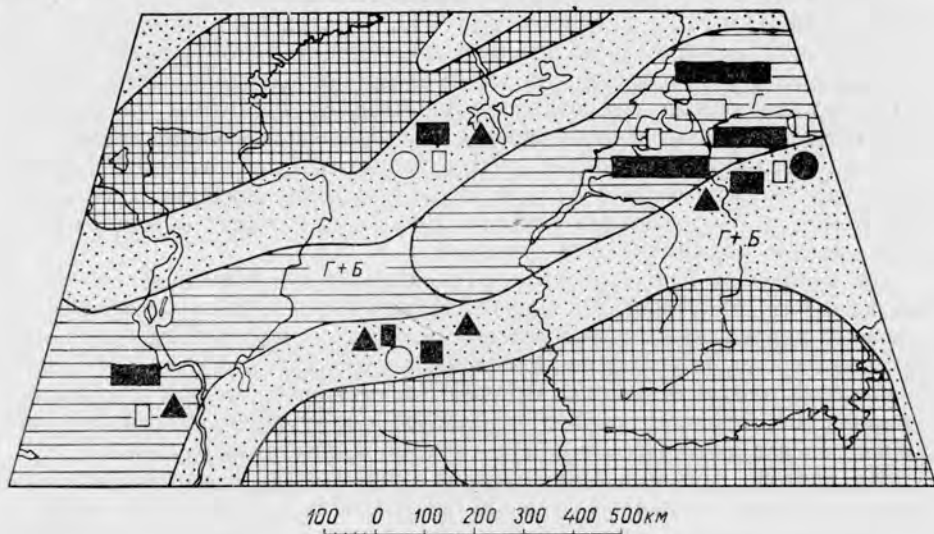


Рис. 48. Схема распределения аутигенных и глинистых минералов в отложениях верхней юры севера Центральной Сибири.

Усл. обозначения см. на рис. 46.

Условия аккумуляции отложений верхнеюрской морской формации, по мнению М. К. Калинко [1959], также являются благоприятными для битумо- и нефтеобразования. В период развития трансгрессий могли накапливаться значительные количества рассеянного органического вещества. Однако большая тектоническая подвижность, приводившая к частым размывам, значительно сокращавшим мощности осадков, не создавала благоприятных условий для формирования нефти и газа. Особенно это сказалось в восточной части территории, где мощность верхнеюрских осадков составляет всего лишь несколько десятков метров.

Кроме того, породы верхней юры представлены преимущественно глинами и алевритами, которые в отличие от нижне-среднеюрских, почти не содержат перемежающихся с ними песчаных пачек значительной мощности. Последние характерны только для зоны развития мелководных прибрежных фаций. Вероятно, в связи с этим даже в пределах Усть-Енисейской впадины, где верхнеюрские отложения вскрыты лишь на крыльях Малохетского вала, нефте- и битумопроявлений практически не обнаружено. Имеющиеся данные (М. К. Калинко и А. И. Кравцовой) о коллекторских свойствах верхнеюрских пород свидетельствуют об отсутствии удовлетворительных коллекторов.

Условия, в которых формировались прибрежно-морские песчаные осадки верхней юры вдоль южного и северного бортов впадин, были благоприятными для возникновения глауконито-лептохлоритовых руд и фосфоритов. Интенсивное химическое выветривание трашлов, преимущественно эффузивных, способствовало выносу значительных масс окислов железа, алюминия и кремнезема, являющихся в соответствующей физико-химической обстановке исходным материалом для образования лептохлоритов. Наряду с типичными аутигенными лептохлоритами нередко оолитового строения встречаются и лептохлориты «терригенные», представляющие собой в различной степени измененные продукты разрушения трашлов в виде железистых хлоритов.

Глауконит и лептохлориты, как показали в своих работах Л. В. Пустовалов [1940] и Г. И. Теодорович [1958], образуются при многократном колебательном режиме окислительно-восстановительного раздела. При преобладании восстановительной среды возникают лептохлориты. Причем изменяющийся состав концентратов оолитов от шамозита до сидерита также свидетельствует о смене среды в бассейне осадконакопления.

Г. И. Теодорович выделяет четыре подгруппы лептохлоритов, характеризующие четыре фации: сульфидно-сидеритовую, сидеритовую, лептохлоритовую и лептохлорито-глауконитовую. Глауконит образуется при преобладании окислительных условий.

На западе, в Усть-Енисейской впадине, расположенной дальше от области сноса, накапливался материал, уже достаточно переработанный, а поэтому лептохлориты все аутигенные. Здесь существовала более окислительная среда, обусловившая возникновение глауконитовой и глауконито-лептохлоритовой фаций. Причем лептохлориты имеют второстепенное значение, отражая последовательную смену среды осадкообразования в процессе диагенеза от окислительной к восстановительной.

На востоке формирование осадков происходило в непосредственной близости к размывающейся суше. В связи с этим состав пород очень пестрый. Имеются все фации от глауконито-лептохлоритовой до сульфидно-сидеритовой, но наиболее распространены лептохлоритовая и сидеритовая фации. С наибольшими отрезками времени периода формирования верхнеюрской морской формации связано возникновение глауконитовой фации, которая обычно ассоциирует с эпохой фосфоритообразования. Это время позднего волжского и в меньшей мере раннего волжского веков. Вероятно, в эпоху максимума трансгрессии, а в основном при начавшейся поздневолжской регрессии в прибрежных зонах возникали сильные течения, вызывавшие направленные движения морских вод. Значительно выровненная суша, на которой происходило интенсивное химическое выветривание, поставляла мало обломочного материала, вследствие чего возникла замедленная, а временами так называемая «отрицательная» седиментация. Такие условия Г. И. Теодорович считает наиболее благоприятными для образования глауконита, а Н. С. Шатский [1955] — для формирования фосфоритов. Но даже и в этом случае среда осадкообразования была очень неустойчивой, так как всегда имеется та или иная примесь лептохлоритов и наблюдаются всевозможные переходы глауконита в лептохлориты и, наоборот, лептохлоритов в глауконит.

Мелкие и редкие желваки терригенно-лептохлорито-глауконитовых фосфоритов встречаются иногда в отложениях кимериджа (р. Хета), оксфорда (реки Подкаменная, Чернохребетная), лишней раз подчеркивая неустойчивость режима осадконакопления в позднеюрское время.

Таким образом, прибрежно-морские песчаные и гравийно-конгломератовые породы, развитые довольно широкой полосой вдоль северного и южного бортов мезозойских прогибов рассматриваемой территории

(особенно Хатангская впадина и Анабарский порог) могут представлять интерес в отношении лептохлоритовых руд и фосфоритов. Содержание  $P_2O_5$  в конкрециях фосфоритов составляет 16—30%. В Усть-Енисейской впадине такие породы могут быть обнаружены у северо-западного края Сибирской платформы.

Интенсивное химическое выветривание основных пород Сибирской платформы, в том числе кимберлитов, приводило к разрушению малоустойчивых минералов и накоплению минералов, стойких по отношению к выветриванию. К таким минералам относятся алмазы. Прибрежные грубообломочные породы позднеюрского времени могут быть перспективными в отношении промежуточных коллекторов алмазов. К сожалению, перспективы снижаются в связи с тем, что эти фации известны в ограниченном количестве. Осадки, как правило, имеют небольшую мощность и линзовидное залегание.

Следует, однако, иметь в виду, что песчаники нижнего волжского — верхнего волжского ярусов, по данным М. А. Крутойарского, Э. Н. Эрлиха и других исследователей, за восточной границей рассматриваемой территории содержат спутники алмазов: пироп, пикроильменит. В единичных зернах встречаются хромдиоксид, магнезиальный оливин, серпентин. В большинстве случаев при опробовании обнаружены алмазы.

#### НИЖНЕМЕЛОВАЯ МОРСКАЯ ФОРМАЦИЯ

Нижнемеловая морская формация распространена на всей территории мезозойских прогибов севера Центральной Сибири. Мощность ее изменяется от 830 м на западе до 450 м на востоке. Эта формация имеет много общего, особенно на ранних стадиях развития, с верхнеюрской формацией. Интенсивность колебательных движений постепенно ослабевает к началу формирования нижнемеловых осадков, но на некоторых участках дифференцированные колебательные движения еще проявляются, вследствие чего иногда самые нижние горизонты валажина отсутствуют, а верхневолжские осадки оказались размытыми на значительной территории.

В целом нижнемеловая морская формация обладает полевошпатово-кварцевым или кварцево-полевошпатовым составом песчано-алевритовых и смешанным гидрослюдисто-бейделлитовым составом глинистых пород. В краевых частях прогиба существенным распространением пользуются глауконито-лептохлоритовые породы иногда с незначительной примесью фосфорита.

Осадки формировались в условиях обширного морского бассейна, площадь распространения и глубины которого несколько сократились по сравнению с позднеюрским. Однако в нижнемеловом бассейне, так же как и в верхнеюрском, достаточно четко наблюдается зональное строение, подчеркиваемое распределением аутигенных минералов (рис. 49). Данные по северному борту прогиба отсутствуют. На юге выделяются прибрежно-морские, более грубозернистые осадки с глауконитом, лептохлоритами и иногда фосфоритом, а в центральной части прогиба — преимущественно глинистые осадки с высокой концентрацией шрита.

Характер колебательных движений в раннем мелу изменился. В начале раннемеловой эпохи произошло опускание мезозойских прогибов, более интенсивное в западной ее части, а затем началась медленная регрессия (с середины валажина до конца готерива). В связи с этим отчетливо прослеживается лишь один крупный ритм, охватывающий два яруса. Трансгрессивная часть ритма практически отсутствует. Мелкая ритмичность выражена плохо.

Продолжается потепление климата. Происходит значительная перестройка рельефа в областях сноса, вследствие чего изменился состав терригенно-минералогических провинций. Провинций становится меньше — три, а площадь развития их увеличивается, т. е. намечается как бы нивелировка минералогического состава. Среди терригенных минералов повсеместно заметная роль принадлежит группе эпидота — цоизита.

Условия формирования отложений нижнемеловой морской формации, как уже отмечалось раньше, имеют много общего с верхнеюрской, а поэтому и комплекс полезных ископаемых, связанный с этой формацией, сходен с описанным ранее. Все же наблюдающиеся отличия, вызван-

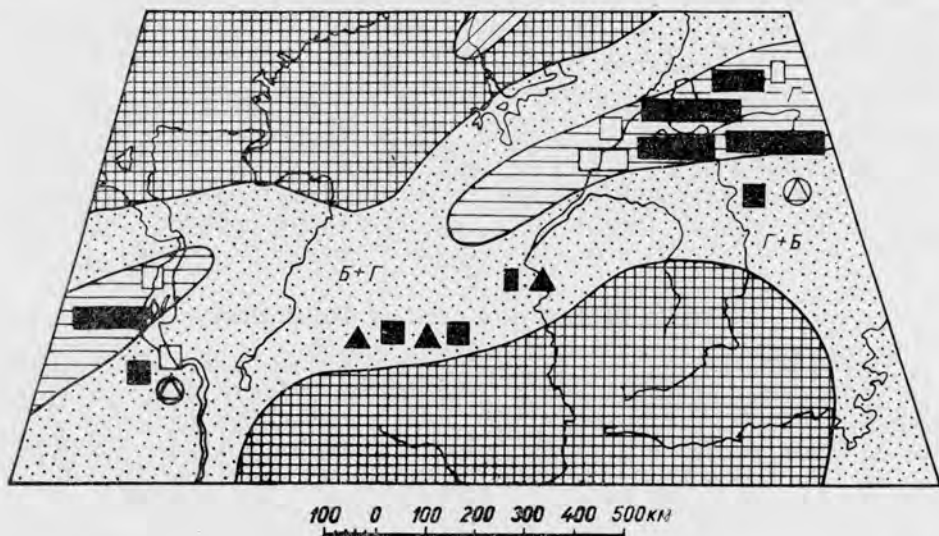


Рис. 49. Схема распределения аутигенных и глинистых минералов в отложениях нижнего (морского) мела на севере Центральной Сибири.

Усл. обозначения см. на рис. 46.

ные изменением характера колебательных движений, перестройкой областей сноса и потеплением климата, наложили отпечаток и на характер полезных ископаемых.

М. К. Калинин [1959] считает, что в морском бассейне начала мелового периода были благоприятные условия для накопления органического вещества. Значительные мощности осадков, особенно на западе, наличие в разрезе чередующихся мощных глинистых и песчаных пачек способствовали миграции битумов. Коллекторские свойства нижнемеловых пород значительно улучшаются по сравнению с юрскими отложениями в связи с возрастанием роли песчаных пород и меньшей их уплотненностью.

Общая пористость, по данным А. С. Запорожцевой и Т. М. Пчелиной, А. И. Бочарниковой, И. П. Лугинца, составляет 25—38%, эффективная пористость низкая (редко до 6,7%). Проницаемость, по данным М. П. Николенко и А. И. Бочарниковой, достигает в отдельных образцах из готеривских отложений 973—8210 мдарси.

Наиболее интенсивные нефтепроявления в Усть-Енисейском районе приурочены к отложениям верхнего валанжина и готерива.

С нижнемеловой морской формацией связано образование глауконито-лентохлоритовых пород. Формирование их происходило вдоль борта впадин в зоне отложения прибрежно-морских преимущественно песчаных

осадков. Следует отметить, что в нижнем мелу, в отличие от верхней юры развиты лептохлоритовая и сидеритовая фации. Глауконит здесь не имеет широкого распространения. Это, вероятно, определяется следующими факторами: несколько более спокойной, чем в верхней юре, обстановкой в период осадкообразования, более интенсивным приносом обломочного материала и более восстановительной средой в бассейне в период сингенеза и раннего диагенеза.

Лептохлориты чаще, чем в юре, имеют оолитовое строение, что, по-видимому, является результатом общего потепления климата, вызвавшего и потепление воды в бассейне. А. В. Пустовалов [1940] считает, что для оолитообразования необходима теплая вода, при которой гели становятся вязкими и приобретают способность обволакивать зерна.

Таким образом, прибрежно-морские песчаные осадки, развитые вдоль южного борта мезозойских прогибов севера Центральной Сибири (главным образом Хатангская впадина), представляют интерес в отношении лептохлоритовых руд. В Усть-Енисейской впадине такие породы могут быть обнаружены у северо-западного края Сибирской платформы. Но, вероятно, количество лептохлоритовых пород в осадках нижнего мела будет несколько меньше по сравнению с верхней юрой.

#### НИЖНЕ-ВЕРХНЕМЕЛОВАЯ ЛАГУННО-КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ ФОРМАЦИЯ

Эта формация является единственной в разрезе юрских и меловых отложений севера Центральной Сибири, образование которой происходило не в морских условиях. Формация очень широко распространена и имеет мощность от 1460 м на западе (Усть-Енисейская впадина) до 430 м на востоке региона (Анабарский порог).

Песчано-алевритовые породы формации — полевошпатово-кварцевые или кварцево-полевошпатовые, на северо-востоке — полимиктовые. Глины на большей части территории преимущественно бейделлитовые, на севере и востоке — преимущественно гидрослюдистые. Аутигенный комплекс чрезвычайно беден (карбонаты, пирит, иногда глауконит). Содержание аутигенных минералов очень низкое (рис. 50).

Осадки формировались в условиях прибрежно-аллювиальной равнины, дельт и мелких лагун, в которые иногда проникали морские воды.

Колебательные движения обусловили образование ритмично построенной толщи с чередованием глинисто-алевритовых угленосных пачек и песчаных пачек, лишенных значительных пластов углей. Выделяется крупный ритм, охватывающий всю угленосную толщу. Ритм полный, с хорошо выраженной трансгрессивной и регрессивной частями. Устанавливается ритмичность и более мелкого порядка. Вероятно, в дельтовых и аллювиальных фациях угленакопление было связано с лагунным режимом, который отвечает максимальному понижению области аккумуляции (малохетская, сангасалинская, огневская, бегичевская и долганская свиты). Угленосные горизонты, наблюдавшиеся среди лагунных безугольных фаций иногда с морской фауной и глауконитом (яковлевская и тигянская свиты), отлагались в период осушения лагун и относительного поднятия территории.

Имели место неоднократные поднятия местности, достаточные по времени для возникновения сравнительно мощных прослоев каолинизированных песчаных пород (малохетская, тигянская и рассохинская свиты).

Произошла резкая перестройка областей сноса, вследствие чего минералогический состав отложений, получивший тенденцию к уравниванию в конце нижнего морского мела, полностью нивелируется. Почти на всей обширной территории севера Центральной Сибири вплоть до островов

Карского моря наблюдается однообразный, очень выдержанный состав — рудно-эпидото-гранатовый.

Условия формирования отложений ниже-верхнемеловой лагунно-континентальной формации: теплый и влажный климат, появление обильной растительности, развитие прибрежно-аллювиальных, дельтовых и лагунных фаций, характер колебательных движений — явились благоприятными для образования углей.

Угленакопление происходило на всей территории севера Центральной Сибири и на протяжении почти всего периода образования этой формации. Наиболее угленасыщенными являются отложения средней части формации (яковлевская и огневская свиты). Угли бурые, переходные

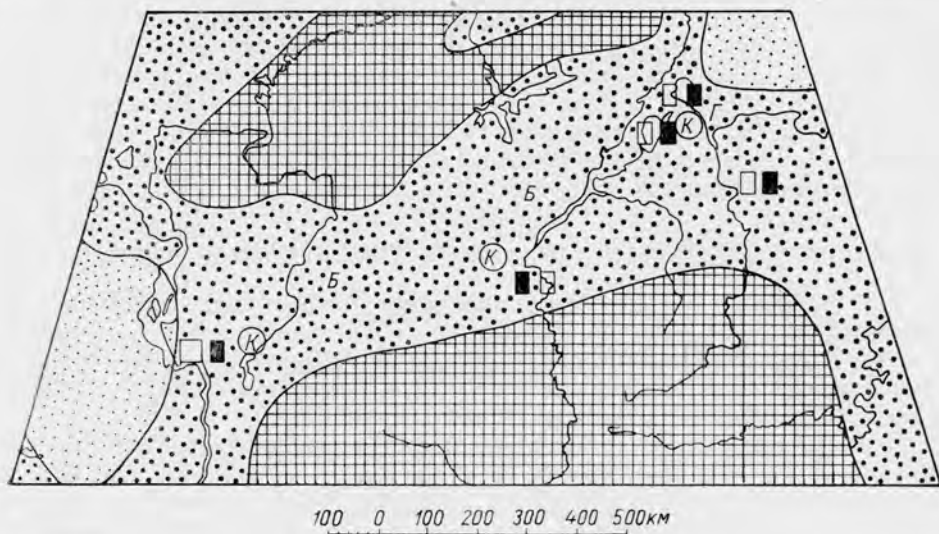


Рис. 50. Схема распределения аутигенных и глинистых минералов в отложениях угленосной толщи севера Центральной Сибири.

Усл. обозначения см. на рис. 46.

к длиннопламенным. Угли более высокой степени углефикации (длиннопламенные) приурочены либо к районам с большей мощностью отложений (р. Яковлева), либо к районам, расположенным ближе к складчатым областям (о. Бегичева). Восточнее, в бассейнах рек Лены и Оленека, все угли мелового периода относятся к каменным.

Преобладание песков, нередко среднезернистых, слабая уплотненность пород обусловили появление в составе описываемой формации хороших коллекторов.

По данным А. С. Запорожцевой, Т. М. Пчелиной, И. И. Лугинца и А. И. Бочарниковой, общая пористость в породах составляет 23—37%, проницаемость, по данным М. П. Николенко и А. И. Бочарниковой, высокая (290—300 мдарси), а в отдельных прослоях до 5100—9260 мдарси.

М. К. Калинин считает, что условия накопления осадков этой формации, отсутствие достаточно мощных глинисто-алевритовых пачек не могли благоприятствовать накоплению битуминозных компонентов. Однако он не исключает возможности образования здесь залежей нефти и газа за счет миграции из нижележащих горизонтов. В отложениях баррема Усть-Енисейской впадины, так же как и в породах готерива и верхнего валажина, обнаружены наиболее интенсивные нефтепроявления.

## ВЕРХНЕМЕЛОВАЯ МОРСКАЯ ФОРМАЦИЯ

Верхнемеловая морская формация имеет значительно меньшее распространение на севере Центральной Сибири: в Усть-Енисейской впадине и в юго-западной части Хатангской впадины. Мощность формации колеблется от 50 м на западе, где устанавливаются морские фации, до 430 м на востоке, в области развития лагунных фаций.

Песчано-алевритовые породы формации характеризуются глауконито-лептохлоритовым и реже полевошпатово-кварцевым составом. Глины смешанные, гидрослюдисто-бейделлитовые, преимущественно с преобладанием бейделлита. Аутигенные минералы разнообразны, и концентрация

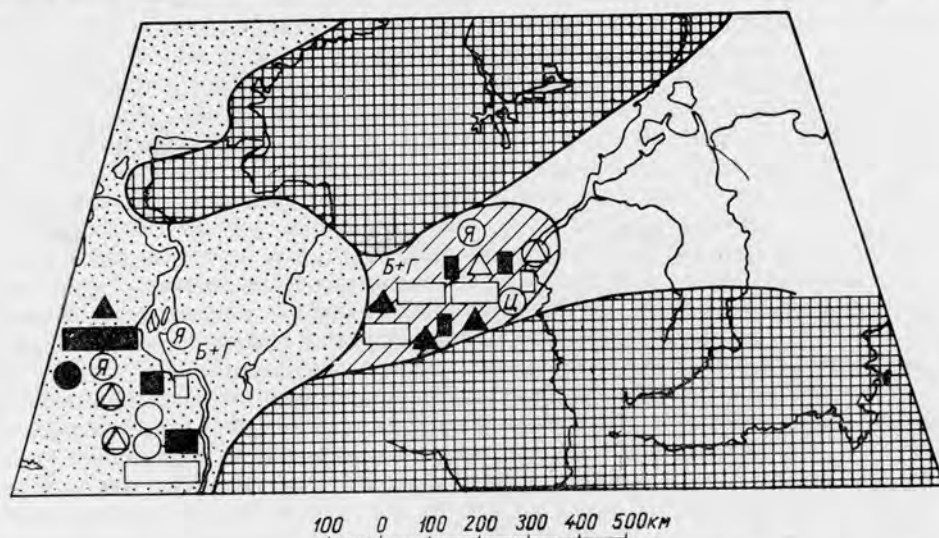


Рис. 51. Схема распределения аутигенных и глинистых минералов в отложениях верхнего (морского) мела севера Центральной Сибири.

Усл. обозначения см. на рис. 46.

их высокая. В распределении аутигенных минералов наблюдается определенная закономерность. Осадки, формировавшиеся в неглубоком морском бассейне типа залива, открытого на запад, характеризуются высокой концентрацией шприта, присутствием глауконита, лептохлоритов и фосфоритов. Однако морской режим был неустойчивым. На протяжении всего периода аккумуляции осадков устанавливалась то большая, то меньшая связь бассейна с открытым морем.

В пределах Хатангской впадины осадконакопление происходило в лагунных условиях, которые временами сменялись морскими или, наоборот, континентальными. Комплекс аутигенных минералов представлен лептохлоритами, иногда глауконитом, карбонатами (сидерит, арагонит, доломит) и цеолитами. Пирит имеется в незначительном количестве (рис. 51).

Прогибание дна впадин происходило довольно интенсивно, особенно, как и во все предшествующее время на западе территории, в пределах Усть-Енисейской впадины.

Ритмичность выражена достаточно четко. Выделяются два крупных ритма, по стратиграфическому объему охватывающие два-три яруса: первый ритм — турон — коньяк, второй — сантон — маастрихт. Трансгрессивная часть ритмов выражена слабо.

Климат в период образования верхнемеловой формации был теплым и влажным, хотя, вероятно, непостоянным: с переходами то к более теплоте, то к более холодному.

Существовавшие в это время области сноса обусловили появление двух довольно близких по составу терригенно-минералогических провинций. В составе аллотигенных минералов этих провинций основная роль принадлежит черным рудным и эпидоту.

Условия формирования осадков, сопровождавшиеся интенсивным размывом траппов на Сибирской платформе, а также, вероятно, в районе Гыданского полуострова, способствовали образованию глауконито-лентохлоритовых пород и фосфоритов.

На западе, в области развития морских осадков, наблюдается глауконито-лентохлоритовая и сидеритовая фации. Наибольшее количество глауконита отмечается в отложениях сантона, т. е. того же отрезка времени, к которому, по данным Е. П. Колокольцевой [1961], приурочено и фосфоритообразование. С сантона начинается расширение трансгрессии, вызвавшее появление течений и, очевидно, способствовавшее созданию более окислительной обстановки.

На востоке, в области развития лагунных фаций, очень близко расположенных к размывавшейся суше, шло интенсивное образование лентохлоритовых пород. Г. И. Теодорович указывает, что лентохлориты возникают как в морских, так и в континентальных субаквальных условиях. В период максимального распространения трансгрессии, когда морские воды проникали в Хатангскую лагуну, возникали кратковременные благоприятные условия для развития глауконитовой фации.

Широкое распространение глауконитово-лентохлоритовых пород, с которыми в Усть-Енисейской впадине ассоциируют фосфориты, дает возможность считать, что отложения верхнемеловой морской формации могут представлять интерес в отношении как лентохлоритовых руд, так и фосфоритов. Содержание  $P_2O_5$  в фосфоритах Усть-Енисейской впадины, по данным Е. П. Колокольцевой [1961], достигает 24%.

Интенсивный размыв пород северной окраины Сибирской платформы, сопровождавшийся сильным химическим выветриванием, обусловил появление мощных прослоев конгломератов. Эти конгломераты располагаются в непосредственной близости от области сноса и состоят из гальки устойчивых к выветриванию халцедонов, кремней, и только на участках, близко расположенных к размываемой суше, имеется галька основных пород. Возможно, что эти конгломераты могут оказаться промежуточными коллекторами алмазов. Пока данных об опробовании верхнемеловых конгломератов не имеется.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение вещественного состава юрских и меловых отложений севера Центральной Сибири от низовьев р. Енисея на западе до р. Анабара на востоке показало, что в мощной и внешне довольно однородной толще юрских и меловых пород можно выделить ряд формаций, отличающихся по составу и отвечающих определенному этапу тектонического развития региона.

Основными факторами, определившими облик формаций, их строение и особенности вещественного состава, были колебательные движения, физико-географическая обстановка в областях сноса и осадконакопления, климат, господствующий в период образования формации. Необходимо подчеркнуть особенно важную роль двух факторов — характера колебательных движений и физико-географической обстановки в областях сноса. На протяжении большей части времени формирования юрских и меловых отложений рассматриваемой территории преобладающим был морской режим осадконакопления, и, следовательно, условия седиментации существенно не менялись. Изменения климата также не были резкими. Имевшие место потепления и похолодания приводили к различной интенсивности выветривания, но не меняли его типа. На протяжении юрского и мелового периодов в пределах севера Центральной Сибири образовались формации гумидного типа.

Естественно, что в условиях относительного постоянства режима в области осадконакопления и относительной стабильности климата особенно явно должны проступать изменения в строении и составе формаций, связанные с типом колебательных движений и перестройкой областей сноса.

Этот вывод полностью подтверждается при формационном анализе. При переходе от одной формации к другой четко наблюдается смена типа ритмичности (изменение строения и масштаба ритмов). Еще более значительны те изменения, которые претерпевает вещественный состав отложений каждой формации, в частности терригенных минералов.

Анализ терригенно-минералогических провинций позволяет выявить причины, вызывавшие изменение состава обломочных минералов, и получить представление о расположении источников сноса, их относительной роли, составе размывающихся пород и типе рельефа в областях размыва.

В совокупности с данными о конфигурации берегов и режиме, существовавшем в бассейне седиментации, наши представления о палеогеографии рассматриваемой территории на протяжении юрского и мелового периодов приобретают необходимую достоверность.

Проведенные исследования показали, что отложения нижне-среднеюрской морской формации образовались преимущественно за счет размыва основных изверженных и осадочных пород Сибирской платформы

и Таймыра, а также, продуктов размыва осадочных и кислых пород, приносимых с возвышенностей севера Западной Сибири. Существенное значение имел принос обломочного материала с юга Сибири и Северо-восточной суши.

Накопление осадков верхнеюрской морской формации происходило главным образом из материала, возникшего в процессе разрушения основных вулканогенных и метаморфических пород Сибирской платформы и Таймыра, а также Северо-восточной суши. Принос материала с севера Западной Сибири и с юга Сибири начал ослабевать.

Нижнемеловая морская формация образовалась за счет размыва верхнепротерозойских метаморфических толщ Таймыра, а также метаморфических и в меньшей степени основных вулканогенных пород Сибирской платформы. Существенное значение оказывал принос материала с Северо-восточной суши. Поступление материала с севера Западной Сибири и с юга Сибири было очень незначительным. Накопление осадков нижне-верхнемеловой лагунно-континентальной формации происходило главным образом за счет размыва верхнепротерозойских метаморфических толщ Таймыра. Северо-восточная суша оставалась источником материала для северо-восточной части рассматриваемой территории. Поступление материала с севера Западной Сибири и с юга Сибири в пределы севера Центральной Сибири прекратилось.

Верхнемеловая морская формация образовалась за счет размыва верхне- и нижнепротерозойских толщ Таймыра, а также частично из материала, приносимого из областей размыва основных пород Сибирской платформы и Гыданского полуострова.

Условия формирования юрских и меловых отложений оказались благоприятными для образования целого ряда полезных ископаемых. Анализ вещественного состава, а также палеогеографические реконструкции показывают, что наиболее перспективными при поисках месторождений нефти и газа являются отложения ниже-среднеюрской и нижнемеловой морских, а также ниже-верхнемеловой лагунно-континентальной формаций. При поисках россыпных месторождений алмазов основное внимание должно быть сосредоточено на отложениях ниже-среднеюрской, верхнеюрской и, возможно, верхнемеловой морской формаций. Поиски осадочных железных руд и фосфоритов следует вести в отложениях верхнеюрской, верхнемеловой, а также нижнемеловой морской формаций. Основные перспективы поисков титанистых минералов следует связывать с отложениями ниже-среднеюрской морской формации. Отложения ниже-верхнемеловой лагунно-континентальной формации также заслуживают внимания в связи с их региональной угленосностью.

## ЛИТЕРАТУРА

Басов В. А. и др. Новые данные по стратиграфии юрских отложений Восточного Таймыра. Уч. зап. Ин-та геол. Арктики, регион. геол., вып. 1, 1963.

Батурина В. П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. М.—Л., Изд. АН СССР, 1947.

Белюсов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Гостеолтехиздат, 1954.

Богацкий В. В. Перспективы нахождения россыпей титановых минералов (в свете анализа условий их образования) в восточных районах Западно-Сибирской низменности. Изв. Вост. фил. АН СССР, № 11, 1957.

Бодылевский В. И. и Шульгина Н. И. Юрские и меловые фауны низовьев Енисея. М., Гостеолтехиздат, 1958. (Тр. Ин-та геол. Арктики, т. 93).

Бочарникова А. И. Литология и фации меловых отложений северной части Анабаро-Хатангского междуречья. Л., Гостоптехиздат, 1959. (Тр. Ин-та геол. Арктики, т. 96).

Вахрамеев В. А. Стратиграфия и ископаемая флора юрских и меловых отложений Вилуйской впадины и прилегающей части Приверхоанского краевого прогиба. Регион. стратиг. СССР, т. 3. М., Изд. АН СССР, 1958.

Веденеева Н. Е. и Викулова М. Ф. Метод исследования глинистых минералов с помощью красителей и его применение в литологии. М., Гостеолтехиздат, 1952.

Вакар В. А. Трашковая формация Таймыра. Петрография Вост. Сибири, т. 1. М., Изд. АН СССР, 1962.

Викулова М. Ф. Исследование смесей глинистых минералов. ДАН СССР, т. 130, № 1, 1960.

Вильямс Х. и др. Петрография. М., ИЛ, 1957.

Винчелл А. Н. Оптическая минералогия. М., ИЛ, 1949.

Воронов П. С. Стратиграфия, литология и перспективы нефтеносности юго-восточного побережья Хатангского залива. Л., Гостоптехиздат, 1961. (Тр. Ин-та геол. Арктики, т. 116).

Граммберг И. С. Стратиграфия и литология пермских отложений северо-восточного края Сибирской платформы. Л., Гостоптехиздат, 1958. (Тр. Ин-та геол. Арктики, т. 84).

Граммберг И. С. и др. Стратиграфия и литология пермских и триасовых отложений северной части Приверхоанского прогиба и сопредельных складчатых сооружений. Л., Гостоптехиздат, 1960. (Тр. Ин-та геол. Арктики, т. 118).

Гурари Ф. Г. К палеогеографии Западно-Сибирской низменности в юрско-неокомское время. Л., Гостоптехиздат, 1961. (Тр. СНИИГГИМС, вып. 14).

Гуржий Д. Ф., Ткачук Л. Г. О ступенчатой (черепитчатой) форме гранатов. Минер. сб. Львовск. геол. о-ва, № 13, 1958.

Гурова Т. И., Казаринов В. П. Литология и палеогеография Западно-Сибирской низменности в связи с нефтеносностью. М., Гостоптехиздат, 1962.

Д и б н е р В. Д. Стратиграфия верхнетриасовых и юрских отложений островов Баренцево-Карского шельфа и Горного Таймыра. ДАН СССР, т. 139, № 4, 1961.

Д и б н е р В. Д. Стратиграфия меловых отложений островов Баренцево-Карского шельфа и Горного Таймыра. ДАН СССР, т. 144, № 5, 1962.

Д и б н е р В. Д., М и р о ш н и к о в Л. Д. Юрские отложения Горного Таймыра. Геология и геофизика, № 3, 1962.

Д о л г о в Ф. Г., Л о б е е в а З. П. К титаноносности юрских песчаников южной части Сибирской платформы. Совещ. по геол. строению и минер. ресурсам Сиб. платф. (тезисы докладов), вып. 1. Изд. СО АН СССР, 1959.

З а п о р о ж ц е в а А. С. О происхождении ступенчатой поверхности обломочных зерен граната меловых отложений севера Якутии. ДАН СССР, т. 131, № 2, 1960.

К а з а р и н о в В. П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. М., Гостоптехиздат, 1958.

К а л и н к о М. К. История геологического развития и перспективы нефтегазоносности Хатангской впадины. Л., Гостоптехиздат, 1959. (Тр. Ин-та геол. Арктики, т. 104).

К а л и н к о М. К. Определение гранулометрического состава терригенных тяжелых минералов как один из методов выяснения путей их миграции. Сов. геология, № 12, 1959.

К а л и н к о М. К. Совещание по физическим методам исследования осадочных пород и минералов. Сов. геология, № 8, 1961.

К и т а й н и к М. Ф., Т к а л и ч В. С. Титаноносность мезо-кайнозойских отложений и трапсов окраины Сибирской платформы. Совещ. по геол. строению и минерал. ресурсам Сиб. платф. (тезисы докладов), вып. 1. Изд. СО АН СССР, 1959.

К о л о к о л ь ц е в а Е. П. О признаках региональной фосфоритносности верхнемеловых отложений Усть-Енисейской впадины. Инф. бюлл. Ин-та геол. Арктики, вып. 25, 1961.

К о л ч и н а Л. П. и др. Литология и закономерности размещения пород коллекторов в отложениях юры и нижнего мела Западно-Сибирской низменности. Изд. АН СССР, 1961.

К о р д и к о в А. А. Изученность минералогических коррелятивов обломочных пород Лено-Енисейской области. Л., 1958. (Тр. Ин-та геол. Арктики, т. 80).

К о с с о в с к а я А. Г. Основные парагенетические минеральные ассоциации в мезозойских отложениях юго-востока Вилюйской впадины и Западного Верхоянья. ДАН СССР, т. 129, № 5, 1959.

К о с с о в с к а я А. Г. Факторы, определяющие формирование минерального состава глин в условиях платформы и геосинклинали. ДАН СССР, т. 129, № 6, 1959.

К о с с о в с к а я А. Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилюйской впадины и Западного Верхоянья. М., Изд. АН СССР, 1962. (Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 63).

Л о д о ч н и к о в В. Н. Главнейшие породообразующие минералы. М., Госгеолтехиздат, 1955.

М и л ь н е р Г. В. Петрология осадочных пород. ОНТИ НКТП, 1934.

Н а л и в к и н Д. В. Учение о фациях, т. 1. Изд. АН СССР, 1956.

П о п о в В. И. Формационные единицы и их положение в основном ряду вещественных геологических образований. Тр. Ин-та геол. АН УзССР, вып. 11, 1954.

П о п о в В. И. Геологические формации — естественно-исторические сообщества генетически связанных сопряженных горных пород, ч. 1. Изд. Узбекского гос. ун-та, 1959.

П о п о в В. И. Фациально-петрографические принципы выделения и классификации осадочных формаций. БМОИП, отд. геол., т. 34 (1), 1959.

П о п о в В. И. Основные положения учения о геологических формациях. Сов. геология, № 4, 1960.

П л о т н и к о в М. А., Т а т а р с к и й В. В. Псевдоморфозы кальцита по

тейлюситу из татарского яруса р. Мезени. Зап. Всес. мин. о-ва, сер. II, ч. 75, вып. 3, М.—Л., Изд. АН СССР, 1946.

Прозорович Г. Е. Литология отложений юры и нижнего мела разреза Туруханской опорной скважины. Л., Гостоптехиздат, 1961. (Тр. СНИИГГИМС, вып. 17).

Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород. М.—Л., Гостоптехиздат, 1940.

Рабкин М. И. Геология и петрология Анабарского кристаллического щита. Л., Госгеолтехиздат, 1959. (Тр. Ин-та геол. Арктики, т. 87).

Ронкина З. З. Об образовании лептохлоритовых пород в юрских и меловых отложениях Хатангской впадины. Инф. бюлл. Ин-та геол. Арктики, вып. 4, 1957.

Ронкина З. З. Находка оптически отрицательного ставролита на Таймыре. Л., Гостоптехиздат, 1959. (Тр. Ин-та геол. Арктики, т. 96).

Ронкина З. З. и Сакс В. Н. Возможные источники сноса при формировании юрских и меловых отложений Усть-Енисейской впадины. М., Госгеолтехиздат, 1956. (Тр. Ин-та геол. Арктики, т. 89).

Рухин Л. Б. Основы литологии. Л., Гостоптехиздат, 1953.

Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. Л., Гостоптехиздат, 1959.

Рыбаков Б. И. К методике составления специализированной шлиховой карты при поисках алмазов. Инф. бюлл. Ин-та геол. Арктики, вып. 8, 1958.

Сакс В. Н. Каолины на севере Западно-Сибирской низменности и их значение для познания структуры этой области. ДАН СССР, т. 48, № 9, 1945.

Сакс В. Н. О тектоническом развитии Хатангской впадины на протяжении мезозойской эры. Л., Гостоптехиздат, 1959. (Тр. Ин-та геол. Арктики, т. 105).

Сакс В. Н. Геологическая история Северного Ледовитого океана на протяжении мезозойской эры. Регион. палеогеогр. Докл. сов. геол. на XXI МКГ. М., Гостоптехиздат, 1960.

Сакс В. Н. Некоторые проблемы палеогеографии юрского периода в связи с изучением белемнитовых фаун Сибири. Геология и геофизика, № 10, 1961.

Сакс В. Н., Ронкина З. З. Юрские и меловые отложения Усть-Енисейской впадины. М., Госгеолтехиздат, 1957. (Тр. Ин-та геол. Арктики, т. 90).

Сакс В. Н., Ронкина З. З. О развитии рельефа Сибири на протяжении мезозойской эры. Геология и геофизика, № 1, 1960.

Сакс В. Н. и др. Мезозойские отложения Хатангской впадины. Л., Гостоптехиздат, 1959. (Тр. Ин-та геол. Арктики, т. 99).

Сакс В. Н. и др. Стратиграфия юрской и меловой систем на севере СССР. Изд. АН СССР, 1963.

Соболев В. С. Петрология траптов Сибирской платформы. М.—Л., Транспорт, 1936. (Тр. Ин-та геол. Арктики, т. 43).

Соболев В. С. и др. Проблема роста зерен граната и других метаморфических минералов в осадочных породах. Зап. Всес. минер. о-ва, ч. 80, № 2, М.—Л., Изд. АН СССР, 1951.

Соболевская Р. Ф., Мильштейн В. Е. К вопросу о стратиграфии синийских отложений на Центральном Таймыре. Л., Гостоптехиздат, 1961. (Тр. Ин-та геол. Арктики, т. 125).

Соколов В. Н. Геология и перспективы нефтегазоносности Арктической части Западно-Сибирской низменности. Л., Гостоптехиздат, 1960. (Тр. Ин-та геол. Арктики, т. 100).

Спиро Н. С. и Гоголева М. В. Об определении минерального состава глинистых пород. Л., Гостоптехиздат, 1958. (Тр. Ин-та геол. Арктики, т. 67).

Спиро Н. С. и Гоголева М. В. Определение оптимальных условий для установления минерального состава глины методом окрашивания. Л., Гостоптехиздат, 1961. (Тр. Ин-та геол. Арктики, т. 119).

Стахович Я. Л. О методике и некоторых результатах шлихового анализа при поисках алмазов. Инф. бюлл. Ин-та геол. Арктики, вып. 8, 1958.

Страхов Н. М. Железородные фации и их аналоги в истории Земли. М. Изд. АН СССР, 1947. (Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 73).

Страхов Н. М. Типы осадочного процесса и формаций осадочных пород. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 8, 1956.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Изд. АН СССР, 1960.

Страхов Н. М. и Залманзон Э. С. Распределение аутигенно-минералогических форм железа в осадочных породах и его значение для литологии. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1955.

Татарский В. Б. Методы определения породообразующих карбонатных минералов. Л., Гостоптехиздат, 1952. (Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 53).

Теодорович Г. И. Аутигенные минералы осадочных пород. Изд. АН СССР, 1958.

Хайн В. Е. Литологические формации. Спутник полевого геолога-нефтяника. Л., Гостоптехиздат, 1954.

Шатский И. С. Фосфоритовосные формации и классификация фосфоритовых залежей. М., Изд. АН СССР, 1955. (Тр. Совещ. по осад. породам, вып. 2).

Шатский И. С. Парагенезы осадочных и вулканогенных пород и формаций. Изв. АН СССР, сер. геол., № 9, 1960.

Шульгина Н. И. Палеоэкологическая характеристика юрских и меловых отложений района Усть-Енисейской впадины. М., Госгеолтехиздат, 1956. (Тр. Ин-та геол. Арктики, т. 89).

Крутин Р. The tourmaline group in sediments. J. Geol., v. 54, No 2. Chicago, 1946.

Pettijohn F. Persistence of heavy minerals and geological age. J. Geol., v. 49, 1941.

Schmidt F. Wissenschaftliche Resultate der zur Aufsuchung eines angekündigten Mammutcadavers von der Kaiser Akademie der Wissenschaften an den Untern Jenissei ausgesandten Expedition. Mem. de l' Acad. Imp. des Sci. de St. Pet., ser. 7, t. 18, № 1, 1872.

---

## ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение . . . . .	3
<b>Глава I. Стратиграфия . . . . .</b>	<b>6</b>
Юрская система . . . . .	8
Нижний отдел . . . . .	—
Средний отдел . . . . .	12
Верхний отдел . . . . .	16
Меловая система . . . . .	23
Нижний отдел . . . . .	—
Нижний — верхний отделы . . . . .	32
Верхний отдел . . . . .	—
<b>Глава II. Петрографический состав отложений . . . . .</b>	<b>36</b>
Конгломераты и гравелиты . . . . .	37
Песчаные и алевритовые породы . . . . .	38
Кварцево-полевошпатовые породы . . . . .	39
Полевошпатово-кварцевые породы . . . . .	41
Полимиктовые породы . . . . .	45
Лептохлоритовые, глауконито-лептохлоритовые и глауконитовые породы . . . . .	47
Глинистые породы . . . . .	55
<b>Глава III. Минералогический состав отложений . . . . .</b>	<b>64</b>
Характеристика минералов тяжелой и легкой фракций . . . . .	66
Терригенные минералы . . . . .	—
Аутигенные минералы . . . . .	80
Общая минералогическая характеристика юрских и меловых отложений	83
<b>Глава IV. Палеогеография и условия формирования юрских и меловых осадков</b>	<b>107</b>
Раннеюрская эпоха . . . . .	—
Среднеюрская эпоха . . . . .	115
Позднеюрская эпоха . . . . .	119
Раннемеловая эпоха . . . . .	126
Позднемеловая эпоха . . . . .	135
<b>Глава V. Юрские и меловые формации севера Центральной Сибири . . . . .</b>	<b>142</b>
Нижне-среднеюрская морская формация . . . . .	143
Верхнеюрская морская формация . . . . .	148
Нижнемеловая морская формация . . . . .	151
Нижне-верхнемеловая лагунно-континентальная формация . . . . .	153
Верхнемеловая морская формация . . . . .	155
Заключение . . . . .	157
Литература . . . . .	159

*Зинаида Зиновьевна Ронкина*

**Вещественный состав и условия формирования  
юрских и меловых отложений  
севера Центральной Сибири**

Ведущий редактор *Э. М. Швецова*

Технический редактор *А. Б. Яцуржинская*

Корректор *Г. С. Савельева*

Сдано в набор 25/V 1965 г.

Подписано к печати 26/VII 1965 г.

Формат бумаги 70 × 108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Печ. л. 101/4 + 1 вкл.

Усл. л. 15,05. Уч.-изд. л. 13,34.

Тираж 1000 экз. Индекс 3—4—1—Л. М-27431.

Издательство «Недра». Ленинградское отделение.

Ленинград, Ф-2, ул. Ломоносова, 22.

Издательский № 864. Заказ 747.

Ленинградская типография № 14

«Красный Печатник» Главполиграфпрома

Государственного комитета

Совета Министров СССР по печати.

Московский проспект, 91.

Цена 87 коп.

ЗАМЕЧЕННЫЕ ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
4	31 сверху	1873	1843
9	6 сверху	р. Яковлевой	р. Яков
12		Рис. 3 при рассмотрении должен быть повернут на 90°.	
27		В табл. 4 возраст сангасалинской и рассохинской свит должен быть антегим, а бегичевской — альб-сеноманским.	
51	Рис. 13	Лентохлоритовый	Лентохлоритовый
114	11—12 сверху	Л. П. Колыной	Л. П. Колчиной

НИИГА, т. 146.