

ОСАДОЧНЫЕ СЕРИИ  
МЕЗОЗОЯ И ПАЛЕОГЕНА  
СИБИРИ

*Издание Сибирского Отделения АН СССР*

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р  
С И Б И Р С К О Е О Т Д Е Л Е Н И Е

---

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

Выпуск 20

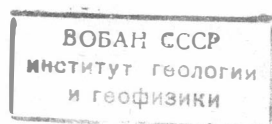
ОСАДОЧНЫЕ СЕРИИ  
МЕЗОЗОЯ И ПАЛЕОГЕНА  
СИБИРИ

Под редакцией  
*В. П. Казаринова и Ю. П. Казанского*

ИЗДАТЕЛЬСТВО  
СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ АН СССР  
НОВОСИБИРСК

1963

В сборнике излагается материал по тектоно-седиментационным ритмам, называемым авторами сериями мезозоя и палеогена Сибири (Западно-Сибирской низменности, Ленской и Вилюйской впадин и Иркутского амфитеатра). Приводятся материалы по закономерностям распределения рудных этажей. Ставится вопрос об одновременности осадочных серий и одновозрастности фаз тектогенеза, проявившихся на протяжении мезозоя и палеогена Сибири.



## ПРЕДИСЛОВИЕ

За последние годы сибирские литологи значительно усилили работы по изучению опорных разрезов, что связано главным образом с подготовкой литолого-палеогеографических карт Сибири. Одной из важных особенностей проводимого изучения является применение единого метода. Этот метод, разработанный коллективами литологов СНИИГГИМСа и ИГиГ СО АН СССР и получивший название литолого-формационного, позволяет подразделять мощные осадочные толщи на серии, сложенные последовательно сменяющимися в пространстве и времени формациями. Литологический облик каждой формации отражает общий характер тектонического развития применительно для каждого конкретного района. Осадочная серия соответствует фазе тектогенеза или завершеному этапу денудации в областях размыва. Расшифровка этих общих положений давалась нами неоднократно в ряде опубликованных работ и нашла определенное отражение в первой статье настоящего сборника.

Изучение опорных разрезов методом литолого-формационного анализа позволило нам, опираясь на разработанную предыдущими исследованиями стратиграфию, сопоставлять осадочные серии. Такое сопоставление привело к интересным выводам. Оказалось, что осадочные серии, выделенные в пределах изученных к настоящему времени разрезов, разновозрастны и, следовательно, фазы тектогенеза для районов, порой очень далеко отстоящих друг от друга, одновременны. Оказалось, далее, что одновременно проявляющиеся на больших площадях тектонические фазы имели разную интенсивность, что обуславливало образование в одни и те же отрезки времени разнотипных формаций. Было, наконец, установлено, что для каждой формации, а следовательно, для каждого фациального этажа осадочной серии, свойственны свои характерные наборы полезных ископаемых.

Обоснование сформулированных выше положений для мезозоя и палеогена Сибири дано в статьях настоящего сборника, составленных литологами Института геологии и геофизики, Иркутского и Якутского геологических институтов СО АН СССР, СНИИГГИМСа и Якутского геологического управления. Эти материалы обобщены в первой статье сборника, где, кроме того, дана краткая характеристика осадочных серий Западно-Сибирской низменности, основанная на ранее опубликованных работах. Осадочным сериям и тектоническим фазам палеозоя Сибири посвящен специальный сборник, построенный аналогично настоящему и уже вышедший из печати (Труды СНИИГГИМСа, вып. 16, Гостоптехиздат, 1962).

Анализ материалов как по палеозою, так и по мезокайнозю привел нас к тождественным выводам о единовременности осадочных серий. Это побудило организовать изучение методом литолого-формационного ана-

лиза ряда хорошо стратифицированных опорных разрезов в европейской части Советского Союза и усилить также работы в Сибири. В настоящее время большой коллектив литологов обрабатывает собранные в 1961 г. материалы. Результаты этих исследований явятся предметом наших дальнейших публикаций.

Мы полагаем, что сформулированные выше выводы носят пока предварительный характер и должны еще и еще раз проверяться на разрезах разного стратиграфического уровня и в разных структурно-формационных зонах. Сибирские литологи ведут эти исследования достаточно энергично. Публикуя настоящий сборник, равно как и сборник, посвященный сериям палеозоя Сибири, мы рассчитываем довести наши выводы и нашу методику до возможно более широкого круга литологов, с тем чтобы была проведена возможно более широкая проверка сделанных выводов, их уточнение и расширение. Коллектив авторов будет благодарен за любую творческую критику и помощь со стороны.

---

*В. П. КАЗАРИНОВ*

## ОСАДОЧНЫЕ СЕРИИ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ФАЗЫ МЕЗОЗОЯ И ПАЛЕОГЕНА СИБИРИ

Мезозойские отложения в Сибири широко распространены в пределах обширных депрессионных зон Западно-Сибирской низменности, Ленской и Вилюйской впадин. Эти отложения обстоятельно изучались большим коллективом геологов, особенно на протяжении последних 10—15 лет, в связи с бурением глубоких нефте- и газопоисковых скважин. Значительный материал собран также по палеогеновым отложениям Западно-Сибирской низменности. Кроме того, юрские угленосные осадки изучались в многочисленных мелких впадинах юга Иркутской области и Красноярского края и в Кузбассе, а меловые и палеогеновые — в Присалаирской, Ненинско-Чумышской и других впадинах Алтае-Саянской горной страны.

Благодаря многолетним исследованиям большого коллектива геологов была в общих чертах разработана стратиграфия мезозойских и кайнозойских осадков Западно-Сибирской низменности и освещен их литологический состав.

Опираясь на эти данные, а также на материалы по геологии формаций кор выветривания, автору в свое время удалось подразделить мезозойские и кайнозойские осадки на ряд серий — естественноисторических формационных сообществ, отражающих в своем литологическом составе полный цикл денудации в областях размыва или фазу тектогенеза (1958). Дальнейшие исследования сибирских литологов детализировали и уточнили эту схему. Однако проведенные исследования и до настоящего времени не могут считаться завершенными, а схема окончательно отработанной.

Литолого-формационные исследования в последние годы начаты и в пределах Ленской и Вилюйской впадин. Публикуя в настоящем сборнике первые результаты, мы получили возможность сопоставить между собой осадочные серии крупнейших мезозойских впадин Сибири.

Первая осадочная серия в составе мезозойско-кайнозойского чехла Западно-Сибирской низменности объединяет осадки рэт-лейаса. Возможно, что имеется еще одна верхнетриасовая серия. Однако за недостатком фактического материала о ней можно говорить лишь условно. Этими сериями начинается мезозойско-палеогеновый осадочный комплекс, соответствующий тихоокеанскому геотектоническому циклу (Казаринов, 1960 б). Предыдущий — верхнепалеозойско-триасовый осадочный комплекс завершился мощной формацией коры выветривания, возраст которой определяется как средний триас. Остатки этой формации опи-

саны многими исследователями в целом ряде районов окраинных частей низменности и ее горного обрамления, а также в Восточной Сибири и Западном Приуралье.

Первая изученная осадочная серия комплекса завершилась внутри лейаса. Верхняя часть осадков лейаса входит, очевидно, в состав вышележащей серии. По юго-западной окраине низменности между первой и второй осадочными сериями отмечается угловое несогласие, которое по направлению на восток к центральным частям низменности постепенно исчезает, заменяясь литологическим несогласием, понятие о котором было сформулировано нами ранее (Акульшина и др., 1960).

В пределах юго-западной притургайской части Сибири в конце формирования первой осадочной серии на окружающих континентальные бассейны седиментации областях размыва еще не существовало условий для широкого формирования коры выветривания. Остатков коры выветривания этого времени, так же как и ее переотложенных продуктов, не обнаружено. Они широко распространены в Восточной Сибири.

Первая осадочная серия изучена в пределах низменности плохо. Перед исследователями стоит задача установить ее нижнюю и уточнить верхнюю границы по выделению и литологическому изучению слагающих ее формаций.

Вторая серия охватывает осадки верхов лейаса, среднюю юру и большую часть верхней юры. Осадки нижней-средней юры характеризуются полимиктовостью песчано-алевритовой и гидрослюдистостью глинистой составляющей породы. Они бедны хемогенными образованиями, широко угленосны, накапливались в эпоху геократического режима и повышенной тектонической активности. Лишь во второй половине средней юры условия осадконакопления несколько меняются. По южной окраине низменности накапливаются красноцветные существенно глинистые осадки, относимые большинством исследователей к лагунной фации. Завершают серию осадки верхней юры. Они формировались в условиях относительного тектонического покоя и морской трансгрессии. Мощность осадков верхней юры невелика, для них характерно преобладание глин, наличие кремнистых и железистых пород, высокие значения коэффициента мономинеральности<sup>1</sup>.

Необходимо отметить, что в настоящее время имеется некоторый материал, изложенный, например, в статье А. В. Гольберта, публикуемой в этом сборнике, и свидетельствующий о том, что внутри средней юры, возможно, проходит слабо выраженная граница между сериями. Такое подразделение осадков мезозоя на серии условно отражено на прилагаемой схеме (рис. 1).

Третья серия охватывает осадки, относимые в Западно-Сибирской низменности к валанжину, готерив-баррему и апту (?). В нижних горизонтах серии в приуральской и приказахстанской частях низменности кое-где распространены переотложенные продукты коры выветривания верхнеюрского времени — существенно кварцевые пески, железистые породы и другие. В начале валанжина в условиях нарастающей регрессии накапливались глинистые осадки главным образом морских фаций. Во второй половине валанжина, когда начавшаяся активизация тектонических усилий привела к существенному обновлению рельефа в областях питания, накапливается толща песчаных осадков, характеризующаяся сравнительно низкими значениями коэффициента мономинеральности.

<sup>1</sup> Частное от деления количества устойчивых при выветривании порообразующих компонентов (кварц, обломки кремней и пр.) на количество неустойчивых (полевые шпаты, обломки алюмосиликатных пород и др.).







Затем начинается постепенный спад тектонической активности, в условиях которого накапливается по южной окраине низменности все более и более глинистая толща повышено карбонатных и железистых пестроцветных осадков, относимых к готерив-баррему. Как и среднеюрские пестроцветы, они большинством исследователей причисляются к лагунной фации. В глубь низменности пестроцветные породы постепенно сменяются сероцветными, отлагавшимися преимущественно в морских условиях. В верхних горизонтах толщи готерив-баррема повышаются значения коэффициента мономинеральности, а в глинистой фракции появляется примесь каолинита. В континентальных условиях серия завершалась формацией коры выветривания, переотложенные продукты которой широко распространены в нижних горизонтах четвертой серии.

В ряде районов приенисейской части низменности, по южным окраинам Чулымо-Енисейской депрессии, в Приуралье и в некоторых других районах Западной Сибири и восточного склона Урала известны многочисленные скопления переотложенных продуктов коры выветривания. Среди них выявлены месторождения бокситов, россыпей различных рудных минералов, кварцевых песков и огнеупорных глин. Возраст отложенный определяется по листовой флоре как апт-альбский. В связи с этим кора выветривания относилась нами к концу баррема — началу апта. Однако за последнее время появляются материалы, говорящие об альбском возрасте бокситоносных осадков и на западной и на восточной окраинах низменности. Эти материалы приводят к необходимости поставить вопрос о пересмотре возраста нижнемеловой формации коры выветривания в Западной Сибири и, следовательно, о верхней границе третьей осадочной серии. Очевидно, что эта серия завершилась в апте.

Осадки четвертой серии в большинстве известных разрезов залегают с размывом на нижележащей толще. Лишь на западной окраине низменности условно выделяются морские осадки аптского времени, характеризующиеся высокими значениями коэффициента мономинеральности. Эти и некоторые другие материалы позволяют нам предполагать, что верхние горизонты третьей осадочной серии размывы на обширных пространствах южной, юго-восточной и восточной частей низменности. Мы полагаем, что при дальнейших исследованиях в центральных и западных частях низменности, где отмеченный перерыв проявился слабо или не проявился вовсе, будут встречены осадки верхних горизонтов третьей серии. Эти маломощные осадки должны быть сложены существенно глинистыми окремненными в западных районах и глауконитсодержащими породами.

Терригенная формация, залегающая в начале четвертой серии, сложена породами с низкими значениями коэффициента мономинеральности, конечно, не считая переотложенных продуктов коры выветривания, для которых этот коэффициент имеет высокие значения. В соответствующих фациальных обстановках осадки терригенной формации угленосны. Стратиграфически выше, в сеномане, опять-таки в определенных фациях терригенные осадки становятся иногда карбонатными, а в нижних горизонтах глинистой толщи турона в западных районах низменности кое-где отмечается кремнистость. Осадки турона характеризуются повышенными значениями коэффициента мономинеральности и соответствуют трансгрессивному этапу развития низменности. В туроне авторы (Гурова, Казаринов, 1962) проводят границу между четвертой и пятой осадочными сериями.

К концу сеномана — началу турона Ю. П. Казанский относит выделенную им кору выветривания в районе Центрального Приобья. В конце турона он выделяет еще и другую эпоху усиления химического выветри-

вания. Эта точка зрения, несомненно, должна быть учтена при дальнейших исследованиях. В настоящее же время выделение двух эпох усиления химического выветривания в туронское время не обосновано для других районов низменности. Возможно, что позднеуронская эпоха усиления химического выветривания не завершает серии, что она проявилась на сравнительно ограниченной площади и завершает этап седиментации меньшего, чем серия ранга.

В нижних горизонтах терригенной формации, начинающей пятую серию, в некоторых районах низменности известны переотложенные продукты коры выветривания. Они, например, описаны Ю. П. Казанским в Среднем Приобье. Эти осадки формировались в период сравнительно небольшой регрессии, последовавшей в послетуронское время. Затем, в новую трансгрессивную эпоху накапливаются терригенные глауконитоносные осадки. Серия завершается в сантоне (возможно, в кампане) накоплением кремнистой формации, распространенной особенно широко в западной половине низменности. Эти осадки характеризуются высокими значениями коэффициента мономинеральности.

С терригенных и терригенно-известковистых осадков кампан-маастрихта начинается следующая серия. Она завершается, как мы полагали прежде (1958), сравнительно мощной и широко распространенной, особенно в западной половине низменности, толщей опок эоцена. Кремнистым осадкам предшествуют и меняют их по простирацию глауконитоносные породы. Эоценовые осадки характеризуются наиболее высокими для пород чехла низменности значениями коэффициента мономинеральности. В настоящее время можно усомниться в справедливости выделения этой серии в указанных границах (Гурова, Казаринов, 1962). Возможно, осадки от кампана до среднего эоцена включительно распределяются между тремя сериями. Нижняя из них завершается в конце маастрихта накоплением кремнистых осадков, известных кое-где в Приуралье. Следующий, также нешироко распространенный в Приуралье, горизонт опок, датируемый палеоценом, очевидно, завершает следующую серию. Наконец, последняя серия имеет палеоцен-эоценовый возраст и сложена главным образом глауконитсодержащими и кремнистыми осадками, широко распространенными в низменности.

Кремнистые осадки эоцена завершают мезозойско-палеогеновый комплекс, начавшийся в верхнем триасе. Терригенные осадки верхнего эоцена — нижнего олигоцена (чеганская свита), объединяемые в единую осадочную серию, начинают новый ныне продолжающийся формироваться комплекс, включающий ряд осадочных серий. Рассмотрение этого комплекса выходит за пределы вопросов, обсуждаемых в данной статье.

Итак, в пределах Западно-Сибирской низменности в составе мезозойско-палеогенового комплекса выделяется восемь осадочных серий. Есть основания полагать, что все серии охватывали примерно равные промежутки времени (13—15 млн. лет). Однако не все серии выражены одинаково отчетливо. Хорошо вырисовываются первая, вторая и третья серии, если не считать необходимости уточнения их границ. Четвертая серия не всегда надежно выделяется, и ранее (1958) объединялась нами в одну серию с пятой. Плохо выделяются также шестая и седьмая серии, которые прежде объединялись нами в одну серию вместе с восьмой. Возможно, как это полагают некоторые исследователи, что нечетко выраженные серии являются осадочными ритмами меньшего, чем серия, ранга. Решение этого вопроса возможно лишь после дополнительных специальных исследований.

Только что сформулированный возможный вывод о наличии осадочных ритмов меньшего, чем серия, ранга основывается в настоящее вре-

мя на материале по изучению разрезов разной стратиграфической принадлежности. Впервые для Сибири это положение было сформулировано В. И. Будниковым при изучении угленосных отложений Кузбасса. В составе выделенных им двух серий (нижняя и верхняя балахонские), которые он называл макроритмами, выделяются мезоритмы, в свою очередь распадающиеся на микроритмы, начинающиеся с грубозернистых и кончающиеся тонкозернистыми обычно с углями осадками. Мезоритмы так же, как и макроритмы, выделяются по значениям коэффициентов мономинеральности и терригенности и по другим показателям. Работа В. И. Будникова включена в сборник по осадочным сериям палеозоя Сибири (Труды СНИИГГИМСа, вып. 16).

В настоящем сборнике печатается статья А. В. Ильяхиной, которая выделяет аналогичные «мезоциклы» в угленосных отложениях юры северо-западной части Иркутского бассейна. Эти подразделения так же, как и в Кузбассе, отчетливо выделяются здесь по значениям коэффициентов мономинеральности и терригенности. Правда, стратиграфический диапазон исследований не позволил А. В. Ильяхиной выделить осадочные серии, но возрастание вверх по разрезу значений коэффициента мономинеральности, а также увеличение количества каолинита в составе глин и уменьшение гидрослюд позволяет думать, как об этом и пишет автор, об уменьшении тектонической активности к верхам нижней юры.

Ю. П. Казанский в статье этого сборника выделяет локально проявленные маломощные коры выветривания, как бы своеобразные почвы, образующиеся внутри серий, которые он называет «внутриформационными корами выветривания». Очевидно, эти коры-почвы завершают осадочные ритмы меньшего, чем серия, ранга.

Итак, мезозойские и палеогеновые отложения Западно-Сибирской низменности входят в состав ряда серий. Каждая из этих серий внизу сложена формациями регрессивного этапа. Здесь преобладают полимиктовые терригенные осадки, а среди минералов глин господствуют гидрослюды. Характерно неупорядоченное расположение рассеянных элементов. Только близ источников сноса в нижних горизонтах терригенных формаций распространены переотложенные продукты коры выветривания — кварцевые пески, каолиновые глины и другие породы. Терригенные формации отвечают этапам тектонической активизации и оживлению рельефа в областях питания.

Верхние формации серии сложены сравнительно маломощными осадками трансгрессивного этапа в период его максимального развития. Здесь преобладают олигомиктовые и мономинеральные терригенные осадки, а среди минералов глин существенное место принадлежит каолиниту, особенно близ источников питания. Большое значение приобретают хемогенные образования — известковистые, железистые, кремнистые и другие. Характерно упорядоченное расположение рассеянных элементов. Осадки формировались в период спада тектонической активности и наименьшей энергии рельефа в областях питания.

Состав формаций, слагающих осадочные серии, отражает меняющиеся условия тектонической активности. Серия соответствует фазе тектогенеза — этапу тектонического развития от одного до другого минимума напряженности.

Осадочные серии обычно завершаются кремнистыми формациями, образующимися в период наиболее интенсивного химического выветривания в областях питания. Однако, как установлено нашими исследованиями, накопление главной массы кремнистых осадков происходит в период начавшейся активизации тектонических процессов. Пенепленизированные области питания подвергаются поднятию, в начальных стадиях

которого продолжает формироваться кора выветривания: благодаря усилившемуся дренажу в бассейне седиментации поступало значительное количество кремнезема, высвобождающегося при каолинизации алюмосиликатовых пород. В. И. Бгатов в статье, посвященной сочленению осадочных серий (опубликована в сборнике по палеозойским сериям), показал интересные парагенезисы кремнезема с флюоритом, гипсом и другими соединениями начальных стадий химического выветривания. Эти и другие материалы позволяют предполагать проявление крайне дифференцированных движений в начальные стадии тектонической активизации. Наряду с участками суши, поднимающимися весьма медленно, в пределах которых продолжается интенсивное формирование коры выветривания, сосуществуют быстро поднимающиеся блоки, образующие горные кряжи, в пределах которых господствует физическое выветривание. Таким образом, начальные этапы активизации тектонической напряженности возникают на конечных стадиях формирования осадочной серии. Новое зарождается в старом, а старое продолжает некоторое время существовать в новом.

Сопоставление осадочных серий, выделенных в разных частях низменности, показало, что состав слагающих их формаций различен, причем это различие порой весьма значительно. Так, в восточной приенисейской части низменности в составе почти всех осадочных серий преобладают песчаники и алевролиты, а кремнистые формации, характерные для ряда осадочных серий, распространенных в западных, южных и центральных частях низменности, сюда не протягиваются. Коэффициент мономинеральности имеет здесь низкие значения, хотя и образует кривую обычного для других частей низменности типа. Наоборот, в западной приуральской части низменности в составе серий преобладают глинистые осадки и довольно широко распространены хемогенные образования. Коэффициент мономинеральности имеет здесь высокие значения, хотя переломы кривой фиксируются на тех же стратиграфических уровнях, что и в восточной части низменности. Несомненно, что характер движений в период активизации тектонической напряженности в пределах Сибирской платформы был иным, чем в пределах более мобильной зоны эпигерцинской геосинклинальной зоны Урала.

Очень интересный пример, иллюстрирующий приведенное выше положение, связан с проявлениями нижнеюрской коры выветривания. Как известно, в западной части низменности дислоцированные осадки рэтлейаса с угловым несогласием перекрыты угленосными отложениями, слагающими следующую осадочную серию. Ни коры выветривания, ни ее переотложенных продуктов здесь не было обнаружено. Поэтому мы полагаем (1958), что новая серия начала формироваться (в связи с новыми горообразующими усилиями) тогда, когда денудация еще не успела привести страну к таким степеням выравнивания, которые допускают в широких масштабах формирование коры выветривания. Так обстояло дело на западе Сибири. Иначе события сложились на востоке.

У северо-западного борта Рыбинской впадины известна толща каолинов, прислоненная к дислоцированным отложениям палеозоя, кое-где превращенным в структурный элювий. До последнего времени эта толща палеонтологически не была охарактеризована и обычно картировалась как верхнемеловая. При геологической съемке этого района сотрудниками Уярской партии Ивановской экспедиции Красноярского геологического управления в толще каолинов были обнаружены растительные остатки, изученные Ю. В. Тесленко (СНИИГГИМС). Среди обычных для юрских флор Сибири форм — *Cladophlebis whitbiensis* Brongn., *Podozamites lanceolatus* L. et H., *Pityophyllum nordenskioldii* (Heer) Nath. и др. —

здесь встречены отпечатки листьев папоротника *Phlebopteris polypodioides* Brongn., известного в Сибири только из отложений верхнего лейаса Иркутского и Кузнецкого бассейнов. Этот папоротник, как отмечает Ю. В. Тесленко, имевший довольно широкое распространение как в раннеюрских, так и в среднеюрских флорах южных геоботанических бассейнов (Средняя Азия, Кавказ, Крым, Украина), в Сибири находил благоприятные для произрастания условия только в лейасе, когда климат здесь был мягким и довольно теплым. В среднеюрских флорах Сибири *Phlebopteris polypodioides* не известен, так как изменившиеся в сторону похолодания климатические условия (статья Ю. В. Тесленко в этом сборнике) были неблагоприятны для этого папоротника.

Таким образом, широко распространенные в районе переотложенные продукты коры выветривания, включающие несколько месторождений каолиновых глин, свидетельствуют о широком развитии здесь лейасовой (верхнелейасовой?) коры выветривания. Ослабление тектонической активности проявилось на западе и на востоке Западно-Сибирской низменности совершенно различно.

Приведенные, а также и другие многочисленные данные свидетельствуют об одновозрастности, но не об однозначности тектонических проявлений в разных зонах Сибири. Имеется и продолжает быстро накапливаться материал, позволяющий, пока приблизительно, говорить о движениях разной интенсивности в пределах одной и той же зоны. Сейчас намечаются также пути к воссозданию облика ближних и дальних (удаленных от бассейна седиментации) источников питания, тектоническое развитие которых проходило под знаком движений разной интенсивности и разного характера.

Материалы, накопленные по осадочным полезным ископаемым, связанным с мезозойскими и палеогеновыми осадками низменности, показывают, что руды железа, марганца и алюминия, россыпи цветных и редких металлов, кварцевые пески и огнеупорные глины, угли и нефтематеринские свиты приурочены к определенным, одинаковым для Западно-Сибирской низменности, стратиграфическим этапам. Эти материалы позволили нам в свое время выделить рудные этажи и этажи нефтеносности (Казаринов, 1958, 1960 а). Было установлено, что наиболее продуктивными эпохами являются отрезки времени, соответствующие концу одной и началу другой серии. Осадки этих эпох, формирующиеся в условиях наиболее интенсивного химического выветривания в областях питания и затем в условиях смыва продуктов коры выветривания, в определенных фациальных обстановках оказывались насыщенными полезными ископаемыми осадочного происхождения. Железорудные этажи, выделяемые А. В. Гольбертом (статья печатается в настоящем сборнике), близко совпадают с ранее выделенными нами рудными этапами для низменности. Некоторое несовпадение объясняется тем, что А. В. Гольбертом учтены только проявления железоруднения, в то время как нами учитывались все рудные и все нерудные полезные ископаемые. Кроме того, нам оставался неизвестным материал о слабой рудоносности средней юры в приуральской части низменности.

В статье А. Э. Конторовича и др., публикуемой в настоящем сборнике, достаточно наглядно показано увеличение содержания железа в осадочных формациях, завершающих одну и начинающих другую осадочную серию. В этой же работе показано, что повышенное содержание фосфора относится к осадкам, переходным между сериями. На такую приуроченность фосфоритов обращалось внимание при выделении осадочных серий в девоне и нижнем карбоне Минусинской впадины и в нижнем и среднем палеозое западной части Сибирской платформы.

О том же говорит Ю. П. Казанский, изучавший осадочные серии мела и палеогена Среднего Приобья. В настоящее время мы можем в качестве рабочей гипотезы сформулировать вывод о том, что наличие в породах фосфорита или повышенное содержание фосфора свидетельствует о приуроченности данных осадков к началу серии. Становится понятным и поисковое значение этого вывода.

Все более и более проясняется, что в число признаков для выделения серий, помимо наличия окремненных пород, должно быть отнесено присутствие флюорита, гипса, фосфорита, галенита, сфалерита. При изучении осадочных серий палеозоя Сибирской платформы В. И. Бгатов обратил внимание на частое присутствие в осадках, завершающих серию, внутриформационных конгломератов и брекчий. Гальки и обломки этих образований сложены вмещающими породами. Такие внутриформационные конгломераты и брекчи знаменуют самые начальные стадии тектонического оживления, когда незначительные поднятия приводили к осушению и размыву значительных участков дна моря. В. И. Бгатов обратил также внимание на то, что для верхних горизонтов серии в карбонатных разрезах характерны органогенные известняки. Их наличие вместе с другими фактами, позволяет в поле намечать границы осадочных серий. В конце формирования осадочной серии, в условиях наибольшей для данного отрезка времени тектонической вялости, происходит максимум трансгрессии. Море далеко заходит в пределы выровненного континента. Относительно мелкие, хорошо прогреваемые моря являлись, очевидно, лучшей средой для наиболее пышного расцвета организмов. Массовая гибель последних и одновременная вспышка рудообразования соответствуют началу активизации тектонических сил, что происходит, как уже было отмечено, в самом конце серии.

Осадочные серии, сочленяясь друг с другом, образуют во времени генетический ряд — осадочный комплекс, соответствующий геотектоническому циклу. Строение комплекса в общем аналогично строению серии — верхняя его часть более хомогенна, нижняя — более терригенна. Прежде (1958) мы полагали, что мезозойско-палеогеновый (тихоокеанский) комплекс начинается с рэта. Сейчас этот вывод нуждается в дополнительной проверке. Возможно, что комплекс начинается с толщи переотложенных продуктов коры выветривания карнийского яруса, распространенной в Ленской впадине. В пределах Западно-Сибирской низменности триасовые отложения очень плохо изучены. Завершается комплекс кремнистыми осадками эоцена. Нижнеюрские серии комплекса сложены в пределах всей низменности главным образом терригенными осадками. Завершающие — верхнемеловые и палеогеновые — серии комплекса сложены сравнительно маломощными существенно глинисто-хемогенными осадками. Промежуточное переходное звено комплекса составляют серии нижнего, частично верхнего мела.

Есть основания полагать, что две нижние серии комплекса (особенно верхнетриасовая) являлись переходными — буферными — между серией, соответствующей этапу максимальной активности процессов химического выветривания, конца предыдущего осадочного комплекса, и этапом их минимальной активности, когда формировались, очевидно, осадки средней юры.

Итак, осадочный комплекс начинается с регрессивного этапа, в течение которого вспышки усиления химического выветривания постепенно гаснут. Затем начинается трансгрессивный этап, в течение которого этапы активизации химического выветривания постепенно усиливаются и достигают максимума вместе с трансгрессией моря в конце комплекса. В этом же направлении происходит в общем уменьшение мощностей

осадочных серий. При формировании нижних более терригенных серий комплекса создавались наиболее благоприятные условия для скопления углей и нефти, а при формировании верхних наиболее гемогенных серий — железа, марганца, бокситов.

В пределах Ленской впадины Р. С. Родин и И. А. Олли в статье, помещенной в настоящем сборнике, юрские и нижнемеловые осадки подразделяют на четыре серии. Нижнюю серию они начинают с осадков, отнесенных к карнийскому ярусу. В их составе широко распространены кварцевые песчаники с высокими значениями коэффициента мономинеральности (см. рис. 1). Верхние и средние формации этой серии уничтожены эрозией, предшествующей формированию второй серии.

Вторая серия начинается, очевидно, в конце лейаса и завершается в верхах верхней юры. В ее нижней части распространены в той или иной степени ожелезненные аргиллиты и алевролиты, относимые Р. С. Родным (статья публикуется в этом сборнике) к пестроцветно-железистой формации, связанной с размывом коры выветривания, сформировавшейся в областях питания в конце образования первой серии. Выше залегают терригенные песчано-глинистые осадки, а затем алевролитово-аргиллитовая толща верхней юры. Осадки включают железистые хлориты, на основании чего отнесены к верхнеюрско-валанжинской пестроцветно-железистой формации. Эти осадки характеризуются высокими значениями коэффициента мономинеральности и содержат наибольшее количество рудных минералов.

Третья серия начинается с глинистых осадков волжского яруса, для которых свойственно значительно повышенное содержание рудных минералов железа, главным образом железистых хлоритов. Выше залегают толща песков с низкими значениями коэффициента мономинеральности, относимая к валанжину. Еще выше следуют песчано-глинистые осадки со значительным содержанием железистых хлоритов и с прослойками угля. Это осадки готерив-баррема. Их верхние горизонты характеризуются высокими значениями коэффициента мономинеральности. Затем с размывом залегают песчано-глинистые осадки апт-альб-сеномана. В их нижних горизонтах отмечаются низкие показатели коэффициента мономинеральности, которые постепенно повышаются вверх.

Юрские осадки юго-западной Якутии Г. Х. Файнштейн (статья печатается в настоящем сборнике) подразделяет на две серии. Первая серия охватывает осадки рэт-гетанга, нижнего и среднего лейаса. Вторая серия представлена только нижней частью, которая охватывает осадки верхнего лейаса и частично доггера.

Осадки нижней серии во многих районах залегают на коре выветривания, возникшей на различных породах палеозоя и триаса. Ее возраст считается верхне-среднетриасовым. Серия начинается с переотложенных продуктов коры выветривания, в составе которых существенное место занимают кварцевые пески и галечники, каолиновые глины и другие породы. Характерны линзы углей. Затем следует толща конгломератов с линзами песков и алевролитов, сменяемая выше полимиктовыми песками с прослоями алевролитов. Серия завершается толщей песков, алевролитов и глин с прослоями известковистых песчаников с кремнистыми стяжениями. Осадки характеризуются повышенными значениями коэффициента устойчивости (см. рис. 1).

Ко второй серии отнесены пески с прослоями известняков, алевролитов и глин, сменяемые затем существенно песчаной толщей.

Триасовые отложения в районе Лено-Хатангского междуречья расчленены на осадочные серии Е. К. Герасимовым, статья которого публикуется в настоящем сборнике. К нижней серии отнесены отложения



верхней перми, сложенные песчано-глинистыми, часто ожелезненными осадками. Серия завершается в нижних горизонтах индского яруса нижнего триаса. Верхние горизонты серии характеризуются наличием кремнистого цемента, желваками кремня и повышенными значениями коэффициента мономинеральности (см. рис. 1). Вторая серия охватывает отложения нижнего триаса. Она сложена аргиллитами, которые вверх постепенно замещаются песчаниками с прослоями алевритов. В верхних горизонтах серии песчаники окремнены, ожелезнены и характеризуются повышенными значениями коэффициента мономинеральности. Третья серия объединяет отложения среднего триаса. Ее нижняя часть сложена маломощной толщей аргиллитов, сменяемых затем песчаной толщей. Песчаники существенно кварцевые. Их верхние горизонты значительно ожелезнены и окремнены и характеризуются наиболее высокими для разреза значениями коэффициента мономинеральности. Четвертая серия начинается кварцевыми мелкозернистыми гравелитами, относимыми к карнийскому ярусу.

Анализ материала, приведенного в ряде статей этого сборника по Ленской и Вилюйской впадинам, позволяет заключить, что триасовые, юрские и нижнемеловые отложения здесь отчетливо подразделяются на осадочные серии. Сопоставление отдельных, правда еще немногих, разрезов в пределах этих впадин позволяет поставить вопрос об одновозрастности осадочных серий и, следовательно, об одновременности проявления здесь фаз тектогенеза.

Осадочные серии, охватывающие среднюю и верхнюю юру и нижний мел, сопоставляются между собой в пределах Западно-Сибирской низменности, с одной стороны, и Ленской и Вилюйской впадин — с другой. Это сопоставление (см. рис. 1) показывает одновозрастность осадочных серий крупнейших мезозойских впадин Сибири. Естественно, что этот вывод справедлив в пределах точности биостратиграфических сопоставлений, которые не являлись предметом нашего рассмотрения и которые по ряду позиций нуждаются в уточнении. Нужно полагать, что тектонические фазы большей части тихоокеанского геотектонического цикла, который начался с верхнего триаса и завершился в эоцене, на территории Сибири проявились одновременно.

Сформулированные выше выводы нуждаются в дальнейшей проверке и уточнениях, однако уже сейчас они должны учитываться при построении сводных литолого-фациальных и палеогеографических карт и при прогнозировании на различные полезные ископаемые осадочного происхождения.

---

*Ю. П. КАЗАНСКИЙ*

**ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ И СЕРИИ АПТ-АЛЬБСКИХ,  
ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ И НИЖНЕПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ  
ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ**

В настоящей статье рассматриваются строение и состав апт-альбских, верхнемеловых и нижнепалеогеновых отложений центральной части Западно-Сибирской низменности, имеющих мощность до 1500 м. Для них характерно очень сложное переслаивание осадков различных фаций: континентальных, дельтовых, прибрежно-морских и морских. В разрезе наблюдается переслаивание терригенных осадков с известковистыми, кремнистыми, железистыми и другими отложениями. Разрез достаточно детально изучен палеонтологически, стратиграфически и литологически. В настоящее время в общих чертах известен состав рассматриваемой толщи и доказан возраст отдельных ее подразделений. В то же время установлено, что выделяемые стратиграфические единицы (свиты, подсвиты и др.) имеют границы, очень часто не совпадающие с возрастными рубежами, охарактеризованными сменой фауны и флоры. Обычно они секут возрастные границы. Характерно, что целый ряд полезных ископаемых, связанных с этой частью разреза мезокайнозоя, занимает определенное положение по отношению к границам между различными литологическими комплексами осадков, имеющих «скользящий» возраст. Подобные комплексы осадков представляют собой формационные тела. Их краткая характеристика дана ниже.

**1. ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ И ОПРЕДЕЛЕНИЯ**

Изучение осадочных формаций в последние годы производилось с различных точек зрения. Имеется несколько взглядов на то, что такое осадочная формация (Усов, 1945; Херасков, 1952; Попов, 1960; Белоусов, 1954; Казаринов, 1958; Страхов, 1960; Шатский, 1960 и др.).

Определение формации, которое приводится ниже, основано на следующих теоретических предпосылках. Различаются две области — размыва и седиментации. Горные породы областей размыва дают исходный материал для формирования различных типов осадков. Кроме состава пород питающих провинций на минералогию осадков влияют климат и тектоника, сочетание которых обуславливает характер выветривания. Стадию выветривания испытывают все породы, достигающие дневной поверхности.

В условиях умеренного или холодного климата и при интенсивных тектонических процессах происходит преимущественно механическая переработка первичного субстрата. Процессы химического выветривания как бы затушевываются. В область седиментации поступают преимущественно слабо измененные продукты, среди которых много неустойчивых к выветриванию компонентов. Химические продукты, освобождающиеся при выветривании, представлены легко подвижными элементами (Казаринов, 1958).

Медленные тектонические движения и теплый, влажный климат способствуют усилению химического выветривания. Оно характеризуется широким развитием процессов разрушения силикатов и образования глинистых минералов. Элювиальные продукты этого периода имеют в основном глинистый состав (гидрослюды, каолинит и монтмориллонит). Среди реликтов материнской породы сохраняются устойчивые к выветриванию компоненты (Казанский, 1959). Процесс разрушения силикатов в литературе трактуется различно. Существует точка зрения о том, что изменение силикатов в каолинит идет путем постепенного отщепления и удаления отдельных элементов кристаллической решетки без разрушения ее самой. Согласно другим представлениям, образование ряда глинистых минералов (каолинит и др.) может происходить через стадию полного разложения вещества до окислов, а затем имеет место синтез из окислов глинистых минералов. Изучение генезиса глинистых минералов в корях выветривания Сибири показывает, что гидрослюды образуются часто первым путем, тогда как каолинит, по-видимому, обычно является продуктом синтеза. При каолинитообразовании возникает избыток кремнезема, который выносится из коры выветривания в зону осадконакопления, где он захороняется как в континентальных, так и в морских осадках.

Во время формирования глинистого элювиального чехла, обогащенного каолинитом, вблизи области его распространения накапливаются маломощные, обычно олигомиктовые песчаные толщи с линзами песчаников, сцементированных кремнистым веществом. По мере удаления от области развития каолинового элювия эта толща обогащается полимиктовым материалом, поступавшим из районов, в которых выветривание проявилось слабее. Однако влияние областей питания, затронутых выветриванием, проявляется в том, что толща имеет повышенное содержание каолинита и ряда устойчивых обломочных минералов. В верхних горизонтах коры выветривания локализуются соединения железа, алюминия и титана.

Таким образом, рассматривая особенности осадконакопления в период формирования коры выветривания в районах, прилегающих к области развития элювия, можно отметить, что здесь характерна слабая эрозия и маломощные пачки осадков, содержащие механические и химические продукты коры выветривания, причем их количество должно возрастать снизу вверх по разрезу. В глубь области седиментации растет количество полимиктового материала. О существовании процессов выветривания на континенте в этих осадках можно судить по таким характерным компонентам, как каолинит и кремнистое вещество. В заключение следует отметить еще одну деталь. Для Западно-Сибирской низменности эпохи пенепленизации рельефа и развития элювия обычно соответствуют началу регрессии морского бассейна.

Эпохи размыва коры выветривания знаменуются усилением тектонической активности как в областях питания, так и в зонах осадконакопления. Интенсивность поднятия в районах сноса определяет скорость размыва коры выветривания. При медленно идущем смыве элювиальных

продуктов возможны случаи наложения повторного выветривания, что дает в зону седиментации дополнительные порции сильно разрушенного материала. Кроме того, медленный размыв коры выветривания в ряде случаев способствует накоплению в континентальных водоемах тонкообломочных, часто глинистых продуктов. Пульсационный характер размыва элювия может привести к дифференциации поступающего в зону осадконакопления обломочного и хемогенного материала, который будет неравномерно распределяться в разрезе, усложняя общую картину смены петрографических комплексов. Заслуживает внимания момент перехода от пенепленизированного рельефа к расчлененным его формам. Изучение кор выветривания в тропиках показывает, что процессы выветривания достаточно интенсивны на склонах значительно расчлененного рельефа, переходного к горному (Фридлянд, 1962).

В области седиментации эпохе усиления тектонической активности соответствуют движения отрицательного знака. Прогибание сопровождается трансгрессией морского бассейна. Характер распределения осадочных комплексов контролируется составом элювиального чехла, амплитудой тектонических движений и фациальной обстановкой. При размыве мощных кор выветривания в континентальных условиях возникают олигомиктовые песчано-глинистые толщи с линзами каолиновых и пестроцветных глин, а также бокситов. Они образуют ореол вокруг размываемого участка, размеры которого определяются мощностью коры выветривания и величиной эрозионного среза. В основании его располагаются наиболее обогащенные каолинитом и устойчивыми минералами пачки пород, являющиеся продуктами перемыва верхних горизонтов коры выветривания. Здесь возможны случаи наложения химического выветривания в периоды начала формирования расчлененного рельефа, когда понижается уровень грунтовых вод. Выше по разрезу следует ожидать пачки, обогащенные неустойчивыми минералами и гидрослюдами. Такое же изменение в составе обломочного материала наблюдается по мере удаления от зоны развития коры выветривания в глубину области седиментации. Большое количество полимиктового обломочного материала подавляет и разубоживает комплекс олигомиктовых обломков. Аналогичное перемешивание обломочного материала, поступающего из различных областей, но в значительно большем масштабе, происходит в морском бассейне.

В период размыва коры выветривания высвобождается некоторое количество соединений железа, алюминия, титана и др. Наиболее подвижное железо обычно транспортируется на значительные расстояния, концентрируясь в озерно-аллювиальных, глинисто-песчаных осадках приморской равнины и в прибрежной части моря. Соединения железа, таким образом, придают специфический облик ряду осадочных толщ морского и континентального происхождения, сформировавшихся в эпохи размыва коры выветривания. Гидраты окисей алюминия и титана обладают меньшей подвижностью и концентрируются главным образом в виде неширокого ореола вокруг пенепленизированных областей.

Таким образом, в различные эпохи тектонического развития платформы возникают геологические тела, состав и строение которых запечатлевают тектонический этап развития структуры. Ниже эти тела названы осадочными формациями. Их можно охарактеризовать как петрографо-фациальные комплексы, отражающие этапы развития крупных тектонических структур. К формациям кор выветривания применено определение В. П. Казаринова (1958), который рассматривает их как комплекс остаточных и аккумулятивных продуктов химического выветривания.

Осадочные формации имеют различный объем и различную форму в пространстве. На платформах они обычно представляют собой пласто-

образные тела, контуры которых могут совпадать со стратиграфическими границами. и не совпадать. Для описываемого района в тех случаях, когда разрез богат органическими остатками, определяющими возраст, удаётся установить, что границы формаций, как правило, секут биостратиграфические рубежи. Сближение границ и стратиграфических подразделений (свиты, подсвиты и т. п.) наблюдается обычно в разрезах, содержащих бедный комплекс органических остатков. В этом случае, по-видимому, формационные границы принимаются за стратиграфические.

Границы между формациями проявляются в различных частях Западно-Сибирской низменности по-разному. На ее окраинах можно наблюдать следы размывов или кор выветривания, поражающих рыхлые толщи (неоэлювий). К центральному частям структуры, где возрастает мощности, границы между ними проводятся по смене пород и минералов, характерных для одной формации и отсутствующих в другой. Наиболее резкое изменение состава пород имеет место на границах формаций, отражающих смену вялых тектонических движений более энергичными.

Для Западно-Сибирской низменности смену формаций в разрезе описал В. П. Казаринов (1958) и другие. Им выделены ассоциации, отражающие этапы тектонического развития района, которые названы сериями (Казаринов, 1960б). Серия начинается формациями, сложенными продуктами размыва кор выветривания. Верхняя часть серии представлена формациями, отвечающими времени пенепленизации рельефа и формирования коры выветривания. Осадочные формации сменяют, кроме того, друг друга по площади. От областей размыва до бассейнов седиментации можно проследить ряд парагенетически связанных между собой и последовательно сменяющихся формаций (Шатский, 1960). Такие латеральные формационные ряды характерны для эпох развития кор выветривания и для времени размыва элювия, однако строение этих рядов различно.

Методика выделения формаций разработана еще недостаточно. Они разделяются по характерному комплексу пород и минералов. Так, например, ниже описываются терригенно-каолиновые формации, преобладающими породами которых являются светлоокрашенные кварцевые или олигомиктовые пески с каолинитом. Обломочный материал в них представлен кварцем, в меньшей степени полевыми шпатами, а в тяжелых фракциях присутствуют устойчивые минералы. Глинистые минералы состоят из каолинита и гидрослюд. Во всех случаях породы формации состоят из осадков озерно-аллювиальных фаций.

Резкая смена состава пород и минералогических ассоциаций дает возможность очертить в пространстве контуры формационного тела. Однако в ряде случаев отдельные фациальные типы одной формации могут глубоко заходить в другую, являясь в последней аллофильными членами (Шатский, 1960). Примером таких аллофильных членов в мезокайнозой Западно-Сибирской низменности могут быть названы белые, светло-серые пески упомянутой выше терригенно-каолиновой формации, встречающиеся в виде выклинивающихся линз в терригенных полимиктовых и железорудных формациях.

## 2. КЛАССИФИКАЦИЯ ФОРМАЦИИ

При классификации формаций учитываются следующие особенности: структурная зона, стадии ее развития и климат (Хаин, 1959). В платформенных толщах особое значение приобретает климатический фактор, ко-

торый регулирует в значительной мере интенсивность процессов выветривания и физико-химические особенности бассейнов осадконакопления. Приведенные выше соображения о ритмичности тектонических процессов

Схема классификации гумидных формаций центральной и восточной частей Западно-Сибирской низменности

Фаональный режим	Этапы	
	формирование коры выветривания	размыв коры выветривания различной стадии формирования
Устойчивый континентальный	Терригенно-олигомигтовая	1. Терригенно-бокситовая 2. Терригенно-каолиновая 3. Терригенно-пестроцветная 4. Терригенно-полимиктовая 5. Терригенно-угленосная
Переходный, мелкое море	Кремнистая	Оолитовая железорудная
Устойчивый морской		Терригенно-глинистая

и развития элювиальных покровов позволяют предложить следующую схему классификации формаций (см. таблицу).

Краткая характеристика выделяемых типов формаций приведена ниже.

### Формация коры выветривания

Многие исследователи выделяют древние коры выветривания в самостоятельные формации (Казаринов, 1948 г., 1958; Петров, 1959 и др.). Особенности строения формаций кор выветривания являются: 1) петрографо-минералогическая зональность разреза элювиального чехла; 2) зависимость состава пород коры выветривания от характера разрушаемого материнского субстрата; 3) участие в верхних частях разреза осадочных пестроцветных и белых глин. Существует несколько классификаций строения древних кор выветривания, учитывающих морфологию элювиальных продуктов, их состав, характер преобладающих процессов и т. д. (Гинзбург, 1941, 1947; Казаринов, 1942 г., 1948 г.; Петров 1948; Разумова, 1956 и др.).

В зависимости от климата, рельефа, характера тектонических движений, продолжительности выветривания и состава исходной породы вырабатывается тот или иной профиль выветривания. Применительно к меловым и нижнетретичным корам выветривания центральной и юго-восточной частей Западно-Сибирской низменности различаются два основных типа элювиальных образований — каолинитовый и монтмориллонитовый. Каолинитовая кора выветривания развита на изверженных, метаморфических и осадочных породах. В общем случае по морфологии элювиальных продуктов и минеральным новообразованиям различаются три зоны: 1) нижняя, гидрослюдистая, представленная осветленными породами (сапролитами) или их дресвой; 2) промежуточная, или зона каолинитово-гидрослюдистых глин, и 3) верхняя, каолинитовая. Монтмориллонитовый тип элювия развивается на габбро, диабазе, амфиболи-

тах и мраморах. Для этого типа коры выветривания применима схема зональности, предложенная И. И. Гинзбургом и его сотрудниками (Гинзбург и др. 1946), согласно которой в профиле выветрелых пород группы габбро различаются (снизу): 1) зона измененных, но не потерявших первичную структуру пород с новообразованиями галлуазита, нонтронита, монтмориллонита, лимонита и кальцита; 2) зона сильно разложенных пород с галлуазитом, каолинитом, монтмориллонитом, нонтронитом, лимонитом и 3) зона охристых пород с теми же минералами, но обогащенными гидроокислами железа.

### Терригенно-олигомиктовая формация

Времени формирования коры выветривания в зоне седиментации, как указывалось выше, отвечает эпоха накопления своеобразного комплекса осветленных песков с прослоями глин, названного терригенно-олигомиктовой формацией. Мощность отложений формации обычно не превышает 100—150 м. Пески, преобладающие в разрезе, характеризуются олигомиктовым, реже аркозовым составом. Глинистая фракция песков обычно богата каолинитом, имеющим несовершенную кристаллическую структуру. Глины распространены в песчаной толще в виде линз и прослоев. Они обогащены каолинитом. Этот состав свидетельствует о размытии коры выветривания каолининового типа. Примесь полимиктового материала обусловлена его привнесением из областей, слабо затронутых выветриванием.

Осадки формации накапливались в аллювиальных, частью озерных условиях. В основании разреза и в верхней его части могут появляться прослои прибрежно-морских осадков, с которыми связаны скопления редких минералов.

### Кремнистая формация

Отложения кремнистой формации, обогащенные кремнеземом, периодически появляются в разрезе морских осадочных толщ Западно-Сибирской низменности. Как показал В. П. Казаринов (1958, 1960б), на континенте им отвечают эпохи интенсивного химического выветривания. Кремнистые формации сложены серыми, светло-серыми опоками и опоконидными глинами с небольшим содержанием органогенного кремнезема. Обломочный материал в них обычно олигомиктовый, обедненный в результате дифференциации в морском бассейне. Среди породообразующих глинистых минералов — группы монтмориллонита, которые сопровождаются каолинитом и гидрослюдами. В сторону континента кремнистые осадки формации замещаются песчаными глауконитсодержащими осадками, которые постепенно переходят в породы терригенно-олигомиктовой формации. В центральных частях Западно-Сибирской низменности кремнистые осадки замещаются глинистыми толщами. Приуроченность кремнистых осадков к прибрежным зонам, подчиненная роль органогенного кремнезема в опоках — все это наводит на мысль о том, что накопление соединений кремния обусловлено не только биологическими процессами. Допускается, что кремнезем в виде коллоидных суспензий поступал с континента. В щелочной среде морской воды они укрупнялись и разносились вдоль берега по законам механической дифференциации.



## Терригенно-бокситовая формация

Эта формация объединяет толщу со своеобразным составом пород: олигомиктовые пески, грубообломочные породы, пестроцветные глины и бокситы. Последние приурочены к верхней части разреза. Время ее формирования отвечает усилению тектонических движений и размыву коры выветривания. Генетически формация связана с корой выветривания и часто создает неширокий ореол вокруг сохранившихся корней последней. В глубь зоны осадконакопления терригенно-бокситовая формация сменяется угленосными отложениями. К осадкам терригенно-бокситовой формации можно также отнести альбские отложения Тургайского прогиба (Бойцова и др., 1958), нижнемеловые бокситовые отложения восточного склона Урала (Каржавин, 1958) и ряд других континентальных толщ с небольшими скоплениями бокситов долинного и карстово-долинного типа.

В пределах Енисейского кряжа и восточной части Западно-Сибирской низменности К. В. Боголепов (1960) комплексы бокситосодержащих пород выделяет как бокситоносные формации, которые тождественны по составу и генезису терригенно-бокситовой формации по предлагаемой классификации.

## Терригенно-каолиновая формация

По составу отложения терригенно-каолиновой формации близки к осадкам терригенно-бокситовой формации, отличаясь отсутствием пестроцветных глин и бокситов. Главнейшими признаками формации являются: 1) континентальный, обычно аллювиальный комплекс фаций; 2) преобладание в разрезе светло-серых песков; 3) олигомиктовый состав обломочных породобразующих минералов; 4) каолиново-гидрослюдистый комплекс глинистых минералов и 5) приуроченность к отложениям формации континентальных россыпей.

По составу к ним близки толщи кварцевых песков, распространенные, по Л. Б. Рухину (1953), среди платформенных формаций. Отличия заключаются в том, что кварцево-песчаные формации, по Л. Б. Рухину, имеют кварцевый состав и могут встречаться не только в континентальных комплексах осадков, но и в морских фациях. Олигомиктовые комплексы, аналогичные терригенно-каолиновой формации, отмечает Н. М. Страхов (1954, 1960), связывающий их образование с процессами выветривания.

Терригенно-каолиновые формации можно выделить в осадочных толщах различных платформенных участков Сибири. Примерами могут служить верхнемеловые отложения Вилюйской впадины, описанные В. И. Муравьевым (1956) и А. Г. Коссовской (1959), среднеюрские отложения юго-западной части Итатского бурогоугольного бассейна (Казанский, 1958, 1960) и верхнеолигоценая континентальная каолиновая формация Тургайского прогиба (Лавров, 1956).

## Терригенно-пестроцветная формация

Пестроцветные, преимущественно глинистые отложения мощностью до 200 м образуют терригенно-пестроцветную формацию или верхнюю пестроцветную формацию сеноман-турона, по В. П. Казаринову (1958). Этот комплекс осадков характеризует эпоху размыва коры выветривания в обстановке медленных тектонических движений.

В зоне, прилегающей к складчатым сооружениям на юго-востоке

Западно-Сибирской низменности, формация представлена пестроцветными каолиново-гидрослюдистыми глинами и олигомиктовыми песками. Глинистый и хомогенный материал этого состава прослеживается в центральных районах низменности, но псаммитово-алевритовый материал на этой территории обычно засоряется разнообразными по составу, слабо выветрелыми обломками, заимствованными из районов сноса, менее затронутых химическим выветриванием.

Пестроцветные отложения формации прослеживаются к западу и юго-западу от описываемого района. Они известны на юге Западно-Сибирской низменности, где входят в состав толщ, охватывающих туронские, сеноманские, а возможно, частью и апт-альбские отложения (Гурари, 1959). А. Л. Яншин (1953) отмечает пестроцветные глины и алевриты турона (?) в районе Северного Приаралья. Другим примером формации этого типа может служить описанная В. П. Казариновым (1958) нижняя пестроцветная формация средней юры.

### Терригенно-полимиктовая формация

В ее строении участвуют песчано-алевритовые осадки с полимиктовым составом обломков, полимиктовые, часто монтмориллонитово-гидрослюдистые глины, образовавшиеся в условиях аллювиальных, озерных и дельтовых фаций. Состав и строение формаций этого типа в значительной мере определяется фациальной принадлежностью слагающих осадков. Формации, объединяющие терригенные, аллювиальные и озерные комплексы отложений, имеют более грубозернистый состав осадков вблизи областей питания. В сторону морских бассейнов размеры обломков обычно уменьшаются. Дельтовые осадки характеризуются более сложными фациальными взаимоотношениями, отражающими чередование образования континентальных, лагунных и прибрежно-морских фаций. Терригенные полимиктовые формации являются одним из наиболее распространенных типов континентальных формационных образований.

### Терригенно-угленосная формация

Терригенные толщи, содержащие пласты углей, рядом исследователей выделяются в угленосные формации (Жемчужников, 1947; Крашенинников, 1952; Рухин, 1953 и др.). Ю. А. Жемчужников (1955) считает, что для угленосных формаций характерен ряд признаков: многофациальность, характерные наборы фаций, наличие континентальных фаций, угольные пласты, многообразие и обилие растительных остатков, преобладание негоризонтальных типов слоистости и цикличность строения.

Сохраняя все признаки угленосных формаций, апт-альбские и эоценово-нижнеолигоценовые отложения Среднего Приобья характеризуются отсутствием крупных угольных пластов. Их место в разрезе занимают мелкие прослои углей и углистые породы (алевролиты, глины и т. д.). Это обстоятельство заставляет выделять не угленосную, а терригенно-угленосную формацию, считая ее переходным типом между угленосными и терригенными формациями.

Формация характеризуется полимиктовым составом обломочного и глинистого материала. Аутигенные образования представлены карбонатами, сульфидами, глинистыми и другими минералами.

Среди отложений другого возраста к терригенно-угленосным формациям можно отнести среднеюрскую толщу и среднеолигоценово-миоценовые осадки центральных районов Западно-Сибирской низменности.

## Оолитовая железорудная формация

Комплексы осадочных железных руд и вмещающих железистых пород в районе Среднего Приобья образуют единые генетические ассоциации осадков, выделяемые в оолитовые железорудные формации (Казанский, 1960). В формационных рядах они обычно занимают промежуточное положение между терригенными и терригенно-каолиновыми формациями, с одной стороны, и кремнистыми, терригенно-глинистыми формациями — с другой. По объему и петрографическому содержанию оолитовые железорудные формации отвечают аналогичным формациям Г. Ф. Крашенинникова (1959), Д. Г. Сапожникова (1959) и оолитовой железорудной субформации Л. Б. Рухина (1953).

В центральной части Западно-Сибирской низменности железорудные формации связаны с переотложенными продуктами кор выветривания. В составе формаций преобладают морские, прибрежно-морские осадки, но в палеогеновой толще встречаются также отложения аллювиально-дельтовых фаций. Обломочный материал описываемых формаций обычно имеет полимиктовый состав. Соединения железа, цементирующие терригенную часть руд и вмещающих пород, заимствованы из отложений, подвергшихся выветриванию. Отложения железорудных формаций распространены также вдоль западной окраины Западно-Сибирской низменности. К ним относятся железозносные отложения Аятского, Лисаковского и других месторождений.

### Терригенно-глинистая формация

Отложения терригенно-глинистой формации являются осадками морского бассейна с устойчивыми условиями осадконакопления. Они представлены мощными толщами глин преимущественно монтмориллонитового состава. Глины характеризуются малым количеством песчано-алевритового материала, часто имеющего олигомиктовый состав. Разнообразные аутигенные образования состоят из сульфидов железа, сидерита, кальцита, опала и других минералов. В сторону берега состав осадков обычно более грубозернистый и приобретает полимиктовость. Среди аутигенных минералов этой части формации преобладают глаукоцит, сидерит и другие соединения железа. Для нее характерно неравномерное распределение известкового материала. По его количеству в составе формации различаются более дробные члены субформации — кремнисто-глинистая и известковисто-глинистая.

## 3. ОПИСАНИЕ ФОРМАЦИОННЫХ РЯДОВ

Анализ распределения формаций в пространстве показывает, что имеет место их смена в разрезе и в латеральном направлении. Рассмотрим латеральные формационные ряды. Как показано в табл. 1, различаются два типа формационных рядов. Для времени, отвечающего развитию элювиального чехла, характерен ряд, который на континенте представлен терригенно-олигомиктовой и в морском бассейне — кремнистой формациями. Ряды, однообразные эпохам размыва кор выветривания, обычно построены сложнее. При достаточном интенсивных тектонических движениях в зонах устойчивого континентального режима накапливаются терригенно-бокситовые, терригенно-каолиновые и другие формации, которые в области перехода континентальных осадков в морские замещаются железорудной формацией. В зоне устойчивого морского режима накапливаются осадки терригенно-глинистой формации.

Апт-альбские, верхнемеловые и нижнепалеогеновые отложения центральной части Западно-Сибирской низменности содержат семь латеральных формационных рядов, которые с известной условностью укладываются в следующие возрастные интервалы: 1) апт-альб, 2) сеноман, частично турон, 3) турон, 4) турон-нижний сенон, 5) сенон-палеоцен, 6) палеоцен-эоцен и 7) эоцен-нижний олигоцен.

### а) Апт-альбский формационный ряд

Латеральный формационный ряд, укладываемый по времени в апт-альбскую эпоху, включает терригенно-бокситовую и терригенно-угленосную формации. Обломочный и хемогенный материал этих формаций заимствован из кор выветривания аптского (?) или верхнебарремского времени. Корни этой коры выветривания широко распространены на палеозойских и докембрийских породах Колывань-Томской зоны, Кузнецкого Алатау, Восточного Саяна, Енисейского кряжа и Сибирской платформы. На северо-западном склоне Колывань-Томской зоны и к югу от г. Томска кора выветривания развивается на песчано-алевритовых породах готерив-баррема и перекрывается апт-альбскими отложениями.

По составу конечных продуктов различаются два типа коры выветривания: каолинитовый и монтмориллонитовый. Каолинитовый тип распространен на осадочных, кислых изверженных и метаморфических породах. В разрезе выделяются обычно две зоны: гидрослюдистая и гидрослюдисто-каолинитовая. Верхняя часть разреза обычно отсутствует. Ее место занимают осадочные белые глины. Характерно, что в ряде случаев сохранившиеся верхние горизонты элювия содержат прослои пестроцветных, обогащенных окислами железа глин.

Кора выветривания монтмориллонитового типа описана А. М. Сухариной и Д. И. Емельяновой (1958) на габбро, диабазах и порфиридах северо-западной части Кузнецкого Алатау. Они отмечают замещение при выветривании порообразующих минералов хлоритом, гидрослюдами, монтмориллонитом и каолинитом.

Пестроцветные осадки терригенно-бокситовой формации, отвечающие по возрасту апт-альбскому времени, с размывом перекрывают кору выветривания и на северном и северо-западном склонах Кузнецкого Алатау и в пределах Енисейского кряжа (Сухарина и др., 1958; Боголепов, 1960). В разрезе формации выделяются два комплекса осадков. В нижней части обособляется аллювиальная толща, представленная галечниками, светло-серыми кварцевыми и полевошпатово-кварцевыми песками, песчаниками с бурожелезняково-сидеритовым цементом и прослоями глин с флорой. Верхняя часть терригенно-бокситовой формации сложена пестроцветными глинами с линзами бокситов и тонкозернистых песков. По мнению А. Р. Ананьева (1948), формирование бокситовых отложений происходило в озерно-болотно-речных условиях.

Бокситоносные отложения восточной и юго-восточной окраин Западно-Сибирской низменности к центральным частям этой структуры очень быстро замещаются песчано-глинистыми осадками с пластами угля, объединенными в терригенно-угленосную формацию. Отложения формации распространены на всей территории центральной части низменности. Состав осадков и мощности испытывают значительные изменения. Вдоль южной границы, проходящей по водоразделу рек Обь, Томь, Чулым, мощности формации не превышают 100—300 м, увеличиваясь в центральных районах до 500 м.

В составе формации принимают участие преимущественно полимиктовые осадки. Песчаные породы представлены полевошпатово-кварцевыми

ми и бикластитовыми разностями, среди глин преобладают гидрослюдисто-монтмориллонитовые и гидрослюдисто-каолинитовые типы. По фациальному признаку они относятся к аллювиально-озерным осадкам. Для разреза формации характерна ритмичность. В пределах отдельных ритмов, мощности которых могут изменяться от нескольких до 50 м, наблюдается смена русловых осадков пойменными, озерными и болотными. Однако количество ритмов и их мощности, определенные на одной площади, обычно в соседних районах не прослеживаются.

### **б) Сеноманский формационный ряд**

Осадки, участвующие в сеноманском формационном ряду, представлены двумя комплексами — терригенно-олигомиктовым и терригенно-полимиктовым. Терригенно-олигомиктовая формация, имеющая мощность 200—100 м, представлена аллювиальными и озерными осадками — светло-серыми полевошпатово-кварцевыми и аркозовыми песками с линзами галечников и серых гидрослюдистых глин.

Характерными породами терригенно-олигомиктовой формации являются кварцевые песчаники с кремнистым опал-халцедоновым цементом, распространенные с верхней части разреза. Таким образом, в вертикальном разрезе формации наблюдается постепенное увеличение кварцевого обломочного материала и хемогенных кремнистых продуктов. Такой характер распределения может свидетельствовать о постепенном развитии в области питания коры выветривания, которая, по-видимому, к концу сеномана — началу турона достигла каолинитовой стадии.

В латеральном разрезе формации наблюдается увеличение полимиктовости обломочного материала от окраин низменности к центральным частям бассейна осадконакопления. В этом же направлении возрастают мощности. Увеличение количества полиминерального материала приводит к постепенному замещению описываемой формации терригенно-полимиктовым типом.

Терригенно-полимиктовая формация распространена в бассейнах рек Кеть, Тым и Вах, а также по левобережью Оби. В составе формации участвуют осадки аллювиально-озерных, озерных и озерно-лагунных фаций, причем количество бассейновых осадков возрастает в северо-западном направлении. По составу обломочного материала формация близка к нижележащим отложениям, что затрудняет проведение границ между ними. Однако подробные петрографические определения позволяют наметить ряд отличительных особенностей. В отличие от терригенно-угленосной формации в осадках терригенно-полимиктовой формации исчезают угли, песчаники бикластитового типа, обычно увеличивается крупность зерна, большую роль играют осадки русловых фаций.

Заслуживает внимания тот факт, что в центральных частях зоны осадконакопления как в сеноманском, так и в апт-альбском латеральных формационных рядах наблюдается увеличение количества полимиктового материала. По-видимому, это следует объяснить привнесением дополнительных, но часто преобладающих порций обломочного материала из областей, слабо затронутых выветриванием.

### **в) Туронский формационный ряд**

Размыв коры выветривания, образовавшейся в конце сеномана и, возможно, в начале турона, обусловил накопление своеобразных осадков, имеющих то или иное количество переотложенных элювиальных продуктов.

С корой выветривания парагенетически связана терригенно-пестроцветная формация, сложенная континентальными серыми, белыми и зелено-красными глинами с прослоями кварцевых песков и алевролитов. Отложения формации распространены на большой площади, охватывающей водораздел Енисей — Обь и частично заходящей на обское левобережье (Колпашевский и Бакчарский районы). Фациальный анализ пород формации показывает, что в ее строении преобладают озерно-пойменные осадки.

Согласно этим представлениям, зону осадконакопления можно представить в виде крупной аллювиальной равнины с многочисленными озерами. Реки, которые, по-видимому, текли с юга и востока, поставляли мелкообломочный и дисперсный материал из районов, где продукты коры выветривания подвергались слабому размыву. Эта обстановка седиментации может быть сопоставлена с условиями накопления осадков в бассейнах рек Амазонка и Парана (Оливейра, 1959; Харрингтон, 1959).

В бассейне рек Парабель и Сым наблюдается замещение континентальных осадков морскими. В разрезе терригенно-пестроцветной формации появляются аллофильные члены — отсортированные олигомиктовые пески, зеленые глины, мергели.

Терригенно-глинистая формация, замещающая пестроцветные осадки, по объему не совпадает со стратиграфическим интервалом морских отложений, содержащих фауну туронских фораминифер. Отложения формации, кроме этих слоев, включают подстилающие и генетически связанные с ними базальные прибрежно-морские и мелководно-морские песчаные осадки, а также залегающую выше слоев с фауной пачку литологически тождественных морских глин. Таким образом, терригенно-глинистая формация объединяет единый комплекс осадков, лежащий между континентальными сеноманскими отложениями и сенон-туронскими опоками.

В зоне перехода между терригенно-пестроцветной и терригенно-глинистой формациями последняя сложена глауконитовыми полевошпатово-кварцевыми песками, алевролитами и гидрослюдисто-монтмориллонитовыми глинами мощностью до 200 м. К центральной части бассейна осадконакопления мощности резко убывают (до 60—80 м) и разрез представлен главным образом монтмориллонитовыми глинами и песчаниками с глауконитом и мелкими конкрециями фосфатов.

### г) Турон-нижнесенонский формационный ряд

Отложения этого латерального ряда объединяют кремнистые осадки нижней части березовской свиты и ипатовскую свиту. Для центральных районов Западно-Сибирской низменности в составе турон-нижнесенонского ряда выделяются две формации — терригенно-олигомиктовая и кремнистая.

Отложения терригенно-олигомиктовой формации распространены на значительной площади, охватывающей бассейн р. Кеть и район Томского Приобья. Мощность осадков возрастает с юга на север. Вдоль склона Колпашевской зоны она не превышает 40—80 м, увеличиваясь в Колпашевском районе до 100—180 м. В области малых мощностей осадки формации представлены аллювиальными разномерными полевошпатово-кварцевыми песками с прослоями горизонтальнослоистых глин и алевролитов. По мере роста мощности в разрезе формации увеличивается роль пойменно-озерных алевроито-глинистых осадков с прослоями углистых пород.

Кремнистая формация сложена своеобразными серыми оскольчатыми опоками и опоквидными глинами небольшой мощности (25—60 м). Вдоль береговой линии кремнистые породы замещаются прибрежно-морскими и лагунно-болотными песчаниками, алевролитами и глинами. Здесь же встречаются линзы глауконитовых пород.

#### д) Сенон-палеоценовый формационный ряд

Латеральный ряд, включающий сенонские, датские и палеоценовые отложения сымской, славгородской, ганькинской и талицкой свит, состоит из сложного комплекса осадков, среди которых выделяются следующие формации: терригенно-каолиновая, терригенно-полимиктовая, железорудная и терригенно-глинистая. Эти формации сложены продуктами переотложения различных горизонтов сенонской коры выветривания. Последняя установлена в пределах Колывань-Томской зоны, Кузнецкого Алатау и Енисейского кряжа. Точная датировка возраста имеет-ся в ряде разрезов, где кора выветривания развивается на отложениях терригенно-пестроцветной формации турона и перекрывается с размывом терригенно-каолиновыми осадками сенона.

Терригенно-каолиновая формация, по существующей стратиграфической схеме отвечающая сымской свите, распространена на большой территории, простирающейся от юго-западной окраины Енисейского кряжа до северной оконечности Колывань-Томской зоны. Строение и мощность формации испытывают значительные изменения от окраинных частей низменности к ее центру. Вдоль складчатого обрамления мощность формации не превышает первых десятков метров, что обычно объясняется размывом верхних ее горизонтов. В бассейне р. Кеть мощность увеличивается до 350—400 м. В большинстве изученных разрезов для терригенно-каолиновой формации характерно двучленное строение. Нижняя часть сложена аллювиальными кварцевыми и полевошпатово-кварцевыми песками, алевролитами, белыми и серыми гидрослюдисто-каолининовыми глинами.

Верхняя половина разреза, распространенная главным образом в приенисейской части Западно-Сибирской низменности, характеризуется озеро-аллювиальными песчано-глинистыми осадками.

Терригенно-полимиктовая формация, одновозрастная вышеописанным терригенно-каолиновым осадкам, прослежена рядом скважин в верхнем течении р. Тым. В ее основании залегает нарымский рудоносный горизонт, а перекрывается формация песками и глинами с палеогеновыми спорово-пыльцевыми комплексами. В строении формации принимают участие аллювиальные и озерные осадки, образующие сложное переслаивание с осадками лагун, заливов, прибрежной и мелководной части моря. Весь сложный комплекс отложений терригенной формации напоминает разрезы крупных дельт, описанных в литературе (Наливкин, 1956; Lankford и др., 1960). На это указывают: 1) переслаивание континентальных и морских осадков, 2) линзовидное их залегание, 3) отсутствие крупных скоплений железных руд, 4) общность минералогического состава морских и континентальных отложений.

Допуская дельтовое происхождение осадков формации в бассейне р. Тым, можно предположить, что нижняя ее часть, где чаще встречаются осадки прибрежно-морского и лагунного происхождения, представляет собой подводную часть дельты. Верхняя половина разреза, сложенная в значительной степени озерными и аллювиальными осадками, относится к надводной, континентальной части дельты и характеризует этап, в ко-



торый осадки, приносимые с суши, заполняют прибрежную часть верхнемелового моря.

Отложения терригенно-каолиновой и терригенно-полимиктовой формаций в сторону моря сменяются осадками железорудной формации. Ее особенностями являются: 1) громадный масштаб оруденения и 2) участие в строении формации различных фаций морского происхождения. В составе формации выделяются два рудосодержащих горизонта, подробно описанных в печати (Казанский, 1959, и др.).

В строении терригенно-глинистой формации, сменяющей железистые отложения, отмечается ряд особенностей. Вдоль береговой линии верхнемелового моря она сложена довольно однообразной толщей песчано-алевритовых осадков, богатых железистыми прослоями и глауконитовыми породами. Более глубоководные осадки формации в разрезе разделяются на три тела: нижнюю кремнисто-глинистую, известково-глинистую и верхнюю кремнисто-глинистую субформации. Нижняя субформация сложена серыми монтмориллонитовыми глинами с кремнистыми раковинами радиолярий, песчаными фораминиферами и стяжениями фосфатного вещества. Известково-глинистая субформация состоит из светло-серых известковистых глин и мергелей, местами содержащих кристаллики доломита, примазки мельниковита и большое количество известковистых остатков морской фауны и флоры. Верхняя кремнисто-глинистая субформация, пользующаяся ограниченным распространением, сложена темно-серыми монтмориллонитовыми глинами с редкими остатками песчаной фауны.

Распределение в разрезе фауны с различным составом раковин и таких аутигенных минералов, как карбонаты, свидетельствует или о неравномерности поступления в морской бассейн с континента кремния, или о изменении температурного режима бассейна. Последнее, по-видимому, исключается, так как характер палеонтологических остатков и тип осадков показывают, что осадконакопление происходило в сравнительно мелководном бассейне. В то же время состав палеоботанических находок в континентальных аналогах верхнемеловых толщ свидетельствует о влажном теплом климате. Таким образом, можно допустить, что в периоды накопления осадков кремнисто-глинистых субформаций с континента сносилось повышенное количество кремнезема. Осадки известково-глинистой субформации накапливались в эпоху слабого привноса кремнезема в бассейн с нормальной соленостью.

#### е) Палеоценово-эоценовый формационный ряд

Осадки, образовавшиеся в конце палеоцена — начале эоцена, представлены двумя формациями — терригенно-олигомиктовой и кремнистой. По составу и строению они очень близки соответствующим формациям турон-сенонского латерального ряда.

Терригенно-олигомиктовая формация, представленная полевошпатово-кварцевыми и кварцево-полевошпатовыми песками с линзами глин и алевритов, распространена в бассейнах рек Тым и Вах. Ее мощность не превышает 150 м. В более южных районах она обычно не сохраняется. По фациальным признакам осадки формации относятся к аллювиальным образованиям. Только в почве и кровле разреза можно наблюдать литоральные пески, обогащенные рядом редких минералов.

Кремнистая формация сложена опоками и опокovidными глинами, имеющими небольшую мощность (25—80 м). В кремнистых породах встречаются скорлупки диатомей, зерна глауконита, стяжения железистого карбоната и сгустки мельниковита.

## ж) Эоценово-нижеолигоценовый формационный ряд

Осадки эоценово-нижеолигоценового ряда формировались за счет размыва палеоценово-эоценовой коры выветривания. Элювий этого возраста известен в пределах Енисейского кряжа (Боголепов, 1960) и Колывань-Томской зоны. Осадочные продукты перемыва представлены следующими формациями: терригенно-бокситовой, терригенно-каолиновой, терригенно-угленосной, оолитовой железорудной и терригенно-глинистой.

Отложения терригенно-бокситовой формации распространены на Енисейском кряже. По описаниям К. В. Боголепова (1958, 1960) и других, она сложена плохо сортированными пестроцветными глинистыми осадками с бокситами. По простираанию они переходят в осадки терригенно-каолиновой формации, имеющие мощность 25—30 м и распространенные в бассейне р. Сым и в Томском районе. Преобладающими породами формации являются полевошпатово-кварцевые светло-серые пески с гравием и галькой. Отложения терригенно-каолиновой формации в Томском районе образуют сложные взаимоотношения с терригенно-угленосной, железорудной и терригенно-глинистой формациями. Эта сложность прежде всего сказывается в возрастном скольжении границ формации и прослеживании отдельных пачек одной формации в разрезе другой. Примером такого взаимоотношения могут служить терригенно-каолиновая и терригенно-угленосная формации. Угленосная толща сложена песчано-гравийными, алевритовыми, глинистыми и углистыми породами мощностью до 70 м. В ее составе обособляются довольно многочисленные прослои светло-серых песков, характерных для терригенно-каолиновой формации.

Железорудная формация, входящая в эоценово-нижеолигоценовый латеральный ряд, приурочена к нижней части формационного комплекса. Железистые осадки залегают на континентальных или прибрежно-морских осадках палеоценово-эоценового возраста или, как это имеет место в Бакчарском районе, с размывом перекрывают более древние отложения. Формация представлена бакчарским горизонтом и вмещающими его осадками. По составу и генезису железистых пород выделяются поля распространения аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских руд (Казанский, 1960).

Терригенно-глинистая формация, распространенная на большой территории Западно-Сибирской низменности, имеет мощность от нескольких до 100—250 м. Характерными породами являются желто-светло-зеленые монтмориллонитовые глины с глауконитом и стяжениями железистых карбонатов.

### 4. ОСАДОЧНЫЕ СЕРИИ

#### *(вертикальные ряды формаций)*

Приведенное описание апт-альбских, верхнемеловых и нижнепалеогеновых отложений показывает, что в разрезе наблюдается известная периодичность в смене формационных латеральных рядов. Впервые для Западно-Сибирской низменности это было отмечено В. П. Казариновым (1958, 1960б), который предложил выделять осадочные серии. Для центральных районов принципиальная схема, предложенная В. П. Казариновым, выдерживается, но новые данные позволяют внести в нее ряд дополнений.

В описываемом интервале удастся выделить четыре осадочные серии, разделенные эпохами достаточно интенсивного выветривания

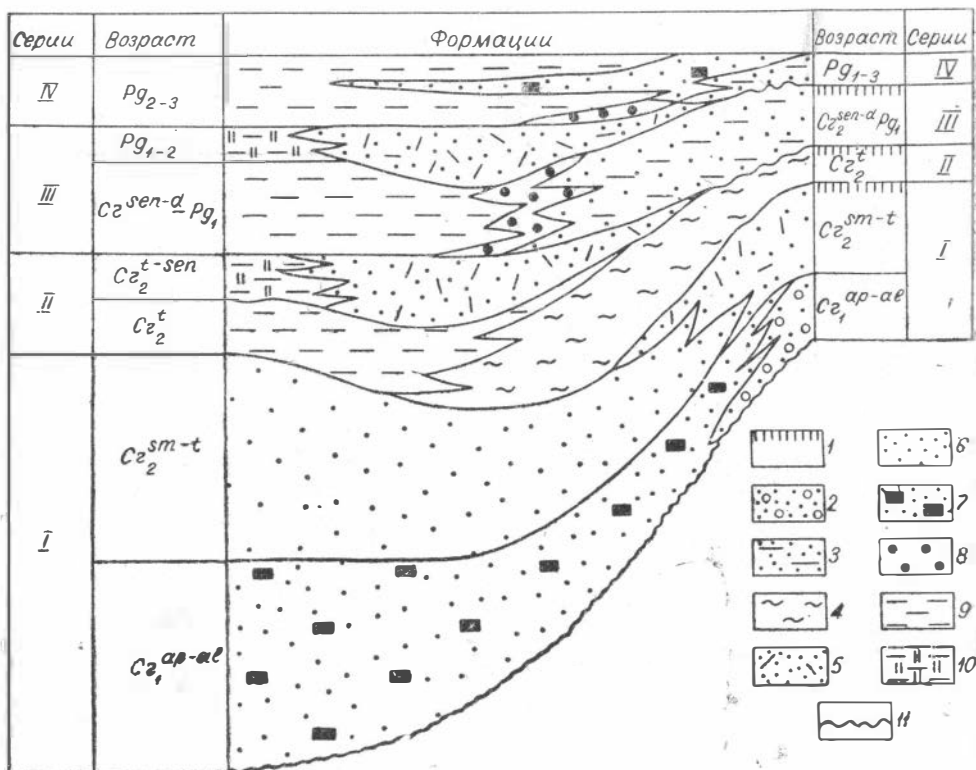


Рис. 2. Схема строения формационных серий в апт-альбских, верхнемеловых и нижнепалеогеновых отложениях Центрального Приобья:

1 — формации коры выветривания; 2 — терригенно-бокситовая формация; 3 — терригенно-каолиновые формации; 4 — терригенно-пестроцветная глинистая формация; 5 — терригенно-олигомиктовые формации; 6 — терригенно-полимиктовая формация; 7 — терригенно-угленосные формации; 8 — железорудные формации; 9 — терригенно-глинистые формации; 10 — кремнистые формации; 11 — поверхности размывов.

(рис. 2). Готерив-барремская эпоха, характеризующаяся аридным климатом, в конце баррема и начале апта сменяется гумидными условиями осадконакопления. Обстановка затухания тектонических движений совместно с благоприятным климатическим фактором способствует формированию мощной коры выветривания. Продукты ее переотложения составляют осадки первой серии, в которую входят апт-альбский и сеноманский латеральные ряды. В сеноманское время происходит постепенное ослабление тектонических движений, которое к концу сеномана — началу турона способствует образованию коры выветривания.

Вторая серия сложена осадками туронского и турон-сенонского формационных рядов. Характер строения и состава туронского ряда свидетельствует о постепенном и достаточно медленном размыве дотуронской коры выветривания. Верхняя половина второй серии, сложенная терригенной олигомиктовой и кремнистой формациями, отвечает эпохе развития на континенте коры выветривания. Ее размыв дает обломочный и хемогенный материал для осадков третьей серии, представленной сенон-палеоценовым и палеоцен-эоценовым латеральными рядами.

Последняя — четвертая — серия прослежена не полностью. Для нее характерен только один эоценово-нижеолигоценовый формационный ряд, отвечающий эпохе размыва палеоценово-эоценовой коры выветривания.

*А. В. ИЛЬЮХИНА,  
Г. Н. КАЩЕЕВ, Т. К. ЛОМОНОСОВА*

## **НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ИРКУТСКОГО БАССЕЙНА**

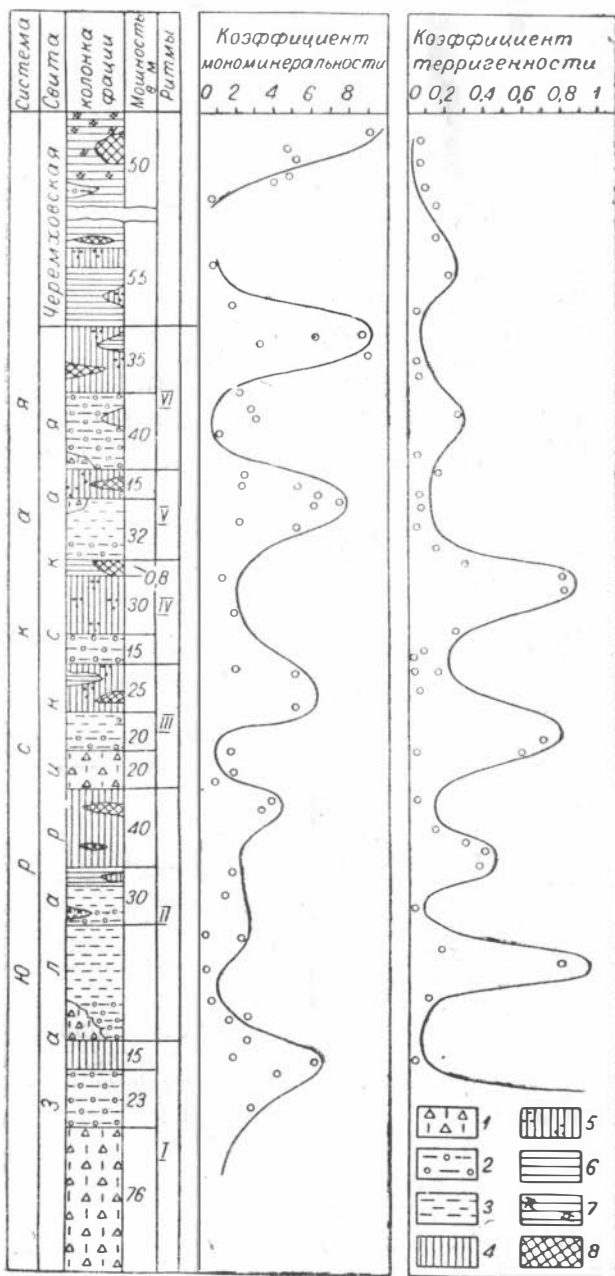
На юге Иркутского амфитеатра широко распространены континентальные образования, относимые к юрскому возрасту. Они заполняют эрозионно-тектонические впадины, вытянутые в северо-западном направлении вдоль Восточного Саяна на несколько сот километров.

С юрскими отложениями связаны промышленные месторождения углей (Иркутский угленосный бассейн) и ряд других месторождений (строительные материалы, россыпи и др.).

Нами изучена северо-западная оконечность Иркутского угленосного бассейна, где на сравнительно небольшой территории четко отражаются характерные особенности формирования осадочной толщи юрского времени. При составлении сводного фациального разреза бассейна мы пользовались методом литолого-формационного анализа, разработанного и успешно примененного литологами СНИИГГИМСа и ИГиГ СО АН СССР. Метод этот разработан на основании литологических исследований мезозойских и кайнозойских осадков Западно-Сибирской низменности (Казаринов, 1958) и среднепалеозойских отложений Южно-Минусинской котловины (Акульшина и др., 1960). Нами составлен сводный литолого-фациальный разрез юрских отложений исследуемой территории и на основании просмотра шлифов и иммерсионных препаратов высчитаны и изображены графически следующие константы: коэффициент мономинеральности и коэффициент терригенности — отношение процентного содержания в осадке алевроитовых и более крупных частей к общей массе породы (100%). Кроме того, всестороннему изучению были подвергнуты глинистые минералы, характер распределения которых также можно использовать для изучения ритмичности осадочного разреза.

### **1. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗА ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ**

На северо-западе Иркутского угленосного бассейна юрские отложения представлены тремя свитами (снизу вверх): заларинской, черемховской и присаянской. Присаянская свита в статье не описывается. Возраст и стратиграфическое положение заларинской и черемховской свит установлены на основании многочисленных палинологических анализов, проведенных по всему разрезу Г. И. Иордан и Л. Н. Гутовой. По этим данным указанные свиты содержат комплекс спор и пыльцы, характерный для нижней юры. Обе свиты на исследуемой территории прослежены в



скважинах и естественных выходах. Границы между ними проводятся с трудом. Отличия в литологическом составе прослеживаются хорошо на всей территории, но нет таких единых признаков, которые бы четко отбивали контакты свит.

Для нижней (заларинской) свиты, т. е., по всей вероятности, для самого раннего этапа формирования юрских осадков, характерно ритмичное строение (рис. 3). Здесь выделяется 6 ритмов. Каждый ритм представляет собой закономерную смену определенных литологических типов пород. Ритм начинается грубообломочными осадками русловых фаций или конусов выносов, которые постепенно сменяются более тонкозернистыми осадками аллювиальных и озерно-болотных фаций. Заканчивает-

Рис. 3. Схема изменения коэффициентов мономинеральности и терригенности в юрских отложениях на северо-западе Иркутского бассейна (составила А. В. Ильюхина, 1961).

Условные обозначения:  
 1 — фации конусов выноса и временных потоков; 2 — русловые фации с большой скоростью течения; 3 — русловые фации со средней скоростью течения; 4 — прирусловые осадки типа пойменных, старичных и т. д.; 5 — прирусловые осадки со следами торфонакопления; 6 — озерные фации; 7 — озерные отложения с включениями каолина; 8 — болотные фации.

ся ритм углистыми отложениями или углями; нередко углям предшествуют карбонатные осадки, представляющие собой мелкозернистые тонкослоистые песчаники с глинисто-карбонатным цементом. В отличие от песчаников, которые довольно часто встречаются среди пористых грубозернистых песчаников русловых фаций, карбонатизация в тонкозернистых песчаниках является несомненно сингенетичной. В первом случае карбонатный цемент образовался в результате циркуляции насыщенных растворов в пористой породе (структура цемента пойкилокластическая). Во втором случае тонкодисперсный карбонат и глинистые частицы оседали вместе с обломочным материалом, цементируя его. Структура цемента

та в этих отложениях микрозернистая, пелитоморфная, местами наблюдается образование ромбоэдров доломита.

Строение ритмов асимметричное, хорошо развита нижняя часть ритма, а верхняя, угленосная, сравнительно маломощная. В верхней части разреза заларинской свиты ритмы неполные, т. е. на какой-то стадии осадконакопления прерывается нормальный ход осадкообразовательного процесса и в тонкодисперсные осадки вклиниваются грубообломочные образования совершенно иной фациальной принадлежности. В этих случаях иногда наблюдается разрыв или резкий контакт между отдельными литологическими типами пород. Характерными особенностями ритмов, выделенных в разрезе пород заларинской свиты, является также уменьшение мощности ритмов снизу вверх по разрезу от 40 до 10 м и сложное строение ритмов, внутри которых выделяются ритмы второго и третьего порядков.

Сопоставление ритмов произведено по наиболее полным разрезам юрских отложений Аршан-Тулунского профиля. Протяженность профиля 80 км, расстояние между скважинами 15—20 км. Первый ритм (снизу вверх) характеризуется интенсивным развитием своей нижней части, сложной грубообломочным материалом и слабым развитием процессов торфо- и угленакопления. В присаянской зоне выделены фации конусов выносов, временных потоков и русел быстрых рек. При движении дальше на север наблюдается постепенная замена фаций конусов выноса фациями русел рек с высокой динамикой среды. При этом мощности ритмов увеличиваются, однако в северном борту речной системы происходит постепенное уменьшение мощности ритма и смена русловых фаций пойменными и озерно-болотными.

Второй ритм характеризуется наибольшим развитием русловых отложений в центральной части прогиба, здесь мощность ритма 55—65 м. На юге и на севере, т. е. в краевых частях речной системы, наблюдается сокращение мощностей осадков, составляющих второй ритм, и уменьшенные территории их распространения. Так как строение речной системы асимметричное, то и мощности ритмов на севере и юге разные.

Для третьего и четвертого ритмов характерно преимущественное развитие озерных отложений. Русловые фации занимают подчиненное значение. Третий ритм неполный. Он заканчивается озерными фациями, на размытой поверхности которых залегают мелкогалечные конгломераты, являющиеся началом следующего ритма. Пятый и шестой ритмы сложены в основном озерными и болотными фациями. Русловые осадки здесь характеризуются слабой динамичностью.

Ритмичный характер строения удалось проследить только в отложениях заларинской свиты прежде всего потому, что они наиболее полно изучены. Лежащая выше черемховская свита в данном районе вскрыта не полностью, что затрудняет выводы о характере строения этой толщи пород. Тем не менее можно утверждать, что для этого периода формирования юрских осадков характерно ослабление активной эрозионной деятельности, относительный покой, поздняя стадия пенепленизации всей территории, когда накопление тонкозернистого терригенного материала сменяется застойными явлениями в водоемах и процессами, приводящими к торфо- и угленакоплению.

Следует отметить, что в исследуемом районе эти процессы получили слабое развитие в сравнении с центральной частью Иркутского угленосного бассейна. Здесь преобладают озера проточные или изолированные, в которых наряду с процессами торфонакопления происходит образование в одних случаях пирита, в других — гидроокислов железа в виде стяжений.

Сокращение углеобразовательных процессов на северо-западе Иркутского угленосного бассейна следует связывать со сравнительно слабым прогибанием доюрского фундамента и малыми глубинами водоемов, благодаря чему в большинстве случаев озера были небольшие и не создавались необходимые условия для накопления и захоронения углей.

Таким образом, сопоставление разрезов юрских отложений, расположенных по простиранию, обнаруживает сохранение мощностей отдельных ритмов и их фациального состава. Общая закономерность изменения фациального состава пород по разрезу вверх от грубообломочных пород к тонкозернистым прослеживается и при сопоставлении разрезов, пересекающих юрскую толщу вкрест простирания. В результате на исследуемой территории можно выделить несколько зон осадконакопления с преимущественным развитием тех или других фаций. Зона, примыкающая непосредственно к складчатому обрамлению, характеризуется интенсивным развитием быстрых горных рек, временных потоков и конусов выносов. В противоположном конце речной системы выделяются зона, окаймляющая с севера юрский бассейн с преимущественным развитием озерных и пойменных отложений; зона, занимающая среднее положение в юрском бассейне, характеризуемая преобладанием русловых фаций и осадков, примыкающих к руслу реки; зона, примыкающая к северному борту долины, характеризуется интенсивным развитием прирусловых фаций.

## 2. МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

### а) Особенности распространения обломочного материала в разрезе

Минералогический состав юрских осадков изучался в шлифах, иммерсионных жидкостях и просто в дезинтегрированных препаратах под лупой. Выделены следующие группы минералов: обломочные породообразующие и аксессуарные минералы и вторичные минералы, образовавшиеся в осадке в различные стадии диагенеза.

К первой группе минералов относятся кварц, полевые шпаты, биотит, хлорит, мусковит, некоторые группы глинистых минералов (гидрослюды, каолинит, монтмориллонит), эпидот, роговая обманка, сфен, цоизит, ильменит, магнетит, гранат, циркон, апатит, турмалин и другие. Содержание породообразующих минералов в осадочной породе, количественные соотношения, а также степень их выветрелости или сохранности позволяют наряду с целым рядом геологических признаков судить об обстановке процесса осадконакопления. Изучение минералов тяжелой фракции позволило выделить несколько минеральных ассоциаций, распределение которых на территории подчиняется общей закономерности распределения фаций юрских пород. Расположением минеральных ассоциаций как бы подтверждаются сделанные палеогеографические выводы. Так, основное русло характеризуется двумя минеральными ассоциациями: на юге — пирит-эпидот-гранатовая; на севере — циркон-рутил-гранатовая. Притоки характеризуются следующими ассоциациями минералов: на юге со стороны Восточного Саяна — пирит-эпидот-гранат-роговообманковой и эпидот-сфен-пирит-гранатовой; на севере — циркон-эпидот-гранатовой и циркон-рутил-турмалин-гранатовой.

Интересные выводы были получены при интерпретации результатов подсчета минералов легкой фракции и гранулометрического состава. Рассчитанные коэффициенты мономинеральности и терригенности наносились на сводный литолого-фациальный разрез юрских отложений, к кото-



рому были привязаны места взятия проб или средние значения результатов исследования нескольких проб. На рис. 3 приведен сводный разрез юрских отложений в районе г. Тулун и нанесены значения рассчитанных коэффициентов мономинеральности и терригенности. Исходя из этих расчетов, можно судить об особенностях минералогического состава каждого ритма.

Первый ритм сложен повсеместно грубообломочными осадками с незначительным содержанием цементирующего материала. Количество устойчивых к выветриванию минералов достигает 25—30%, вверх по разрезу содержание их остается в общем постоянным и только в самом конце ритма — резко возрастает до 60%. Количество неустойчивых минералов сокращается к концу ритма до 8—10%. Степень выветрелости полевых шпатов сравнительно с минералами, встреченными выше по разрезу, незначительная.

Следует отметить, что в некоторых скважинах, пробуренных на юге Иркутского бассейна в непосредственной близости к складчатым сооружениям Восточного Саяна, в полимиктовых песчаниках, залегающих на базальных конгломератах первого ритма, наблюдается большое количество обломков пород, в которых полевые шпаты нацело замещены слюдисто-каолиновым агрегатом или сосюритом. В то же время зерна полевого шпата остались неизменными.

Соотношение количества устойчивых и неустойчивых к выветриванию минералов в нижней части первого ритма близко к единице и начинает возрастать к концу ритма. Наибольшие значения коэффициента мономинеральности (около 7) приурочены к постепенному переходу от русловых фаций к прирусловым и озерным. Здесь содержание устойчивых к выветриванию минералов самое высокое. Спокойные условия отложения осадков, хорошая окатанность обломков — все эти особенности характерны для кварцево-сланцевых и кварцевых мелкозернистых песчаников, имеющих высокие значения коэффициента мономинеральности.

Второй ритм имеет сложное строение. Он состоит из нескольких неоконченных прерванных ритмов. В связи с этим минералогический состав пород, слагающих этот ритм, меняется несколько раз. В нижней части содержание устойчивых к выветриванию минералов сокращается до 8%, затем, выше по разрезу, возрастает до 20—25% и вновь падает до 5%. Соответственно изменяется и коэффициент мономинеральности от 1 до 2,5—3 и затем опять приближается к единице. Средняя часть ритма сложена песчаниками кварц-полевошпатового состава русловых и озерных фаций. Содержание полевого шпата в терригенной части песчаников и алевролитов сокращается до 30%, исчезают совершенно обломки пород; цементирующий материал составляет 20—25% всей породы. Степень выветрелости полевых шпатов значительно выше, чем в песчаниках первого ритма. Полевые шпаты представлены в различной степени серицитизированными и каолинизированными плагиоклазами и ортоклазом; преобладают сильно измененные зерна.

Верхняя часть второго ритма сложена мелкозернистыми песчаниками и алевролитами с глинисто-углистым цементом. Содержание устойчивых к выветриванию минералов возрастает до 35—40% и по отдельным скважинам — до 70%. Коэффициент мономинеральности характеризуется величинами 2,5—3,5, достигая в отдельных скважинах 7.

Третий ритм имеет относительно правильное строение. Русловые конгломераты в нижней части ритма, постепенно сменяясь, переходят в песчаники и алевролиты. Заканчивается ритм углями и углистыми алевролитами. Соответственно меняется и минеральный состав терригенной части песчаников и алевролитов. Содержание кварца и халцедона в породах

нижней части ритма составляет 20%, выше по разрезу увеличивается до 30—35% и в конце ритма достигает 60%. Значения коэффициента минеральности соответственно меняются от 1,5—2 до 6. Самое высокое значение коэффициента мономинеральности отмечено не в конце ритма, а при смене русловых фаций озерными и болотными, где терригенный материал играет подчиненную роль, на первый план выступают процессы угленакпления.

Начало четвертого ритма характеризуется уменьшением величины коэффициента мономинеральности (до 2). Содержание устойчивых к выветриванию минералов составляет 45—50%. Выше по разрезу она не изменяется вплоть до конца пятого ритма. Четвертый и пятый ритмы сложены песчаниками кварц-полевошпатового состава, в которых отмечаются равномерное содержание устойчивых и неустойчивых к выветриванию минералов. Величина коэффициента мономинеральности остается постоянной, т. е. около 2, на протяжении всего четвертого и начала пятого ритмов. В конце пятого ритма на контакте двух существенно разных фациальных обстановок (русловых и озерных фаций) происходит резкое увеличение содержания в песчаниках и алевролитах кварца и сокращение до полного исчезновения полевых шпатов, хлорита и др. минералов. Коэффициент мономинеральности характеризуется величинами 5—7.

Шестой ритм заканчивается озерными отложениями, представляющими собой почти чистые кварцевые пески. Коэффициент мономинеральности — около 9.

Таким образом, нетрудно заметить, что ранее подмеченная закономерность в строении осадочной толщи, относимой к заларинской свите, подтверждается распределением в разрезе устойчивых минералов, что в свою очередь подчеркивается кривой коэффициента мономинеральности. Во всей осадочной толще выделено 6 ритмов, каждый из которых характеризуется определенными значениями коэффициента мономинеральности. Высокие значения последнего приурочены, как правило, к концу ритма, низкие — к его началу или середине. В тех случаях, когда строение ритма правильно, эта закономерность хорошо прослеживается. Если ритмы неполные, как, например, четвертый, то не наблюдается резкого увеличения значения коэффициента мономинеральности. Граница каждого ритма как бы подчеркивается резким увеличением содержания в породе устойчивых минералов. Снизу вверх по разрезу наблюдается следующее изменение значений коэффициента мономинеральности в точках максимумов: в первом ритме — 7, во втором — 3, в третьем — 6, в четвертом — 2, в пятом — 6, в шестом — 9. Получается вогнутая кривая, соединяющая начало и конец единого цикла осадконакопления.

### **б) Изменение гранулометрического состава в разрезе**

Толща пород, слагающая нижние части разреза юрских отложений, представлена в основном терригенными песчано-алевритовыми осадками. Поэтому коэффициент терригенности имеет здесь довольно высокое значение.

Распределение обломочного материала в каждом отдельном ритме подчиняется одной общей закономерности. Снизу вверх происходит уменьшение содержания обломочного материала до полного его исчезновения. Наибольшие величины коэффициента терригенности падают на начало и середину ритма. Так, в первом ритме максимальное значение коэффициента (0,9) приурочено к нижней части ритма, где широко развиты песчано-гравийные осадки. Выше по разрезу величина зерен обломочного материала уменьшается, падает и значение коэффициента терригенности.

Во втором ритме, имеющем сложное строение, величина коэффициента терригенности меняется несколько раз и графически представляет собой сложную кривую. В тех участках ритма, где встречены прослои аргиллитов, углистых пород и углей, значение коэффициента уменьшается до 0,2 и ниже. В средней части ритма, где наиболее широко развиты песчано-алевритовые осадки русловых фаций, величина коэффициента терригенности резко возрастает до 0,86.

Подобная закономерность характерна для каждого последующего ритма. Максимальное значение коэффициента терригенности приурочено к нижней и средней частям ритма, минимальное значение — к верхней, а иногда к средней, т. е. к участкам, обогащенным глинистыми и углистыми породами. Наибольшее значение коэффициента терригенности в третьем ритме составляет 0,68, в четвертом — 0,75, в пятом — 0,16, в шестом — 0,3. В общем по разрезу наблюдается уменьшение этих значений. Кривая, соединяющая эти максимальные значения, характеризует постепенное сокращение грубозернистого терригенного материала снизу вверх.

Коэффициент терригенности также подтверждает ритмичное строение заларинской свиты и с большой четкостью характеризует каждый из выделенных ритмов.

### **в) Распределение глинистых минералов в разрезе**

Глинистые минералы изучались в следующих литологических типах: глинистые алевролиты и песчаники с содержанием глинистых частиц до 20%; аргиллиты и рыхлые глины, углистые аргиллиты, мергели. Глинистые породы по разрезу распределяются неравномерно. В нижней части разреза они имеют подчиненное значение и встречаются в виде линз и прослоек в русловых песчаниках первого и второго ритмов. В третьем и четвертом ритме среди отложений озерных и пойменных фаций встречаются довольно мощные пласты глинистых и углистых алевролитов.

В верхней части разреза аргиллиты и алевритистые глины образуют прослои в песчаниках и песках почти мономинерального состава. Кроме того, глинистый материал составляет основную массу цемента песчаников и алевролитов. Содержание цемента также увеличивается вверх по разрезу и достигает 35—40%.

Глинистые минералы в юрских отложениях северо-западной части Иркутского угленосного бассейна имеют полиминеральный состав. Однако в различных частях разреза наблюдается преобладание тех или иных групп глинистых минералов. Распределение их в разрезе подчиняется определенной закономерности. Так, содержание в глинистых фациях минералов группы гидрослюд уменьшается снизу вверх по разрезу. Верхние части разреза юрских отложений обогащены минералами каолиновой группы. Это наиболее стойкий к выветриванию минерал, и распределение его показывает направление процесса химического выветривания. При формировании осадков заларинской и частично черемховской свит на отдельных участках исследуемой территории отмечается несколько этапов, характеризующихся усилением процессов выветривания. Это конец второго ритма, где наблюдается преобладание в глинистых фракциях минералов группы каолинита и монтмориллонита, и конец шестого ритма с преобладанием каолинита, а на западе — минералов группы монтмориллонита.

Общее направление процессов отражает поступательный ход развития осадкообразования, т. е. уменьшение интенсивности механических образований. Последующие диагенетические превращения осадков нало-

жили, безусловно, определенный отпечаток на эту первоначальную картину, но общее направление и характер процесса остаются ясными.

Выводы по минералогическому составу подтверждают выводы о ритмичном строении осадочной толщи, сделанные на основании изучения текстурных и структурных особенностей юрских пород северо-западной части Иркутского угленосного бассейна. Распределение минерального состава по разрезу подчеркивает последовательность изменения гранулометрического состава пород и изменение глинистых минералов, направление движения процессов выветривания. Таким образом, ритм в данных условиях является выражением последовательности изменения условий осадконакопления от начальной стадии денудации до образования химических осадков и пластов угля. Строение и характер ритмов, а также их распространение на территории зависят от целого ряда факторов — климата, состава пород и т. д. Местами строение ритмов осложнялось локальными колебательными движениями. Но тем не менее общее направление тектонической жизни страны остается постоянным. Оно свидетельствует о постоянном затухании в пределах нижней юры тектонической напряженности.

---

*Р. С. РОДИН, И. А. ОЛЛИ*

## ОСАДОЧНЫЕ СЕРИИ МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЛЕНСКОЙ ВПАДИНЫ

Ленская впадина в структурном отношении представляет собой переходную зону между Сибирской платформой и Верхоянской складчатой областью. Выполнена она морскими мезозойскими образованиями триаса, юры, валанжина и континентальными осадками нижнего и частично верхнего мела.

Большая часть мезозойского разреза (триас, юра, валанжин) была изучена нами в одном сплошном обнажении на мысе Чекуровского, расположенном в низовьях р. Лены. Меловые же континентальные образования исследованы в ряде обнажений по левому берегу р. Лены от пос. Горозово до мыса Чекуровского.

При обработке каменного материала были выполнены следующие исследования: описано 150 шлифов, 42 образца подвергнуто неполному химическому анализу и 72 образца — количественному спектральному анализу. Кроме того, подсчитано процентное содержание рудных минералов в тяжелой фракции 67 образцов с пересчетом на процент выхода фракции из породы.

Обработка полученных данных была проведена по методике, предложенной группой сотрудников СНИИГГИМС (Бгатов, Казаринов — редакторы, 1960). Теоретической же основой для выделения осадочных серий послужили работы В. П. Казаринова (1958, 1960б, 1961).

Мезозойский комплекс осадкообразования<sup>1</sup> начинается, по данным В. П. Казаринова (1960 б), с верхнего триаса и заканчивается в эоцене. В этот возрастной интервал укладываются изученные нами разрезы Ленской впадины. Выделение в осадках триаса, юры и нижнего мела серий облегчается тем, что, во-первых, в них совершенно отсутствуют какие бы то ни было проявления вулканизма, которые порой существенно **затушевывают** первичные закономерности седиментации, и, во-вторых, породы большей части разреза формировались в прибрежной части морского бассейна, что упрощает их сопоставление.

### ОПИСАНИЕ РАЗРЕЗА

Мезозойские отложения Ленской впадины представлены тремя системами — триасовой, юрской и меловой. Триасовая система подразделяется на три отдела, из которых нами рассматривается лишь верхний,

<sup>1</sup> Термины «комплекс», «серия», «формация» даются в понимании В. П. Казаринова (1958).

установленный сравнительно недавно Д. С. Сороковым в низовьях р. Лены. В качестве основы стратиграфического подразделения юрских отложений была использована схема, принятая на межведомственном совещании в 1959 г. (Решения межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Северо-Востока СССР, 1959), с некоторыми дополнениями Д. С. Сорокова, а расчленение меловых угленосных образований взято из работы П. И. Глушинского и др.

Отложения карнийского яруса представлены алевролитами и в меньшей степени аргиллитами и песчаниками общей мощностью около 25 м.

Характерной чертой этой части разреза является присутствие горизонта песчаников (15—20 см мощности), переполненных иглами морских ежей. Перекрываются карнийские отложения довольно однородной толщей ожелезненных и рассланцованных аргиллитов и алевропелитов, содержащих в нижней части фауну среднего лейаса, мощность которого определяется в 78 м, а в верхней — неруководящую фауну доггера. Мощность верхней части, названной келимьярской свитой, около 160 м. В основании алевро-аргиллитов среднего лейаса залегает прослой мелкогалечного конгломерата (0,5—1,0 м), состав галек которого, по данным М. П. Монахова (1959), следующий: алевролита 30%, аргиллита 25, микропйкритового порфира 15, андезитового порфира 10, кварца и кремней 20%. Цемент конгломерата, составляющий 5—10% от общего объема породы, сложен обломками кремней, в меньшей степени зернами кварцита, полевых шпатов и кварца. В редких случаях отмечаются обломки кислых эффузивов.

Наличие конгломерата в основании юры наряду с отсутствием в Лено-Оленекском районе отложений норийского и рэтского ярусов, а также нижнего лейаса определенно свидетельствует о региональном перерыве на границе триаса и юры.

На толще ожелезненных пород келимьярской свиты залегает 80-метровая пачка песчаников с прослоями алевролитов. Это низы так называемой чекуровской свиты, содержащие фауну верхнебатского возраста. Верхняя часть чекуровской свиты (125 м) сложена преимущественно песчаниками с горизонтами и линзовидными стяжениями известковистых песчаников. Возраст этой части разреза датируется как верхи бата — низы келловей (включительно).

Выше по разрезу без видимых следов перерыва залегают типично верхнеюрские образования мощностью в 50 м, представленные алевролитами и аргиллитами, содержащими фауну келловейского, оксфордского и нижне- и верхневолжского ярусов. В верхней половине этой толщи встречен и описан нами горизонт песчаников с железистыми хлоритами. Состав песчаников следующий: зерен кварца 20—25% от общего объема породы, полевых шпатов 10—15, обломков кварцитовидных пород 5, пирита 1—2%; содержание железистых хлоритов колеблется от 10 до 30%, порой достигая 60%. В единичных зернах отмечаются такие минералы, как сфен, гранат и обломки микропегматита.

Железистые хлориты присутствуют в виде оолитов, в большинстве своем замещенных кальцитом или пиритом, и лишь некоторые из них — иддингситоподобным веществом. Довольно часто оолиты сохраняют концентрическое строение, обусловленное чередованием концентров железистого хлорита, гетита (или гидрогетита) и кремнистого вещества, а у отдельных оолитов наблюдается радиально-лучистое погасание.

Нужно сказать, что почти вся толща пород, относимая к типично верхнеюрским образованиям, имеет желтовато-бурую окраску. Последняя обусловлена присутствием многочисленных гидроокислов железа, возникших, по-видимому, в значительной своей части за счет окисления

большого количества конкреций пирита, сидерита и горизонта железистых хлоритов, отмеченных в данной части разреза.

Нижнемеловые отложения, залегающие на верхнеюрских, подразделяются на фаунистически охарактеризованный морской валанжин и две угленосные толщи — ленскую и оленекскую. По внешнему облику они резко отличаются от нижележащих юрских образований, а именно по большей песчаности разреза и по более светлой окраске пород.

Ленская угленосная толща, разрез которой начинается с кигиляхской чисто песчанниковой свиты, включает в себя три угленосные свиты (кюсюрская, булунская, огонер-юряхская), разделенные между собой песчанниковыми свитами (надкюсюрская, надбулунская). Возраст отложений от кигиляхской до булунской свиты включительно датируется по флоре и спорово-пыльцевым комплексам как верхи валанжин-баррема, а надбулунская и огонер-юряхская свиты относятся к апт-альбу. Оленекская толща представлена двумя угленосными свитами (укинская и чарчикская), разделенными песчанниковой менгюряхской свитой.

### ОСАДОЧНЫЕ СЕРИИ И ФОРМАЦИИ

В результате изучения вещественного состава разреза были получены следующие данные по поведению коэффициента мономинеральности. Если в верхах триаса (карнийский ярус) этот коэффициент равняется 4, то уже в средней части келимйарской свиты он имеет более низкие значения (0,6), которые затем опять увеличиваются и достигают 1,2 в верхней части этой свиты. Выше по разрезу, в породах чекуровской свиты, коэффициент мономинеральности вновь резко падает до 0,6, но затем, постепенно возрастая, достигает максимума (2,5) в отложениях келловейского возраста. Преобладание устойчивых породообразующих минералов над неустойчивыми сохраняется на протяжении всего верхнеюрского отдела, и лишь в самой кровле его резко возрастает роль полевых шпатов.

Песчаники и алевролиты, слагающие валанжинский ярус, и нижние горизонты нерасчлененных валанжин-барремских отложений (кигиляхская свита) обладают значениями коэффициента мономинеральности около 0,6—0,7, затем эти значения еще более снижаются (до 0,4) в верхах кигиляхской свиты, после чего, постепенно нарастая, они достигают величины 1,5 в верхах валанжин-барремской толщи. Выше по разрезу, уже в пределах надбулунской и огонер-юряхской свит, значения коэффициента мономинеральности снижаются до 0,7, после чего, уже в верхах оленекской толщи (сеноман), возрастают до 2 (пересчеты по данным Б. И. Тест, 1955).

Таким образом, при распределении коэффициента мономинеральности по разрезу четко намечается четыре максимума его значений, первый из которых соответствует карнийскому ярусу верхнего триаса, второй — верхнеюрскому отделу, третий — концу неокома, а четвертый — верхам сеномана.

Кроме коэффициента мономинеральности, при изучении терригенной части пород был использован так называемый коэффициент выветрелости, представляющий собой отношение кремнезема к глинозему в алевроитово-псаммитовой части пород. Определение окислов кремния и алюминия производится химическим путем в легкой фракции с размером частиц от 0,01 до 0,25 мм.

Как видно на графике (рис. 4), минимальные значения этого коэффициента колеблются около 6, но на протяжении всего разреза имеется несколько максимумов, первый из которых, выраженный наиболее слабо,





равняется 7 и характеризует верхнюю часть алевропелитовой толщи (келимьярская свита). Второй максимум охватывает фактически всю верхнеюрскую толщу, но наиболее четко он проявляется в ее низах, где его значения достигают 23. В разрезе нижнемеловых отложений отмечается два максимума коэффициента выветрелости, первый из которых, равный 8, соответствует кюсюрской угленосной свите, а второй, более четко выраженный и равный 9,— верхам надкюсюрской песчаниковой свиты, т. е. верхам баррема.

Точно по такому же принципу были использованы данные спектрального количественного анализа, а кривая, построенная по этим результатам, в общих чертах соответствует кривой, построенной по данным химического анализа.

Таким образом, в изученном нами разрезе четко выделяется три максимума коэффициента мономинеральности (из-за недостатка фактического материала о четвертом говорить пока не будем), которые соответствуют эпохам выравнивания и усиления химического выветривания в областях сноса, а также началу активизации тектонических процессов, когда в бассейн седиментации выносятся хемогенные образования из продолжающей формироваться коры выветривания. Этим двум этапам (пенепленизации и началу усиления орогенических движений) соответствуют начало и конец каждой осадочной серии, которых в нашем разрезе выделяется четыре. Две — представлены полностью, а первая и четвертая — лишь частично.

Выделенные в конце осадочных серий эпохи усиленного химического выветривания хорошо подтверждаются характером распределения рудных минералов (пирит, магнетит, титаномагнетит и ильменит) в тяжелой фракции. При построении кривой размещения этих минералов по разрезу мы пользовались процентным содержанием их с пересчетом на выход тяжелой фракции из породы. В результате было выяснено, что среднее содержание рудных в породе обычно колеблется в пределах от 0,001 до 0,008% и только в трех интервалах разреза оно имеет аномальные значения. Первый интервал, в котором содержание рудных минералов достигает 7,9% соответствует началу второй серии. Во втором интервале, соответствующем по времени верхнеюрскому отделу, рудные составляют в среднем 0,4—0,8% при максимуме 15% в конце серии. Самое верхнее в разрезе аномальное содержание рудных соответствует концу третьей серии и равно 1%.

Здесь нужно отметить, что при достижении аномальных содержаний рудных минералов к концу серий среди них отмечается явное преобладание аутигенных (в основном пирит) разностей над терригенными. Во всяком случае в тех образцах, где тяжелая фракция на 100% представлена рудными, этими рудными фактически оказывался один пирит. Это скорее всего свидетельствует о том, что в эпоху усиленного химического выветривания в бассейны седиментации железо поступало в основном в растворенном состоянии или в виде коллоидов и выпадало в осадок в условиях господства восстановительной среды.

Рис. 4. Характеристика условий осадконакопления в мезозойское время в северной части Ленской впадины.

Условные обозначения: 1 — песчаники; 2 — алевролиты; 3 — аргиллиты; 4 — конгломераты; 5 — уголь; 6 — железистые хлориты; 7 — пирит; 8 — сидерит; 9 — гидроокислы железа; 10 — местоположение в разрезе проанализированных образцов; 11 — кривая, составленная по данным анализов Б. И. Тест (1955); 12 — схематическая кривая, составленная по данным спектрального количественного анализа; 13 — эпохи накопления терригенных формаций; 14 — эпохи накопления пестроцветно-железистых формаций в период формирования коры выветривания; 15 — эпохи накопления пестроцветно-железистых формаций в период разрушения коры выветривания; 16 — общий ход кривой коэффициента мономинеральности, выветрелости и процентного содержания рудных в тяжелой фракции. Масштаб колонки: 10 млн. лет — 12,5 м.м.

Кроме подсчета рудных минералов в тяжелой фракции, были использованы также данные количественного спектрального анализа по содержанию в породах валового железа (с пересчетом на железо окисное). Этими данными охарактеризованы лишь верхняя часть валанжин-барремской толщи и нижняя часть апт-альбской. Как видно на графике, кривая, построенная по результатам определения валового железа, имеет один отчетливый пик (40%) в верхней части валанжин-барремской толщи. Это еще раз подтверждает правильность ранее сделанного вывода о формировании пород данной части разреза в период интенсивного химического выветривания.

Внутри выделенных нами осадочных серий намечаются осадочные формации (литологически единые толщи), количество которых в каждой серии различно, как различна и полнота их проявления.

Так, первая серия фактически представлена лишь кварцевыми песчаниками карнийского яруса, являющимися переотложенными продуктами верхне-среднетриасовой коры выветривания.

Как уже было сказано выше, отложения норийского и рэтского ярусов верхнего триаса и нижнего лейаса в описываемом разрезе полностью отсутствуют. Можно предположить, что именно в этот период времени происходило образование различных формаций первой осадочной серии. Во всяком случае, в конце этого этапа, несомненно, существовали условия интенсивного химического выветривания, причем продукты переотложения этой коры выветривания мы наблюдаем уже в начале второй серии, т. е. в келимярской свите.

Вполне вероятно, что между первой и второй осадочными сериями, выделенными нами в описываемом разрезе, была в свое время сформирована еще одна серия, охватывающая нижнеюрский отдел. Об этом свидетельствуют следующие данные, имеющиеся по соседним районам. Так, в бассейне р. Хатанги (В. Н. Сакс и др., 1959) к концу лейаса, а точнее в домере и частично в тоаре, определенно отмечается интенсивное химическое выветривание. Наконец, в Ангаро-Вилюйском прогибе М. М. Одицовой и О. К. Смирновой (1961, стр. 167) в конце нижнеюрской эпохи «отмечается наличие перерывов в осадконакоплении и образование коры выветривания на определенных участках территории...».

Таким образом, почти на всей территории распространения мезозойских отложений севера Сибирской платформы в конце лейаса существовала эпоха интенсивного химического выветривания. В разрезе же мыса Чекуровского, который рассматривается в данной статье, интересующая нас часть разреза сложена однородной толщей сильно ожелезненных аргиллитов и алевро-аргиллитов, датируемой от среднего лейаса до верхнего бата (частично). Нечеткая стратификация этой части разреза, а также однородный состав алевро-аргиллитовой толщи не дают оснований для выделения в ней (в ее нижних двух третях) самостоятельной осадочной серии, и потому мы условно относим всю эту толщу к низам второй осадочной серии.

Вторая осадочная серия, кроме пород келимярской свиты, охватывает лежащие выше породы чекуровской свиты, представляющие типичную терригенную формацию и пестроцветно-железистую формацию верхнеюрского возраста, исключая ниже-верхневолжские образования. Последние являются переотложенными продуктами предшествующей коры выветривания и входят в состав третьей осадочной серии.

Третья осадочная серия, кроме ниже-верхневолжских образований, включает в себя все породы валанжин-барремского возраста и представлена, по существу, лишь терригенной формацией. Лишь в самых верхних горизонтах толщи слабо проявлена пестроцветно-железистая формация,

в состав которой входят горизонты пород, содержащих гидроокислы железа и конкреции сидерита. Четвертая осадочная серия представлена лишь терригенной формацией.

Если мы обратимся к гранулометрическому составу пород, выделенных нами серий, то и здесь можно заметить определенную закономерность. Так, в низах первой осадочной серии, т. е. в осадках карнийского яруса, преобладают типичные песчаники с прослоями алевролитов. Начало второй серии знаменуется накоплением мощной толщи глинистых железенных пород, являющихся продуктами переотложения предшествующей коры химического выветривания, а затем формируется типичная терригенная формация (песчаники чекуровской свиты), сменяющаяся вверх по разрезу более тонкими породами верхнего отдела юры (конец серии).

В третьей серии мы дважды наблюдаем уменьшение гранулометрического состава пород, а именно в середине ее и в самом конце. Начало четвертой серии знаменуется накоплением песчаников так называемой надбулунской свиты и всей оленекской толщи.

Все приведенные выше материалы позволяют нам с известной долей достоверности воспроизвести ход процесса осадконакопления в верхнетриасовое, юрское и нижнемеловое время.

Вероятно, в результате проявления древнекиммерийской фазы складчатости вначале была разрушена верхне-среднетриасовая кора выветривания и образовались карнийские песчаники с высоким коэффициентом мономинеральности. Дальнейшая история развития района несколько неясна в связи с отсутствием в разрезе отложений норийского, рэтского и нижнелейасового времени. Однако можно предположить, что сформировавшиеся породы этого возраста были разрушены в предсреднелейасовое время, о чем косвенно свидетельствует наличие рэт-лейасовых отложений в более южных районах (Тучков, 1957).

Формирование отложений среднего лейаса и келимьярской свиты происходило в прибрежной части морского бассейна в условиях медленно развивающейся регрессии. В самой кровле келимьярской свиты уже отмечаются прослои песчаников, которые выше по разрезу сменяются толщиной песчаников чекуровской свиты, что свидетельствует о резком усилении восходящих движений в среднеюрское время.

К концу этапа формирования пород чекуровской свиты рельеф областей питания вновь начал выравниваться, вынос терригенного материала замедляется, усиливается химическое выветривание и нарастает трансгрессия моря. Все это нашло отчетливое отражение в осадках верхнеюрского возраста, в которых, начиная с келловея, отмечается уменьшенное содержание устойчивых порообразующих компонентов, уменьшение размерности терригенного материала и обилие минералов железа, представленных пиритом, сидеритом и железистыми хлоритами.

Орогенические движения на границе юрской и меловой систем, а точнее еще в конце верхнеюрской эпохи, явились причиной переотложения продуктов коры выветривания, а затем и выноса терригенного материала, сложенного преимущественно неустойчивыми к выветриванию минералами. Второй этап, по существу, проявился в валанжинское время, к концу которого орогенические движения заставили морской бассейн регрессировать из данного района. Все последующие осадки нижнего мела отлагались уже в континентальных и континентально-лагунных условиях и представляют собой чередующиеся мощные песчанниковые и менее мощные угленосные свиты.

Постоянное обновление рельефа в области размыва привело к тому, что в породах нижнемеловой толщи повсеместно, за исключением верхов

надкюсюрской свиты, преобладают полевые шпаты. К концу неокома, по-видимому, произошло выравнивание рельефа в областях размыва и усиление в связи с этим химического выветривания, что явилось причиной накопления в осадках существенного количества устойчивых компонентов и минералов железа в виде скоплений конкреций сидерита. Последние отмечаются также и в переходной части разреза от кигиляхской к кюсюрской свите, что может свидетельствовать о некотором усилении химического выветривания в этот период времени. Однако, как показал подсчет коэффициентов мономинеральности и выветрелости, неустойчивые компоненты здесь преобладают над устойчивыми. По-видимому, пеплелизация областей питания в данном случае была незначительной.

Самым поздним по времени было проявление орогенических движений в начале апт-альбского времени, когда были смыты продукты химического выветривания, сформированные в конце неокома, и началось формирование терригенной формации последней (четвертой) осадочной серии.

При рассмотрении графика коэффициента мономинеральности отчетливо видна следующая картина: на фоне кривой, отражающей общий ход изменения этого коэффициента, отмечается несколько частных минимумов и максимумов. Весьма вероятно, что эти отклонения значений коэффициента мономинеральности от общего хода кривой фиксируют цикличность процесса осадконакопления более мелкого масштаба, что несомненно должно иметь место, поскольку существуют колебательные движения различного порядка.

В заключение нужно сказать, что выделенные осадочные серии сопоставляются с сериями, зафиксированными в разрезе мезозойских отложений Западно-Сибирской низменности (Гурова, Казаринов, 1962). Породы этого разреза подразделены на три осадочных комплекса, которые соответствуют по времени позднегерцинскому, тихоокеанскому и альпийскому циклам.

Осадочная серия конца позднегерцинского комплекса завершается в Западно-Сибирской низменности средне-верхнетриасовой формацией коры выветривания, продукты которой описаны в различных районах Сибири. В рэт-лейасовое время была сформирована осадочная толща, кое-где обогащенная переотложенными продуктами формации коры выветривания. Завершение этой серии относится к концу нижнеюрской эпохи.

Следующая осадочная серия охватывает породы среднего и верхнего отделов юрской системы, что соответствует нашей второй серии, а серии, завершившейся к концу баррема,— началу апта, в нашем разрезе соответствует третья осадочная серия.

## УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Как это было выяснено на примере Западно-Сибирской низменности (Казаринов, 1960 б), различные полезные ископаемые приурочены к определенным частям осадочных серий. К концу одной и началу другой серии обычно повышается содержание хемогенных компонентов, что в наших разрезах фиксируется по пестроцветно-железистым породам. Установлено, что началу первой серии предшествовала среднетриасовая эпоха накопления массового количества железа, о чем неоднократно упоминается в работах сотрудников НИИГА (Запорожцева и Кравцова, 1956; Сакс и др., 1959). Многочисленные данные свидетельствуют о том, что конец нижнеюрской и начало среднеюрской эпохи также знаменовались накоплением осадков с повышенным содержанием минералов желе-

за. В частности, на это указывает Г. П. Дубарь (1959) в своей статье по Жиганскому району, где он описывает верхнелейасовые и ааленские горизонты лептохлоритовых песчаников; об этом говорят и ожелезненные алевропелитовые породы келимярской свиты (мыс Чекуровского, разрез бассейна р. Оленека) и верхнелейасово-ааленские осадки р. Анабара, содержащие горизонты конкреций сидерита и пирита.

В конце второй и начале третьей осадочных серий, т. е. в верхнеюрскую эпоху и частично в низах валанжина, также происходило формирование осадков, обогащенных минералами железа, о чем свидетельствуют горизонты лептохлоритовых пород в бассейне р. Хатанги (Сакс и др., 1959), прослой глауконитовых известняков и глауконитов в бассейне р. Анабара, а также горизонты с обломками оолитовых железняков в разрезах р. Оленека (Д. С. Сороков, 1958) и прослой песчаников с оолитами железистых хлоритов в низовьях р. Лены (мыс Чекуровского).

В меньших масштабах присутствуют минералы железа в конце третьей — начале четвертой серии, что, видимо, объясняется менее благоприятными фациальными условиями, имевшими место при формировании ленской угленосной толщи.

Повышенные содержания минералов фосфора в изученном нами разрезе отсутствуют. Однако, как следует из работы А. С. Запорожцевой и А. И. Кравцовой (1956), в Анабаро-Хатангском междуречье породы среднетриасовой коры выветривания (предшествует началу первой серии) довольно часто содержат в виде цемента минерал франколит. Типичные фосфориты отмечаются в верхнеюрских образованиях бассейна р. Хатанги (Сакс и др., 1959) и в аналогичных породах р. Анабара, что соответствует концу второй осадочной серии.

Как указывает В. П. Казаринов (1958), россыпи таких устойчивых к химическому выветриванию полезных компонентов, как циркон, золото и др., обычно приурочиваются к этапу переотложения продуктов коры выветривания и часто локализируются в тех же горизонтах, что и железные руды. Для описываемой части Сибирской платформы наиболее ценными полезными ископаемыми, образующими россыпи, являются алмазы и, как показали исследования последних лет, алмазоносными являются отложения верхов лейаса и верхнего отдела юрской системы, обогащенные переотложенными продуктами коры химического выветривания.

В заключение данного раздела нужно отметить, что мезозойские прогибы, обрамляющие Анабарский кристаллический массив, многими исследователями считаются перспективными в нефтегазоносном отношении. Но до сих пор физические свойства пород, слагающих эти прогибы, изучены недостаточно, что особенно касается юрских и меловых образований. Предварительные данные, полученные Д. С. Сороковым и др., свидетельствуют о том, что породы со значительной пористостью встречены только в чекуровской свите и в валанжинских отложениях. Оба этих интервала в наших построениях соответствуют терригенным формациям второй и третьей осадочных серий, что подтверждает точку зрения о приуроченности пород с наилучшими коллекторными свойствами к типично терригенным частям осадочных серий (Казаринов, 1958).

### З а к л ю ч е н и е

Изучение количественных соотношений устойчивых и неустойчивых породообразующих компонентов, содержания рудных минералов и гранулометрического состава позволило нам в осадках мезозоя низовьев р. Лены выделить четыре осадочные серии, границы которых в общих

чертах соответствуют границам осадочных серий мезозойских отложений Западно-Сибирской низменности.

Из сопоставления наших материалов с материалами соседних районов было выяснено, что подавляющая часть известных в Лено-Хатангском районе проявлений полезных ископаемых (железо, фосфор, алмазы) приурочена к стратиграфическим интервалам, соответствующим в нашем разрезе конечным и начальным этапам формирования осадочных серий, а породы с наилучшими коллекторными свойствами приурочены к терригенным формациям тех же самых осадочных серий.

---

Г. Х. ФАЙНШТЕЙН

## ОСАДОЧНЫЕ СЕРИИ ЮРЫ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЯКУТИИ

Материалы, изложенные в данной статье, получены в процессе исследований, проведенных коллективом Вилюйской алмазной партии Якутского геологического управления в 1957—1960 гг. В работе использованы результаты исследований М. М. Одинцовой и О. К. Смирновой по стратиграфии юры и по палеогеографии эпохи морской трансгрессии в лейасе и доггере. Определительские работы выполнены Г. В. Гальперовым, В. Н. Мазилковым, Т. Т. Могулевой, А. А. Твердохлебовой, А. К. Хабардиной, О. В. Петряковой и А. Г. Фаткулиным. Весь комплекс геолого-литологических исследований проводился под руководством автора.

В ходе полевых исследований (5700 км маршрутов) были детально изучены почти все обнажения юры в бассейнах среднего течения рр. Б. и М. Ботуобуя, Вилюя, Ыгыатта, Марха и Тунга (до 550 точек), а также керны скважин колонкового бурения на междуречьях рр. М. и Б. Ботуобуя и Вилюя, Марха и Накына, Марха и Ханьни (40 скважин). Кроме того, изучению подвергались разрезы многочисленных шурфов (250) и скважин ручного бурения (130) на поисково-разведочных участках в бассейне р. Ирелях.

В процессе биостратиграфических исследований, проведенных М. М. Одинцовой и О. К. Смирновой, применялись палинологические и микрофаунистические анализы, а также изучение микрофауны и макрофауны. При литологических исследованиях применялись гранулометрический (1450 проб), литолого-минералогический (1400 проб), микропетрографический (450 шлифов), спектральный (700 проб), химический (76 проб), рентгеноструктурный (22 пробы), электронноскопический (7 проб), термический (50 проб) анализы и окрашивание глин органическими красителями (410 проб).

Исследованный район располагается в пределах северо-восточной части Ангаро-Вилюйского прогиба, на его сочленении с западным бортом Вилюйской синеклизы на востоке, с восточным бортом Тунгусской синеклизы на западе и с южным склоном Анабарской антеклизы на севере. В пределах этого региона сводный литолого-стратиграфический разрез мезозойских отложений показан на прилагаемой корреляционной схеме (рис. 5).

Остаточная кора выветривания ( $T_{2+3}$ ) широко развита и образовалась за счет разложения карбонатных пород верхнего кембрия (р. Б. Ботуобуя), ордовика (рр. М. Ботуобуя, Ирелях, Вилюй), силура (рр. Вилюй, Марха), девона (рр. Вилюй и Ыгыатта), карбона (р. Вилюй), туфогенных отложений и траппов триаса (междуречья рр. М. Ботуобуя и Вилюя, М. и Б. Ботуобуя и т. д.). Нередко на участке

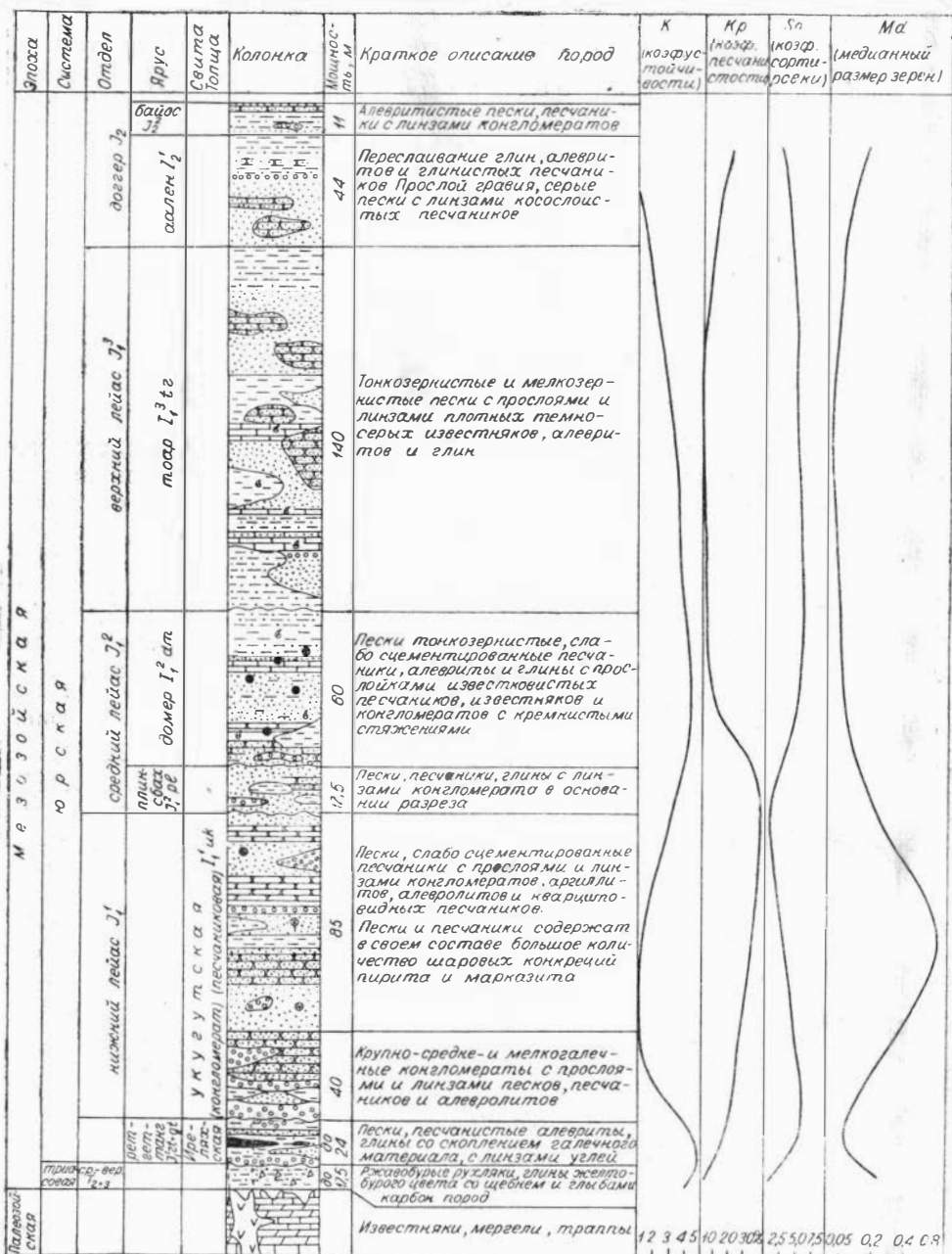


Рис. 5. Литолого-стратиграфический разрез мезозойских отложений северо-восточной части Ангаро-Вилюйского прогиба.

сравнительно небольшой протяженности доюрская кора выветривания сформировалась на разновозрастных породах. Так, например, на отрезке р. Вилюя от рч. Укугут до Эмяксинских гор, протяженностью около 80 км, доюрская кора залегает то на траппах, то на карбонатных породах ордовика, силура, девона или же на терригенных осадках карбона. Иногда участки, где кора выветривания лежит на разновозрастных породах, бывают удалены друг от друга всего на несколько километров.



В бассейнах рек Ирелях и Оруктах кора выветривания ложится то на породы ордовика, то на пирокластические породы или траппы на участках с радиусом не более нескольких километров.

Приведенные данные дают нам право считать, что нижняя возрастная граница остаточной коры выветривания контролируется траппами как наиболее молодыми из всего комплекса доюрских пород, подвергшихся выветриванию. Общеизвестно, что основная масса траппов в пределах восточной окраины тунгусской мезозойской структурно-вулканической области имеет нижнетриасовый возраст. Верхняя возрастная граница остаточной коры выветривания определяется по налеганию на нее с размывом флористически охарактеризованных отложений рэта и укугутской свиты (рр. Б. и М. Ботубуя, Ирелях, Вилуя, Ыгыатта, Марха). На основании вышеизложенного возраст остаточной коры выветривания датируется нами как средний — верхний триас.

Образование средне-верхней триасовой коры выветривания характеризуется следующими отличительными признаками:

1. Присутствием сапролита, каменного и глинистого структурного элювия на породах палеозоя и трапповой формации под терригенными континентальными отложениями нижней юры.

2. Кальцитизацией, заглинованностью, ожелезненностью и присутствием в тех или иных количествах агрегатов паралуминита.

3. Присутствием щебенки разрушенных материнских пород и уменьшением их количества и размеров снизу вверх по разрезу.

4. Наличием реликтовых текстур и структур, присущих материнским породам, в нижних частях разреза и их постепенным исчезновением вверх по разрезу.

5. Маршаллитизацией зерен кварца.

6. Пестроцветной, пятнистой или полосчатой окраской на ранних стадиях выветривания (оранжевая, красно-бурая, голубовато-серая, зеленовато-серая и т. д.) и появлением белоцветности на поздних стадиях выветривания пород.

Присутствием каолинитовых корок на алюмосиликатовых породах, маршаллитовых — на кремнистых включениях и лимонитовых — на стяжениях сидерита.

8. Резко повышенным абсолютным содержанием аутигенных и пониженным — электромагнитных аллотигенных минералов.

Иреляхская толща ( $J_1^{11}$  Ir). Нижняя стратиграфическая граница иреляхской толщи определяется по ее налеганию на породы остаточной коры выветривания, по присутствию в нижних частях ее разреза (в бассейнах рр. Б. Ботубуя и Ыгыатта) валунов и гальки траппов, галек и валунов кремнистых пород, обугленных растительных остатков, стволов минерализованной древесины (рр. Б. Ботубуя и Ыгыатта) и белоцветных кварцевых, иногда маршаллитизированных песков и алевритов (рр. Б. и М. Ботубуя и Вилуя).

Верхняя граница устанавливается по непосредственному налеганию терригенных осадков укугутской свиты на размытую поверхность пород иреляхской толщи и исчезновению из разреза продуктов переотложения коры выветривания. Нижнелейасовый (рэт-геттангский?) возраст иреляхской толщи впервые установлен М. М. Одинцовой по своеобразному спорово-пыльцевому комплексу и по флористическим остаткам, найденным нами на месторождении Пятачок и Ю. И. Хабардиным — на р. Ыгыатта.

Иреляхская толща расчленяется на две пачки (снизу):

а) отложения переотложенной коры выветривания;

б) аллювиальные отложения (озерные и озерно-болотные).

Отложения переотложенной коры выветривания широко развиты в

бассейнах рр. Б. и М. Ботуобуя, Ирелях, Харыйа-Юрях, Вилуй и Ыгыатта. Представлены они переслаивающимися галечно-гравийными конгломератами с глинисто-алевритовыми, иногда с песчано-гравийным ожелезненным цементом желтого, оранжево-желтого и зеленовато-серого цвета; мелкозернистыми кварцевыми, сильно маршаллитизированными песками молочной и снежно-белой, белесой, светло-серой и оранжево-серой окраски; алевритами и алевролитами светло-серого, серого, пепельно-серого цвета, часто приобретающими темно-серую окраску до бурой и черно-бурой; каолиновыми и каолиноподобными глинами самых пестрых расцветок. Мощность пачки непостоянна и колеблется от 6,5—14,0 м в верховьях р. М. Ботуобуя, 10,0—12,0 м — в среднем течении р. Вилуя, 9,0 м — в среднем течении р. Б. Ботуобуя и до 21,0 м — в бассейне р. Ирелях. Валунно-галечные конгломераты встречаются лишь в основании разреза и только в бассейнах рр. Б. Ботуобуя и Ыгыатта, у северо-западного борта Ангаро-Вилуйского прогиба, вблизи восточного края области массовых излияний траппов.

Галечно-гравийные конгломераты встречаются как в основании разреза нижней пачки иреляхской толщи (р. Б. Ботуобуя), так и в ее средней и верхней частях (бассейны рр. М. и Б. Ботуобуя, среднее течение р. Вилуя).

Белоцветные мелкозернистые, часто мучнистые кварцевые маршаллитизированные пески и алевриты южнее р. Марха встречаются везде, где сохранились отложения иреляхской толщи. При этом наблюдаются все переходы от чистых песков и алевритов до песчаных алевритов и глин с обильной примесью органического вещества и угля. После отмывки такой глины или алеврита в лотке остается тонкий песок, по облику напоминающий манную крупу.

К аллювиальным отложениям иреляхской толщи в бассейне р. Ирелях относится пачка переслаивающихся глин, аргиллитов, алевритов с пластами и линзами угля, углисто-глинистых алевролитов с обильными остатками хвощей, с линзами и прослоями песчаного материала желтого, бурого, желто-бурого, черно-бурого, темно-серого и черного цвета. Мощность пачки более 17 м.

На участках, расположенных вблизи междуречья Б. и М. Ботуобуя, в общем сохраняется тот же разрез, с той лишь разницей, что здесь местами уменьшается количество и мощность пластов, линз и прослоев угля и углистого вещества и участками увеличивается роль песчано-гравийного и гравийно-галечного материала. В бассейне р. Б. Ботуобуя к этим отложениям можно условно отнести верхнюю пачку переслаивающихся мелкогалечных рыхлых конгломератов с глинисто-песчаным цементом желтовато-серого, ржаво-серого, зеленовато-серого и оранжевого цвета и глинистых алевритов серой и темно-серой окраски с линзами и прослоями углистого вещества и угля. Мощность пачки 19,0 м.

В бассейне р. Ыгыатта не удается расчленить отложения иреляхской толщи на нижнюю и верхнюю пачки. Здесь осадки рэт-геттанга представлены пачкой переслаивающихся конгломератов, гравелитов, песчаников и песков, часто с глинистым и глинисто-алевритовым цементом. Мощность иреляхской толщи не превышает 10,0—14,2 м.

Итак, для иреляхской толщи характерны следующие общие отличительные признаки.

1. Налегание с размывом на остаточную кору выветривания или непосредственно на материнские породы, за счет разложения которых образовался структурный элювий.

2. Обогащение отложений в нижней части разреза продуктами размыва и переотложения остаточной коры выветривания.

3. Ожелезнение, цеолитизация и загипсованность осадков.

4. Значительна роль в составе следующих образований:

а) белоцветного кварцевого алеврита и тонко- и мелкозернистого, часто мучнистого песка как в чистом виде без примесей, так и с примесью глинисто-алевритового материала и углистого вещества;

б) каолиноподобных глин самых пестрых окрасок во влажном состоянии и светло-серых и пепельно-серых в сухом;

в) обуглившихся мелких растительных остатков, стеблей и листьев хвощей и пластов угля мощностью от долей сантиметров до 0,5—2,0 м.

5. Присутствие прослоев и пластов мелкогалечных конгломератов с глинистым и глинисто-алевритовым цементом с преимущественно кремнистым составом гальки во внутренних частях Ангаро-Вилуйского прогиба и базальных конгломератов с валунами и крупной галькой траппов и туфов у северо-западного борта последнего, вблизи восточной окраины тунгусской мезозойской структурно-вулканической области.

6. Обогащение осадков в ряде случаев такими образованиями, как сидерит, лимонит и барит.

7. Изменчивая мощность вследствие различной глубины размыва кровли и налегания лежащих выше более молодых пород на различные горизонты описываемой толщи.

8. Повсеместное присутствие агрегатов паралюминита и других сульфатов алюминия.

От пород лежащей выше укугутской свиты осадки рэт-геттанга отличаются главным образом глинистым цементом конгломератов, обогащением продуктами размыва коры выветривания, присутствием пластов, слоев и линз угля значительной мощности, белоцветными и сероцветными алевритами и песками преимущественно кварцевого состава, значительной ролью каолинистых глин и широким распространением паралюминита, маршаллита и т. д.

Укугутская свита. Нижняя стратиграфическая граница этой свиты определяется по ее налеганию на различные горизонты иреляхской толщи, на остаточную кору выветривания, на породы ордовика, силура, девона, карбона (рр. Б. и М. Ботубуя, Вилуй, Ыгыатта, Марха) или на пирокластические образования и трапповые интрузии триаса. Четко эта граница устанавливается также по появлению полимиктовых конгломератов с песчаниковым цементом (рр. М. Ботубуя и Вилуй), по исчезновению продуктов переотложения коры выветривания, по появлению валунов и галек траппов в конгломератах описываемой толщи не только у северо-западной окраины Ангаро-Вилуйского прогиба, но и во внутренних частях последнего, по исчезновению из разреза пластов и линз угля, столь характерных для разреза иреляхской толщи, и по появлению пластов сидерита. Контакт с подстилающими породами резкий.

Верхняя стратиграфическая граница устанавливается по трансгрессивному налеганию на песчано-конгломератовые породы укугутской свиты морских отложений среднего лейаса. Отложения укугутской свиты подразделяются на нижнюю конгломератовую и верхнюю песчаниковую толщи.

Конгломератовая толща сложена пачкой переслаивающихся полимиктовых конгломератов и кварцевых грубозернистых песчаников серого, темно-серого и ржаво-бурого цвета. Мощность толщи колеблется от 11 до 40 м. Юго-западнее реки М. Ботубуя и северо-восточнее р. Ыгыатта роль конгломератов в составе пород нижней части разреза толщи постепенно уменьшается и отмечается их фациальное замещение песчаным материалом со спорадической галькой и линзами гравия.

Нижняя толща укугутской свиты отличается рядом следующих общих литологических признаков.

1. Наличием пластов, слоев и линз полимиктовых валунно-крупногалечных конгломератов.

2. Широким распространением в последних валунов и галек траппов, кислых эффузивов, порфиров и порфиритов, в меньшей степени — гранитоидов и метаморфических пород байкальского комплекса.

3. Преимущественно кварцевым составом обломочной части цемента конгломератов и песчаников.

4. Железисто-карбонатным составом цементирующего вещества конгломератов и песчаников.

5. Широким развитием прослоев и линз растительного детритуса и углисто-сажистого вещества, а также обилием стволов минерализованной древесины.

6. Наличием по всему разрезу большого количества сидеритовых и глинисто-железистых стяжений, желваков, конкреций, линз и маломощных слоев.

7. Слабой сортировкой грубообломочного материала.

8. Широким развитием грубой косої слоистости типа речных потоков и, возможно, дельтового типа.

9. Уменьшением размерности обломочного материала и количества валунов и галек траппов вверх по разрезу.

10. Почти полным исчезновением из состава осадков прсдуктов коры выветривания (маршаллита, паралуминита и др.).

11. Подчиненной ролью глин и алевролитов в составе пород, слагающих толщу.

От иреляхской толщи перекрывающие ее отложения нижней части разреза укугутской свиты повсеместно отличаются резко повышенным содержанием роговой обманки и подчиненной ролью ставролита.

Песчаниковая толща широко развита только в бассейне среднего течения р. Вилюя на отрезке от пос. Вилючан до р. Нюкчуку. Нижние ее горизонты вскрыты также в бассейне р. М. Ботуобуя, на ее водоразделе с р. Вилюем. В бассейнах рр. Б. Ботуобуя, Ыгыатта и Марха, а также на междуречье рр. М. и Б. Ботуобуя эти отложения сохранились лишь кое-где в виде изолированных участков.

Осадки толщи легко опознаются при полевых исследованиях по следующим признакам.

1. Преимущественно песчаниковый состав отложений при подчиненной роли алевролитов и глин.

2. Полное исчезновение пластов валунно-галечных конгломератов.

3. Наличие пластов кварцитовидного песчаника среди песчаников кварцево-полевошпатового состава.

4. Довольно широкое распространение маломощных линз гравелита, мелкогалечного конгломерата, спорадически рассеянной гальки алевролита и растительного детритуса.

5. Обилие шаровых конкреций пирита и марказита величиной от размеров горошины до 0,15 м в диаметре, а также грушевидных караваеобразных и медальонообразных песчанистых стяжений размером до 1,0 м<sup>3</sup>.

6. Наличие косої слоистости типа речных потоков или, быть может, дельтового типа.

Итак, укугутская свита представляет собой однообразную толщу кварцевых и кварцево-полевошпатовых песчаников, в основании которой залегает конгломератовая толща. М. М. Одинцова и О. К. Смирнова (1960) расчленяют отложения среднего лейаса исследованного района на плинсбах и домер.

Плинсбахские отложения в разрезах по рр. Эрэгэ-Юрях и Тюнг характеризуются следующими отличительными признаками.

1. Галечно-гравийно-песчаным составом — в нижней и алевритовым — в верхней частях разреза.

2. Прибрежно-морским или пресноводно-дельтовым характером фаций.

3. Присутствием конкреций пирита и марказита.

К плинсбаху, возможно, относятся и осадки верхних горизонтов укугутской свиты, но выделение их в полевых условиях весьма затруднительно. Вероятнее всего, что к осадкам упомянутого возраста следует более или менее уверенно относить самые верхи песчаниковой толщи укугутской свиты, которые включают гравийно-галечные породы и песчано-алевритовые осадки, перекрытые породами заведомо домерского возраста (бассейн р. Вилюя, между рр. Нюкчуку и М. Джели).

Домерские отложения, широко развитые в бассейнах среднего течения р. Вилюя, Марха и Тюнга, характеризуются следующими признаками.

1. Преимущественно песчано-алевритовым составом осадков с подчиненным количеством гравийно-мелкогалечного материала, в основном приуроченного к низам разреза.

2. Появлением прослоев и линз известняка с кремнистыми стяжениями.

3. Появлением и затем резким увеличением содержания минералов группы глауконита (от 5—7% в низах разреза до 10—15% в верхних частях последнего).

Тоарские отложения, относящиеся к морским фациям, широко развиты в бассейнах рр. Чоны, Вилюя, Ыгыатта, Марха и Тюнга. Встречены они также на водоразделах в бассейнах рр. М. и Б. Ботуобуя. Осадки описываемого яруса характеризуются следующими признаками:

1. Преимущественно глинисто-алевритовым составом в южной части района (южнее р. Марха) и песчанистым — в северной, в бассейнах рр. Марха и Тюнга.

2. Широким распространением пластов, слоев и линз известняков с обильной фауной.

3. Полимиктовым составом песчаных и алевритовых фракций.

4. Резко повышенным содержанием минералов группы хлорита и глауконита (до 15—25%).

Ааленские осадки установлены в Тюнгском районе, где они развиты на небольших площадях. В бассейне р. Марха М. И. Плотникова относит к аалену осадки, которые М. М. Одинцова и О. К. Смирнова (1960) считают верхнетоарскими. Отложения аалена в тюнгском разрезе расчленяются на две толщи: нижнюю — песчаную (фация дельта) и верхнюю — песчано-глинистую (морскую). Нижняя толща залегает на глинах и алевритах тоара и сложена слюдистыми косослоистыми мелкозернистыми песками и песчаниками. Мощность ее около 22 м. Для всей толщи характерны караваеобразные формы карбонатных стяжений, а также гнезда, линзочки и конкреции марказита. Верхняя толща представлена переслаивающимися серовато-зеленоватыми глинистыми песками и песчаниками, коричневатыми, несколько ожелезненными аргиллитами и вязкими глинами.

Отложения аалена перекрыты в бассейне р. Тюнга морской толщей переслаивающихся аргиллитов, алевритистых песков и глин с прослоями и линзами ожелезненного песчаника и глинистого известняка байосского яруса. В основании разреза залегают серые и зеленовато-серые песчаники и плотные конгломераты с валунами траппов и обломками ми-

нерализованной древесины. В бассейне р. Марха верхние горизонты тоара перекрыты мелкозернистыми и среднезернистыми слабо сцементированными песчаниками. В подчиненном количестве присутствуют алевроиты, глины и бурые угли. В нижней части разреза среди песчаных отложений встречается редкая галька осадочных пород, зачастую разрушенная. Эта толща выделяется М. М. Одинцовой и О. К. Смирновой под наименованием ыгыаттской свиты, и ее возраст определяется как среднеюрский.

Характерной особенностью юрских отложений является их ритмичное строение, выражающееся в постепенном уменьшении размерности терригенного материала от подошвы к кровле отдельных пачек пород. В большинстве случаев границы ритмов совпадают с ранее намеченными стратиграфическими границами.

На сводной литолого-стратиграфической колонке для северо-восточной части Ангаро-Вилюйского прогиба и западного борта Вилюйской синеклизы (см. рис. 1) показаны основные закономерности формирования нижней части разреза юрской толщи, фиксируемые изменениями различных коэффициентов.

Кривая изменения соотношения между устойчивыми и неустойчивыми при химическом выветривании акцессорными минералами («палеогеографический» коэффициент, по А. И. Сигову, или коэффициент устойчивости, по В. П. Казаринову и Т. И. Гуровой) образует два максимума, первый из которых соответствует иреляхской свите, т. е. переотложенным продуктам коры выветривания, а второй отложениям домерского яруса. Минимумы этого коэффициента приходятся на песчаниковую толщу укугутской свиты и ааленский ярус.

Таким образом, одна эпоха сравнительно интенсивного химического выветривания устанавливается в средне-верхнетриасовое время, четко фиксируемая по остаточным продуктам коры выветривания, и вторая — в среднелейасовое время. В отложениях среднего лейаса (домер), помимо установленного повышенного содержания устойчивых акцессорных минералов, отмечаются такие образования, как кремнистые стяжения и глауконит (до 15%). Об этой эпохе выветривания свидетельствует также факт нахождения в бассейне р. Молодо Ю. И. Хабардиным образований коры выветривания под заведомо домерскими морскими осадками. В породах коры выветривания найдены выветрелые раковины *Lenella*, возраст которых О. К. Смирнова определяет предварительно как плинсбахдомер.

Приведенные выше материалы дают основание для выделения осадочной серии, охватывающей нижнеюрские отложения от переотложенных продуктов коры выветривания (иреляхская свита) до осадков домерского яруса. Осадки домерского, тоарского и частично ааленского ярусов накапливались, очевидно, в период разрушения коры выветривания плинсбах-домерского времени, т. е. в период формирования следующей осадочной серии. Одним из фактов, подтверждающих это предположение, является наличие каолиновых глин в нижней части ааленских отложений.

Выделенная осадочная серия довольно четко подтверждается характером кривой коэффициента песчаности. Минимальные его значения соответствуют эпохам интенсивного химического выветривания, а максимумы отмечаются в конце нижнего — начале среднего лейаса, а также в осадках ааленского яруса. Почти зеркальным отображением рассмотренной кривой является кривая коэффициента сортировки терригенного материала. Несовпадение намечается лишь для эпохи формирования остаточной коры выветривания. Последняя кривая, отображающая по-

ведение медианного размера зерен, почти зеркально отражает предыдущую кривую.

Таким образом, в исследованном регионе нижнемезозойский осадочный этап характеризуется формированием трех осадочных серий в понимании В. П. Казаринова (1958). Следы нижней серии представлены остаточной корой выветривания среднего — верхнего триаса. Наиболее полно представлена средняя серия, эпоха формирования которой соответствует рэту, нижнему и среднему лейасу. Эта серия начинается перетолженными продуктами коры выветривания (иреляхская толща). Средняя ее часть сложена существенно грубокластическими терригенными осадками, а верхняя — существенно глинисто-алевритовым материалом. Следующая серия, по-видимому, начинается на рубеже среднего и верхнего или в конце верхнего лейаса.

Необходимо отметить, что границы выделенных осадочных серий примерно совпадают с границами серий, выделенных ранее в мезозойских разрезах Западно-Сибирской низменности (В. П. Казаринов, 1958) и Ленской впадины (Р. С. Родин, 1960).

Примечательно то, что в исследованном районе россыпи алмазов и их спутников приурочены к перетолженным продуктам коры выветривания (иреляхская толща) и к прибрежно-пляжевым фациям домера-аалена, т. е. к отложениям, формировавшимся в начальные этапы накопления осадочных серий. Отмеченная закономерность характерна, по-видимому, для всего мезозоя западной Якутии.

Учитывая изложенное, мы приходим к выводу, что наиболее благоприятными для накопления алмазов являются осадки, возникшие за счет размыва продуктов коры выветривания, и что поиски россыпей следует проводить в толщах, залегающих в нижних пачках осадочных серий.

---

*Т. И. ГУРОВА*

## ТЕРРИГЕННО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ МЕЗОЗОЙСКИХ И ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

Среди терригенных минералов мезозойских и палеогеновых отложений Западно-Сибирской низменности намечается несколько комплексов, где в одних случаях преобладают устойчивые компоненты, в других — неустойчивые, в третьих — те и другие в разных соотношениях.

Основными факторами, влияющими на накопление в осадках минералов того или иного комплекса, являются петрографический состав материнских пород и степень их выветрелости. При этом указанные факторы на разных этапах тектонической жизни областей питания имеют различное значение. Так, при развитии восходящих движений в областях сноса, когда там превалировали процессы физического выветривания, в бассейне седиментации накапливались терригенные осадки, среди которых значительная роль принадлежала таким легко выветривающимся минералам, как полевые шпаты, слюды, эпидот, амфиболы, пироксены, а также обломки эффузивных и осадочных пород. В этом случае по установленным в породах минералогическим комплексам в первом приближении представляется возможным высказать предположение о составе материнских пород, за счет размыва которых формировались осадки. По мере развития процессов химического выветривания все большее значение в осадках приобретают химически устойчивые компоненты, и при значительном выравнивании рельефа в области сноса, когда процессы химического выветривания достигают своего максимума, в бассейн седиментации поступают преимущественно устойчивые терригенные компоненты (кварц, кварциты, кремни, циркон, турмалин и др.).

Нами в свое время изучался вопрос о некоторых особенностях в соотношении устойчивых и неустойчивых акцессорных минералов в мезокайнозойских осадках Западно-Сибирской низменности (Т. И. Гурова, 1960) и рассматривались закономерности в распределении «палеогеографического коэффициента» (А. П. Сигов, 1957, 1960), который В. П. Казаринов предлагает в дальнейшем назвать коэффициентом устойчивости. Коэффициент устойчивости представляет собой отношение суммы устойчивых акцессорных минералов (циркон, гранат, турмалин и др.) к сумме неустойчивых компонентов (амфиболы, пироксены, слюды, эпидот и др.).

Чем выше коэффициент устойчивости осадков, тем значительнее развиты процессы химического выветривания в областях сноса, свидетельствующие о высокой их пенепленизации.



Дальнейший анализ минералогического состава акцессорных терригенных минералов позволил нам установить в мезозойских и палеогеновых отложениях низменности следующие семь терригенно-минералогических комплексов и проследить их распределение для исследованной территории как во времени, так и в пространстве.

I. Комплекс устойчивых акцессорных минералов, в составе которого распространены магнетит, ильменит, гранат, циркон, турмалин, рутил, шпинель. Преобладают в комплексе обычно рудные минералы и циркон. В несколько меньшем количестве присутствует гранат, постоянным компонентом в комплексе являются турмалин, иногда — рутил и шпинель. Значения коэффициента устойчивости в породах варьируют от 10 до 42.

II. Комплекс устойчивых минералов с апатитом. Распространены те же минералы, что и в первом комплексе, но значительную роль играет апатит. Значение коэффициента устойчивости в породах изменяется от 8 до 34.

III. Комплекс устойчивых минералов с эпидотом и апатитом. В этом комплексе преобладающее значение имеет эпидот, циркон и апатит. Постоянно в повышенном количестве присутствуют гранат и турмалин, иногда сфен и редко андалузит, силлиманит, ставролит и дистен. Значения коэффициента устойчивости в породах колеблется обычно от 2 до 5.

IV. Комплекс устойчивых минералов с амфиболами. Незначительно распространен в отложениях мезозоя и палеогена. Существенное значение в комплексе имеют циркон, гранат и турмалин. Постоянным компонентом являются амфиболы; содержание эпидота не превышает 3%. Коэффициенты устойчивости по своим значениям близки таковым пород третьего комплекса.

V. Комплекс эпидотовый. Доминирующее значение в комплексе имеет эпидот, его содержание превышает 50% фракции. Остальные минералы имеют резко подчиненное распространение.

VI. Комплекс амфиболово-эпидотовый. Преобладает в комплексе эпидот, в количестве 10% присутствуют амфиболы. Из других минералов отмечаются магнетит, ильменит, циркон, апатит.

VII. Ю. П. Казанским (1958) установлен пироксеновый комплекс в четвертичных отложениях района Центрального Приобья. Имеющийся в нашем распоряжении материал также позволяет выделить пироксеновый комплекс и в меловых отложениях приенисейского района низменности. Для комплекса характерно присутствие пироксенов, количество которых иногда достигает 30% песчаных фракций. Значения коэффициента устойчивости в породах, содержащих пятый, шестой и седьмой комплексы, редко превышают 1, обычно составляют десятые доли.

Указанные комплексы представляют собой последовательный генетический ряд, отражающий степень выветрелости материнских пород. Начальным членом этого ряда являются пироксеновый и амфиболово-эпидотовый комплексы, конечным — комплекс устойчивых минералов. Преобладание в породах того или иного терригенно-минералогического комплекса в совокупности с соответствующим составом породообразующих компонентов, отраженных в определенных значениях коэффициентов мономинеральности и устойчивости, свидетельствует о степени выветрелости материнских пород областей сноса. Несомненно, на распределение тех или иных терригенных акцессорных и породообразующих минералов, кроме состава и степени выветрелости материнских пород, имели влияние и другие факторы, как-то: климат, степень удаленности района седиментации от источников сноса, удельный вес и размеры обломков, их плавучесть, характер транспортирующей среды и т. п.

Ниже рассматривается по стратиграфическим горизонтам мезозоя и палеогена распределение вышеуказанных терригенно-минералогических комплексов и значений коэффициентов мономинеральности и устойчивости пород.

### НИЖНЯЯ — СРЕДНЯЯ ЮРА

Исследование минералогического состава песчано-алевролитовых фракций нижне-среднеюрских пород показало, что обычно они состоят из кварцем (50—60%) и в меньшем количестве полевых шпатами (11—50%). Постоянным компонентом среди легких минералов являются обломки пород, содержащихся в количестве от 5 до 40%. Эти обломки сложены интрузивными, эффузивными, осадочными и метаморфическими породами. Коэффициент мономинеральности варьирует от 1,2 до 2,2, в среднем составляя 1,8—1,9.

В комплексе терригенных акцессорных минералов резко преобладают устойчивые компоненты — циркон, турмалин, гранат, шпинель и др.;

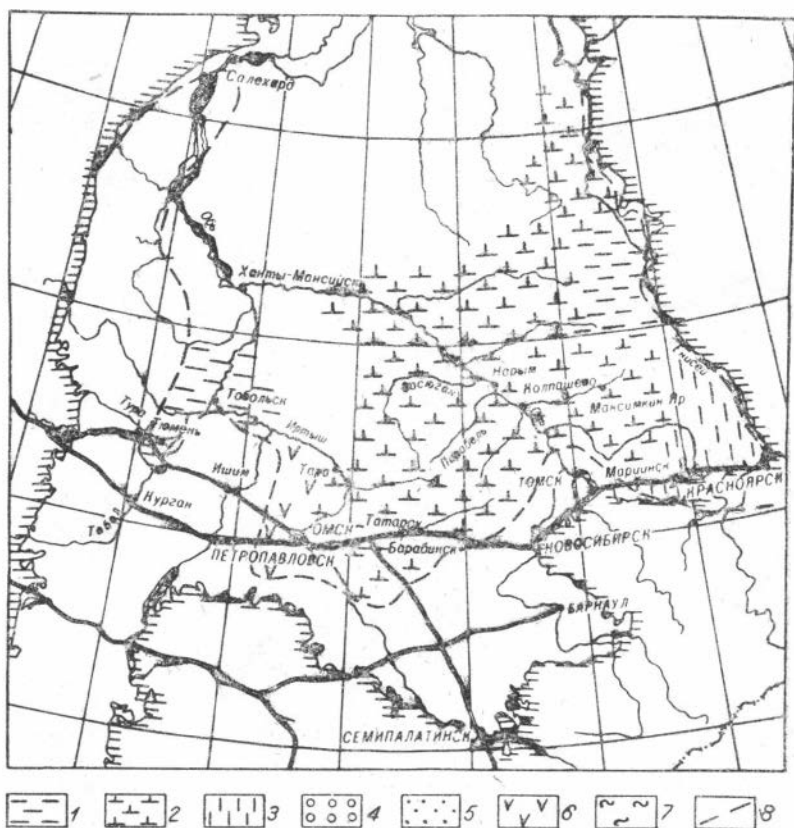


Рис. 6. Схема распределения терригенно-минералогических комплексов отложений нижнего — среднего отделов юры.

Условные обозначения. Минеральные комплексы: 1 — устойчивых минералов; 2 — устойчивых минералов с апатитом; 3 — устойчивых минералов с эпидотом; 4 — устойчивых минералов с амфиболами; 5 — эпидотовый; 6 — амфибово-эпидотовый; 7 — пироксеновый; 8 — контуры распространения осадков.

они составляют 32—69%, реже 18—25% тяжелых фракций. Количество неустойчивых минералов (эпидот, амфиболы и др.) невелико (2—5%), изредка возрастает до 10%. Отношение устойчивых акцессорных минералов к неустойчивым составляет 34,5. Максимальная его величина отмечена в породах ряда разрезов — Александровского, Пудинского, Барабинского, Елогуйского. Среднее значение указанного коэффициента в целом для низменности равно 14,4.

Используя всю сумму полученных данных, можно выделить на исследованной территории для ниже-среднеюрских отложений несколько терригенно-минералогических комплексов: первый комплекс — устойчивых минералов, второй — устойчивых с апатитом, третий — устойчивых с эпидотом и четвертый — амфиболово-эпидотовый.

Из приведенной схематической карты распределения терригенно-минералогических комплексов (рис. 6) для отложений нижнего — среднего отделов юры видно, что на большей части территории низменности наибольшим распространением пользуется комплекс устойчивых минералов с апатитом. В юго-восточной части распространен комплекс устойчивых минералов с эпидотом, а в юго-западной — амфиболово-эпидотовый.

Широкое развитие на территории низменности этих комплексов, а также обилие в осадках неустойчивых к выветриванию порообразующих компонентов (калиевые полевые шпаты, плагиоклазы, слюды, обломки интрузивных пород и т. п.) свидетельствуют о размыве слабо выветрелых пород, выходы которых располагались не только в обрамлении низменности, но и на территории бассейна (Ростовцев, 1959) в виде выступов фундамента.

## ВЕРХНЯЯ ЮРА

Среднее содержание кварца в породах верхней юры варьирует от 40 до 70%, полевых шпатов от 7,2 до 60%. Обломки кремней и кварцитов обнаружены в породах большинства изученных районов, а обломки эффузивов — в породах Абалакской, Тобольской, Салехардской и Ивлевской площадей.

Обломки гранитов и сланцев отмечены в породах Тобольского, Березовского, Челнаковского и Салехардского районов.

Коэффициент мономинеральности изменяется от 0,6 в породах района Мариинска до 10,5 в районе Тобольска. Его значение в породах, расположенных в Чулымо-Енисейской депрессии и в Центральном Приобье, составляет 1,6—1,8%, максимальное значение (7,7) отмечается в районах Приуралья. Средняя величина коэффициента мономинеральности для верхней юры низменности равна 3,4%.

Количество тяжелых минералов в породах варьирует от долей процента до 1—2%, иногда несколько больше. В тяжелых фракциях содержание аутигенного пирита составляет 80—100%. Коэффициент устойчивости для пород приуральской части низменности равен 28, для района Приобья — 8, в среднем для низменности — 14,7.

На рис. 7 изображена схема, отражающая распространение терригенно-минералогических комплексов для отложений верхнего отдела юры. Широкое развитие здесь имеет комплекс устойчивых компонентов. Породы с устойчивыми минералами и апатитом сохраняются лишь в виде отдельных островков среди пород, содержащих комплекс устойчивых минералов.

Высокое содержание в породах устойчивых акцессорных минералов и кварца обусловлено значительной степенью выветрелости материнских пород. О том, что рельеф в области обрамления достигал значительной

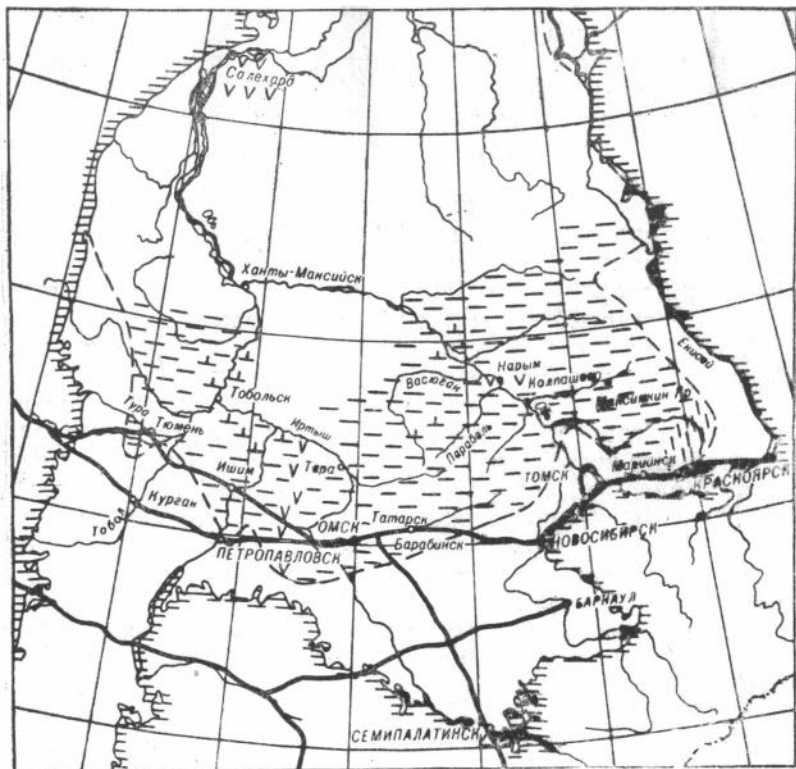


Рис. 7. Схема распределения терригенно-минералогических комплексов отложений верхнего отдела юры (условные обозначения см. на рис. 6).

степени выравнивания, свидетельствует также накопление, особенно в западной и центральной частях бассейна, преимущественно тонкого пелитового материала, обогащенного кремнеземом.

### Валанжин

В породах валанжина содержание зерен кварца изменяется от 29,8 (Татарская, Елогуйская скважины) до 77 (Рявкинская, Тобольская скважины). Полевые шпаты присутствуют в количестве от 1,6 до 58,8%. Среднее содержание слюд составляет примерно 5% породы. Коэффициент мноминеральности пород равен 0,8—1,4, и только в Увате, Рявкино, Салехарде и Тобольске его значение возрастает до 3—5. Среднее его значение для низменности равно 1,8 (для Приуралья 3,0, для приказахстанской части низменности — 1,4, для Приенисейского района — 1,7).

Среди обломков горных пород много кремней и кварцитов, значительную роль (особенно в верхней части разреза) играют эффузивные породы (альбитофиры, порфириты). Иногда наблюдаются обломки сланцев. Среди полевых шпатов доминируют плагиоклазы (тарская свита). Высокое содержание полевых шпатов отмечается в породах Барбинской, Тарской, Ново-Логиновской, Пудинской, Александровской, Ново-Васюганской и Туруханской скважин.

В отложениях валанжина наблюдается высокое количество магнетита, ильменита (44%) и эпидота (до 67%). Максимальное значение

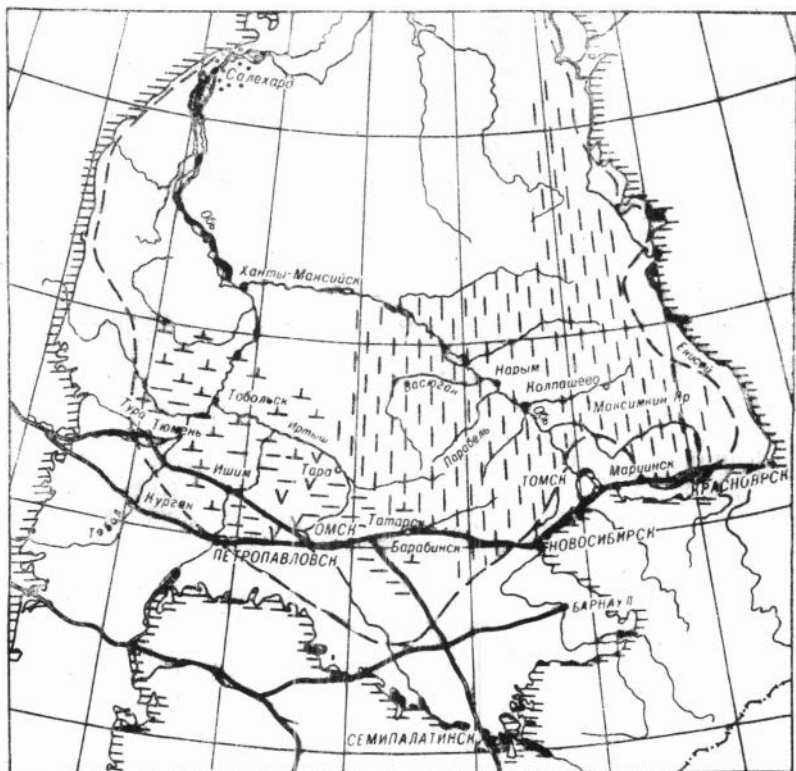


Рис. 8. Схема распределения терригенно-минералогических комплексов отложений валанжинского яруса (условные обозначения см. на рис. 6).

коэффициента устойчивости присуще породам для Приуральского района (23,2), минимальное — для района Приобья (2,5), среднее — для низменности (8,9).

В отложениях валанжина представилось возможным выделить следующие терригенно-минералогические комплексы: устойчивых минералов, устойчивых с апатитом, устойчивых с эпидотом и апатитом, амфиболово-эпидотовый и эпидотовый. Следует подчеркнуть, что в отличие от нижележащих отложений породы валанжина обогащаются в тяжелых фракциях минералами группы эпидота, сфеном, а в легких фракциях — обломками эффузивов и плагиоклазов. Количество аксессуарных минералов в породах составляет 1 и более процентов.

Таким образом, на границе верхней юры и валанжина, а в ряде районов перед верхним валанжином намечается существенная перестройка ландшафтов в области обрамлений низменности, особенно для восточной ее половины. Главенствующее значение в валанжинских отложениях восточной половины низменности (рис. 8) имеет комплекс устойчивых минералов с эпидотом. Второе место по распространению занимает комплекс устойчивых минералов с апатитом, который наблюдается на юго-западе района и в приуральской части низменности.

Среди терригенной части породы фиксируются обломки эффузивов, плагиоклазов и реже метаморфических пород. Таким образом, состав обломков пород и аксессуарных минералов свидетельствует о разрушении в провинциях питания, расположенных на востоке и юго-востоке, сравнительно слабо выветрелых пород.

## Готерив-баррем

Среди породообразующих компонентов алевроитовых фракций пород готерив-баррема доминирует кварц. Пределы его содержания во фракциях варьируют от 31 до 85,4%. Наиболее высокое его содержание (>50%) характерно для пород Тарского, Омского, Петропавловского и Тобольского районов. Количество обломков пород варьирует в осадках от единичных находок до 35%. Среди обломков распространены эффузивы (альбитофиры, кварцевые порфиры). Реже встречаются кремни и кварциты. В Чулымском разрезе отмечаются обломки известняков, в Туринском, Максимоярском и Ново-Логиновском — обломки сланцев. Иногда присутствуют кварцевые гальки и обломки глинистых пород. Из слюд постоянны мусковит и биотит. Обычно их содержание невелико и изменяется от 5% (Тебисс) до 16% (Тара) и редко до 20% (Касс, Максимкин Яр). Обычно обломки пород и минералов покрыты гидроксидом железа.

Коэффициент мономинеральности пород варьирует в широких пределах — от 0,8 до 13,5. Максимальное значение он имеет в районах низменности, расположенных в приуральской (5,1) и приказахстанской (до 2,6) частях Западно-Сибирской низменности. Средняя его величина для низменности равна 2,8.

Среди терригенных тяжелых минералов зерна ильменита и магнетита содержатся в повышенном количестве (37—42%) в породах районов Камышловской, Нарымской, Тебисской и Татарской скважин. В Па-

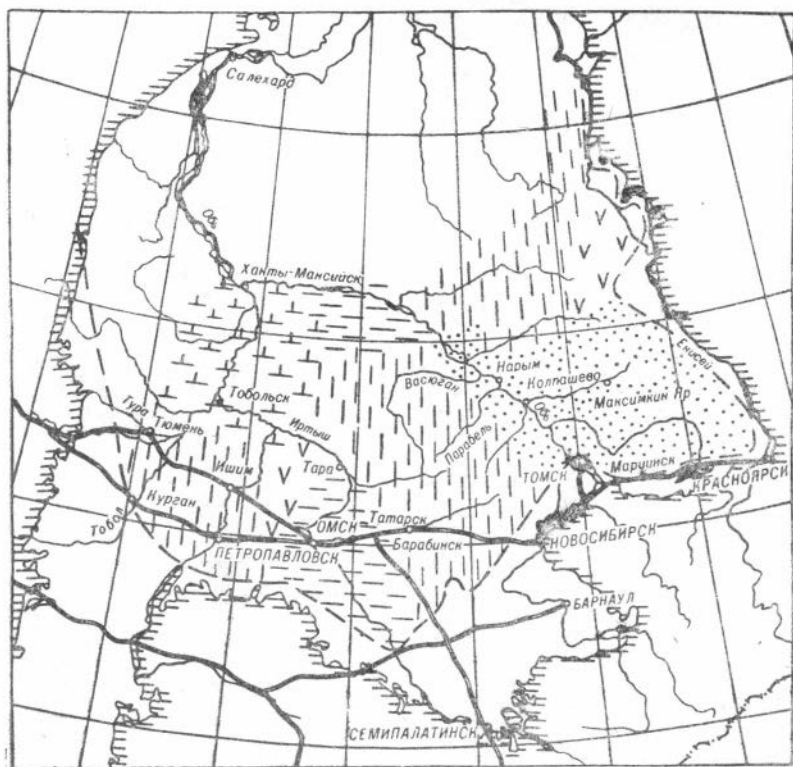


Рис. 9. Схема распределения терригенно-минералогических комплексов отложений готерив-барремского яруса (условные обозначения см. на рис. 6).

рабелы и Александрово их количество не превышает 6—8%. В большинстве изученных разрезов содержание минералов группы эпидота колеблется от 10 до 64%. Повышенное количество их характерно для районов Приобья, юга Чулымо-Енисейской впадины и бассейна р. Кеть. В осадках районов, прилегающих к Уралу, наблюдается низкое (до 5%) содержание эпидота. Циркон присутствует в породах в количестве от 4 до 22%, апатит — от единичных зерен до 22%. Содержание амфиболов, рутила и сфена непостоянно и обычно колеблется от долей процента до 5%. В породах приуральской части низменности значение коэффициента устойчивости равно 40,7, в приенисейской ее части — 0,9. Среднее значение коэффициента для приказахстанской части равно 5,9 и Центрального Приобья — 9,9.

Выделяется несколько терригенно-минералогических комплексов (рис. 9). В районах Белогорской, Мариинской, Чулымской, Максимоярской, Касской, Александровской, Колпашевской, Парабельской и Нарымской скважин наибольшее распространение имеет эпидотовый комплекс. Затем следует комплекс устойчивых минералов с эпидотом, характерный для Ларьякского, Тымского, Пудинского и Барабинского районов. Амфиболово-эпидотовый комплекс отмечен в отложениях Елогуйского, Завьяловского и Камышловского разрезов.

В готерив-барреме в сравнении с валанжином не наблюдается резкого изменения в распределении терригенно-минералогических комплексов. По-прежнему в приуральской части низменности фиксируется комплекс устойчивых минералов с апатитом, а в Омском и Татарском районах — комплекс устойчивых минералов. На юге Чулымо-Енисейской депрессии и в районе Центрального Приобья распространен эпидотовый терригенно-минералогический комплекс. Среди обломков здесь много эффузивных и метаморфических пород. На значительной части территории развит терригенно-минералогический комплекс устойчивых минералов с эпидотом. Приведенный состав терригенного материала свидетельствует о сравнительно слабой выветрелости материнских пород.

### Апт-альб-сеноман

В минералогическом составе пород распространены кварц (42,5—70,8%) и полевые шпаты (15,5—45,3%). Обломки пород составляют до 5,0%, изредка более. Среди обломков распространены кварциты, кремни, реже кварцевые порфиры, сланцы, а в районе Чулымской скважины — сидериты.

Коэффициент мономинеральности пород в большинстве районов составляет 1,1—1,7.

Породы апт(?)-альб-сеномана характеризуются более разнообразным комплексом аксессуарных минералов по сравнению с нижележащими породами. В составе комплекса насчитывается свыше 30 минеральных видов. Здесь более широко распространены такие минералы, как ставролит, дистен, андалузит, силлиманит, амфиболы и, в отдельных районах, пироксены. Среди тяжелых минералов главенствующую роль играют магнетит и ильменит. Постоянным компонентом тяжелых фракций пород является эпидот. Его содержание варьирует от 5 до 51%. Из амфиболов максимальное развитие имеет обыкновенная роговая обманка, среднее содержание которой составляет 2—3%, редко до 20%. Коэффициент устойчивости имеет наибольшее значение в районах Приуралья, где он равен 33,5, наименьшее — в приенисейской части низменности — 2,2, среднее его значение для низменности — 10,7.

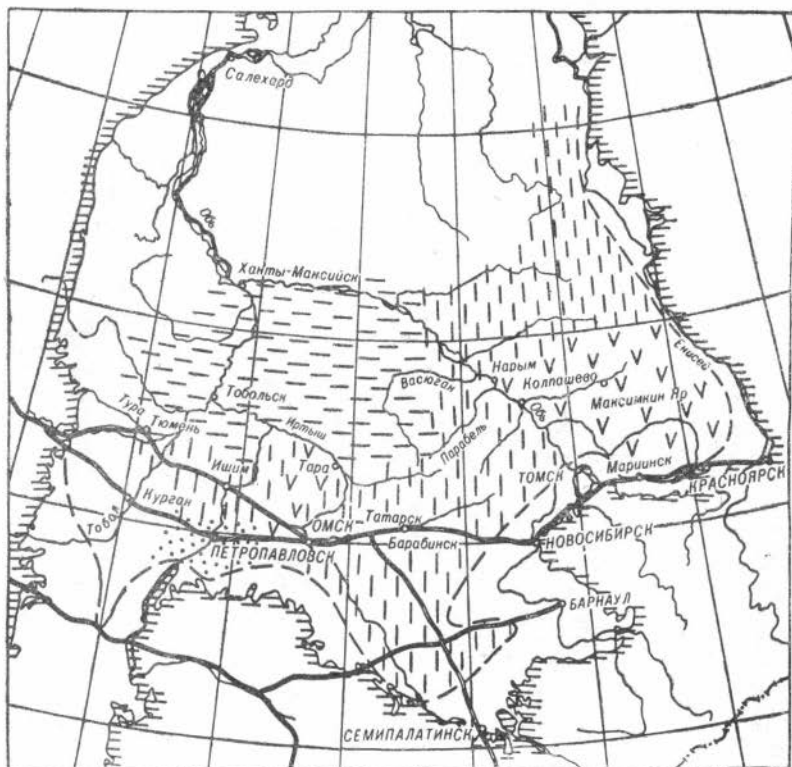


Рис. 10. Схема распределения терригенно-минералогических комплексов отложений апт-альб-сеноманского яруса (условные обозначения см. на рис. 6).

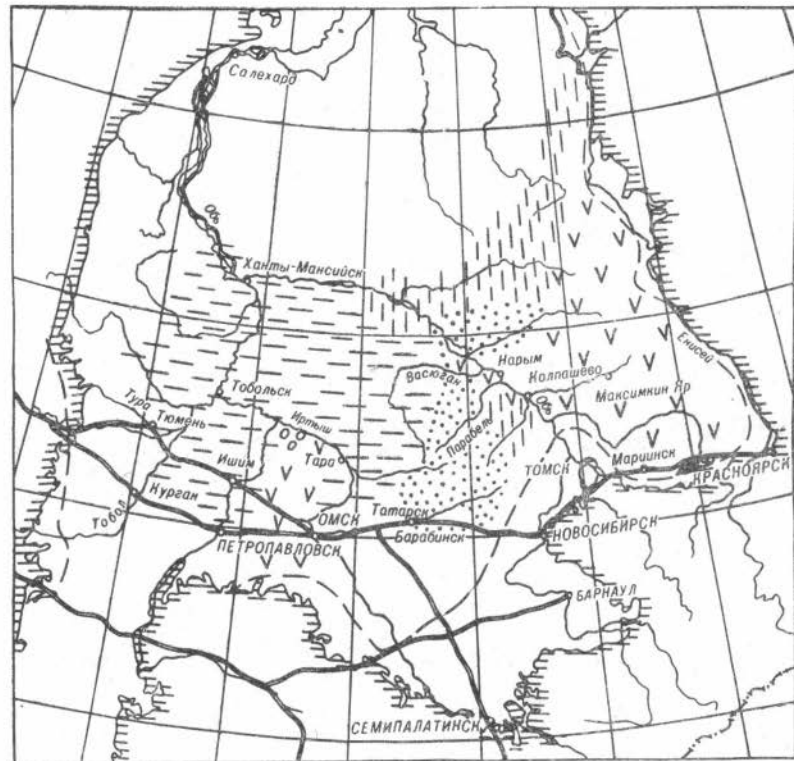


Рис. 11. Схема распределения терригенно-минералогических комплексов отложений туронского яруса (условные обозначения см. на рис. 6).



Отложения апт-альб-сеномана характеризуются некоторой перестройкой в размещении терригенно-минералогических комплексов в сравнении с лежащими ниже отложениями. Так, в Чулымо-Енисейской депрессии вместо эпидотового комплекса ведущее значение занимает амфиболо-эпидотовый терригенно-минералогический комплекс (рис. 10). Эпидотовый комплекс возникает в районе Октябрьской разведочной площади. Широкое распространение для западных районов приобретают комплексы устойчивых минералов с рутилом и устойчивых минералов с апатитом. Комплекс устойчивых минералов с эпидотом доминирующее значение занимает на северо-востоке региона, в районе Центрального Приобья и в южной части низменности. Следует заметить, что легкие фракции этих пород обычно обогащены слюдами, а среди обломков обнаружены эффузивы и различные, в том числе слюдистые, сланцы. Приведенные данные позволяют сделать вывод о том, что материнские породы в областях питания характеризовались слабой степенью выветрелости.

## Турон

В отложениях туронского яруса отмечается повышенное в сравнении с лежащими ниже породами количество зерен кварца, превышающее за редким исключением. 60%. Максимальные количества его отмечаются для пород района Рязьинской (74—83%), Ларьяжской (92%), Мало-Атлымской (77%), Тобольской (87%) и других скважин. Наименьшее значение обломки кварца имеют в отложениях Пудинской (48,1%) и Александровской (40,7%) скважин. Среднее значение коэффициента мономинеральности пород для приуральской части низменности составляет 5,4, для Центрального Приобья — 2,4; среднее значение коэффициента для низменности — 3,2.

Среди терригенных компонентов тяжелых фракций содержание магнетита и ильменита непостоянно и колеблется от 10 до 68%. Из прозрачных минералов тяжелой фракции в ряде районов отмечается значительное количество минералов группы эпидота. Циркон в породах составляет от 2 до 33% тяжелой фракции. В некоторых разрезах (Елогуй, Нарым, Татарск и др.) отмечается несколько повышенное содержание в породах зерен амфиболов (2—9%). Среднее значение коэффициента устойчивости пород составляет для низменности 13,4, максимальная его величина, равная 46, характерна для приуральской части низменности.

В размещении терригенно-минералогических комплексов отмечается интересная закономерность. Породы всех разрезов турона в восточной и юго-восточной частях низменности характеризуются высоким содержанием эпидота (рис. 11). Кроме того, в осадках, вскрытых Покурской и Елогуйской скважинами, присутствует сфен, а в Елогуйской, Нарымской и Тарской — амфиболы. Для западных районов (Малый Атлым, Уват, Назарово, Саргатское, Викулово и др.) характерен комплекс устойчивых минералов циркон — турмалин — гранат. Кроме того, здесь часто отмечается повышенное количество рутила. В породах Малиновского разреза наряду с устойчивыми компонентами присутствуют амфиболы.

Таким образом, в отложениях турона наблюдается три ведущих комплекса акцессорных минералов: комплекс устойчивых минералов, устойчивых с эпидотом и амфиболово-эпидотовый. Наиболее распространены первый и последний. Кроме того, на Малиновской площади отмечен комплекс устойчивых минералов с амфиболами.

В отложениях турона в сравнении с подстилающими породами большее значение начинают приобретать устойчивые минералы. Ком-

плекс устойчивых минералов преобладает в породах уже на значительной части территории низменности. В то же время на юго-востоке региона появляется эпидотовый и амфиболово-эпидотовый комплексы. Направлений сноса терригенного материала существовало несколько (см. рис. 11).

### Коньяк(?) -сантон-кампан(?)

Среднее содержание зерен кварца в породах коньяк(?) -сантон-кампана(?) превышает 50%. Содержание полевых шпатов обычно меньше 20% и только в редких разрезах несколько выше. Наибольшим распространением зерна кварца пользуются в породах Леушинский, Саргатской и Мало-Атлымской скважин (76,4—77,6%). В отложениях районов Александрово и Пудино кварц присутствует в количестве 40—42%. Коэффициент мономинеральности пород высокий и изменяется от 0,2 до 10,9. Среднее значение коэффициента для отложений низменности составляет 4,9.

В породах постоянно содержатся магнетит, ильменит (5—45%), группа эпидота (2—50%), циркон (2—32%), турмалин (1—15%), апатит (ед. зерна — 11%), гранат (1—11%), роговая обманка (ед. зерна — 14%), рутил (до 8%), сфен (до 1%), шпинель и другие минералы. До 50% присутствуют в породах Пудинского и Елогуйского разрезов минералы группы эпидота. Мало этих минералов (2—3%) в породах Ново-Васюганского, Уватского и Кузнецовского разрезов. Апатит в количестве

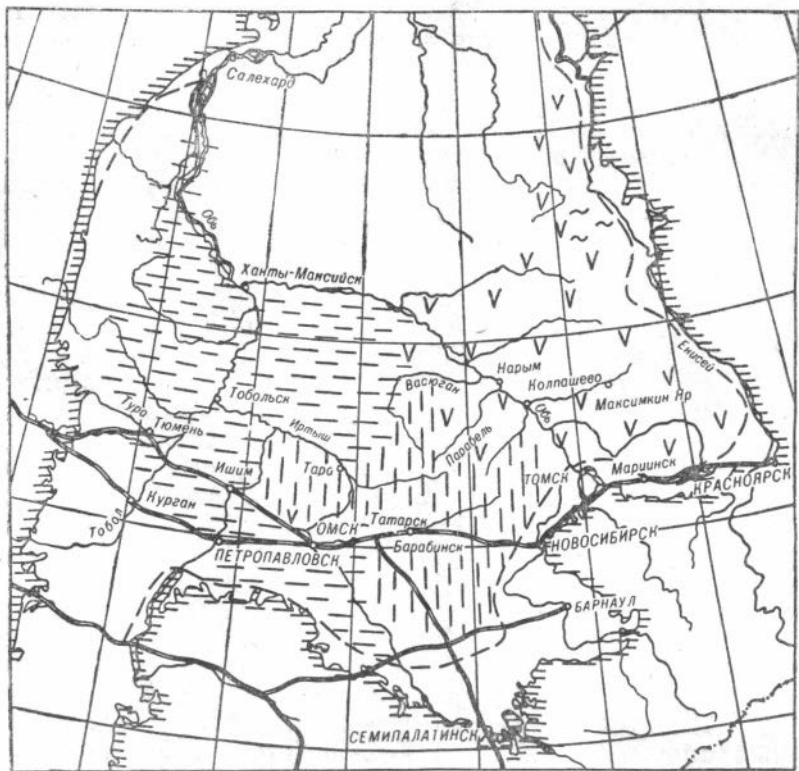


Рис. 12. Схема распределения терригенно-минералогических комплексов отложений коньяк (?) -сантон-кампанского (?) ярусов (условные обозначения см. на рис. 6).

6—11% распространен в породах, вскрытых Покурской, Александровской и Пудинской скважинами, а гранат в количестве 9—18% встречен в породах Кузнецовской, Мало-Атлымской, Ванзигур-Игримской скважин. В породах Александровского, Октябрьского и Викуловского разрезов присутствует турмалин в количестве 2—15%.

Коэффициент устойчивости в среднем для отложений коньяк(?) - сантон-кампана(?) низменности равен 18,6. Максимальное его значение в породах приуральской части — 50,8; минимальное — в районе Центрального Приобья — 5,4.

На рис. 12 помещено распределение терригенно-минералогических комплексов для отложений коньяк(?) - сантон-кампанского(?) ярусов. Доминирующее значение имеет комплекс устойчивых минералов, который распространен на юго-западе, в приуральской и на отдельных участках центральной части низменности. Амфиболово-эпидотовый комплекс развит на северо-востоке региона и в районах Центрального Приобья. Комплекс устойчивых минералов с эпидотом распространен в породах юго-восточного района и в отдельных участках центральной части низменности. Ведущее направление сноса осуществлялось с северо-востока (Сибирская платформа), юго-востока (Алтае-Саянская область), запада и северо-запада (Урал).

### Маастрихт-дат(?)

В минералогическом составе пород маастрихта-дата(?) среди легких минералов значительное распространение имеет кварц (31,2—83,9%), полевые шпаты (7,2—42,8%) и слюды (1—10%). В небольшом количестве присутствуют обломки кремнистых и глинистых пород, редкие зерна хлорита и каолинита.

В породах северо-западной части низменности содержание зерен кварца составляет 78,6—88,9%. Минимальное содержание зерен кварца, равное 31—50%, наблюдалось в породах разрезов Ново-Васюганской, Нарымской и некоторых других скважин.

Коэффициент мономинеральности пород в северо-западной части низменности изменяется от 1,8 в Березовском до 6,3 в Ханты-Мансийском и до 12 в Назаровском районах. В Малиновском, Саргатском, Ново-Логиновском и Пудинском (1,8%) разрезах коэффициент мономинеральности несколько меньше, вследствие сравнительно большого количества слюд, и равен 1,3—1,9.

В тяжелых фракциях маастрихтских осадков содержится 10—48% зерен магнетита и ильменита, 22—53% — эпидота, 1—19% — турмалина, 5—24% — циркона и 1—10% — граната.

Среднее значение коэффициента устойчивости в целом для низменности равно 9 при максимальном значении (16,2%) для приуральской части.

В отложениях маастрихта (рис. 13) развиты следующие терригенно-минералогические комплексы: амфиболо-эпидотовый (Чулымо-Енисейская впадина, приенисейская и северо-западная части низменности), устойчивых минералов с эпидотом (район Центрального Приобья и юг низменности) и устойчивых минералов (центральная часть низменности). Появляется два новых комплекса, отсутствующих в более древних осадках: пироксеновый и комплекс устойчивых минералов с амфиболами. Таким образом, изменения в комплексе аксессуарных минералов в сравнении с предыдущим веком намечаются для отложений большей

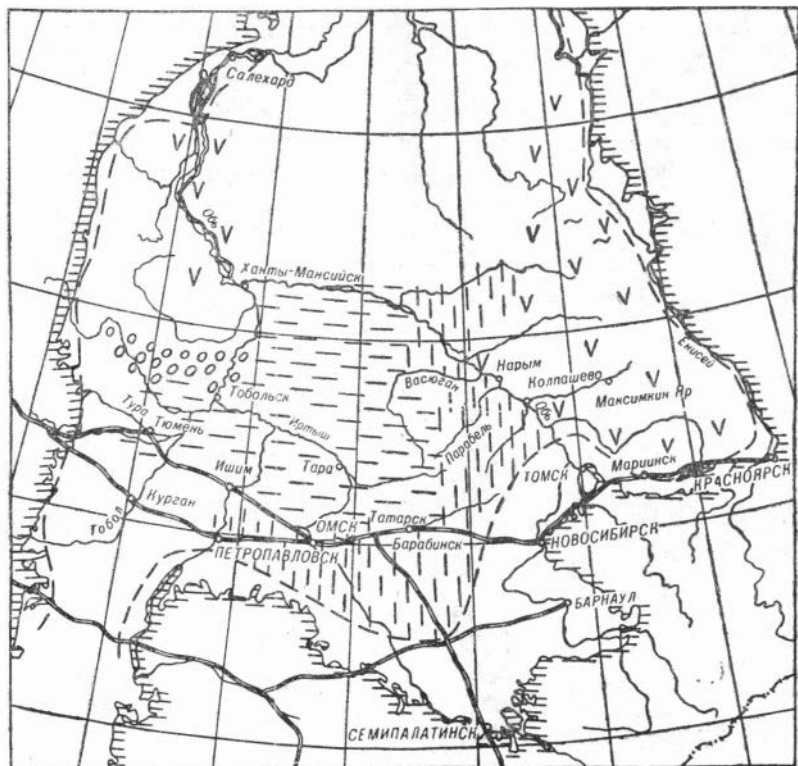


Рис. 13. Схема распределения терригенно-минералогических комплексов отложений маастрихт-датского (?) ярусов (условные обозначения см. на рис. 6).

части низменности. Следует заметить возросшую роль неустойчивых компонентов — эпидота, пироксенов, амфиболов. Направления сноса терригенного материала изображены на рис. 8.

### Палеоцен

Для пород палеоцена большинства изученных разрезов отмечается значительное содержание в их терригенной части зерен кварца, изменяющегося от 61,1 до 78,2%. Полевые шпаты также значительно распространены, содержание их варьирует обычно от 5 до 41,3%, составляя в среднем около 20%.

Коэффициент мономинеральности пород палеоцена в среднем для низменности составляет 3,5, испытывая, однако, резкие изменения по отдельным разрезам. Так, для приуральского района его среднее значение 4,4, а для района Приобья — 2,6.

В отложениях палеоцена из акцессорных минералов распространены эпидот, магнетит, ильменит, гранат, циркон, реже рутил, зеленая роговая обманка, апатит, турмалин и др. Коэффициент устойчивости палеоценовых отложений низкий и равен в среднем для низменности 7,4, а в породах Приуралья он достигает 9,6.

Выделены три комплекса: устойчивых минералов, амфиболово-эпидотовый и комплекс устойчивых минералов с эпидотом. Почти все они содержат минералы группы эпидота, и лишь на юго-западе эта группа минералов в породах имеет незначительное распространение.

Содержание зерен кварца в породах изменяется от 21,3 до 81,1%. Наибольшее количество кварца присутствует в породах районов Леушинской, Рязькинской, Саргатской и Ипатовской скважин. Максимальное количество полевых шпатов имеется в породах Ново-Логиновской и Нарымской скважин, минимальное — в районе Леушей, Саргатского, Ханты-Мансийска. Коэффициент мономинеральности пород в большинстве изученных разрезов варьирует от 1,8 до 25,8. Среднее его значение — 6,5.

Кластические компоненты в породах эоцена слагаются магнетитом, ильменитом (3,9—66%), цирконом (3—23%), гурмалином, гранатом, эпидотом.

Коэффициент устойчивости для отложений эоцена в среднем для низменности составляет 14,3, а для района Центрального Приобья — 12,0.

В эоценовое время состав терригенно-минералогических комплексов в сравнении с палеоооеном резко изменяется в сторону обогащения пород устойчивыми компонентами. Минералогический комплекс устойчивых минералов распространен в породах на большей части территории низменности (рис. 14). Комплекс устойчивых минералов с эпидотом распространен в осадках на северо-западе и юге территории, а амфиболово-эпидотовый — в районе Центрального Приобья. Направления сноса терригенного материала изображены на рис. 9.

### Верхний эоцен — нижний олигоцен

Доминирует среди минералов легких фракций пород эоцена — нижнего олигоцена кварц, содержание которого колеблется от 40 до 75%, в большинстве случаев составляя 55—56%. Полевые шпаты составляют обычно в породах 11,8—32,6%. Коэффициент мономинеральности пород в среднем равен 3,0.

Магнетит и ильменит составляют значительный процент тяжелых фракций (12,7—70%). Из прозрачных минералов максимальное распространение имеют минералы группы эпидота (10—51%), циркон (2—20%) и гранат (1—9%).

Коэффициент устойчивости в среднем для низменности равен 2,4; минимальное его значение (1,2) характерно для пород приуральского и приказахстанского районов низменности.

Описываемые отложения сравнительно резко отличны по минералогическому составу от лежащих ниже пород эоцена. Это отличие заключается в разнообразии комплекса аксессуарных минералов. Для пород верхнего эоцена-нижнего олигоцена намечаются характерные минералогические комплексы. Наибольшее распространение имеет амфиболово-эпидотовый терригенно-минералогический комплекс, свидетельствующий о слабой выветрелости материнских пород. Он присущ породам юга (рис. 15), а также районам центральной части низменности. Комплекс устойчивых минералов характерен только для юго-западного района низменности.

Из приведенного выше материала можно сделать следующие выводы.

1. В отложениях мезозоя и палеогена Западно-Сибирской низменности намечается семь следующих терригенно-минералогических комплексов аксессуарных минералов: устойчивых минералов, устойчивых с апатитом, устойчивых с эпидотом, устойчивых с амфиболами, эпидото-

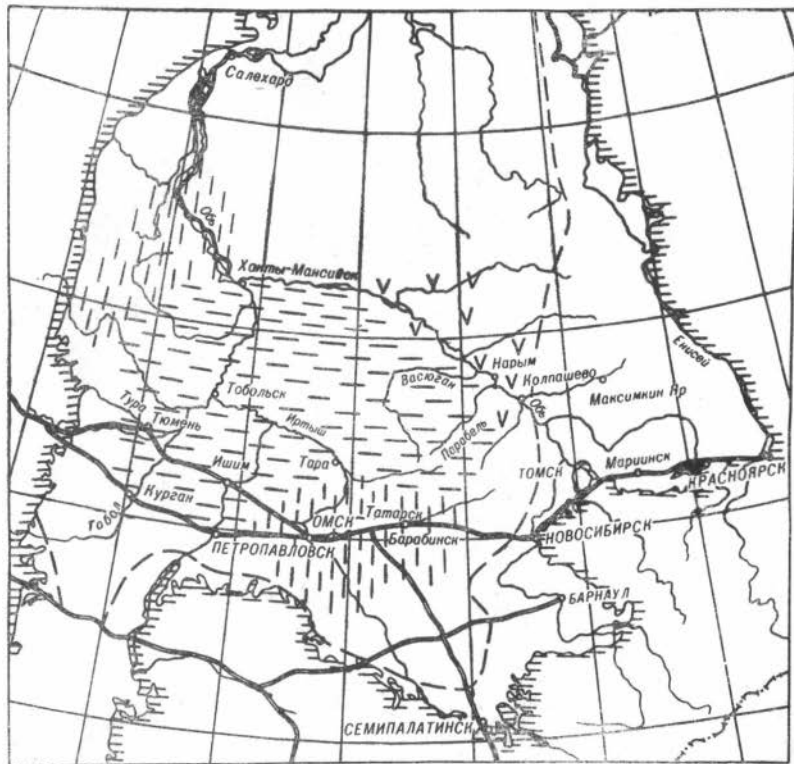


Рис. 14. Схема распределения терригенно-минералогических комплексов отложений эоценового яруса (условные обозначения см. на рис. 6).



Рис. 15. Схема распределения терригенно-минералогических комплексов отложений верхнеэоценового-нижнеолигоценового подъяруса (условные обозначения см. на рис. 6).

вый, амфиболово-эпидотовый и пироксеновый. Указанные комплексы составляют последовательный генетический ряд, свидетельствующий о степени выветрелости материнских пород в областях сноса.

2. Контуры распространения указанных выше комплексов на протяжении мезозоя и палеогена менялись неоднократно как во времени, так и в пространстве. Наиболее резкие изменения отмечаются после верхнеюрского, готерив-барремского, сантон-кампанского и эоценового времени. Указанное, таким образом, характерно для начальных этапов образования серий, установленных В. П. Казариновым (1958) в мезозойских и кайнозойских отложениях Западно-Сибирской низменности.

3. На протяжении мезозойского и палеогенового времени максимальное развитие терригенно-минералогического комплекса, представленного устойчивыми минералами, наблюдается в верхнеюрское, туронское, сантон-кампанское и эоценовое время и свойственно обычно конечным стадиям образования осадочных серий.

4. Юрские отложения характеризуются преимущественно развитием комплекса устойчивых минералов с апатитом. Начиная с мелового времени намечается относительно стабильное распределение терригенно-минералогических комплексов в изученных отложениях по отдельным районам низменности. Так, отложения западной части бассейна содержат преимущественно устойчивые минералы, в восточных районах — неустойчивые, а в южных — то устойчивые, то неустойчивые. Указанное, по-видимому, свидетельствует о том, что Урал поставлял в бассейн седиментации главным образом минералы за счет размыва кор выветривания, а в восточных районах обрамления низменности процессы денудации явно превалировали над процессами химического выветривания.

---

*Р. С. РОДИН*

**ЗАКОНОМЕРНОСТЬ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОРОД  
С ПОВЫШЕННОЙ КОНЦЕНТРАЦИЕЙ МИНЕРАЛОВ ЖЕЛЕЗА  
В РАЗРЕЗЕ МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ  
СЕВЕРА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ**

Как было установлено автором в предыдущей статье настоящего сборника (совместно с И. А. Олли), мезозойские отложения северной части Ленской впадины подразделяются на осадочные серии, в свою очередь состоящие из осадочных формаций.

В данном сообщении делается попытка доказать региональное распространение железорудных формаций<sup>1</sup>, представляющих эпохи накопления пород с повышенным содержанием минералов железа. Ставится вопрос об одновременности существования этих эпох на территории северной части сибирской платформы и Западно-Сибирской низменности.

Для проведения сопоставлений были использованы опорные разрезы, стратиграфическое расчленение которых проводилось различными исследователями. Так, для мезозойских отложений Хатангской впадины нами принята схема расчленения, разработанная В. Н. Саксом и др. (1959), для Анабаро-Хатангского междуречья — Т. М. Емельянцевым (1954), для Лено-Оленекского района — схема, приведенная в работе Д. С. Сорокова (1958) и др. (1959, 1960 гг.), а для средней части Ленской впадины, расположенной в Жиганском районе, использована схема расчленения В. М. Лазуркина и др. (1956 г.).

Наиболее ранние по времени образования породы, содержащие в большом количестве аутигенные минералы железа (первая железорудная формация), относятся к так называемой гуремисской свите (ладинский ярус — ?). Отложения этой свиты в низовьях р. Лены не установлены, и потому описание их мы приводим по расположенным к западу Оленекскому и Анабаро-Хатангскому районам.

В Анабаро-Хатангском районе в отложениях среднего триаса (гуремисская свита) отмечается зона ожелезненных пород, среди которых А. С. Запорожцева и А. И. Кравцова (1956) выделяют три горизонта бобово-гравелитовых пород, разделенных пачками песчаников в 30 и 60 м мощности. Состав железистых минералов следующий: гидрогетит и гетит, оолиты железистого хлорита, реже глауконит и, кроме того, присутствуют обломки породы, сложенной железистыми хлоритами и цементированной фосфатом кальция, сидеритом и реже анальцимом. В верхнем горизонте отмечены ооиды каолинита до 3—5 мм в диаметре.

<sup>1</sup> Железорудная оолитовая субформация, по Л. Б. Рухину (Материалы по тектонической терминологии. Изд-во СО АН СССР, Новосибирск, 1961).



Данные химического анализа пород гуремиской свиты позволили А. С. Запорожцевой и А. И. Кравцовой сделать следующий вывод: «Значительное количество  $TiO_2$  при почти полном отсутствии щелочей, а также высокая степень каолинизации пород дает основание считать их породами континентального происхождения, для которых областью сноса являлись районы развития коры выветривания, а областью захоронения — пресноводные бассейны».

Аналогичные горизонты, представленные обычно прослоями оолитовой железистой породы, зафиксированы Д. С. Сороковым (1958) в гуремиской песчано-алевритовой свите среднего триаса Анабаро-Хатангского междуречья. При характеристике состава рудных горизонтов гуремиской свиты в Нордвикском районе В. Н. Сакс и др. (1959) указывают на присутствие в разрезе гидрогетитового и гидрогетит-бокситового горизонта мощностью 0,2 м.

На междуречье Оленек — Лена протягивается полоса складок, сложенных анизийскими и среднелейсовыми отложениями. Между ними залегает 35-метровая пачка песчаников и конгломератов, в средней части которой прослеживается прослой оолитового железняка, что вместе с положением в разрезе этой пачки (между анизийским ярусом и средним лейасом) дает возможность с определенной долей условности сопоставлять ее с гуремиской свитой Анабаро-Хатангского междуречья.

Для вышележащих отложений карнийского яруса, сложенных в низах аргиллитами, а в средней и верхней частях алевролитами и песчаниками, характерны, как указывает Д. С. Сороков (1958), сидеритовые конкреции. Выше по разрезу в немцовской свите никаких признаков минералов железа не зафиксировано, во всяком случае в существенных количествах. Эта свита совершенно условно отнесена к верхам карнийского яруса или низам норийского, тем более что флора из отложений этой свиты дает лишь мезозойский возраст, не точнее, а данные спороводыльцевого анализа свидетельствуют об интервале от верхнего триаса до среднего лейаса.

Следующий стратиграфический интервал, которому соответствует вторая по счету железорудная формация, обычно охватывает верхнюю часть лейаса и низы доггера (ааленский ярус). Отложения этого возраста развиты повсеместно в пределах северной части Сибирской платформы, и для удобства изложения мы будем рассматривать их последовательно с запада на восток, а затем с севера на юг (рис. 16).

Так, в бассейне р. Хатанги породы, содержащие конкреции сидерита, развиты в алевролитах и песчаниках домерского яруса (Сороков, 1958). Восточнее, в бассейне р. Анабара (к северу от устья р. Яков), нами

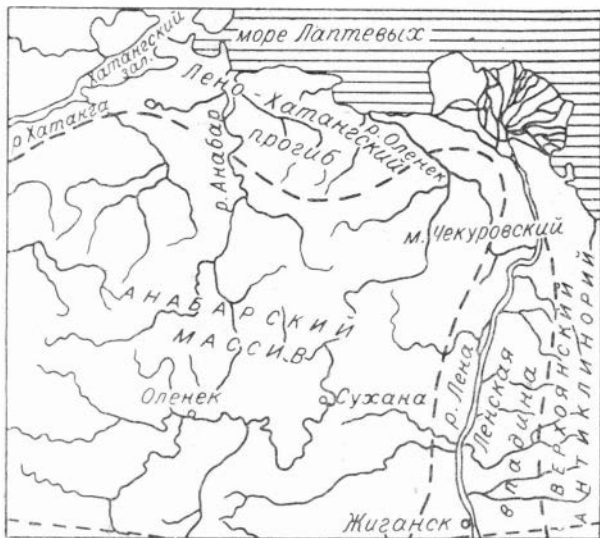


Рис. 16. Обзорная карта северной части Сибирской платформы (М 1 : 10 000 000).

наблюдались довольно выдержанные по простиранию горизонты караеобразных стяжений сидерита и пирита в верхах лейаса и низах доггера, а еще восточнее, в бассейне р. Оленека, Б. И. Тест зафиксирован горизонт конгломерата с оолитовым железняком — в основании среднего лейаса.

Сильное ожелезнение пород лейаса и значительной части доггера, выражающееся в появлении многочисленных горизонтов конкреций пирита и сидерита и в массовом количестве гидроокислов железа, известно в разрезе мыса Чекуровского. К югу от этого разреза, в районе пос. Жиганск, горизонты шамозитовых пород оолитового строения были зафиксированы Г. П. Дубарем (1959) в верхнем лейасе и ааленском ярусе. Эти горизонты были прослежены в двух скважинах, расстояние между которыми около 20 км, что говорит о выдержанности этих образований по простиранию. По данным Г. П. Дубаря, горизонты шамозитовых пород представлены песчаниками зеленого цвета с мелкими буроватыми пятнами. При исследовании в шлифах установлено, что это мелко- и среднезернистые песчаники с большим количеством эллипсоидальных и шаровидных оолитов шамозита, максимальные размеры которых достигают 0,5 мм. Кроме того, в этих породах намечается явное преобладание кварца над полевыми шпатами, что наряду с сильной выветрелостью последних характеризует этапы осадконакопления в условиях более интенсивного химического выветривания.

Породы ааленского яруса, встреченные нами на мысе Кыстатим, представлены мелкозернистыми песчаниками, содержащими ооиды почти нацело разрушенных и пиритизированных железистых хлоритов. Здесь также отмечается резкое преобладание (в два раза) устойчивых к химическому выветриванию компонентов (кварц, обломки кварцитов) над менее устойчивыми (полевые шпаты), которые обычно переполнены такими продуктами вторичных изменений, как пелитовое вещество, серицит, соссюрит.

В расположенной южнее Вилюйской синеклизе, в рассматриваемом стратиграфическом интервале, также отмечаются повышенные содержания минералов железа, хотя и несколько иного состава. Так, для среднего течения р. Вилюя А. А. Арсеньев и В. А. Иванова (1954) описывают глауконитовые песчаники ледового горизонта ( $J_1^3 - J_2^1 - ?$ ), в которых содержание глауконита достигает 15%. Глаукониты в морских средневерхнелейасовых отложениях Вилюйской впадины отмечаются также и А. Г. Коссовской (1959). Характер этих отложений сохраняется и в Ангаро-Вилюйском прогибе, на что указывает Н. Н. Тазихин (1959 а), описавший глауконит (до 30%) в морских песчаниках верхнего лейаса.

Следующий стратиграфический интервал, которому соответствует третья железорудная формация — это верхнеюрский отдел. Нужно сказать, что довольно часто зона ожелезнения несколько увеличивается в объеме, охватывая и низы нижнего мела (валанжин). При описании разрезов, содержащих в своем составе ожелезненные породы этого интервала, мы будем придерживаться того же порядка их расположения, что и при описании предыдущей пестроцветно-железистой формации.

В бассейне р. Хатанги З. З. Ронкиной (1957) описаны лептохлоритовые породы верхней юры и нижнего мела (валанжина). Из ее описаний видно, что зерна лептохлоритов, достигающие порой 0,8 мм в диаметре, обычно бурого, красного, а в более свежем состоянии зеленовато-бурого и зеленого цвета и, как правило, оолитового строения. Содержание оолитин в песчаниках чаще всего достигает 35—45%, а состав их центральных частей может быть самым различным, но тесно связанным с составом основных магматических пород, продуктами разрушения ко-

торых они, очевидно, и являются в данном случае. Ядра лептохлоритов обычно сложены или иддингситоподобным веществом, или одним из следующих компонентов: оливином, пироксеном или просто обломками эффузивных траппов. В большинстве случаев описываемые лептохлоритовые породы представляют собой каравай и конкреции песчаников или алевролитов, однако нередко они образуют и пласты, мощность которых обычно не превышает 1 м.

Анализируя условия формирования лептохлоритовых пород, З. З. Ронкина приходит к выводу о том, что «высокая концентрация лептохлоритов в породах совпадает с эпохами усиления сноса с Сибирской платформы». Вполне вероятно, что часть лептохлоритов формировалась в эпоху усиленного выноса материала из областей денудации, однако высвобождение исходных компонентов, образующих силикаты железа, и первые этапы их накопления, несомненно, имели место в период усиления химического выветривания.

В бассейне р. Анабара, в отложениях верхнеюрского возраста отмечаются горизонты карбонатов, в которых, по нашим подсчетам, содержание глауконита порой достигает 40—50% объема породы.

По левобережью Оленекской протоки верхнеюрские образования представлены алевролитами с подчиненными прослоями глинистых пород. В этой толще Б. И. Тест зафиксирован прослой оолитовых железняков келловейского возраста, являющийся маркирующим горизонтом для данного района.

В разрезе мыса Чекуровского породы верхней юры также в значительной мере обогащены минералами железа. Последние присутствуют в виде гидроокислов железа, многочисленных конкреций пирита и сидерита, а также в виде железистых хлоритов, впервые описанных нами для данного разреза в горизонте зеленовато-бурых песчаников. Состав этих песчаников следующий: кварца 20—25%, полевых штапов 10—15%, железистых хлоритов 10—30 (иногда до 60), обломков кварцитовидных пород 5, пирита 1—2%. В виде единичных зерен отмечаются сфен, гранат и обломки микропегматов.

Железистые хлориты присутствуют в виде оолитов, в большинстве своем замещенных вторичным кальцитом или пиритом, и лишь некоторые из них — иддингситоподобным веществом. Часто оолиты обладают концентрическим строением, которое обусловлено чередованием центров железистого хлорита, гетита и кремнистого вещества. У наиболее сохранившихся ооидов видно радиально-лучистое погасание.

В районе устья р. Мэнгкэрэ (правый приток р. Лены) отложения верхнеюрского возраста представлены самыми верхними горизонтами юрской системы (Атласов, 1954). Сложены они преимущественно мелкозернистыми песчаниками и алевролитами, содержащими до 10—15% железистых хлоритов. Последние в большинстве своем замещены или гематитом, или пиритом. Размер ооидов в данном случае не превышает обычно 0,25 мм в диаметре. Терригенный материал песчаников на 80% представлен кварцем и лишь на 20% полевыми штатами, т. е. устойчивые к химическому выветриванию компоненты явно преобладают над неустойчивыми.

Если посмотреть на график (рис. 17), то станет очевидным явное преобладание железистых хлоритов над всеми другими минералами железа в описанных разрезах. Как отмечают Н. М. Страхов и Э. С. Залманзон (1955), «в ходе диагенеза осадков раньше всего создаются благоприятные условия для образования лептохлоритов, позже — для генерации сидерита и еще позже — для возникновения пирита». В частности, это объясняется тем, что железистые хлориты при прочих равных

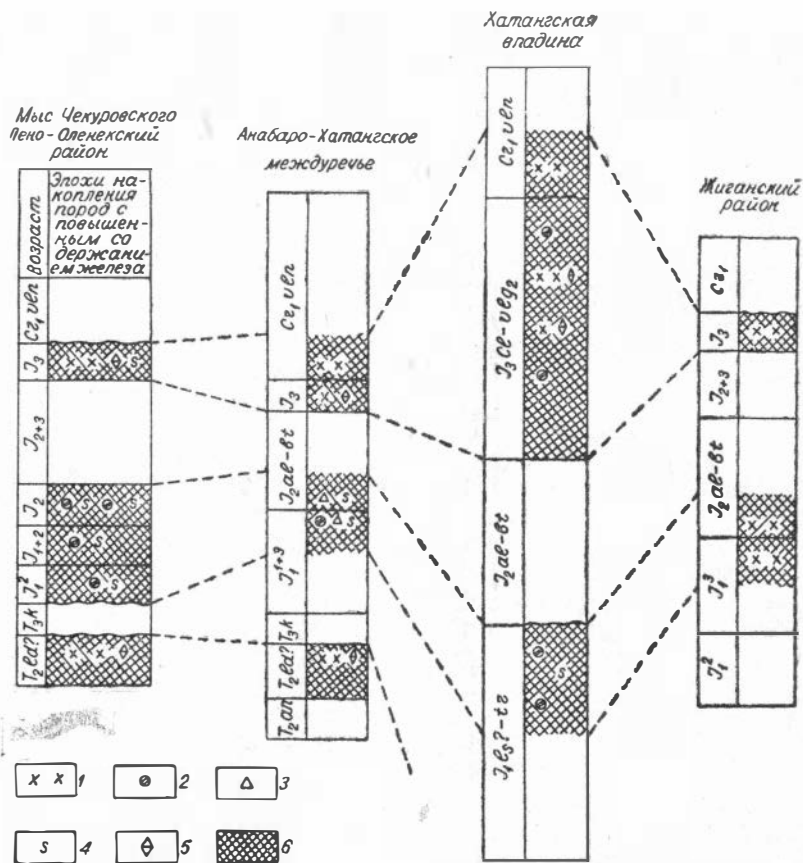


Рис. 17. Схема распределения пород с повышенным содержанием минералов железа в мезозойских отложениях севера Сибирской платформы (М 1 : 10 000).

Условные обозначения: 1 — железистые хлориты, глауконит; 2 — сидерит; 3 — пирит; 4 — гидроокислы железа; 5 — фосфориты; 6 — эпохи накопления пород с повышенным содержанием минералов железа (пестроцветно-железистые формации).

условиях требуют для своего образования органического углерода (при редукации железа закисного в железо окисное) меньше, чем такие минералы, как сидерит и пирит.

Таким образом, становится понятным количественное преобладание железистых хлоритов над другими минералами железа в описанных разрезах мезозоя северной части Сибирской платформы.

Как сообщают далее Н. М. Страхов и Э. С. Залманзон, для формирования лептохлоритов, кроме железа, необходимы еще  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . отсутствие которых при достаточном содержании редуцента ( $\text{C}_{\text{орг}}$  до 1,5%) приведет к образованию сидерита и пирита, а при содержании в осадке  $\text{C}_{\text{орг}}$  более 1,5% — к образованию пирита.

Следовательно, в описываемый бассейн седиментации поступали все необходимые компоненты для образования силикатов железа и в среднетриасовое время, и в нижне- и в верхнеюрскую эпохи. Это свидетельствует о том, что в указанные промежуточные времена в областях денудации формировались коры выветривания.

Интересно отметить, что к отложениям железорудных формаций во многих случаях приурочена фосфоритизация, выраженная или в виде

базального и порового цемента в песчаниках, или в виде маломощных горизонтов фосфоритов. Это явление особенно характерно для пород среднетриасовой и верхнеюрской формаций.

Эпохи формирования пород, обогащенных минералами железа, соответствуют двум этапам тектогенеза. Первый этап характеризуется слабой тектонической деятельностью, с чем связан выровненный рельеф и, как следствие, накопление в областях седиментации хемогенных компонентов. Второй этап характеризуется активизацией тектонической деятельности, обновлением рельефа и выносом накопившихся хемогенных образований уже совместно с материалом, слабо или вовсе не затронутым химическим выветриванием. Именно на это указывают А. С. Запорожцева и А. И. Кравцова (1956) при описании железистых пород гуремисской свиты, говоря о существовании коры выветривания, а затем о переотложении ее продуктов. Второй этап тектогенеза, т. е. активизация тектонической деятельности, в данном случае прослеживается на большей части Лено-Енисейской области и соответствует концу триаса и началу лейаса (И. П. Атласов, 1958). Такая же в общем картина наблюдалась на Сибирской платформе и в эпоху формирования второй железорудной формации. Во всяком случае, как указывают В. Н. Сакс и З. З. Ронкина (1958), «к концу домерского века, по-видимому, поверхность суши была уже достаточно выравнена и обломочный материал до отложения подвергался интенсивному химическому выветриванию...» (стр. 24). Выравнивание рельефа продолжалось вплоть до конца тоарского века, а затем оно сменилось восходящими движениями, что было зафиксировано сокращением морского бассейна почти по всей Сибирской платформе, а на отдельных участках имели место и локальные размыты (В. Н. Сакс и З. З. Ронкина, 1958).

Аналогичное заключение было сделано по Западному Верхоянью и Вилюйской синеклизе А. Г. Коссовской (1959), отметившей снижение эрозионной деятельности к концу верхнего лейаса и усиление орогенических движений в начале доггера. Последнее относится к юго-западной части Вилюйской впадины.

Эпоха формирования третьей железорудной формации (верхняя юра — валанжин), как и первых двух, характеризуется вначале спокойной тектонической жизнью, максимумом трансгрессии, а затем, уже во второй половине верхнеюрской и начале нижнемеловой эпох, наступает активизация тектонических процессов, что устанавливается совершенно определенно на всей территории описываемого региона.

Изложенные выше материалы позволяют сделать вывод о том, что железорудные формации, выделенные в разрезе низовий р. Лены, выдерживаются по простирацию в пределах всего мезозойского обрамления севера Сибирской платформы.

Если мы обратимся к материалам по мезозою Западно-Сибирской низменности, то станет очевидным, что выявленные эпохи формирования пород, обогащенных минералами железа, имеют место и в данном регионе. Весь разрез осадочных образований мезокайнозоя низменности разделен на три осадочных комплекса, которые соответствуют по времени позднегерцинскому, тихоокеанскому и альпийскому циклам тектогенеза (В. П. Казаринов, 1958). Осадочный комплекс позднегерцинского цикла завершается средне-верхнетриасовой формацией коры выветривания, продукты которой отмечаются различными исследователями на громадных площадях Сибири. В более позднее время, в рэт-лейасе, формируется осадочная толща, обогащенная продуктами переотложенной формации коры выветривания, к которым относятся пласты бурого железняка и сидерита (восточный склон Северного Урала).

Таким образом, первая серия тихоокеанского осадочного комплекса началась с терригенной формации, богатой переотложенными продуктами коры выветривания. Как отмечает В. П. Казаринов, «в нижних горизонтах этой серии, среди переотложенных продуктов коры выветривания в определенных фашиальных условиях могут быть встречены месторождения железных руд и бокситов, а также россыпи» (В. П. Казаринов, 1960 б). Формирование первой осадочной серии завершается к концу нижнеюрской эпохи, что нашло свое отражение в преобладании в породах устойчивых к химическому выветриванию минералов над неустойчивыми.

В среднеюрское время в результате активизации тектонической деятельности повсюду формировалась типичная терригенная осадочная толща, обогащенная в самых верхах железорудными горизонтами. Накопление этой толщи завершилось образованием пелитово-кремнистых пород в верхнеюрское время. В. П. Казаринов предполагает, что в конце юры кое-где формировалась маломощная кора выветривания. Об этом, в частности, свидетельствуют, кроме упомянутых выше пелитово-кремнистых пород, глауконит-шамозитовые песчаники кимериджа в низовьях р. Енисея, песчаники волжского яруса с оолитовыми железными рудами на восточном склоне Северного и Полярного Урала и общее обогащение пород верхнеюрского отдела глауконитом в районе Омска и Колпашево.

Таким образом, в пределах Западно-Сибирской низменности намечается два стратиграфических интервала в разрезе мезозойских образований (меловые и третичные осадки нами не рассматриваются), которые содержат повышенное количество минералов железа, — это верхне- и среднетриасовый и верхнеюрский. Оба эти интервала отнесены Т. И. Гуровой и В. П. Казариновым (1962) к предполагаемым рудным этажам и соответствуют в разрезах мезозоя севера Сибирской платформы первой и третей железорудным формациям. Возможно, что при более детальных исследованиях мезозоя Западно-Сибирской низменности повышенные концентрации минералов железа будут выявлены и в нижнеюрских отложениях, соответствующих по времени образования низам выделенной нами второй железорудной формации.

Проведенное сопоставление позволяет нам с достаточной долей условности сделать заключение об одновременности существования эпох накопления осадков с повышенной концентрацией минералов железа в мезозойских образованиях северной части Сибирской платформы и Западно-Сибирской низменности.

---

*Ю. В. ТЕСЛЕНКО*

## КЛИМАТ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ В ЮРСКОМ ПЕРИОДЕ

Вопрос о климатах юрского периода давно привлекал к себе внимание многих исследователей. Еще в 1845 г. К. Ф. Рулье была впервые высказана мысль о существовании в юре климатической зональности, которой он объяснял значительные различия в составе одновозрастных комплексов ископаемых организмов из разных районов земного шара. В последующем М. Хеймайр (М. Heunhaug) (1871, 1883, 1885) предложил различать три крупные климатические области: 1) северную, или бореальную, 2) среднеевропейскую и 3) средиземноморскую. Согласно этому делению, Западная Сибирь входит в состав бореальной области.

Во взглядах на климатические условия, господствовавшие в юрском периоде в северных районах земного шара, не существует единства. Н. М. Страхов (1948) и некоторые другие склонны предположить существование здесь относительно сурового и прохладного климата. Другие исследователи разделяют точку зрения В. И. Бодылевского (1957), который считает, что «климат юрской бореальной провинции не был суровым, и юрское море даже Северной Сибири существовало в условиях значительно более теплых, чем наши северные моря в современную эпоху». Этот вывод хорошо согласуется с мнением В. А. Вахрамеева (1957) об условиях влажного умеренно теплого и умеренного климата, в котором произрастала юрская флора Сибирской геоботанической области.

М. Шварцбах (1955), рассматривая климаты прошлого Земли, считал, что, если в первой половине юрского периода на планете отсутствовали ярко выраженные климатические области, то к концу периода, в позднеюрскую эпоху, обособилась бореальная провинция, характеризовавшаяся прохладным климатом.

Однако все эти исследователи не располагали в достаточном количестве конкретными материалами для своих палеоклиматических построений для территории Западной Сибири. И только за последние годы накоплены некоторые данные, дающие возможность реконструировать в первом приближении развитие климатических условий юрского периода в пределах рассматриваемого региона.

В раннеюрскую эпоху в Западной Сибири господствовал геократический режим. Здесь существовал обширный континент, только с севера омывавшийся водами морского бассейна. Небольшой морской залив вдавался в сушу в районе Усть-Енисейской впадины. Показателем климатических условий эпохи лейаса исследуемой области является ископаемый флористический комплекс, возраст которого определяется как позднейасовый. Согласно нашим исследованиям, он характеризуется

сочетанием представителей хвощевых родов *Annulariopsis*, *Neocalamites*, *Equisetites*, папоротников родов *Phlebopteris*, *Clathropteris*, *Marattiopsis*, *Coniopteris*, *Cladophlebis*, *Raphaelia*, цикадофидов родов *Pterophyllum*, *Pseudoctenis*, *Nilssonia*, гинкговых родов *Ginkgo*, *Ginkgodium*, *Baiera*, *Sphenobaiera*, *Czekanowskia*, *Phoenicopsis*, хвойных родов *Podozamites*, *Ferganiella*, *Pityophyllum* и *Taxocladus*. По данным палинологического анализа (Казаринов, 1958, Войцель и др., 1961), в спорово-пыльцевых спектрах лейаса отмечается преобладание пыльцы голосемянных растений, среди которой пыльца древних хвойных доминирует над спорами папоротникообразных. Среди последних наиболее многочисленны споры *Osmundaceae*, *Coniopteris* и *Leiotriletes*. Отмечается несколько повышенное содержание пыльцы цикадофитов (в среднем около 10%).

Отличительной чертой этого флористического комплекса является присутствие в нем растений южных геоботанических провинций (*Annulariopsis inopinata* Zeiller, *Clathropteris obavata* Oishi, *Clathropteris meniscioides* Brongn., *Phlebopteris polypodioides* Brongn., *Marattiopsis munsleri* (Goepf.), *Coniopteris spectabilis* Brick, *Cladophlebis suluctensis* Brick, *Ginkgodium nathorstii* Jök. и некоторые другие). Эти растительные формы, достигшие наибольшего своего развития в зоне субтропиков и тропиков юрского периода, указывают на климатические условия, в достаточной мере теплые и благоприятные для их произрастания. Характер флористического комплекса позднего лейаса Западной Сибири, сочетание входящих в его состав многочисленных гинкговых, сбрасывавших свою листву, папоротников и хвощевых, несколько повышенное для Сибири количество цикадофитов, особенно отчетливо фиксирующееся в спорово-пыльцевых спектрах, присутствие некоторых растительных форм, присущих южным окраинам Ангарского материка, наличие годовых колец у ископаемых древесин — все это свидетельствует об условиях теплого влажного климата с сезонными колебаниями температуры.

На крайнем севере рассматриваемой области климат был более умеренным. Некоторое обеднение спорово-пыльцевых спектров за счет уменьшения количества пыльцы гинкговых и теплолюбивых цикадофитов, увеличение процентного содержания пыльцы хвойных могут быть объяснены существованием здесь несколько более холодных условий произрастания. Но все же климат был значительно теплее современного арктического или субарктического. На это указывают каолинизация полевых шпатов, подвергшихся субаэральному выветриванию, и следы процессов интенсивного химического выветривания коренных пород (Сакс и Ронкина, 1957). Все это свидетельствует о тепло-умеренных климатических условиях, сложившихся в лейасе в северных районах Западной Сибири.

Теплый гумидный климат охватывал значительные пространства Ангарского материка, включая территории Сибири и большей части Казахстана, чем определился общий облик позднелейасовых флор этих областей. И только на крайнем юге, в районах Средней Азии, во флорах лейаса начинают преобладать теплолюбивые формы Индо-Европейской геоботанической области, оттесняющие на задний план элементы сибирских флор.

О гумидности климата изучаемого отрезка геологического времени красноречиво свидетельствуют мощные процессы углеобразования в Средней Азии, Казахстане, южных районах Сибири (Чулымо-Енисейский, Кузнецкий, Канский, Иркутский бассейны), процессы химического выветривания на севере Западной Сибири.

В раннем догере климат на территории рассматриваемой области, по-видимому, несколько похолодал. Это фиксируется исчезновением из



состава флористического комплекса аалена наряду с древними формами позднего триаса и лейаса теплолюбивых элементов Индо-Европейской геоботанической области, продолжавших произрастать в течение среднеюрской эпохи в южных районах Ангарского материка. Происшедшие изменения климатических условий отразились и в спорово-пыльцевых спектрах, где резко упало процентное содержание пыльцы цикадофитов.

Западная Сибирь к началу среднеюрской эпохи превратилась в огромную аллювиальную равнину с сильно увлажненными и заболоченными почвами, с интенсивными процессами углеобразования. В связи с этим во флористическом комплексе количественно преобладают хвощевые (р. *Equisetites*) и папоротники (рр. *Coniopteris*, *Cladophlebis*, *Raphaelia*) — растения влажных мест обитания — над представителями голосемянных (гинкговые — рр. *Ginkgo*, *Baiera*, *Sphenobaiera*, *Phoenicopsis*, *Czekanowskia*, хвойные — р. *Podozamites*, *Pityophyllum*, *Elatocladus*, *Taxocladus* и др.). Такое же соотношение основных групп растений наблюдается и в спорово-пыльцевых спектрах, в которых споры плауновых и папоротников (особенно споры *Coniopteris*, *Osmundaceae*, *Leiotriletes*) доминируют над пыльцой голосемянных.

В байосский век, когда в районы Западной Сибири впервые в юрском периоде проник морской бассейн, климат южных территорий рассматриваемой области начал изменяться в сторону потепления и постепенной аридизации, сказывавшейся вначале только на водораздельных пространствах. Эти явления создали благоприятные условия для расселения на водоразделах ксероморфного теплолюбивого хвойного *Brachyphyllum*, пыльца которого появляется в спорово-пыльцевых спектрах байоса сначала единичными зернами, а затем в верхних горизонтах среднеюрских отложений (бат) занимает все большую часть спектра, достигая в иных случаях 10—12%.

По мнению В. Н. Сакса и З. З. Ронкиной (1957), образование краснокветных толщ татарской свиты, возраст которых определяется как байос-келловейский, также свидетельствует о потеплении климата. Происшедшее потепление климата сказалось и в северных районах, где на берегу морского бассейна расселились теплолюбивые цикадофиты (рр. *Nilssonia*, *Tyrmia*) и кейтониевые (*Sagenopteris phillipsii* (Brongn.) Presl.), остатки которых найдены в районе Туруханска и в центральных частях Западно-Сибирской низменности в горизонтах, залегающих непосредственно под морскими отложениями келловоя (Тесленко, 1959). Процессы аридизации климата в северных районах не имели места, вследствие чего во флористических и спорово-пыльцевых комплексах не известны представители ксерофитной растительности.

О температурных условиях среднеюрского морского бассейна можно судить по данным изотопного анализа ростра белемнита из отложений доггера Хатангской впадины. Как сообщает М. К. Калинин (1959), результаты анализа, проведенного Р. В. Тейс, указывают на среднюю температуру вод, в которых обитал исследованный белемнит, равную примерно  $+15,5^{\circ}$ . Эта цифра очень близка к результатам изотопного анализа ростра белемнита из оксфордских (?) отложений острова Скай (Шотландия), согласно которым средняя температура вод была  $+17,6^{\circ}$  при сезонных колебаниях не более  $6^{\circ}$  (Юри и др., 1951). Позднеюрская эпоха характеризовалась максимальным площадным распространением коралловых рифов, отложением оолитовых известняков и другими признаками общего потепления вод мирового океана. Следовательно, близость результатов только что рассмотренных анализов свидетельствует о довольно теплом температурном режиме среднеюрского морского бассейна Хатангской впадины и по аналогии севера Западной Сибири. Та-

кому выводу не противоречат находки в морских отложениях байоса Западно-Сибирской низменности остатков пелеципод *Meleagrinnella decussata* Munst., *P. cf. donetziana* Boriss., *M. echinata* Sow., известных из осадков более южных морских бассейнов юры.

Позднеюрская эпоха на территории Западной Сибири ознаменовалась еще большим потеплением и аридизацией климата. Несмотря на то, что морской бассейн к этому отрезку геологического времени охватил значительную часть Западно-Сибирской низменности, его смягчающее влияние на климат сказывалось только в прибрежных зонах северных районов. Южные районы рассматриваемого региона подверглись воздействию сложившегося на юге Ангарского материка пояса аридного жаркого климата. Установление теплых и сухих климатических условий на континенте юга Западной Сибири послужило причиной прекращения здесь процессов углеобразования, в частности в Чулымо-Енисейском бассейне, накопления пестроцветных толщ (отложения тяжинской свиты) с повышенным содержанием карбонатов. Осушение климата создало благоприятную обстановку для расселения в массовом количестве ксероморфного хвойного *Brachyphyllum*, пыльцевым зернам которого в спорово-пыльцевых спектрах мальма принадлежит доминирующее количество (Войцель и др., 1961). В северных районах процентное содержание пыльцы *Brachyphyllum* падает до нуля. Здесь существовали условия влажного и теплого климата. На гумидность климатических условий северных районов указывают процессы угленакпления, имевшие место в позднеюрскую эпоху в Северо-Сосьвинском районе (Тольинское и Оторьинское угольные месторождения). Флористический комплекс из угленосных отложений этих месторождений, в котором среди обычных элементов сибирских юрских флор (папоротники — *Coniopteris*, *Cladophlebis*, гинкговые — *Ginkgo*, *Sphenobaiera*, *Phoenicopsis*, *Czekanowskia*, хвойные — *Podozamites*, *Pityophyllum*) господствующее положение принадлежит представителям цикадофитов родов *Taeniopteris* и особенно *Nilssonia* (Генкина, 1960), свидетельствует об оптимальной для этих тепло- и влаголюбивых растений обстановке. Таким образом, потепление климата в позднеюрскую эпоху отмечается и на севере Западной Сибири.

Температура вод бореального позднеюрского бассейна в пределах изучаемого региона, по-видимому, также повысилась. Появление в морских отложениях поздней юры Западно-Сибирской низменности глауконита может быть объяснено с позиций теории Н. С. Шатского (1954) как показатель повышения температуры морского бассейна. Н. С. Шатский полагал, что образование глауконита возможно при летней температуре вод не менее  $+15^{\circ}$ . Наличие зерен глауконита в осадках мальма, уже упомянутые данные изотопного анализа ростра белемнита из верхнеюрских отложений Шотландии позволяют предположить, что общее потепление климата на земном шаре в позднеюрскую эпоху сказалось и в бореальном морском бассейне, в том числе и на территории Западной Сибири.

Изучаемый регион в эпоху мальма имел довольно ярко выраженную климатическую зональность: на севере существовал теплый гумидный климат, на юге он был в значительной степени аридным. В этом проявился общий процесс формирования климатов позднеюрской эпохи Земли, характеризующийся резкой дифференциацией поверхности земного шара на засушливые и гумидные области.

**А. Э. КОНТОРОВИЧ,  
А. Н. РЕЗАПОВ, М. А. САДИКОВ**

## **НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОХИМИИ МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ**

Настоящая работа обобщает результаты геохимических исследований, выполненных авторами в 1958—1961 гг. в приенисейской полосе северо-восточной части Западно-Сибирской низменности. Целесообразность широкого применения геохимических методов исследования осадочных толщ наряду с литологическими обусловлена трудностями расчленения и корреляции отложений этого района и реконструкции его геологической истории.

Материалом для исследования послужили образцы керна Елогуйской и Туруханской опорных, Кыксинских и Ермаковских разведочных скважин. В работе помимо материалов авторов использованы данные петрографо-минералогических исследований Г. Э. Прозоровича (1961) и Л. И. Ромодиной (СНИИГГИМС).

Геохимические исследования включали в себя анализы пород на Fe, Ca, Na, K, Ti, Mn, Sr, Ba, V, Ni, Co, Cr, P, сульфидную серу и органический углерод; хлористо-аммонийных и водных вытяжек на Na, K, Ca и Mg и анализы пластовых вод. Химические и количественные спектральные анализы выполнялись в лабораториях СНИИГГИМСа под руководством Н. М. Резаповой, Г. Н. Перозио и А. М. Фролова. Общее количество анализов 2574. Средние содержания некоторых элементов по отдельным горизонтам приведены в таблице и на рис. 18 и 19. Данные о содержаниях малых элементов по Туруханской опорной скважине имеются в ранее опубликованной работе (Конторович и др., 1961).

Учитывая то, что в основу статьи положены геохимические исследования, сведения о стратификации разрезов и их литологии приводятся весьма кратко, ибо последние имеются в опубликованных работах (Г. Б. Острый, А. Н. Резапов, 1959; Г. Э. Прозорович, 1961 и др.).

Ниже излагаются результаты исследований авторов.

### **1. ГЕОХИМИЧЕСКАЯ И ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗОВ**

#### **Юрская система**

##### *Нижний и средний отделы*

Нерасчлененные отложения нижней и средней юры вскрыты всеми глубокими скважинами, пробуренными в описываемом районе, а также некоторыми колонковыми скважинами в приподнятых участках фунда-

Средние содержания некоторых элементов в осадочных породах, вскрытых Елогуйской скважиной

Возраст	Наименование породы	Sr	Ba	Cr	Co	V	Ti	Mn	Mn	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Ca
Средняя юра	Песчаники	0,038	0,010	0,005	0,0008	0,0045	1,11	0,004	0,047	1,30	2,25	0,96
	Алевролиты	0,008	0,015	0,008	0,0012	0,0047	0,90	0,0057	0,042	1,07	2,29	0,31
Верхняя юра	Песчаники	0,048	0,028	0,0042	0,0012	0,0057	0,47	0,0035	0,034	2,18	2,51	0,59
	Алевролиты	0,022	0,018	0,0042	0,0007	0,0008	0,17	0,003	0,047	2,00	1,90	1,27
	Глины	0,080	0,055	0,0071	0,0022	0,0033	0,37	0,0031	0,053	2,10	2,85	1,07
	Обогащенные карбонатами породы	0,31	0,014	0,003	0,0008	0,0030	1,16	0,007	0,061	2,28	2,22	10,50
Валанжин	Песчаники	0,051	0,016	0,0043	0,0012	0,0044	0,64	0,0028	0,053	2,64	2,20	1,19
	Обогащенные карбонатами породы	0,21	0,91	0,0038	—	—	0,034	0,0025	3,63	0,76	1,14	23,7
Готерив-баррем	Песчаники	0,018	0,021	0,0035	0,0011	0,0036	0,54	0,0039	0,059	2,00	2,03	0,82
	Алевролиты	0,030	0,017	0,0051	0,0012	0,0050	0,11	0,0046	0,052	1,20	1,96	0,63
	Аргиллиты	0,022	0,016	0,0049	0,0016	0,0078	0,40	0,0077	0,067	1,63	2,39	0,77
	Обогащенные карбонатами породы	0,30	0,26	0,003	0,0009	0,0033	0,15	0,008	2,06	2,23	1,88	13,0
	Угли	0,52	0,14	0,0050	0,0013	0,0064	0,97	0,024	0,18	1,01	1,14	1,26
Апт-альб	Песчаники	0,010	0,030	0,0021	0,0008	0,0025	0,11	0,0028	0,077	1,59	2,15	0,48
	Алевролиты	0,017	0,019	0,0053	0,0011	0,0068	0,18	0,0059	0,11	1,17	1,77	0,52
	Аргиллиты	0,038	0,028	0,0057	0,0015	0,0037	0,19	0,0031	0,043	0,84	1,67	0,50
	Обогащенные карбонатами породы	0,0003	0,005	0,0056	—	0,0078	0,22	0,0074	0,090	1,33	1,56	12,4
	Угли	0,15	0,037	0,0042	0,0005	0,006	0,12	0,0052	0,49	0,55	1,17	1,31
Альб-сеноман	Песчаники	0,0067	0,032	0,0054	0,0015	0,0032	0,21	0,0063	0,55	1,80	2,39	0,59
	Алевролиты	0,0066	0,015	0,0058	0,0015	0,0036	0,28	0,0079	0,51	0,63	0,63	0,54
	Обогащенные карбонатами породы	0,62	0,074	0,0034	0,0015	—	0,12	0,0025	0,38	0,83	0,78	10,73
Турон	Песчаники	0,009	0,027	0,0035	0,0014	0,0028	0,19	0,0048	0,23	1,80	2,59	0,55
	Алевролиты	0,0094	0,017	0,0046	0,0018	0,0063	0,38	0,0012	0,40	1,77	1,88	0,54
	Обогащенные карбонатами породы	0,52	0,036	0,0019	0,0007	0,0016	0,10	0,0025	0,84	1,20	1,35	11,84
	Угли	1,82	0,087	0,0041	0,0003	0,0057	0,35	0,0050	0,33	0,28	0,89	0,98
Сенон	Песчаники	0,013	0,036	0,0043	0,0011	0,0053	0,40	0,0058	0,12	0,78	нет данных	
	Алевролиты	0,025	0,076	0,0066	0,0016	0,0033	0,52	0,0074	0,11	0,70	"	
	Обогащенные карбонатами породы	0,019	0,034	0,0008	0,0012	0,0013	0,05	0,0044	2,57	0,24	"	

мента. Наиболее мощный разрез ниже(?) - среднеюрских отложений (409 м) вскрыт Туруханской опорной скважиной, причем фундамент скважиной не вскрыт. В прибортовых районах рассматриваемой части низменности, где ниже-среднеюрские осадки вскрыты полностью, мощность их значительно меньше (20—70 м в бассейне р. Елогуя, 240—250 м на Ермаковской структуре).

Литологический состав пород во всех разрезах довольно однообразен. Они представлены чередующимися серыми, темно-серыми, реже зеленоватыми, иногда известковистыми песчаниками, сцементированными глинистым, глинисто-кремнистым, кальцитовым и сидеритовым цементом, темно-серыми и буроватыми алевролитами и глинистыми породами. Вся толща пород обильно насыщена растительными остатками и намывами углистого материала. Отмечаются тонкие пласты и линзы углей. Только в разрезе Елогуйской опорной скважины пласт глинистого угля в верхах среднеюрской толщи достигает значительной мощности (7 м).

В Туруханском и Ермаковском районах ниже(?) - и среднеюрские отложения по литологическим и геохимическим особенностям разделяются на две пачки. Первая пачка (70—150 м), сравнительно более глинистая, условно отнесена Г. Э. Прозоровичем (1961) на основании сопоставления с разрезом Малохетской антиклинали к нижней юре. Вторая, верхняя пачка сложена чрезвычайно сложно чередующимися песчано-алевролитовыми породами с хорошо выраженной косой слоистостью.

В бассейне р. Елогуя осадки нижней части ниже-среднеюрской толщи, по-видимому, не накапливались. Здесь, на размытой поверхности фундамента, залегают лишь верхи среднеюрских отложений.

Ниже(?) - и среднеюрские отложения заметно отличаются по составу легких фракций и геохимическим особенностям. Для отложений, предположительно относимых к нижней юре, характерно преобладание кварца, обломков эффузивов и кремнистых пород. В средней юре возрастает количество полевых шпатов. Значения коэффициента мономинеральности равны 1,37 для осадков нижнего и 0,60 — среднего отделов юры. По геохимическому составу нижеюрские (?) отложения района характеризуются повышенными содержаниями железа и фосфора (рис. 18, 19). Так, в породах Ермаковских скважин 1-Р и 2-Р содержания валового железа составляют соответственно 12,18% и 7,02%. Эти количества максимальны для всего разреза юры и нижнего мела.

Породы средней юры резко обеднены железом, количества которого достигают 1,18% в отложениях Елогуйской, 3,39 в Туруханской и 3,88 и 2,68% в Ермаковских скважинах. Особенно низкими становятся содержания железа в самых верхах средней юры.

Сходным образом ведет себя в отложениях, вскрытых Туруханской опорной скважиной, и фосфор, содержание которого, равное 0,06% в породах нижней (?) юры, убывает до 0,04% в средней.

Еще более отчетливо различие в условиях образования ниже (?) - и среднеюрских отложений проступает при сравнении содержаний в них малых элементов группы железа и щелочноземельной группы. Сопоставление этих данных для нижней юры (?) с кларками показывает следующую особенность: для глин характерны пониженные по сравнению с кларками содержания всех рассматриваемых элементов. Иная картина наблюдается в песчаниках. Здесь существенное понижение против кларковых содержаний наблюдается лишь у бария, у большинства же других элементов содержания близки кларковым или выше их. При этом по распределению содержаний в ряду песчаники — алевролиты — аргиллиты — карбонаты все эти элементы делятся на две группы. В первую

группу входят Sr, Ba, Mn. Для них характерны примерно постоянные содержания в ряду песчаники — аргиллиты и повышенная концентрация в известковистых образцах. Для второй группы, в которую входят все остальные малые элементы группы железа (Ti, V, Ni, Co, Cr), характерна закономерная концентрация в алевролитах и глинах.

Для отложений средней юры наметить какую-то общую тенденцию в концентрировании и рассеянии элементов, а также в распределении их содержаний по петрографическому ряду пород не удастся.

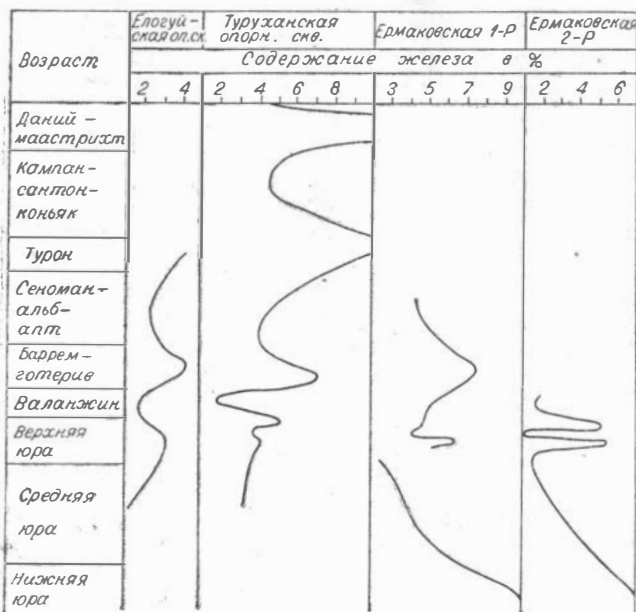


Рис. 18. Распределение содержания железа по разрезам северо-восточного района Западно-Сибирской низменности.



Рис. 19. Распределение содержания фосфора по разрезу Туруханской опорной скважины.

Комплекс поглощенных катионов характеризуется резким возрастанием отношения натрия к калию в отложениях средней юры по сравнению с нижней (?). Аналогичным образом меняется соотношение между этими элементами в глинах. Для пластовых вод и водных вытяжек зависимость обратная (рис. 20).

Геохимические показатели —  $\frac{Sr}{Ba}$  (Катченков, 1959),  $\frac{Fe_{\text{ниж}}}{C_{\text{орг}}}$  (Страхов, Залманзон, 1955), характеризующие солевой состав вод бассейна седиментации, указывают, что самые низы вскрытых нижнеюрских (?) отложений накапливались в условиях опресненного водного бассейна. Об этом свидетельствует значительно меньшее, чем единица, отношение стронция и бария (0,56) и низкие значения отношения пиритного железа к органическому углероду. В конце нижней — начале средней юры повсеместно в районе устанавливаются прибрежно-морские условия осадконакопления, чрезвычайно часто чередующиеся с накоплением осадков в условиях спокойных водоемов. Прибрежно-морские отложения характеризуются повышенными значениями обоих указанных выше отношений. В этот период в районе Туруханской и Елогуйской опорных скважин накапливаются осадки, обогащенные титаном обломочного происхождения.

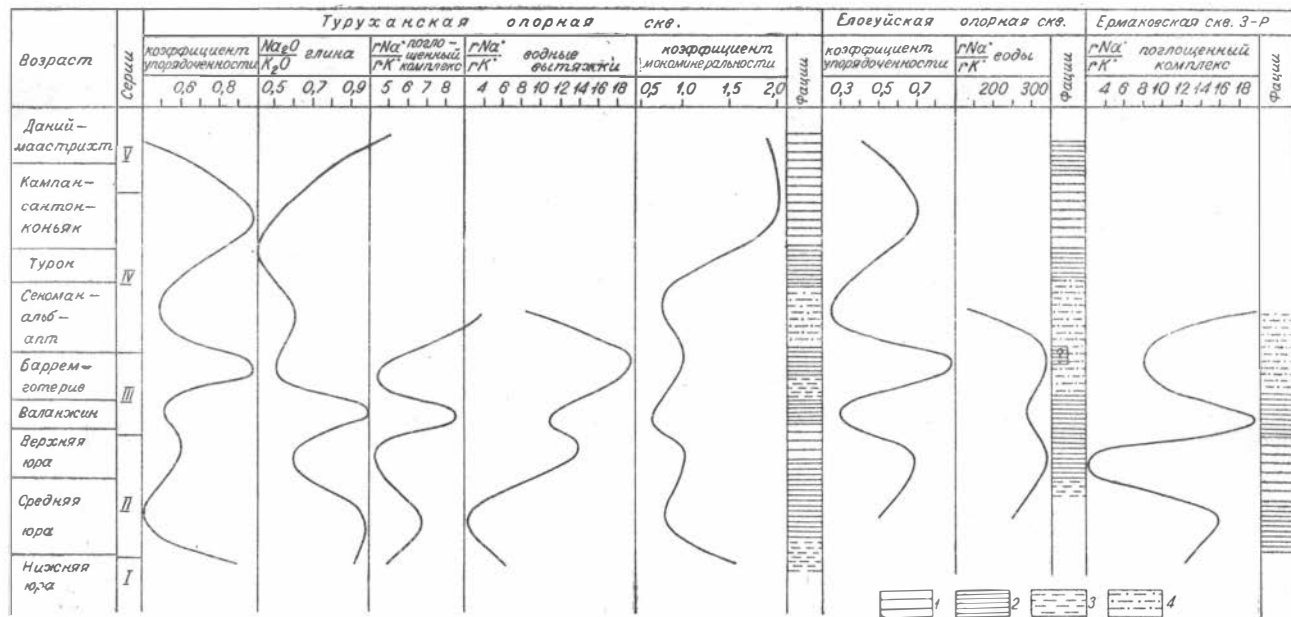


Рис. 20. Характеристика условий осадконакопления в мезозое в северо-восточном районе Западно-Сибирской низменности:

1 — глубокие моря; 2 — мелкие моря; 3 — озера и опресненные лагуны; 4 — озерно-аллювиальные равнины.

В течение большей части средней юры условия осадконакопления были прибрежно-морскими, хотя временами седиментация происходила в пресноводных бассейнах. Отношение стронция к барию в осадках этого времени равно 3—4 в районе Елогуйской и 1—2 в районе Туруханской опорных скважин. Меньшее значение этого отношения для Туруханской опорной скважины указывает на более мористый характер данных отложений. Аналогично изменяется по разрезу и отношение содержаний пиритного железа к органическому углероду в породах.

### *Верхний отдел*

Отложения верхнего отдела юрской системы в изученной части Западно-Сибирской низменности развиты повсеместно и вскрыты всеми глубокими и рядом колонковых скважин в бассейнах рек Елогуя и Турухана, в районе пос. Ермаково и в прибортовых частях низменности. В бассейнах рр. Елогуя и Турухана отложения верхней юры сложены песчано-алевролитовыми породами с прослоями аргиллитов, причем в разрезе Туруханской опорной скважины роль алевролитов значительно больше. В районе Ермаковской структуры глинисто-алевролитовая часть отложений доминирует над песчанистой.

Песчаники серые, зеленовато-серые, мелкозернистые, по составу полимиктовые и полевошпатово-кварцевые, массивные. Отдельные прослои их содержат глауконит. Цемент песчаников слюдисто-хлоритовый, глинистый, карбонатный, глинисто-хлоритовый. Алевролиты темно-серые, грязно-зеленоватые, иногда известковистые, глинистые, слюдистые, нередко со следами перемыва, взмучивания и оползневых нарушений. Аргиллиты темно-серые, черные, алевритистые, плотные со следами деятельности илоедов. Алевритовые разности обычно плитчатые.

Обугленный растительный детрит является почти неизменным спутником всех пород. Он концентрируется на плоскостях напластования, четко отражая слоистую текстуру. В породах верхней юры часты известковистые разности осадков. В редких случаях насыщение карбонатным материалом достигает стадии образования алевритовых известняков.

Мощность верхнеюрских осадков колеблется в значительных пределах — от 80—150 м (р. Елогуя) до 550 м (р. Турухан, пос. Ермаково). Верхнеюрский возраст пород определяется наличием в них руководящих форм аммонитов, пеллеципод и комплекса фораминифер, а также спор и пыльцы.

В составе однообразной мощной толщи юрских отложений каких-либо изменений минералогического состава пород в Елогуйском разрезе не наблюдается. Несколько по-иному обстоит дело в Туруханском разрезе. Если в первом случае глауконит встречается в единичных зернах, то во втором он имеется почти по всему разрезу, а в отдельных случаях образует слои со значительной концентрацией глауконита — прослои глауконитовых пород. К ним обычно приурочены мелкие обломки фауны, замещенные минеральными образованиями фосфора.

В составе минералов легкой фракции Елогуйского разреза отмечается преобладание кварца над полевыми шпатами. В Туруханском разрезе имеет место незначительное преобладание полевых шпатов над кварцем, причем среди полевых шпатов плагиоклазы явно преобладают над калиевыми полевыми шпатами. Коэффициент мономинеральности для верхнеюрских отложений Туруханской опорной скважины равен 0,8, что несколько больше, чем в средней юре.



Более отчетливо особенности вещественного состава пород верхнего отдела юры по сравнению с нижележащими отложениями определяются геохимическими данными.

Средние содержания валового железа и фосфора в породах верхней юры, по крайней мере в отдельные периоды, значительно возрастают (см. рис. 18, 19). В отложениях Елогуйской опорной скважины концентрация железа составляет 3,12%. Разрезы Ермаковских разведочных и Туруханской опорной скважин могут быть охарактеризованы более подробно. Во всех этих разрезах отложения, условно относимые к оксфорду и волжскому ярусу, обогащены железом, в то время как в породах келловей и кимериджа содержание железа несколько меньше, а иногда и очень низкое (Ермаковская скважина 2-Р). Концентрация фосфора в породах Туруханской опорной скважины равна 0,075%.

Сравнение данных по содержанию малых элементов в породах описываемых разрезов с их средними содержаниями в осадочных горных породах показывает, что в породах верхней юры по сравнению с осадками нижней (?) и средней юры содержания элементов ближе к кларкам, хотя имеются значительные отступления, особенно у стронция и бария.

В верхнеюрских отложениях Туруханской и Елогуйской опорных скважин характер распределения содержаний большинства элементов (Ti, Cr, Mn, Sr, Ba) по петрографическому ряду пород совпадает с таковым отложений средней юры. Вместе с тем четко намечается некоторое уменьшение пестроты в их распределении и улучшении упорядоченности.

Отложения верхней юры характеризуются пониженными значениями отношений натрия к калию в глинах и поглощенном комплексе по сравнению с нижележащими породами. Так, в глинах Туруханской опорной скважины отношение  $\frac{Na_2O}{K_2O}$  равно 0,72.

Для поглощенного комплекса  $\frac{r Na}{r K}$  в среднеюрских отложениях Туруханской и Ермаковской опорных скважинах равно соответственно 6,0 и 16,0, в самых низах верхней юры это отношение убывает в обоих разрезах до 2—4, а затем постепенно вновь возрастает до 6—8.

Начавшаяся еще в среднеюрское время трансгрессия в верхней юре продолжала развиваться. На нормально-морской режим бассейна осадконакопления в Туруханском и Ермаковском районе показывает отношение  $\frac{Sr}{Ba}$ , колеблющееся от 1 до 2, и повышенные значения отношения пиритного железа к органическому углероду (0,1—1).

В районе р. Елогуя в течение большей части верхней юры существовали прибрежно-морские условия. Об этом, в частности, свидетельствуют высокие (3—4) значения отношения стронция к барию и более грубозернистый состав осадков, а также наличие прослоев битой ракуши, образовавшейся, по-видимому, в прибойной зоне бассейна.

### Меловая система

В составе нижнемеловых отложений выделяются осадки валанжинского яруса и нерасчлененные осадки готерив-баррема и апт-альба.

В бассейне р. Елогуя отложения апт-альба отдельно не выделяются и объединяются с отложениями сеномана в покурскую свиту.

**Валанжин.** Морские отложения верхней юры без видимых следов прерыва сменяются литологически аналогичными осадками валанжи-

на. Последние представлены зеленовато-серыми и серыми полимиктовыми, кварцево-полевошпатовыми песчаниками, чередующимися с прослоями темно-зеленовато-серых иногда плитчатых алевролитов, авлевритовых аргиллитов и глинистых известняков. Отдельные прослои пород содержат значительные количества битой ракуши. В общей массе параллельно-слоистых пород на отдельных участках отмечаются и косослоистые серии. Углистый детрит отмечается повсюду. В туруханском разрезе имеются отдельные прослои глинистого угля. Минералогический состав пород мало чем отличается от верхнеюрских. Обломочный материал существенно кварцево-полевошпатовый с незначительным преобладанием полевых шпатов над кварцем. Среди полевых шпатов, как и в верхней юре, плагиоклазы преобладают над калиевыми полевыми шпатами. Коэффициент мономинеральности равен 0,65. В составе цемента пород туруханского разреза значительное место занимает лептохлорит, который ниже в данном разрезе не отмечен.

Мощность отложений валанжина колеблется от 77 до 97 м в бассейне р. Елогуя, а в Туруханском районе — от нескольких десятков метров до 240 м в разрезе опорной скважины.

По своему геохимическому облику породы валанжина сходны со среднеюрскими. Содержание железа резко убывает в породах Елогуйской (1,68%) и Ермаковской 2-Р (1,67%) скважин. В Туруханском районе в низах валанжина содержание железа в породах близко к такому верхнеюрских осадков, к середине разреза оно постепенно убывает до 1,75%, а затем вновь начинает возрастать (см. рис. 18). Лишь в породах Ермаковской 1-Р скважины содержание железа по всему разрезу довольно значительно (4,81%). Содержание фосфора убывает от 0,050% в низах отложений до 0,038% в кровле.

Сравнение содержаний малых элементов (Sr, Ba, Ti, V, Mn, Ni, Co, Cr) с кларками для осадочных пород показывает, что песчаники валанжина имеют содержания, близкие к кларкам. Что касается глин, то здесь картина значительно сложнее и общую закономерность выявить не удается. В распределении содержаний этих элементов по петрографическому ряду (песчаники, алевролиты, аргиллиты, обогащенные карбонатами породы) никакого единообразия не намечается.

Отношение натрия к калию в глинах и поглощенном комплексе, начавшее возрастать еще в кровле верхней юры, в валанжине становится максимальным (Туруханская опорная скважина — 8,4, Ермаковская 1-Р — 10,2). В пластовых водах и водных вытяжках зависимость обратная.

Отношение стронция и бария в разрезах существенно меняется: в начале оно довольно высокое (2—3), а в конце в туруханском разрезе из-за значительного увеличения количества бария в осадках убывает до единицы. В Елогуйском разрезе в конце валанжина отношение стронция к барию приближается к 5. Отношение содержаний пиритного железа к органическому углероду также уменьшается в верхней части разрезов. Все это показывает на начало регрессии, приведшей местами к образованию опресненных лагун.

**Готерив-баррем.** Для отложений готерив-баррема характерно переслаивание полимиктовых песчаников и алевролитов, обильно насыщенных углистыми детритом, с авлевритовыми глинами, аргиллитами и тонкими прослоями угля или углисто-глинистых пород. Отдельные прослои пестроцветных глин, характерных для готерив-баррема более южных районов, еще встречаются в Елогуйских разрезах и совершенно исчезают в северных районах. Так, разрез готерив-баррема, вскрытый Туруханской опорной скважиной, слагается серыми, зеленовато-серыми,

иногда буроватыми песчаниками и алевролитами с прослоями известковистых разностей и единичными тонкими прослоями глин с редкими обломками раковин. Часто наблюдаются прослои пород с корневыми остатками. Значительно чаще, чем в подстилающих толщах, встречаются косослоистые серии и следы скольжения в более пластических глинистых породах. Минералогический состав характеризуется примерно одинаковым содержанием кварца и полевых шпатов. Коэффициент мономинеральности в отложениях Туруханской опорной скважины равен 1,0.

В породах Елогуйской опорной скважины содержания валового железа достигают 4,26%, в Туруханской — 7,12% в низах готерив-баррема, постепенно уменьшаясь вверх по разрезу. Аналогичная картина наблюдается в Ермаковской скважине 1-Р, где отложения готерив-баррема содержат 7,28% валового железа. Содержания фосфора в породах Туруханской опорной скважины постепенно возрастают до 0,05% в кровле готерив-баррема.

Содержания малых элементов группы железа в песчаниках очень близки к кларкам. Что же касается глин, то для них характерно рассеяние элементов по сравнению с цифрами средних содержаний. Точно такая же закономерность наблюдалась в нижнеюрских отложениях.

Подмеченное сходство еще ярче выявляется при рассмотрении характера распределения содержаний элементов по петрографическому ряду пород. Четко выделяются две группы элементов: 1) Sr, Ba, Mn, которые в повышенном количестве присутствуют в обогащенных карбонатами породах, и 2) остальные элементы группы железа, концентрирующиеся в глинах и алевролитах.

Значение отношения натрия к калию уменьшается в готерив-барремских глинах и поглощенном комплексе и возрастает в водных вытяжках. В глинах Туруханской опорной скважины оно равно 0,58. В поглощенном комплексе Туруханской опорной скважины  $\frac{r \text{ Na}}{r \text{ K}}$  равно 5,8 в низах готерив-баррема и 4,4 — в кровле, в Ермаковской скважине 1-Р отложения готерив-баррема характеризуются величиной 8,6.

Отношения стронция к барии и пиритного железа к органическому углероду очень низкие (меньшие 1 и 0,1 соответственно) для всего разреза; они несколько возрастают в кровле готерив-баррема. Данные геохимического исследования хорошо подтверждаются материалами по минералогии. Так, если подстилающие верхнеюрская и валанжинская толщи характеризуются обилием пирита, то в отложениях готерив-баррема содержание его в комплексе аутигенных минералов резко падает.

Мощность отложений готерив-баррема изменяется от 242—221 м в бассейне р. Елогуя до 400 м в разрезе Туруханской опорной скважины и 300 м в районе пос. Ермаково.

Готерив-барремский возраст описанных отложений определяется редкими находками готеривской фауны в разрезе Елогуйской опорной скважины (Г. Б. Острый, А. Н. Резапов, 1959), по готерив-барремским спорово-пыльцевым комплексам, а также условно по стратиграфическому положению над фаунистически охарактеризованными толщами валанжина.

**Апт-альб-сеноман.** Нерасчлененные отложения апт-альб-сеномана в бассейне р. Елогуя объединяются в покурскую свиту. В бассейне р. Турухана в составе апт-альб-сеноманских отложений выделяются две толщи, характеризующиеся различными литолого- и геохимико-фациальными особенностями: нижняя — апт-альбского возраста (яковлевская

свита) и верхняя, условно относимая к альб-сеноману (возрастной аналог долганской свиты, именуемой нами маковской).

В отложениях апт-альб-сеномана бассейна р. Елогуя преобладающее место занимают серые, зеленовато-серые разнородные пески и песчаники с глинистым, известковистым, редко сидеритовым цементом, содержащие прослои серых, буроватых, зеленоватых, тонкослоистых глинисто-алевритовых пород. Породы содержат обильный обугленный детрит и обломки гагатизированной древесины. Для верхней части разреза характерны включения янтаря.

Отложения апт-альб-сеномана бассейна р. Турухана несколько отличны от вышеописанных. Здесь в основании разреза апт-альбских отложений отмечается несколько прослоев песчаников, обильно насыщенных гравийным материалом, которые, постепенно сменяясь вверх более мелкозернистыми песчаниками, алевролитами, глинами и углями, образуют несколько четко выраженных ритмов. Эта же часть разреза отличается от непосредственно подстилающих и перекрывающих осадков составом цемента. Здесь цемент обычно карбонатный и лептохлоритовый. Отложения этой пачки пород характеризуются повышенными содержаниями марганца, бария и особенно титана, который в повышенных количествах концентрируется в песчаниках и алевролитах при довольно низком содержании в глинах.

Отношение стронция к барию и сульфидного железа к органическому углероду в низах апт-альба резко возрастает. В составе аутигенных минералов также резко увеличивается содержание пирита. В Елогуйском разрезе значения этих показателей в низах покурской свиты также возрастают, хотя и менее существенно. Повышенные содержания титана в отложениях этого возраста имеют место и в Елогуйской опорной скважине.

Верхняя альб-сеноманская часть разреза Туруханской опорной скважины представлена алеврито-песчаной толщей пород с многочисленными линзами глин и гравелито-конгломератовых разностей и песчаников. Это серые и темно-серые алевролиты, алевритовые глины с прослоями песков, песчаников и зеленых, серо- и грязно-зеленых конгломератов и гравелитов, обычно содержащих значительное количество, по-видимому, переотложенных бобовин боксита. Породы большей части этой пачки характеризуются слабо изменяющимися содержаниями малых элементов группы железа: имеет место уменьшение содержаний титана и марганца по сравнению с нижележащей толщей и существенно меньшее (в среднем 0,5) значение отношения  $\frac{Sr}{Ba}$ .

В верхах альб-сеноманской толщи увеличиваются содержания титана, марганца, никеля и ванадия и возрастает до 1—1,2 отношение стронция и бария.

Общим в минералогическом составе отложений апт-альб-сеномана является некоторое преобладание в легкой фракции неустойчивых к выветриванию минералов над устойчивыми. Коэффициент мономинеральности равен 0,85.

Содержания железа, пониженные в породах апт-альба (3—4%), к кровле толщи (сеноман) возрастают. Так, в альб-сеномане Туруханской опорной скважины оно равно 6,95%. Фосфор во всем этом разрезе содержится в пониженных количествах (0,02—0,03%).

Характер распределения содержаний малых элементов по петрографическому ряду пород по сравнению с таковыми готерив-барремских отложений резко изменяется. Для одной из выделенных групп элементов, а именно для стронция, бария и марганца, сохраняется упорядоченность

в распределении. Для остальных малых элементов группы железа характерна пестрота в распределении содержания элементов по петрографическому ряду пород.

Отношения натрия к калию в глинах и поглощенном комплексе по сравнению с отложениями готерив-баррема резко возрастают. В хлористо-аммонийных вытяжках оно равно 9,8 для пород Туруханской и 24,5 — Ермаковской 1-Р скважин. В глинах отношение  $\frac{\text{Na}_2\text{O}}{\text{K}_2\text{O}}$  равно 0,67.

Верхнемеловые отложения изучаемого района со значительной долей условности расчленяются на туронские и сенон-датские отложения (выделяемые в бассейне р. Елогуя соответственно в верхнесимоновскую под-свиту и сымскую свиту).

**Турон.** Туронские отложения представлены преимущественно глинистыми и глинисто-алевритовыми породами. Это зеленовато-серые, грязно-зеленые, песчанистые глины, нередко грубой комковатой текстуры, часто с явными признаками выветривания. Глины переслаиваются с белыми и светло-серыми песками, насыщенными каолиновым материалом и прослойками пестроцветных, часто пятнистоокрашенных глин.

В бассейне р. Турухана туронские отложения представлены морскими темно-серыми, буроватыми и бурыми алевролито-слюдистыми глинами и алевритами с прослоями и линзами серых и зеленовато-серых песков и известковистых песчаников. В единичных случаях в нижней части разреза отмечается наличие линз конгломератов и гравелитов с бобовинами боксита. Аналогичные, несколько более песчаные отложения встречены в районе пос. Ермаково. В минералогическом составе пород преобладает кварц над полевым шпатом. Коэффициент мономинеральности равен 1,9.

Наличие остатков морских организмов вполне определенно свидетельствует о накоплении этих осадков в морских условиях. Об этом же свидетельствуют повышенные значения отношений стронция к барию и пиритного железа к органическому углероду.

В верхах туронских отложений отмечаются маломощные линзы оолитовых железных руд с единичными зернами глауконита. В осадках турона Туруханской опорной скважины среднее содержание валового железа равно 10,01%, Елогуйской — 4,22%. Содержание фосфора 0,03%. Для поглощенного комплекса этих осадков Ермаковской 1-Р скважины отношение  $\frac{\text{г Na}}{\text{г K}}$  уменьшается до 11,4. Мощность отложений турона около 100 м.

**Сенон-датские отложения.** Недостаточная изученность сенон-датских отложений в данном районе значительно затрудняет их расчленение.

Сенон-датские отложения в бассейне р. Елогуя сложены светло-серыми и серыми мелко- и разномелкозернистыми полевошпатово-кварцевыми песками, иногда значительно обогащенными каолиновым материалом и глинистыми алевролитами с прослоями глин и линзами песчаников. Верхняя часть сенонских отложений содержит значительное количество линз и прослоев оолитовых железных руд. Кроме того, в верхах разреза довольно часто отмечаются линзоподобные образования сидерита, иногда в ассоциации с песчано-гравийным материалом в краевых частях стяжений. Среднее содержание железа в породах возрастает до 4,46%.

В бассейне р. Турухана эти отложения представлены мощной пачкой оолитовых железных руд: зелеными и темно-зелеными лептохлорит-гидрогетитовыми оолитовыми породами с прослоями и линзами песков, песчаников и алевролитовых глин, в различной степени обогащенных

лептохлоритовым материалом. Среднее содержание железа в породах возрастает до 17,3%. Содержание фосфора максимальное в низах толщи (4,75%) и значительно ниже в подстилающих и перекрывающих породах. В редких случаях в рудных горизонтах встречаются бобовины боксита. В легкой фракции сенонских образцов преобладает кварц. Коэффициент мономинеральности равен 2.

Распределение содержаний малых элементов по петрографическому ряду пород в осадках коньяка, возможно низах сантона, характеризуется упорядоченностью. В верхах сенонских отложений вновь наблюдается пестрота в распределении содержаний малых элементов.

Изменение отношений пиритного железа к органическому углероду и стронция к барью показывает, что начавшаяся еще в конце сеномана — начале турона трансгрессия в раннесенонское время продолжала развиваться. Сенонские железорудные горизонты, которые характеризуют регрессивный цикл, накапливались в прибрежно-морских условиях.

На осадках железорудного горизонта, местами с размывом, залегают преимущественно песчаные отложения маастрихт-дата, объединяемые в верхнесымскую подсвиту. Пески светло-серые, белые, каолиновые, мелкозернистые с прослоями алевроитовых, редко буроватых глин. Иногда в породах отмечается скопление углистой сечки и крупные обломки гагатизированной древесины. В основании этих отложений на р. Турухане отмечается несколько прослоев сидеритовых песчаников. Геохимически эти отложения изучены очень слабо. По данным спектрального анализа, песчаники и алевролиты маастрихта содержат повышенные количества титана.

## II. РЕКОНСТРУКЦИЯ ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ ОБРАЗОВАНИЯ ОСАДКОВ. ОСАДОЧНЫЕ СЕРИИ

Комплексное использование геохимических и литологических данных для выяснения физико-географической обстановки осадконакопления позволяет значительно надежнее и точнее решать ряд вопросов палеогеографии.

Основная трудность при этом состоит в правильном выборе рационального комплекса геохимических показателей, в частности, при интерпретации данных геохимических исследований, основанных на определении Fe, Na, K, Ti, Mn, V, Cr, Ni, Co, Sr; Ba;  $C_{орг}$  и сульфидной серы в терригенных осадочных породах и изучении состава поглощенного комплекса. Такими показателями могут быть следующие.

1. При выяснении характера выветривания пород на водосборных площадях:

а) закономерности распределения содержаний малых элементов группы железа и щелочноземельной группы по петрографическому ряду пород (Н. М. Страхов, 1959);

б) характер изменения во времени отношения  $\frac{Na\ O}{K_2O}$  в глинах и поглощенном комплексе (А. Э. Конторович и др., 1961).

В ряде случаев картина может быть уточнена выяснением особенностей обогащения и рассеяния в различных типах осадочных пород отдельных элементов, например, железа, фосфора, титана и др.

2. При выяснении фациальной обстановки в бассейне седиментации можно использовать отношение содержаний стронция к барью (С. М. Катченков, 1959) и пиритного железа к органическому углероду (Н. М. Страхов, Э. С. Залманзон, 1955) в породах. Кроме того, знание

химического состава пород позволяет во многих случаях уточнить вопрос о питающих провинциях.

На основании литологических и геохимико-фациальных исследований условия осадконакопления описываемого района представляются нам в следующем виде (см. рис. 20).

Отложения нижней (?) юры формировались в континентальных условиях. О пресноводном характере осадков свидетельствуют многочисленные корневые остатки и отпечатки листьев папоротников, а также низкие значения отношений  $\frac{Sr}{Ba} \frac{Fe_{пир}}{C_{орг}}$ . Климат этого времени был,

по-видимому, умеренно теплым и влажным, о чем свидетельствует, в частности, широкое развитие тепло- и влаголюбивых папоротников. В этих условиях, благодаря слабой расчлененности рельефа, химическое выветривание в областях питания было довольно сильным. Ввиду влажности климата и проточности вод большинство элементов, мигрировавшее в виде растворов и в составе тонкодисперсных фракций терригенного материала, выносилась с континента. Этим обстоятельством, возможно, объясняется обеднение нижнеюрских глин малыми элементами группы железа и щелочноземельной группы. О достаточно сильном развитии химического выветривания свидетельствуют также повышенные содержания в породах железа и к концу периода седиментации фосфора, низкое значение отношения  $\frac{Na}{K}$  в глинах и поглощенном комплексе, упорядоченность в характере распределения содержаний элементов по петрографическому ряду пород и высокое значение коэффициента мономинеральности.

По-видимому, осадки нижней юры характеризуют завершающие стадии рэт-лейасового этапа осадконакопления в Западной Сибири, завершившегося кое-где формацией коры выветривания (Казаринов, 1958).

В конце нижне- (?) и начале среднеюрского времени в описываемом районе появляются прибрежно-морские фации и многочисленные признаки возросшей расчлененности рельефа в областях размыва. Об этом свидетельствует возрастание содержания стронция и бария в осадках ( $Sr — 0,027\%$ ,  $Ba — 0,01—0,02\%$ ) и повышенные значения отношений  $\frac{Sr}{Ba} \frac{Fe_{пир}}{C_{орг}}$ . Благодаря возросшей гидродинамической активности рек в прибрежных фациях бассейна седиментации начинают накапливаться обломочные минералы титана, механический вынос которых был подготовлен предыдущим этапом геологической истории.

В среднеюрское время по сравнению с нижнеюрским происходит ослабление процессов химического выветривания, которое приводит к увеличению количества неустойчивых минералов в составе легкой фракции, пестрому, неупорядоченному распределению элементов по петрографическому ряду пород, резкому уменьшению выноса железа и фосфора в бассейны седиментации.

Фациальные условия в средней юре характеризуются чрезвычайно сложным чередованием пойменных, прибрежно-морских и лагунных осадков; породы пойм содержат остатки корневых систем, редкие отпечатки плохо сохранившихся листьев папоротников и обломков древесины. Значения геохимических показателей  $\left( \frac{Sr}{Ba} \sim 1, \frac{Fe_{пир}}{C_{орг}} \sim 0,1 \right)$  характеризуют пресноводность седиментационных бассейнов. Прибрежно-морские лагунные осадки сложены различными косослоистыми породами со следами взмучивания и мелких оползней. Особенности геохимического

состава этих пород указывают на соленость вод бассейна седиментации, близкую к нормально-морской.

Общая тенденция осадкообразования в средней юре проявлялась в постепенной смене прибрежно-морских условий на морские в самых верхих разреза, что привело к уменьшению содержаний почти всех исследованных малых элементов, при большей частью повышенных отношениях стронция к бария и пиритного железа к органическому углероду.

В верхней юре несколько уменьшается пестрота в распределении малых элементов по петрографическому ряду пород, возрастает коэффициент мономинеральности, увеличивается количество железа и фосфора в осадках. Отношение натрия и калия в глинах и поглощенном комплексе по сравнению со средним отделом юры уменьшается. Все это свидетельствует об уменьшении расчлененности рельефа в областях размыва и усилении процессов химического выветривания.

Начавшаяся еще в среднеюрское время, трансгрессия в верхней юре достигла максимума. Однако временами в районе появлялись прибрежные фации, воды которых были опреснены.

Сходные фациальные условия сохранились в начале валанжина, затем наступила регрессия и накопление прибрежных песчаных осадков с хорошо выраженными косослоистыми пачками. Это согласуется и с поведением стронция и бария, количество которых в осадках прибрежных фаций возрастает.

Физико-географическая обстановка валанжина не способствовала развитию химического выветривания. Это привело к уменьшению содержаний железа и фосфора в осадках, к возрастанию отношения натрия к калию, к пестроте в характере распределения содержаний малых элементов по петрографическому ряду пород. Слабое химическое выветривание сказалось и на минералогическом составе пород, в легкой фракции которых значительно возросло количество неустойчивых к выветриванию минералов. Об усилении физического выветривания в областях размыва свидетельствует также некоторое увеличение содержаний титана в отложениях, вскрытых Елогуйской опорной скважиной.

Готерив-барремское время характеризуется постепенной активизацией химического выветривания в областях размыва. Следствием этого явилось возрастание коэффициента мономинеральности и степени упорядоченности в распределении малых элементов по петрографическому ряду пород, увеличение выноса калия относительно натрия с водосборных площадей. На это же указывают возросшие концентрации железа и фосфора в породах. По своему геохимическому облику породы готерив-баррема очень сходны с нижнеюрскими.

В течение большей части готерив-баррема осадки накапливались в условиях озерно-аллювиальных равнин и опресненных лагун. Это подтверждается встречающимися иногда корневыми остатками, приуроченными к глинистым осадкам спокойных водоемов, неравномерным распределением и плохой сортировкой обломочного материала и прочим. На пресный и опресненный состав вод показывают также низкие значения отношений  $\frac{Sr}{Ba}$  и  $\frac{Fe_{пир}}{C_{орг}}$ .

В конце барремского — начале апт-альбского времени в описываемом районе существовал, по-видимому, бассейн вод с повышенной соленостью. В Туруханском районе его влияние на состав осадков ощущалось сильнее, нежели в бассейне р. Елогуя, где он существовал лишь кратковременно.

В альб-сеномане преобладали континентальные условия осадконакопления, что подтверждается обилием корневых остатков, насыщен-



ностью пород углистым материалом, обломками древесины, наличием в разрезе янтаря и каолина. Пресноводный характер отложений подтверждается и геохимическими данными. В конце сеномана — начале турона наблюдается смена континентальных условий осадконакопления прибрежно-морскими.

После мощного развития процессов химического выветривания в готерив-барреме и апт-альб-сеномане они ослабевают. Поэтому отложения того времени характеризуются неупорядоченным распределением малых элементов по петрографическому ряду пород, увеличением числа устойчивых минералов в составе легких фракций, ослаблением выноса большинства элементов в виде растворов (калий, железо, фосфор). О резко увеличении механической денудации в областях питания в самых низах апт-альба говорит также факт обогащения отложений этого времени минералами титана, входящими в состав переотложенных продуктов коры выветривания. Следует подчеркнуть, что сходное явление имело место в конце нижней — начале средней юры. Это показывает, что размыв траппов Сибирской платформы начался уже с конца нижней юры.

Осадки верхнего мела, начиная с турона, образовывались в морских и прибрежно-морских условиях. Повышенные значения отношений пиритного железа к органическому углероду и стронция к баррию указывают на соленость моря, близкую к нормальной.

Отложения сенона характеризуются, по-видимому, наибольшим развитием химического выветривания в областях размыва за всю юрско-меловую эпоху. Это подтверждается наиболее мощным выносом железа и фосфора из областей питания и наибольшими в разрезе значениями коэффициента мономинеральности, а также и тем, что распределение малых элементов по петрографическому ряду пород упорядоченное.

В более позднее время (маастрихт-даний) интенсивность химического выветривания резко падает. В это время вновь накапливаются осадки, обогащенные обломочными минералами титана и другими переотложенными продуктами коры выветривания.

Из изложенного видно, что мезозойские отложения образуют ряд осадочных серий. Понятие об осадочной серии, как о мощной и сложной по составу осадочной толще, отражающей законченный этап тектонического развития страны, было введено В. П. Казариновым (1958). Выделение их способствует правильной реконструкции геологического прошлого того или иного региона и облегчает понимание закономерностей размещения полезных ископаемых. Однако в отдельных случаях выделение осадочных серий обычными методами литолого-формационного анализа затруднительно. Изученный район в этом отношении весьма показательен. Сложность фациальных условий, смена и близость питающих провинций и прочее обусловили здесь низкие значения и малые изменения такого минералогического показателя, как коэффициент мономинеральности (Туруханская опорная скважина), в сравнении с другими районами низменности. Более того, с помощью минералогических показателей выделить осадочные серии в разрезе Елогуйской опорной скважины, как отмечает Л. И. Ромодина, вообще не представляется возможным. В то же время материалы геохимических исследований позволяют однозначно решать эту задачу.

По своему геохимическому облику породы нижних горизонтов серий характеризуются малыми содержаниями железа и фосфора, повышенными значениями отношения натрия к калию в глинах и поглощенном комплексе, неупорядоченностью в распределении содержаний малых элементов по петрографическому ряду пород. Вверх по разрезу в составе серии появляются хемогенные образования, возрастает, в частности, со-

держание железа и фосфора в породах, уменьшается отношение натрия к калию, осадки характерны упорядоченностью содержания малых элементов по петрографическому ряду пород. Сказанное наглядно видно из рис. 18, 19 и 20.

В заключение этой характеристики следует заметить, что в описываемом районе благодаря близости питающих провинций, богатых траппами, начало новых осадочных серий отчетливо прослеживается по возрастанию содержания титана в породах. Механический вынос устойчивых минералов титана, подготовленный развитием процессов химического выветривания, осуществляется при первых же признаках оживления тектонической жизни страны.

По данным наших исследований, в северо-восточной части Западно-Сибирской низменности выделяются следующие осадочные серии. Первая серия представлена осадками нижнего (?) отдела юры. В изученных разрезах (Туруханская и Ермаковская скважины) охарактеризованы лишь ее верхи. Вторая серия охватывает осадки верхов нижней (?), средней и верхней юры. Она характеризуется по сравнению с другими сериями наиболее слабым развитием процессов химического выветривания. Третья серия представлена осадками валанжина и готерив-баррема. Четвертая серия охватывает осадки от апт-альба до коньяк-нижнего сантона. По-видимому, это был период наиболее мощного за весь мезозой развития химического выветривания. В верхнем сантоне начинается новая, пятая, серия.

Выделенные для изученной части Западно-Сибирской низменности осадочные серии, равно как и общая характеристика геологической истории описываемого района, хорошо согласуются с выводами В. П. Казаринова о периодичности осадконакопления в мезозойскую эпоху во всей низменности.

Таким образом, применение при литолого-формационном анализе геохимических методов исследования делает его более надежным и точным.

Систематическое геохимическое изучение мезозойских отложений низменности представляет также интерес и с точки зрения расчленения и корреляции разрезов и оценки перспектив на некоторые виды минерального сырья.

## Выводы

1. На основании геохимических исследований установлена периодичность осадконакопления в изученном районе. Уточнено и дополнительно аргументировано выделение ряда осадочных серий.

2. Слагающие осадочную серию формации характеризуются снизу вверх закономерным изменением (по мере усиления химического выветривания) не только их минералогического состава, но также и геохимических особенностей.

В данной работе показано, что низы серии, образующиеся в условиях преобладания физического выветривания в областях питания, характеризуются неупорядоченностью в распределении малых элементов по петрографическому ряду пород, малыми содержаниями железа, фосфора и высоким значением отношения натрия и калия в глинах и поглощенном комплексе. Вверх по разрезу серии содержания железа и фосфора резко возрастают, значение отношения натрия и калия убывает, распределение содержания малых элементов по петрографическому ряду пород становится упорядоченным.

3. Применение геохимических методов исследования, более чувствительных к изменениям среды, позволяет точнее реконструировать фациальные особенности древних бассейнов седиментации. Одним из примеров этого может служить хорошо устанавливаемый по геохимическим данным солоновато-водный бассейн, существовавший в изучаемом районе в конце баррема — начале апта. Литологическая характеристика отложений этого времени не позволяет однозначно решать вопрос об их генезисе.

4. До настоящего времени при изучении вещественного состава пород мезозойского чехла Западно-Сибирской низменности применяются главным образом петрографо-минералогические методы исследования. Материалы данной работы показывают, что использование геохимических методов исследования наряду с литологическими обеспечивает и делает более надежным:

- а) расчленение и корреляцию разрезов;
  - б) реконструкцию физико-географической обстановки образования осадков;
  - в) литолого-формационный анализ осадочных толщ.
-

**А. В. ГОЛЬБЕРТ**

## **ЖЕЛЕЗОНОСНЫЕ ФОРМАЦИИ В МЕЗОЗОЙСКИХ И КАИНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ**

Геологическими работами послевоенных лет на территории Западно-Сибирской низменности был открыт ряд крупных месторождений осадочных железных руд, бокситов, россыпей и других видов полезных ископаемых.

Железные руды в Западно-Сибирской низменности сосредоточены в основном в двух огромных железорудных бассейнах. Один из этих бассейнов расположен в приуральской части низменности и может быть назван Приуральским, другой — в приенисейской ее части. Последний известен под названием Западно-Сибирского железорудного бассейна. Рудоносные горизонты в этих бассейнах прослеживаются с юга на север вдоль окраин низменности на многие сотни километров. Площадь Приуральского железорудного бассейна составляет около 120, а Западно-Сибирского — более 280 тыс. км<sup>2</sup> (рис. 21). Запасы железных руд только на разведанных участках этих бассейнов исчисляются десятками миллиардов тонн.

Железные руды представлены главным образом мелководно-морскими оолитовыми разностями, приуроченными к отложениям различных стратиграфических горизонтов от юры до палеогена. Так, с осадками верхней юры в северной части Приуральского бассейна связаны руды Няксимвольской группы месторождений. Наиболее крупные месторождения подобного типа руд приурочены к отложениям верхнего мела и палеогена (Аятское, Бакчарское, Колпашевское и др. месторождения).

Западно-Сибирская низменность богата также осадочными железными рудами континентального генезиса. Крупные месторождения оолитовых бурожелезняковых руд так называемого арало-тургайского типа известны на юге низменности и приурочены к отложениям олигоцена (Лисаковское месторождение в Тургайской впадине и др.).

В последние годы установлено широкое площадное распространение бурожелезняковых руд в приказахстанской части низменности (Павлодарская область), слагающих Прииртышский железорудный бассейн площадью около 50 тыс. км<sup>2</sup> (см. рис. 1).

В мезозойских континентальных отложениях восточного склона Урала известны также бурожелезняковые руды алапаевского типа (Алапаевская, Каменская и Лангуро-Самская группы месторождений) и глиноземистые бобовые железные руды (железистые бокситы) в Режёвском и Ивдельском районах Свердловской области.

В приенисейской части низменности среди континентальных свит мезозоя не выявлено крупных месторождений. Однако и здесь, особенно

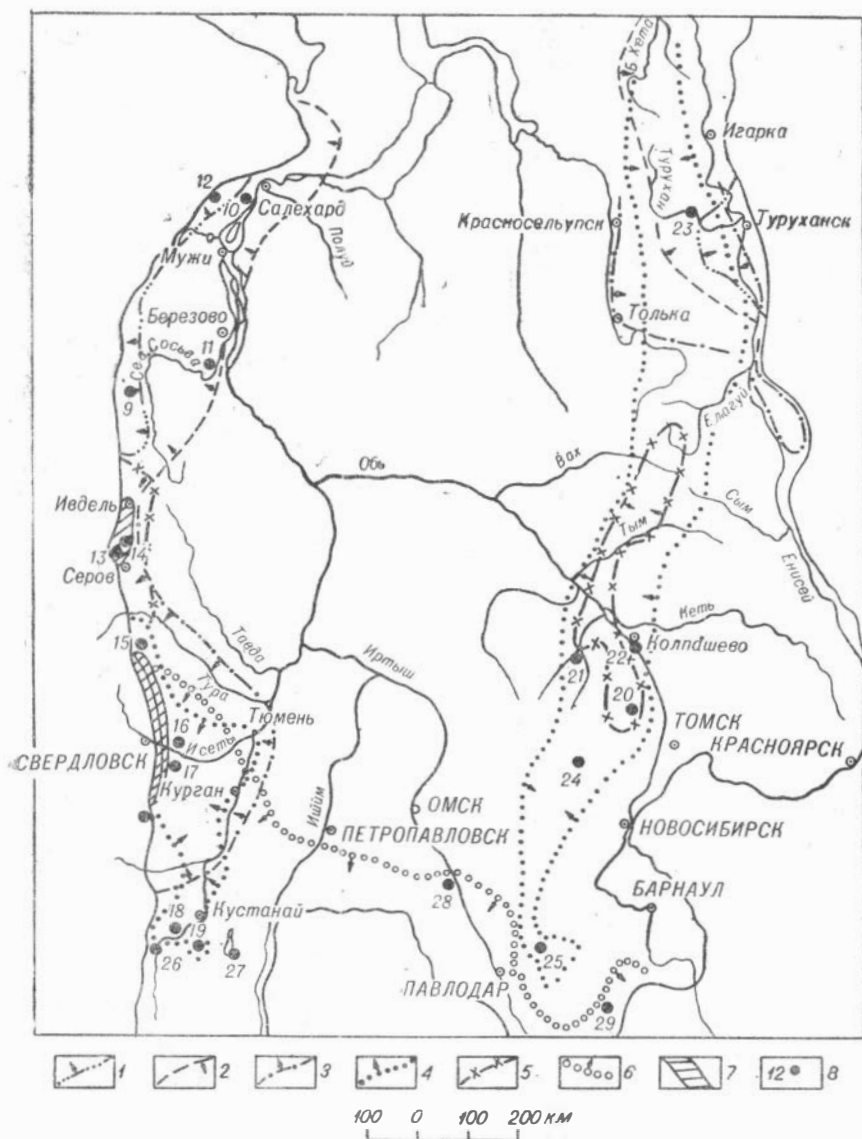


Рис. 21. Схема распространения мезокайнозойских железноносных формаций в Западно-Сибирской низменности:

1 — среднеюрская; 2 — верхнеюрская; 3 — сеноманская; 4 — сенонская; 5 — палеоценоэоценовая; 6 — олигоценная; 7 — область распространения железных руд алапаевского типа; 8 — железорудные месторождения и рудопроявления и их номера на карте; 9 — Нязимовская группа месторождений; 10 — рудопроявление в скважине 11-ПР; 11 — рудопроявление в скважине у пос. Анеево; 12 — рудопроявление в скважине 10 Таньинского профиля; 13 — Серовское месторождение (альб-сеноман); 14 — Марсятское месторождение; 15 — Мугайское месторождение; 16 — рудопроявление у с. Томакульского; 17 — Синаро-Теченское месторождение; 18 — Аятское месторождение; 19 — Затобольские рудопроявления; 20 — Бакчарское месторождение; 21 — Парабель-Чузиковское месторождение; 22 — Коллашевское месторождение; 23 — Туруханское месторождение; 24 — рудопроявление на р. Оми; 25 — рудопроявление на ст. Кулунда; 26 — Лясковское и Шнелинское месторождения; 27 — Кировское месторождение; 28 — Русско-Полянское месторождение; 29 — рудопроявление в скважине 32.

в юго-восточной части, известны многочисленные рудопроявления буржеских железняков и сидеритов в юрских, меловых и третичных осадках.

Ниже мы попытаемся обобщить материал по многочисленным железорудным месторождениям низменности с целью выяснения стратиграфической приуроченности железорудных месторождений к тем или иным горизонтам в разрезе мезокайнозоя низменности.

В работах В. П. Казаринова (1958, 1960а) уже поднимался вопрос о синхронности эпох интенсивного химического выветривания и как следствие этого одновозрастности горизонтов, перспективных на целый комплекс полезных ископаемых (рудные этажи), на чрезвычайно широких площадях, в частности на территории Западно-Сибирской низменности.

Автором статьи собран материал, свидетельствующий о наличии одновозрастных железоносных формаций в крайне удаленных друг от друга районах низменности. Приведенные ниже данные являются дальнейшим развитием идей В. П. Казаринова о цикличности процессов осадконакопления и о закономерной приуроченности рудоносных горизонтов к определенным стратиграфическим интервалам.

### ЖЕЛЕЗОНОСНЫЕ ФОРМАЦИИ И ЖЕЛЕЗОРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Как в Приуральском, так и в Западно-Сибирском бассейнах железные руды независимо от их возраста, характеризуются определенным сходством вещественного состава и структур руд и сопутствующих им пород и, как будет показано ниже, приуроченностью железоносных отложений к прибрежно-морским или континентальным осадкам нескольких синхронных для обоих бассейнов стратиграфических интервалов. Это свидетельствует о сходстве условий их образования и о существовании в течение мезозоя и кайнозоя нескольких единых для всей низменности эпох относительного тектонического покоя, выравнивания рельефа и интенсивного химического выветривания в областях питания и железонакопления в областях седиментации.

Осадки эпох железонакопления характеризуются образованием огромных масс хомогенного железистого материала и определенным набором литологических типов пород и руд.

Комплекс генетически однородных осадков, характеризующихся повышенным содержанием минералов железа (главным образом гидрогетит, сидерит, лептохлорит и глауконит), что определяет общность их вещественного состава, сопровождаемых, как правило, оолитовыми железными рудами, образовавшихся в течение данного этапа геологической истории в одинаковых или близких фациальных обстановках, мы будем именовать железоносной формацией. Эпохам химического выветривания и железонакопления в геологической истории соответствующим образом, таким образом, железоносные формации в осадках.

Данная выше формулировка железоносной формации отвечает в общих чертах принятому в геологической литературе понятию железорудной формации (Л. Н. Формозова, 1961; Ю. П. Казанский, 1960). Однако выделение формаций этими исследователями и нами осуществляется на различных принципах. Так, Л. Н. Формозова объединяет в одну формацию разновозрастные повторяющиеся в разрезе железорудные отложения, характеризующиеся только некоторой общностью вещественного состава вмещающих их отложений. Ю. П. Казанский выделяет верхнемеловую оолитовую железорудную формацию в Центральном Приобье как комплекс рудосодержащих горизонтов и вмещающих их пород широкого возрастного диапазона, среди которых имеются генетически разнородные отложения — от морских и прибрежно-морских до аллювиаль-

но-дельтовых и континентальных. Мы же при выделении железоносной формации основываемся прежде всего на сдвояности, т. е. мы объединяем в одну формацию разновозрастные генетически однородные комплексы осадков, образование которых связано с определенными этапами формирования и размыва кор химического выветривания.

В прибрежно-морских фациях железоносные формации образуют огромные тела, простирающиеся вдоль древних береговых линий на многие сотни километров, порой весьма значительной мощности. Однако в большинстве случаев, как это будет показано ниже, на территории Западно-Сибирской низменности отдельные поля железоносных осадков разбросаны в пространстве. В континентальных условиях они локализируются на сравнительно небольших площадях, ограниченных размерами бассейнов накопления осадков.

Прибрежно-морские железоносные формации слагаются следующим комплексом руд и пород. Прежде всего это оолитовые железные руды, сложенные концентрически-зональными оолитами чаще всего лептохлоритового, гидрогетитового или лептохлорит-гидрогетитового состава, сцементированными лептохлоритом, гидрогетитом или сидеритом. В рудах обычно присутствует примесь обломочного песчано-алевритового или глинистого материала и аутигенный глауконит. Значительная роль в комплексе пород железоносной формации принадлежит оруденелым породам. Это — песчаники и алевролиты с лептохлоритовым или сидеритовым цементом, содержащие то или иное количество рудных оолитов. Содержание обломочного материала в этих породах превышает 50%, а оолиты встречаются в сравнительно небольших количествах и иногда единичны. Оруденелые породы, как правило, характеризуются повышенным содержанием глауконита. Валовое содержание железа в породах этого типа низкое и колеблется от 10 до 20%, что обусловлено большим количеством обломочного материала, минералогической формой железа в цементе и типом цементации (цемент базальный, поровый или цемент соприкосновения).

К породам железоносной формации относятся кварц-глауконитовые песчаники и алевролиты на лептохлоритовом или сидеритовом цементе, а также сидериты, песчаные и глинистые сидериты, сидеритизированные и хлоритизированные глины.

С удалением от береговых линий прибрежно-морские железоносные формации фациально замещаются глауконитсодержащими алевролитами и глинами. Еще далее к центру бассейна постепенно исчезает и глауконит.

Континентальные железоносные формации слагаются обычно массивными, оолитовыми или бобовыми буро-железистыми рудами, железистыми кварцевыми песками и песчаниками, сидеритами и песчанистыми сидеритами. Осадки содержат прослои и линзы охр и пестроцветных ожелезненных глин. Рудоносные пачки чрезвычайно не выдержаны как по разрезу, так и по простираю и обычно быстро выклиниваются. Основными рудообразующими минералами континентальных железоносных формаций являются гидрогетит и сидерит. Иногда в них отмечаются повышенные содержания глинозема, марганца и других компонентов.

Образование всего комплекса пород железоносной формации является следствием взаимодействия целого ряда факторов как регионального (климат, длительность и интенсивность процессов выветривания, тектонический режим в области питания), так и локального порядка (фациальная зона, динамика и характер среды осадконакопления, удаленность области питания от береговой линии, петрографический состав питающей провинции и т. п.). Если для образования железоносной формации в широком смысле этого слова необходимо и достаточно наличия

благоприятных региональных факторов, то для формирования в ней месторождений с крупными запасами кондиционных железных руд необходимо удачное сочетание их с факторами локального порядка. Поэтому каждая из выделенных в мезокайнозой низменности формаций характеризуется большей или меньшей областью распространения, мощностью, а также лучшим или худшим соотношением в ней руд и пород, что в конечном счете определяет ее перспективность.

### СРЕДНЕЮРСКАЯ ЖЕЛЕЗОНОСНАЯ ФОРМАЦИЯ (?)

В настоящее время имеются данные, которые позволяют поставить вопрос о существовании во второй половине средней юры эпохи железонакопления.

В северо-восточной части низменности признаки рудоносности впервые были описаны В. Д. Накоряковым. В скважинах 4, 5, 6 и 19 профиля по р. Нижней Баихе (правый приток р. Турухан) в верхней части разреза среднеюрских осадков им был описан прослой мощностью до 1 м буровато-зеленых и темно-зеленых песчаников, содержащих железистые оолиты. Позже А. В. Гольберт, В. А. Каштанов и Г. Н. Черкасов устанавливают присутствие в разрезе тех же скважин на глубине от 225 до 315 м слоистых алевритов и мелкозернистых песчаников, содержащих глауконит и оолиты лептохлорита. Цемент песчаников лептохлоритовый. В этих осадках В. К. Комиссаренко определен байсс-батский комплекс фораминифер.

В верхних горизонтах осадков средней юры бассейна р. Турухана отмечается значительное содержание глауконита.

Возможность железонакопления в этот период обуславливалась, вероятно, формированием коры выветривания в области питания, что подтверждается довольно высоким коэффициентом мономинеральности (1,7) осадков верхней части разреза среднеюрской толщи в бассейне р. Турухана по сравнению с нижними ее горизонтами (1,3) и другими данными литолого-петрографических исследований мезозойских отложений этого района (В. А. Каштанов, А. В. Гольберт, 1961).

В северо-западной части низменности признаки железонаосности среднеюрских отложений установлены в скважине 10 Таньинского профиля. Здесь, по данным Салехардской экспедиции ВНИГРИ, в основании угленосной серии осадков (бат-келловей-нижний оксфорд) залегает толща грубообломочных пород с прослоями зеленоватых песчаников и глин «с примесями хлорита», являющаяся наиболее древним членом яны-маньинской свиты (бат-келловей). Та же свита в Северо-Сосьвинском грабене, по данным В. А. Лидера, В. В. Гуляева и других, содержит прослой глауконито-кварцевых песков и лептохлорит-сидеритовых пород. Приведенные выше факты свидетельствуют о существовании в конце среднеюрской эпохи, по крайней мере в северных районах Западной Сибири, условий, благоприятных для формирования коры выветривания и железонакопления в осадках среднеюрских бассейнов. В южных районах низменности среднеюрская кора выветривания ранее была выделена Ю. П. Казанским (1960).

### ВЕРХНЕЮРСКАЯ ЖЕЛЕЗОНОСНАЯ ФОРМАЦИЯ

По имеющимся в настоящее время данным, формация распространена только в северных районах низменности (см. рис. 1).

В северо-западной части низменности верхнеюрские железные ру-



ды впервые были установлены В. А. Лидером в 1948 г. в бассейне р. Северной Сосьвы. Руды приурочены к осадкам федоровской свиты, возраст которой, по данным В. А. Лидера, охватывает волжский ярус юры и низы валанжина.

Федоровская свита, по материалам В. В. Гуляева, А. М. Сухорукова и Х. М. Таликова, представлена в основном глауконито-кварцевыми песчаниками, а также «железистыми оолитовыми песчаниками». В основании свиты преобладают глауконито-кварцевые и кварц-глауконитовые алевролиты с глинистым цементом. Выше залегает собственно рудный горизонт. Это оолитовые лептохлорит-сидеритовые руды, мелкозернистые глауконито-кварцевые песчаники и алевролиты с неравномерно распределенными в них оолитами на лептохлорит-сидеритовом, кальцитовом, а местами фосфатно-глинистом цементе. Выше залегают глауконитовые песчаники с обильной фауной пеллеципод. Разрез свиты венчают оолитовые лептохлорит-глауконитовые породы, переслаивающиеся с глауконитовыми песчаниками и гравелитами с фауной нижневаланжинского возраста.

Железоносная толща залегает на морских осадках кимериджа и перекрывается морскими глинами валанжина. Мощность свиты уменьшается с запада на восток от 60 до 16 м.

Как видно из приведенного описания, федоровская свита Северо-Сосьвинского бассейна представляет собой, в нашем понимании, железоносную формацию.

Поисково-разведочными работами на левобережье среднего течения р. Северной Сосьвы был околочен горизонт железных руд, вытянутый в виде полосы шириной не менее 10—15 км с севера на юг примерно на 125 км. Средняя мощность горизонта 14 м. В этой полосе выделено несколько участков с промышленными запасами железных руд и с содержанием железа от 26 до 30 и более процентов (Няксимвольская группа месторождений).

Этими месторождениями исчерпываются все известные на сегодняшний день в низменности более или менее крупные концентрации железных руд верхнеюрской формации. Однако сама железоносная формация пользуется в северо-западной части низменности гораздо более широким распространением и сейчас может быть прослежена на север от бассейна р. Северной Сосьвы до широты 66°. Так, в скважине 2 на р. Войкаре А. В. Гольбертом, В. А. Каштановым и Г. Н. Черкасовым в 1961 г. в верхах разреза морской верхней юры установлено присутствие аналогов железоносной федоровской свиты. В разрезе этой скважины в интервале 303—385 м наблюдаются переслаивающиеся серые и зеленовато-серые песчаники, алевролиты и глины, песчаники и алевролиты с лептохлоритовым цементом, а в основании толщи содержится прослой плотных карбонатно-глинистых пород с неравномерно распределенными в них оолитами гидрогетита и с обильной фауной пеллеципод волжского века.

В разрезе скважины 17-ПР (близ устья р. Войкара) в верхах морской толщи верхней юры отмечены лептохлоритовые песчаники и алевролиты с оолитами лептохлорита.

Железоносные породы в морских осадках верхней юры отмечаются также в кимеридже. В одной из скважин у Салехарда на размытой поверхности отложений оксфорда лежит шестнадцатиметровая пачка кимериджа, нижняя часть которой характеризуется присутствием зеленых песчаников и алевролитов, содержащих глауконит и лептохлорит. В скважинах 24-ПР (среднее течение р. Полуя) и 11-ПР на левом берегу р. Оби у пос. Питляр А. В. Гольбертом, А. В. Каштановым и

Г. Н. Черкасовым в 1961 г. описаны верхнеюрские мелкозернистые песчаники, алевролиты и глины с глауконитом и лептохлоритом.

В Березовском районе широким распространением пользуются глауконитовые песчаники волжского яруса, а в районе пос. Анеево (скважина 220), по сообщению Ю. Н. Карагодина, в песчаниках кимериджа наблюдаются рудные оолиты.

В северо-восточной части Западно-Сибирской низменности железорудные месторождения верхнеюрского возраста неизвестны, но осадки верхнеюрской железоносной формации отмечаются в Усть-Енисейском районе, в бассейне р. Турухана и в смежных районах Хатангской впадины.

В Усть-Енисейской впадине песчано-алевролитовые породы с глауконитом и лептохлоритом отмечаются в разрезе морских осадков кимериджского яруса. Отложения волжского яруса представлены здесь глубокоководными фациями.

В западных районах Хатангской впадины описаны лептохлоритовые и «железистые» песчаники кимериджа (р. Чернохребетная), лептохлоритовые известковистые алевролиты и песчаники волжского яруса, а также лептохлоритовые известковистые песчаники с многочисленными раковинами пелеципод волжско-валанжинского возраста (В. Н. Сакс и др., 1959).

Глауконито-кварцевые пески и песчаники мощностью до 35 м отмечаются также в разрезе морских осадков верхней юры в бассейне р. Турухана. Песчаники с оолитами лептохлорита на лептохлоритовом цементе в 1961 г. описаны А. В. Гольбертом, В. А. Каштановым и Г. Н. Черкасовым в верхах разреза морских осадков верхней юры в скважине 6, расположенной на левом берегу р. Енисей примерно в 40 км выше пос. Туруханск.

В южных и центральных районах низменности в морских осадках верхней юры также отмечается повышенное содержание глауконита. В большинстве разрезов это, однако, глубокоководные фации.

### АПТ-СЕНОМАНСКИЕ ЖЕЛЕЗОНОСНЫЕ ФОРМАЦИИ

Согласно представлениям В. П. Казаринова (1958, 1960б), с конца баррема до середины апта формируется новая кора выветривания и происходит накопление хемогенных продуктов, в том числе железных руд. Существование баррем-аптской коры выветривания подтверждается большим фактическим материалом как по литологии осадков, так и на примере месторождений железных руд, бокситов, россыпей и других полезных ископаемых. С этой корой выветривания связаны, в частности, алапаевские и каменские железные руды (алапаевская свита, готерив-баррем-апт), бобовые железо-глиноземистые руды Режевской группы месторождений (синарская свита, апт-альб), бокситы восточного склона Урала, Тургайской впадины и Западной Сибири (апт-альб).

Существование эпохи химического выветривания и железнакопления в баррем-аптское время, таким образом, не вызывает сомнений. Однако, как будет показано ниже, накопление хемогенных продуктов коры выветривания, в данном случае формирование железных руд, продолжалось, по-видимому, в альбе и сеномане (например, Серовское месторождение альб-сеноманского возраста), возможно даже в начале турона. Формирование железных руд в сеноманское время может быть проиллюстрировано на примере описанной ниже сеноманской прибрежно-морской железоносной формации. Наблюдается, таким образом, единый комплекс

существенно хемогенных осадков формации коры выветривания от конца баррема до сеномана включительно с заметным возрастанием роли терригенных продуктов в альбе (бокситы) и сеномане, знаменующем собой некоторое оживление тектонической деятельности в этот период.

Сеноманская прибрежно-морская железозносная формация фиксируется в ряде пунктов в западной, юго-западной, а также в северо-восточной частях низменности (см. рис. 21). На остальной части восточной окраины низменности в этот период продолжалось накопление континентальных осадков покурской свиты (апт-альб-сеноман).

В северо-западной части низменности в районах, где в юрский период формировалась верхнеюрская железозносная формация, в начале верхнемеловой эпохи железозносные осадки не отлагались даже в прибрежных фациях. Это связано, вероятно, с неблагоприятной климатической обстановкой в этой области в начале верхнемеловой эпохи. Прибрежно-морские осадки сеномана представлены здесь сероцветными алевролитами и глинами (алевролиты известковистые, иногда переходящие в алевритовые известняки). В Азово-Мужинском районе в осадках сеномана появляются прослои известняков, а в скважине 1-КП у пос. Азовы, по данным Салехардской экспедиции ВНИГРИ, встречен прослой «карбонатной оолитовой породы с глауконитом и пиритом».

Южнее, в Березовском районе, осадки сеномана представлены однообразной толщей алевритов с прослоями глин, известняков и песчаников с карбонатным, реже кремнисто-глинистым цементом. В целом для этого района характерна повышенная карбонатность осадков сеномана по сравнению с более северными районами.

В северо-западной части низменности железозносные отложения, таким образом, отсутствуют. Зато здесь отмечается повышенная карбонатность разреза сеномана. Это в некоторой мере обусловлено, по-видимому, тем, что на Полярном Урале формирование коры выветривания находилось в начальной стадии, в стадии высвобождения и миграции легкорастворимых компонентов.

На Северном, Среднем и Южном Урале формирование коры выветривания в сеномане происходило в более благоприятной обстановке. Развитие элювия сопровождалось здесь высвобождением железа, выносом его из коры выветривания и осаждением в прибрежно-морских фациях сеноманского бассейна. Именно поэтому здесь, в прибрежно-морских фациях, формировалась и широко распространена в настоящее время сеноманская железозносная формация, приуроченная к нижней, вероятно, сеноманской части мугайской свиты (сеноман-турон).

В Северном Приуралье сюда относится Марсятское месторождение бурых железняков и сидеритов, расположенное у ст. Марсяты в Ивдельском районе Свердловской области. Месторождение находится на одной площади с одноименным месторождением марганцевых руд и подстилает последнее. Железные руды на месторождении приурочены к прибрежно-морским отложениям мугайской свиты, залегающей на нижнемеловых континентальных отложениях, а местами — на коре выветривания палеозойских пород. Осадки мугайской свиты перекрыты морскими опоковидными глинами и аргиллитами палеоцена.

Рудный горизонт сложен оолитовыми гетит-сидерит-лептохлоритовыми рудами, сидеритами, сидеритовыми песчаниками, бурыми оолитовыми железняками и железистыми песчаниками. В основании горизонта лежит пачка глин и песков с глауконитом. Мощность рудного горизонта колеблется от 0,4 до 12 м (К. Е. Кожевников, В. А. Адамчук, 1951).

Севернее данного месторождения сеноманская железозносная формация прослеживается в скважинах широтных поисковых линий от

дер. Северной Самы на юге до развезда Лосиного на севере. Здесь, по данным А. И. Краевой, во впадинах сохранились от размыва осадки сеномана, представленные алеврититами, глинами и песками с прослоями сидеритовых и оолитовых лептохлоритовых песчаников и оолитовых железных руд мощностью от 0,05 до 6 м. В кровле рудоносных осадков лежат морские отложения сантона и палеогена.

В Среднем и Южном Приуралье сеноманская железоносная формация распространена от среднего течения р. Тагила на севере до р. Уй на юге и от Урала на западе до р. Тобола на востоке (см. рис. 21). На этой территории известны Мугайское месторождение оолитовых железных руд и ряд рудопроявлений.

Как и на Марсытском месторождении, железные руды Мугайского бассейна приурочены к прибрежно-морским отложениям мугайской свиты. Свита здесь залегает на континентальных осадках мысовской свиты (альб-сеноман) и перекрывается морскими глинами кузнецовской свиты (турон).

Сеноманские оолитовые железные руды в низах мугайской свиты установлены также в южной части Верхне-Синячихинского и западной части Ирбитского районов Свердловской области, где выявлен и околочен горизонт оолитовых железных руд, являющийся, по мнению Н. Б. Малютина, продолжением Мугайского месторождения. По данным Н. Б. Малютина, они установлены также в скважинах у с. Тамакульского (в 30 км к северо-востоку от Катайска) и у с. Ингалинского, что в 80 км южнее Тюмени. П. К. Винокуров описывает сеноманские оолитовые железные руды на Усть-Уйском участке.

В приенисейской части низменности железоносные отложения сеноманской формации известны только в Енисейской впадине. Здесь на большой площади, ограниченной с запада р. Таз, с востока р. Енисеем, а с юга бассейном р. Елогуя, распространен горизонт прибрежно-морских песчано-алевритовых с прослоями гравелитов пород, относимый одними исследователями к сеноману (Н. И. Байбародских, Л. И. Скрылева) другими — к альб (?)-сеноману (В. А. Каштанов, А. В. Гольберт) и сеноман-туруну (В. Д. Накоряков). Горизонт залегает на размытой поверхности покурской свиты и перекрывается морскими глинами и алеврититами турона. Для этого горизонта характерны кварцевые гравелитистые песчаники, содержащие зерна глауконита и многочисленные перетолженные бобовины континентальных железистых бокситов, а также гальку выветрелых ожелезненных и хлоритизированных диабазов траппового комплекса Сибирской платформы. Песчаники цементируются лептохлоритом или сидеритом, тип цементации базальный (В. А. Каштанов, А. В. Гольберт, 1961). Горизонт вскрыт целым рядом скважин по рр. Турухану и Нижней Баихе, а также Красноселькупской и Толькинской скважинами на р. Таз.

Содержание  $Fe_2O_3$  в гравелитистых песчаниках, по данным М. И. Толстихиной, колеблется в пределах 13—36%. Лептохлорит-сидеритовый состав цемента песчаников этого горизонта свидетельствует о поступлении в бассейн седиментации железистых растворов.

Содержащиеся в песчаниках перетолженные бобовины континентальных бокситов, высокий коэффициент мономинеральности (равный в среднем для всего горизонта 1,7 и повышающийся в гравелитистых прослоях до 3,4) и другие особенности минералогического состава этих отложений (В. А. Каштанов, А. В. Гольберт, 1961) свидетельствуют о том, что еще раньше, по-видимому в апте и частично в альбе, на западной окраине Сибирской платформы формировалась кора выветривания латеритного типа с элювиальными и осадочными бокситовыми месторож-

дениями. В сеномане в условиях продолжающегося химического выветривания начались довольно интенсивные тектонические подвижки, приведшие к усилению эрозии коры выветривания и бокситовых месторождений и накоплению их продуктов в области седиментации.

Необходимо подчеркнуть, что размыв элювиального плаща происходил, очевидно, в обстановке продолжающегося и достаточно интенсивного химического выветривания, на что указывает высокое содержание в осадках минералов, образовавшихся из растворов железа, алюминия и кремнезема (лептохлорит). Однако в сеноманское время выветривание не было столь глубоким и интенсивным, как в предшествующий период, и не приводило, очевидно, к формированию глубоко разработанного элювия. Это связано было с неблагоприятной тектонической обстановкой и как следствие этого с усиленной эрозией. На это указывает, в частности, отсутствие в осадках сеномана минералов свободного глинозема, грубозернистый состав и плохая сортировка отложений.

Приведенный пример позволяет сделать вывод о том, что образование хемогенных месторождений железа и, очевидно, некоторых других видов полезных ископаемых может происходить за счет размыва коры выветривания, но непременно в обстановке достаточного химического выветривания, что является необходимым условием перевода труднорастворимых соединений металлов в растворы и их миграции.

### СЕНОНСКАЯ ЖЕЛЕЗОНОСНАЯ ФОРМАЦИЯ

С сенонской формацией коры выветривания, выделенной В. П. Казариновым, связана железозносная формация, отчетливо фиксируемая в разрезе верхнемеловых прибрежно-морских осадков низменности. С этой формацией связаны наиболее крупные месторождения осадочных железных руд в Западной Сибири.

Формация пользуется чрезвычайно широким распространением в приенисейской части Западно-Сибирской низменности, протягиваясь широкой полосой с севера на юг вдоль ее восточного борта.

На западной окраине низменности формация распространена в основном в Среднем и Южном Приуралье (см. рис. 21).

В Северном Приуралье железные руды этой формации неизвестны, но здесь распространены существенно обогащенные аутигенным глауконитом осадки сантона, кампана и маастрихта. В Салехардском районе на левобережье Оби осадки сенона полностью размывы, а восточнее — представлены глубоководными фациями.

Мелководно-морские осадки сенона, с которыми связаны фации оолитовых железных руд, в Среднем Приуралье распространены в виде узкой полосы в непосредственной близости к Уралу. К югу полоса значительно расширяется, достигая 64° восточной долготы. В юго-западной части низменности сенонская железозносная формация отмечается в северных районах Тургайской впадины. В северной части этой полосы располагается Синаро-Теченское месторождение. Южнее известен ряд рудопроявлений, а на юге, в Тургайской впадине, разведано огромное Аятское месторождение оолитовых железных руд.

Синаро-Теченское месторождение располагается на водоразделе рр. Синары и Течи (северо-западная часть Курганской области). Рудозносная толща, по материалам Н. Б. Малютина, приурочена к верхам коньяк-сантон-кампанских отложений и представляет собой пластовую залежь, вытянутую в меридиональном направлении на 22 км при ширине до 5 км. Руды подстилаются песчаниками и глинистыми песками слав-

городской свиты (верхний сантон-кампан) и перекрываются мергелистыми глинами ганькинской (маастрихт) свиты.

В составе рудной пачки, по данным Л. А. Умовой, выделяются бобовые гидрогетит-глауконит-лептохлоритовые и глауконит-лептохлоритовые руды, песчаники глауконито-кварцевые с сидерит-лептохлорит-глинистым цементом и рудными бобовинами. Мощность пачки 1—8 м. Бобовины гидрогетита, по мнению Л. А. Умовой, образовались путем окисления глауконитовых зерен. Содержание железа в рудах месторождения — до 31,6 %.

Железные руды сенонской формации отмечаются иногда на значительном удалении от Урала. Так, в основании осадков славгородской свиты в скважинах 1, 2, 3 и 7 Ингалинской площади, по данным Н. Б. Мажютина (1960 г.), залегает пачка кварцевых мелкозернистых песков и песчаников с прослоями и линзами бурого железняка оолитового строения. Мощность этой пачки от 19 до 69 м.

Аятское месторождение расположено на водоразделе рр. Аята и Тобола в северо-западной части Кустанайской области Казахской ССР.

Рудный горизонт, представленный оолитовыми лептохлорит-сидеритовыми рудами (реже гидрогетит-сидеритовыми) и хорошо выдержанный по простиранию и по мощности, залегает горизонтально на кварцево-глауконитовых песках сеномана, иногда со слабо выраженным размывом. В западной части бассейна подстилающими породами являются лигнитовые глины, граница с которыми также несет следы размыва. Мощность рудного горизонта обычно колеблется в пределах 2—5 м. Рудный горизонт перекрывается пачкой надрудных лигнитовых глин, морскими осадками кампана, маастрихта и палеогена (А. А. Жиликов, Д. Д. Топорков, М. Ф. Узбеков, 1956).

Возраст рудного горизонта Аятского месторождения не ясен. Известно только, что он с размывом ложится на пески сеномана и перекрывается фаунистически охарактеризованными отложениями кампана.

Упомянутые выше исследователи датируют возраст железорудного горизонта турон-сантоном (?) Б. П. Кротов (1956) считает железные руды Аятского месторождения осадками регрессирующего бассейна. Поскольку с сеномана наблюдается нарастание трансгрессии с максимумом ее в туроне, генезис аятских руд следует, вероятно, связывать с регрессией туронского моря, начавшейся в коньякском веке, а возраст руд предполагать послетуронским (коньяк-сантонским)<sup>1</sup>. Руды аятского типа в северной части Тургайской впадины встречены также на Тобол-Убаганском междуречье (Затобольская группа месторождений).

В приенисейской части Западно-Сибирской низменности сенонская железоносная формация слагает мощную генетически однородную толщу прибрежно-морских преимущественно песчано-алевритовых осадков с глауконитом, лептохлоритом и сидеритом, протягивающуюся вдоль восточной окраины низменности более чем на полторы тысячи километров. В толще заключено несколько горизонтов оолитовых железных руд.

В этой железоносной толще, возраст которой охватывает интервал от коньяка до маастрихта, почти на всем ее протяжении выделяются два основных горизонта железных руд — нарымский и колпашевский. Первый залегает в нижней части разреза сенонских осадков и датируется коньяк(?) -сантоном. Колпашевский — залегает в верхней части железоносной толщи и датируется кампан(?) -маастрихтом. Эти горизонты вместе с лежащим в отложениях палеоцен-эоцена (?) бакчарским горизонтом и слагают железорудный бассейн, названный Западно-Сибирским.

<sup>1</sup> Предположение автора является дискуссионным.— *Прим. ред.*

В южной приобской части этого бассейна разведаны и изучены такие крупные месторождения, как Бакчарское, Колпашевское и Парабель-Чузыкское (Томская область), а в северной — Туруханское месторождение оолитовых железных руд повышенной основности. Эти месторождения, как и весь бассейн в целом, будут подробно описаны в подготавливаемой сейчас к печати монографии коллектива авторов «Западно-Сибирский железорудный бассейн» (Изд-во СО АН СССР). Поэтому мы ограничимся лишь самой общей характеристикой Бакчарского месторождения, где разрез железоносных отложений наиболее полный, и Туруханского как менее известного в литературе.

Бакчарское месторождение, являющееся наиболее разведанным участком Западно-Сибирского бассейна, расположено на территории Бакчарского района Томской области. Площадь месторождения около 1200 км<sup>2</sup>. Месторождение слагается тремя горизонтами оолитовых железных руд осадочного генезиса, два из которых приурочены к нижней сенонской железоносной формации, а третий, верхний — к палеоцен-эоценовой.

Сенонская рудоносная толща залегает на морских осадках ипатовской свиты и перекрывается морскими осадками палеоцен-эоцена (?), верхнего эоцена и олигоцена. Разрез венчает толща континентальных осадков некрасовской серии (олигоцен) и четвертичные отложения. Ю. П. Казанский (1960) отмечает размыв верхней части сенонских осадков перед отложением на них нижнетретичных отложений.

Нижний (нарымский) горизонт железных руд сенонской железоносной формации приурочен к нижней ее части. Руды его обычно бедные и представлены оолитовыми гидрогетит-лептохлоритовыми разностями. Верхний (колпашевский) горизонт, по материалам А. А. Бабина и Н. Х. Белоус, приурочен к верхней части сенонской толщи. Горизонт сложен оолитовыми бурожелезняковыми рудами с содержанием железа 30—45% и мощностью около 20 м.

Туруханское месторождение расположено в северной части Западно-Сибирского бассейна в среднем течении р. Турухана на севере Красноярского края. Железные руды здесь также приурочены к сенонской железоносной толще. Полого погружаясь на запад, железоносная толща лежит на морских глинисто-алевритовых осадках турона и с размывом перекрывается континентальными песками верхнесымской подсвиты (маастрихт-дат). По положению в разрезе возраст железоносной толщи условно датируется сеноном (коньяк-маастрихт). По литологическим признакам железоносная толща подразделяется здесь на две пачки, каждую из которых венчает горизонт оолитовых железных руд. Нижняя пачка условно датируется нижним сеноном (коньяк-сантон), а венчающий ее горизонт руд сопоставляется с нарымским. Верхняя пачка, выделенная под названием Туруханского железоносного горизонта, по-видимому, отвечает по возрасту кампан-маастрихту. Горизонт железных руд, венчающий эту пачку, условно сопоставляется с Колпашевским. Руды на месторождении представлены в основном лептохлоритовыми и гидрогетит-лептохлоритовыми разностями, содержат до 36% железа и отличаются от других руд подобного типа повышенным содержанием извести. Мощность всей рудоносной толщи сенона в бассейне р. Турухана достигает 300 м, а мощность руд — от 7 до 25 м (В. А. Каштанов, А. В. Гольберт, 1961 г.).

В Усть-Енисейском районе, в бассейнах рр. Большой и Малой Хеты, сенонская железоносная формация прослеживается в скважинах Междухетского профиля. В верхах этой толщи В. З. Махлиным определена фауна сантонского возраста.

Сенонская железоносная формация с горизонтом оолитовых желез-

ных руд прослеживается также по данным А. Ф. Черкашина, С. Б. Шацкого, Е. М. Зубарева, в скважинах по р. Елогу и его притоку Келлогу, в верховьях рр. Ваха и Тыма и в долине р. Васюгана.

В южной части Западно-Сибирского бассейна сенонские железные руды выявлены бурением в долине р. Оми и в скважине близ ст. Кулунда (В. П. Казаринов, 1958).

## ПАЛЕОЦЕН-ЭОЦЕНОВАЯ ЖЕЛЕЗОНОСНАЯ ФОРМАЦИЯ

В начале третичного периода в Западной Сибири отмечается новая эпоха железнакопления, которую В. П. Казаринов (1958, 1960а) связывает с корой выветривания, формировавшейся в палеоцене и первой половине эоцена.

Железоносная прибрежно-морская формация, соответствующая коре выветривания этого возраста, широко распространена в юго-восточной части низменности. К этой формации принадлежат железные руды Бакчарского горизонта Западно-Сибирского бассейна. С этими осадками связано крупнейшее в Западной Сибири Бакчарское месторождение оолитовых железных руд (см. рис. 1).

Рудоносный горизонт в районе месторождения залегает обычно непосредственно на осадках сенонской железоносной формации, сливаясь, таким образом, с последней. Однако местами, как указывает Ю. П. Казанский (1960), он залегает на морских и прибрежно-морских песках палеоцен-нижнего эоцена (?), которые, в свою очередь, с размывом ложатся на железоносные осадки верхнего мела. Перекрывается Бакчарский горизонт морскими осадками люлинворской (эоцен) и чеганской (верхний эоцен — нижний олигоцен) свит.

Руды Бакчарского горизонта сложены в основном оолитами гидрогетита с сидеритовым и гидрогетитовым цементом или рыхлыми гидрогетитовыми разностями. Средняя мощность руд на Бакчарском месторождении 12,8 м; содержание железа достигает 42 и более процентов. Запасы руд с содержанием железа свыше 36% только по Бакчарскому горизонту составляют, по данным А. А. Бабина, 12,6 млрд. т.

Севернее Бакчарского месторождения палеоцен-эоценовая железоносная формация прослеживается в бассейне рр. Ваха и Тыма. Здесь в ряде скважин, по данным Н. Х. Белоус, фиксируются осадки Бакчарского железорудного горизонта.

В 40 км восточнее Колпашева, в скважине, расположенной на р. Кети, Т. И. Гурова (1958) описала пласт мощностью до 2 м глауконитокварцевых песчаников с оолитами гидрогетита и лептохлорита на сидерит-лептохлоритовом цементе. Содержание железа в этих породах 11,5%. Возраст песчаников на основании спорово-пыльцевых комплексов определяется как эоценовый.

В южной части низменности палеоцен-эоценовая железоносная формация прослеживается только в отдельных скважинах. Бедные железные руды с оолитами гидрогетита и лептохлорита на лептохлорит-сидеритовом цементе (содержание железа 22%), залегающие в толще кварц-глауконитовых песков эоцена, вскрыты скважиной, расположенной близ ст. Кулунда, на глубине 380—386 м. Кварцевые пески, сцементированные сидеритом, описаны И. Г. Зальцманом (1957) в скважине на ст. Ключи на глубине 324—326 м. Возраст этих осадков, по устному сообщению И. Г. Зальцмана, датируется эоценом.

В северо-восточных районах Западно-Сибирской низменности морские осадки палеоцена и эоцена отсутствуют. Однако в Усть-Енисейском



районе, на р. Соленой (приток р. Б. Хета) распространены мелкозернистые пестроцветные пески мощностью более 30 м, в нижних горизонтах которых наблюдаются пропластки ожелезненных песчаников и алевролитов.

На остальной части низменности в течение палеоцена и эоцена существовал морской режим осадконакопления. В Приуралье и в южных районах низменности распространены прибрежно-морские фации. Вдоль восточного склона Урала палеоценовые отложения сложены в основном аргиллитами, диатомитами и кварц-глауконитовыми песчаниками. В бассейне р. Северной Сосьвы в них содержатся прослои сидеритов.

В Салехардском районе, на левобережье Оби осадки палеоцена и эоцена размыты предчетвертичной эрозией. В южной части низменности и в пределах северо-восточного Казахстана распространена толща глауконитовых песков нижнего эоцена мощностью до 40 м. Железные руды в осадках палеоцена и эоцена ни в Приуралье, ни в южных районах низменности пока не установлены.

Таким образом, палеоцен-эоценовая железоносная формация характеризуется наличием железных руд в юго-восточной части низменности, а в остальных районах эпоха массового выноса и отложения железа ознаменовалась накоплением в осадках глауконита. В Северном Приуралье с этой эпохой связано также образование марганцево-рудных месторождений.

### ОЛИГОЦЕНОВАЯ КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ ЖЕЛЕЗОНОСНАЯ ФОРМАЦИЯ

После регрессии чеганского моря в Западно-Сибирской низменности устанавливается континентальный режим и накапливаются песчаные и глинистые отложения олигоцена, неогена и четвертичного возраста.

В южных районах низменности с отложениями среднего и верхнего олигоцена связаны крупные месторождения оолитовых бурожелезняковых руд арало-тургайского типа. Сюда относятся Лисаковское и аналогичные ему по условиям залегания и генезису, но более мелкие по масштабам Шиелинские и Кировское месторождения в Тургайской впадине (см. рис. 1). Эти месторождения детально разведаны и сравнительно хорошо изучены (А. Л. Яницкий, 1956, 1960).

Рудная залежь Лисаковского месторождения протягивается в широтном направлении в виде узкой полосы от пос. Котюбок (Тарановский район Кустанайской области) на 100 км при ширине от 1,5 до 4 км. Месторождение залегает в широкой ложбине, врезанной в чеганские глины, и перекрывается маломощным покровом четвертичных суглинков. Местами залежь выходит на дневную поверхность.

Аллювиальная косослоистая рудоносная пачка сложена в основном разнозернистым кварцевым песком с переменным количеством оолитов-гидрогетита. В песках обособляются прослои и линзы сыпучих руд, состоящих иногда из одних только оолитов гидрогетита (руда «мак»). Реже встречаются плотные сцементированные гидрогетитом или сидеритом разности руд. Среднее содержание железа в балансовых рудах 35%. Средняя мощность таких руд 11,85 м. Возраст руд датируется средним олигоценом (кутан-булакская свита).

Олигоценовые железные руды отмечаются также в Южном и Среднем Приуралье (А. П. Сигов и др., 1960). В этих районах они слагают отчетливо выраженные в рельефе холмы, представляющие собой, по мнению М. Н. Дегтевой, останцы некогда более широко распространенного горизонта. Возраст этих отложений датируется ею как верхний

олигоцен. Таковы Кунашакское (Свердловская область), Тотниковское, Троицкое, Размазинское (Тюменская область) рудопоявления бурых железняков. Руды здесь гидрогетитовые, обычно сильно песчанистые, содержание  $Fe_2O_3$  — 33,5%;  $FeO$  — 2,7%.

В последние годы установлено широкое площадное распространение олигоценовых бурожелезняковых руд в приказахстанской части низменности (Павлодарская область), слагающих Прииртышский железорудный бассейн (см. рис. 1). На этой территории многочисленными скважинами вскрыты железистые кварцевые пески и оолитовые руды в отложениях верхнего олигоцена. Здесь же опоисковано несколько месторождений (Русско-Полянское, Лошиновское и др.).

Русско-Полянское месторождение расположено у одноименного села в северной части Павлодарской области. Рудоносная толща здесь прослежена с юго-запада на северо-восток на протяжении около 100 км при ширине около 60 км и мощности от 0,35 до 15,8 м. Руды приурочены к пескам знаменской свиты (верхний олигоцен). Свита залегает на глинах новомихайловской свиты (средний — верхний олигоцен) и перекрывается континентальными отложениями бурлинской серии (миоцен — плиоцен).

Рудоносная толща, по материалам З. Я. Сердюк и В. С. Храпова, слагается оолитовыми гидрогетитовыми и гидрогетит-лептохлорит-сидеритовыми рудами, чередующимися с песчаниками и алевролитами на лептохлоритовом или сидеритовом цементе. Содержание железа в рудах колеблется в пределах 29,6—35,5%. Мощность прослоев руд до 4 м.

Рудный горизонт на Лошиновском месторождении прослежен редкими скважинами на 44 км с юга на север и на 15 км с запада на восток. Руды оолитовые, гидрогетит-лептохлоритовые, сильно разубоженные обломочным кварцем. Содержание железа от 20 до 42%. Мощность горизонта от 3 до 6 м.

В предальтайской части низменности ожелезненные конгломераты и кварцевые пески с оолитами гидрогетита чаграйской свиты (верхний олигоцен) зафиксированы в скважине 32 гидрогеологической экспедицией ЗСГУ на глубине 171 м.

В более северных и восточных районах низменности олигоценовые железные руды неизвестны.

Олигоценовая железноносная формация образовалась, по-видимому, только в южных районах низменности, что было связано, вероятно, с благоприятной климатической обстановкой, господствовавшей здесь в этот период.

Основываясь на существующих предположениях о возрасте месторождений и других крупных концентраций железа в осадках, в мезокайнозойской истории Западной Сибири намечаются достаточно разновозрастные для всей этой обширной территории эпохи интенсивного химического выветривания и соответствующие им эпохи железнакопления:

- 1) среднеюрская, имевшая место в конце средней юры;
- 2) верхнеюрская, охватывающая кимериджский и волжский века верхней юры и низы валанжина;
- 3) апт-сеноманская (возможно, отчасти баррем-сеноманская);
- 4) сенонская (коньяк-сантон-кампан-нижний маастрихт);
- 5) палеоцен-эоценовая (палеоцен-средний эоцен);
- 6) олигоценовая (средний-верхний олигоцен).

Этим эпохам железнакопления в геологической истории Западной Сибири соответствуют описанные нами выше железноносные формации (рис. 22). Последние, как видно из таблицы, в основном совпадают по времени с выделенными В. П. Казариновым эпохами химического вывет-

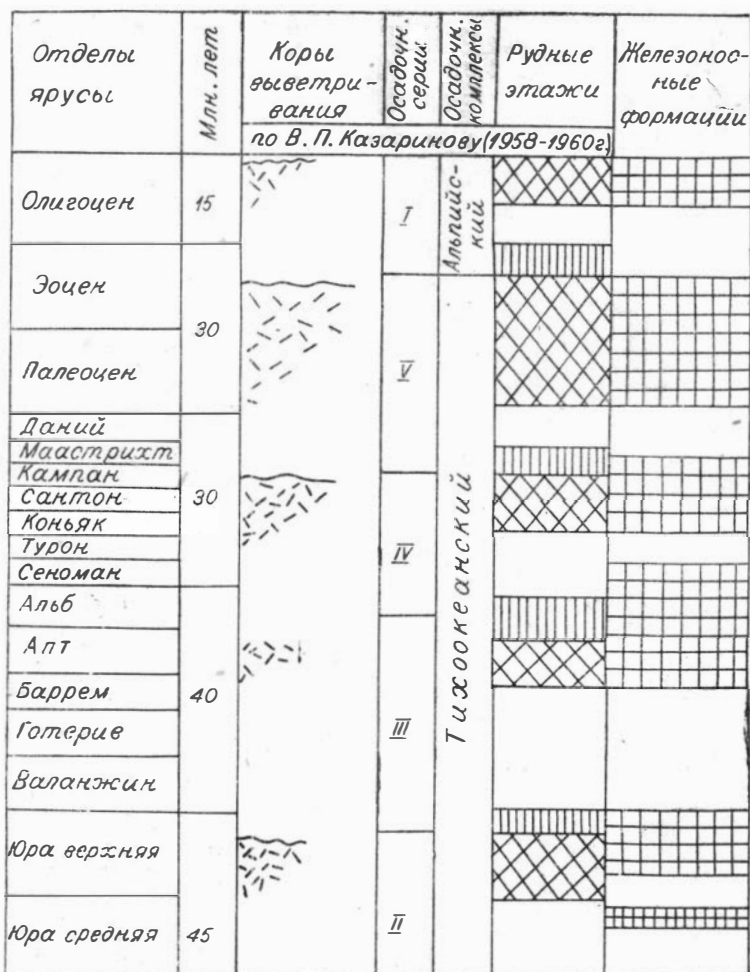


Рис. 22. Таблица сопоставления мезокайнозойских железоносных формаций Западно-Сибирской низменности с формациями кор выветривания и рудными этажами В. П. Казаринова (1958, 1960 а): 1 — существенно хемогенные продукты коры выветривания; 2 — господство терригенных продуктов коры выветривания; 3 — железоносные формации.

ривания и рудными этажами. Некоторые различия обусловлены тем, что В. П. Казариновым рассматривается более широкий круг как хемогенных, так и терригенных полезных ископаемых.

Область распространения той или иной железоносной формации является перспективной на осадочные железные руды в соответствующих стратиграфических горизонтах.

Эти выводы являются первой попыткой обобщить материал по железным рудам Западно-Сибирской низменности с точки зрения их возраста и связи с определенными этапами осадконакопления. Дальнейшие исследования в этом направлении, по-видимому, существенно уточнят полученные данные.

*Е. К. ГЕРАСИМОВ*

## ОСАДОЧНЫЕ СЕРИИ ТРИАСА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Автором настоящего сообщения были изучены триасовые отложения в ряде разрезов Лено-Хатангского междуречья (северо-восточная окраина Сибирской платформы): Хараулахские горы, Пур-Оленекский, Улахан-Юряхский и Анабаро-Хатангский районы.

**Хараулахские горы.** В пределах Хараулахских гор описаны разрезы в долинах рр. Булкур и Хатыыстаах. Триасовые образования здесь разделяются на три толщи, строение которых внешне однотипно. На границе двух таких толщ обычно наблюдаются следы небольших размывов. Находки фауны позволили Т. М. Емельянцеву (1960) датировать самые низы первой толщи (мощностью 60 м) индским (?), нижнюю и большую часть средней (мощностью 150 м) — оленекским, самую верхнюю часть средней и полностью верхнюю толщи — анизийским (мощностью 120 м) и ладинским (?) (мощностью 40 м) временем. Однако самые древние триасовые отложения в обнажениях долин рр. Булкур и Хатыыстаах не вскрываются. Достаточно полно эта часть разреза, обнажающаяся в бассейне рр. Даркы и Чубукулах, описана в работе И. С. Грамберга, Н. С. Спири и Э. Н. Аглоновой (1961). Здесь отложения, отнесенные к индскому ярусу (мощностью 55 м), представлены ритмично переслаивающимися песчано-алевритоглинистыми породами. В основании разреза отмечаются прослойки конгломерата, галька которого сложена аргиллитами, алевролитами, кремнистыми обломками, фосфоритом и известняком. Выше конгломератов лежат существенно кварцевые и олигомиктовые песчаники (кварц 44—88%, полевые шпаты 8—22, обломки пород 8—24 и слюды до 10%) с кремнистым, каолинит-гидрослюдистым и каолинитовым цементом. К кровле индских отложений песчаники переходят в полимиктовые разности с карбонатно-гидрослюдистым цементом.

Нижние горизонты изученных автором толщ сложены существенно аргиллитовыми породами. Аргиллиты серые, темно-серые, иногда почти черные, со слабым зеленоватым оттенком, чаще неяснослоистые с прослоями (до 0,1 м мощности) сидеритовых конкреций, содержащих иногда фауну аммонитов. Вверх по разрезу аргиллиты постепенно переходят в алевролиты. Алевролиты светло-серые и зеленовато-серые, известковистые, плотные, слоистые, перемежающиеся с песчаными прослоями, число и мощность которых увеличивается вверх по разрезу. Песчаники серые и зеленовато-серые, мелкозернистые с обильными присыпками растительного детрита по плоскостям наслоения. Мощности толщ следующие: нижняя около 100 м (из них на долю песчано-алевритовых пород приходится 40 м); средняя около 100 м (песчано-алевритовые породы состав-

ляют 70 м); верхняя имеет мощность 110 м (песчано-алевритовые породы составляют 90 м).

Состав терригенной песчано-алевритовой фракции пород в нижних частях толщ полимиктовый; вверх по разрезу он постепенно сменяется олигомиктовым. Кварц составляет от 30 до 90% легкой фракции, полевые шпаты от 10 до 35%, в единичных образцах до 50%. В количестве 4—28% присутствуют обломки кислых эффузивов и до 3% — обломки кремнистых пород. В кровле оленекского и ладинского (?) ярусов прослойки песчаников существенно кварцевые с кремнистым и лептохлоритовым цементом, и только в самых верхних горизонтах толщи они имеют полимиктовый состав, карбонатный и гидрослюдистый цемент.

Состав глинистой фракции, по данным Т. М. Емельянцева, существенно гидрослюдистый и только в верхних горизонтах каолинит — гидрослюдистый и реже каолинитовый. В породах широко развиты новообразования пирита, сидерита, лептохлорита, вторичного кварца и титанистых минералов. Наибольшее количество новообразований приурочено к верхним горизонтам толщ. Коэффициент мономинеральности равен в низах индского яруса 5—6, в верхней части индского и нижней части оленекского ярусов 3—3,5 и в верхних горизонтах последнего 5—7,5. В низах анизийского яруса значения коэффициента мономинеральности снижаются до 3—3,5 и в кровле ладинского яруса равны 7—10 (рис. 23).

**Пур-Оленекский район.** Здесь выделяются индский и оленекский ярусы. Описание разрезов дается по данным К. К. Демочкидова, В. Я. Кабанькова, Д. С. Сорокова и Б. И. Тест<sup>1</sup>.

Отложения нижнего триаса в Пур-Оленекском районе сложены тремя пачками. Нижняя — туффитовая, представлена мелко- и среднезернистыми, плотными зеленовато-серыми песчаниками с прослоями зеленовато-серой плотной глины. Мощность 0—12 м. Средняя — аргиллитовая, сложена темно-серыми плотными аргиллитами, алевритистыми участками с линзами и конкрециями известняка. Мощность 60 м. Эти две пачки датируются индским временем. Верхняя пачка состоит из переслаивающихся аргиллитов и алевролитов с редкими прослоями зеленых мелкозернистых песчаников с линзами и конкрециями известняка. Мощность 60—70 м.

Терригенная часть породы представлена кварцем (6—58,5%), полевыми шпатами (2—35%), магнетитом, ильменитом, лейкоксеном. Максимальное содержание кварца отмечается в туффитовой и низах аргиллитовой пачек. В нижней пачке 15—25% обломочного материала составляют туфовые частицы. Характерно для данных отложений высокое содержание аутигенных минералов железа: сидерита и пирита от 95 до 100% состава тяжелой фракции.

Максимум коэффициента мономинеральности (4) отмечается в низах индских отложений, а следующий его максимум (2,3) — в кровле нижнетриасовых отложений. Отложения среднего и верхнего триаса в данном районе отсутствуют.

**Улахан-Юряхский район.** Триасовые отложения Улахан-Юряхского района расчленяются на индский, оленекский, анизийский и карнийский ярусы. Индский ярус подразделяется на три пачки. Нижняя — туффитовая, представлена переслаивающимися мелкозернистыми зеленовато-серыми, голубовато-зелеными туффитовыми песчаниками, зеленовато-серыми туффитами, коричневыми аргиллитами и зеленовато-серыми алевритистыми аргиллитами. Мощность 120 м. Средняя пачка существенно

<sup>1</sup> Данные по Пур-Оленекскому и Улахан-Юряхскому районам заимствованы из неопубликованных работ вышеуказанных авторов.

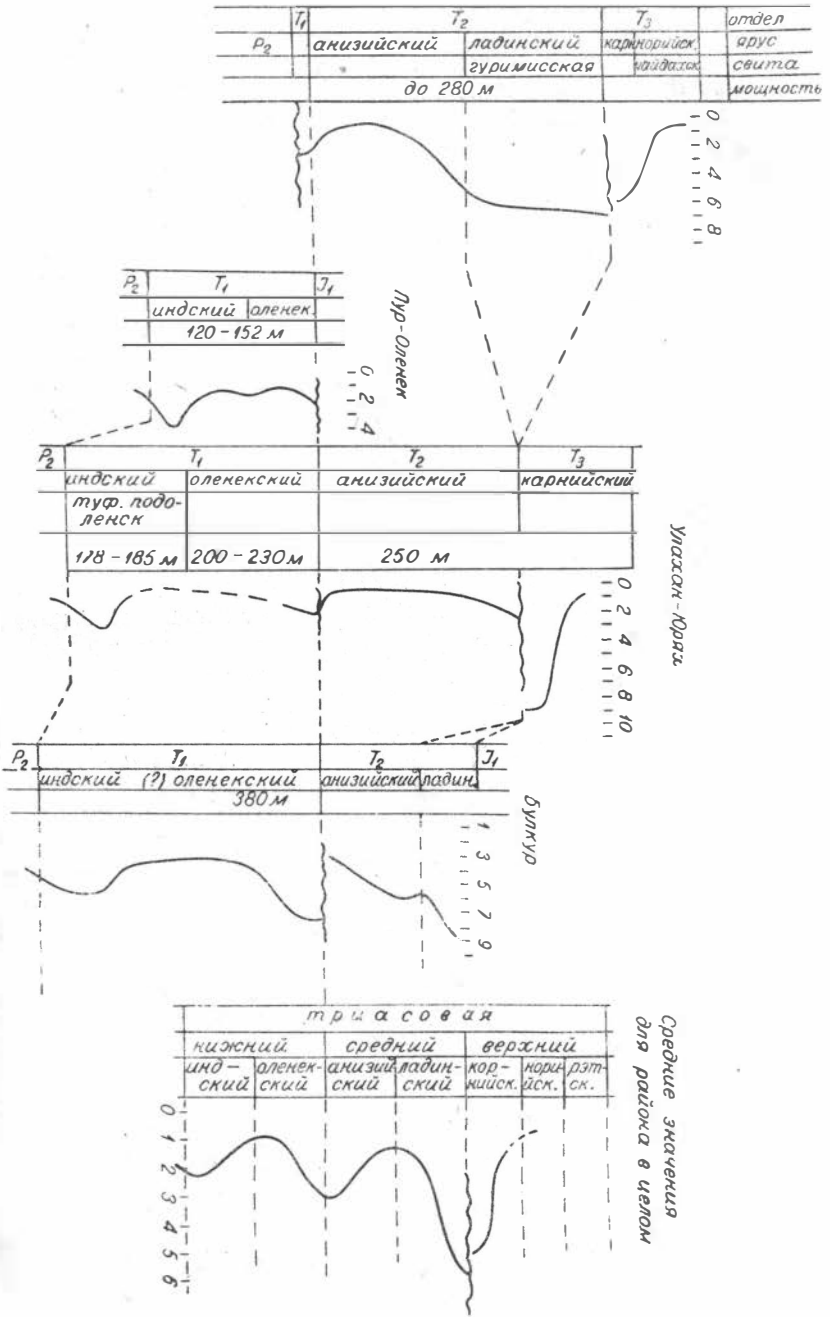


Рис. 23. Схема изменения коэффициента мономинеральности в триасовых отложениях Лено-Хатангского междуречья.

аргиллитовая. Аргиллиты темно-серого цвета, очень плотные, трещиноватые, нередко содержат мелкие гнезда пирита. Иногда наблюдаются конкреции и маломощные прослои известняка. Мощность 20—25 м. Верхняя пачка сложена темно-серым трещиноватым аргиллитом с линзами и прослоями органогенного известняка с фауной аммонитов. Мощность 38—40 м. Мощность индского яруса 178—185 м.

Породы оленекского яруса представлены аргиллитами, переходящими в верхней части разреза в алевролиты. Аргиллиты темно-серого цвета, плотные, местами алевролитистые, трещиноватые. Трещины заполнены тонкокристаллическим кальцитом. Мощность оленекского яруса 200—230 м.

Отложения среднего триаса с фауной анизийского яруса сложены алевролитами и песчаниками мощностью в 250 м. В основании их наблюдаются многочисленные прослои аргиллитов и алевро-аргиллитов с редкими линзами карбонатных пород. Отдельные участки обогащены железисто-хлоритовыми оолитоподобными образованиями.

Терригенная часть пород нижнетриасовых отложений в данном районе характеризуется полимиктовым составом. В пределах туффитовой пачки кварц (4,3—46,9%) преобладает над полевыми шпатами (1—20%). В существенно аргиллитовой пачке количество полевых шпатов возрастает. К кровле нижнетриасовых отложений устойчивые минералы вновь занимают ведущее положение в составе терригенной части пород. В составе тяжелых фракций преобладают аутигенные минералы: пирит (5—100%), сидерит (0,9—12,5%), железисто-карбонатные агрегаты (3,3—25,0%).

Повышенные значения коэффициента мономинеральности (2,8 и 2) установлены для нижних горизонтов и для кровли нижнетриасовых отложений.

Легкие фракции среднетриасовых пород характеризуются полимиктовым составом: кварц (11,7—51,2%), полевые шпаты (18—53,2%), обломки кремнистых пород (0—26,1%). К кровле наблюдается постоянное преобладание устойчивых минералов, а в составе цемента содержится заметное количество опала (до 27,1%). В тяжелой фракции преобладают устойчивые минералы (рудные, лейкоксен).

Отложения среднего триаса содержат большое количество аутигенных минералов железа (пирит, сидерит), продукты окисления которых пронизывают всю толщу. Значения коэффициента мономинеральности к кровле возрастают до 2,3.

**Анабаро-Хатангский район.** Описание базируется на данных по Ильино-Кожевниковской площади с привлечением литературных и фондовых материалов по другим площадям (Калинко, 1959).

В пределах описываемого района отложения нижнего триаса, залегающего на породах верхней перми, пользуются ограниченным распространением. Выделяются две пачки: нижняя алевроито-аргиллитовая, содержащая иногда в основании линзовидные пласты мелкогалечного конгломераты и верхняя, существенно песчанистая. У самой кровли иногда обнаруживаются тонкие прослойки угля. Мощность нижнетриасовых отложений от 0 до 55 м.

Среднетриасовые отложения расчленяются на две части: нижнюю (мощностью 120—140 м), содержащую руководящие формы анизийского яруса, и верхнюю (мощностью 140 м) — гуримисскую свиту. Породы этой свиты условно датируются ладинским ярусом.

Отложения среднего триаса отличаются от нижнетриасовых большей песчанистостью и более четко выраженным ритмичным характером осадков. Характерной особенностью данных отложений является присутствие

в верхних частях разреза пропластков и прослоев кварцевых песчаников и железистых (сидерит-лептохлоритовых) горизонтов. Верхним членом разреза является примечательный для всего района песчаный горизонт, названный подкарнийским. Представлен он светло-серыми, мелко-, а иногда среднезернистыми песчаниками.

Верхнетриасовые отложения состоят из двух толщ: нижней — морской, содержащей фауну карнийского яруса, и верхней — лагунно-континентальной, лишенной фауны, условно отнесенной к карнийскому ярусу.

Песчано-алевритовые фракции нижнетриасовых пород характеризуются полимиктовым составом. По данным И. А. Кравцевой, преобладающими компонентами терригенной части являются обломки пород (25—50%), кварц (30—35%), полевые шпаты (2—20%). Обломки пород представлены в основном эффузивами, реже кремнистыми, глинистыми и в единичных зернах карбонатными породами. Полевые шпаты — обычно средние плагиоклазы, реже калиевые разности. Среди минералов тяжелой фракции доминируют устойчивые к химическому выветриванию (рудные, лейкоксен, циркон, гранат и др.). В меньшем количестве содержатся неустойчивые минералы (апатит, эпидот и др.). Коэффициент мономинеральности в кровле равен 2,5.

Породы, слагающие среднетриасовые отложения, отличаются от вышеописанных олигомиктовым и кварцевым составом; полимиктовые породы присутствуют только в нижних горизонтах отдела. В существенно кварцевых породах кварц составляет до 70% обломочного материала; 18—20% составляют обломки эффузивных пород. В полимиктовых породах 70—75% терригенного материала составляют обломки эффузивов и вулканического стекла, 15—20% кварца; в небольших количествах содержатся полевые шпаты. Значения коэффициента мономинеральности колеблется от 0,3 в нижних частях до 7 в кровле. Минералогический состав терригенной части пород верхнетриасовых отложений характеризуется полимиктовостью, и лишь в подошве встречаются кварцевые песчаники и гравелиты.

Изложенный фактический материал позволяет выделить в триасовых отложениях данной территории несколько осадочных серий.

Первая осадочная серия представлена только своей верхней частью и объединяет песчано-глинистые отложения нижних горизонтов индского яруса. Вторая осадочная серия объединяет отложения нижнего триаса (индский и оленекский ярусы). Третья серия включает среднетриасовые образования (анизийский и ладинский (?) ярусы). Верхнетриасовые породы слагают, по-видимому, низы четвертой серии. Стоит отметить, что третья осадочная серия характеризуется наибольшими значениями коэффициента мономинеральности, широким распространением кварцевых песков и появлением железорудных горизонтов. В общем же строение всех осадочных серий однотипно. Как правило, в низах залегают полимиктовые песчаники и алевролиты небольшой мощности, на которых со следами небольших размывов залегают существенно-глинистые или карбонатные породы, слагающие большую часть осадочной серии. Вверх по разрезу они постепенно сменяются алевролитами, которые в свою очередь замещаются песчаниками. Минеральный состав терригенной песчано-алевритовой фракции пород изменяется вверх по разрезу от полимиктовых до кварцевых, а глинистой фракции от гидрослюдистого до каолинового. Характерны повышенная кремнистость и ожелезненность верхних горизонтов осадочных серий.



## СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
В. П. Казаринов. Осадочные серии и тектонические фазы мезозоя и палеогена Сибири	5
Ю. П. Казанский. Осадочные формации и серии апт-альбских, верхнемеловых и нижнепалеогеновых отложений центральной части Западно-Сибирской низменности	15
А. В. Ильюхина, Г. Н. Кащеев, Т. К. Ломоносова. Некоторые особенности осадконакопления и минеральный состав юрских отложений северо-западной части Иркутского бассейна	31
Р. С. Родин, И. А. Олли. Осадочные серии мезозойских отложений северной части Ленской впадины	39
Г. Х. Файнштейн. Осадочные серии юры юго-западной Якутии	49
Т. И. Гурова. Терригенно-минералогические комплексы мезозойских и палеогеновых отложений Западно-Сибирской низменности	58
Р. С. Родин. Закономерность размещения пород с повышенной концентрацией минералов железа в разрезе мезозойских отложений севера Сибирской платформы	74
Ю. В. Тесленко. Климат Западной Сибири в юрском периоде	81
А. Э. Конторович, А. Н. Резапов, М. А. Садиков. Некоторые черты геохимии мезозойских отложений северо-восточной части Западно-Сибирской низменности	85
А. В. Гольберт. Железонасыщенные формации в мезозойских и кайнозойских отложениях Западно-Сибирской низменности	102
Е. К. Герасимов. Осадочные серии триаса северо-восточной окраины Сибирской платформы	118
Литература	123

### ОСАДОЧНЫЕ СЕРИИ МЕЗОЗОЯ И ПАЛЕОГЕНА СИБИРИ

Выпуск 20

Редактор Б. М. Александровский.  
Художественный редактор В. И. Желнин.  
Обл. художника Н. А. Савельевой.  
Технический редактор А. М. Вялых.  
Корректор Л. Я. Корытина.

Сдано в набор 9 февраля 1963 г. Подписано к печати 10 октября 1963 г. МН 02919. Бумага 70×103/16.  
8 печ. л. = 10,9 усл. печ. л.+1 вкл. 11,8 уч.-изд. л. Тираж 1000.

Издательство Сибирского отделения Академии наук СССР. Новосибирск, Советская, 20. Заказ 274  
Типография № 1 Полиграфиздата. Новосибирск, Красный проспект, 20.

Цена 1 р. 03 к.

Яницкий А. Л. Олигоценовые оолитовые железные руды Северного Тургая и их генезис. Изд-во АН СССР, М., 1960.

Яншин А. Л. Геология Северного Приаралья. Изд. МОИП, М., 1953.

Lankford R. R., Shepard F. P. Facies interpretations in Mississippi Delta Borings. J. Geol., vol. 68, № 4, 1960.

Heumayr M. Surastudien 5. Der penninische Klippenrug Sarb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, 21, № 4, 1871.

Heumayr M. Über klimatische Zonen während der Jura und Breidezeit Denkschr. d. math. naturw. Classe, Ak. d. Wissensch., Bd. 47, 1883.

Heumayr M. Die geographische Verfeitung der Juraformation. Denkschr. d. math. naturw. Classe, Ak. d. Wissensch., Bd. 50, 1885.

Urey H. C., Lowenstam H. A., Epstein S. and McKinney C. R. Measurement of Paleotemperatures and Temperatures of the Upper Cretaceous of England. U. S. Bull. Geol. Soc. of America, 62, № 4, 1951.

---

Сакс В. Н., Ронкина З. З. О возможных размывах Сибирской платформы в мезозое. Информ. бюлл. Ин-та геол. Арктики, вып. 7, 1958.

Сакс В. Н., Ронкина З. З. Палеогеография Хатангской впадины и прилегающих территорий на протяжении юрского и мелового периодов. Тр. НИИГА, т. 85, вып. 9, 1958.

Сапожников Д. Г. Осадочные железорудные формации СССР. Тез. докл. и сообщ. IV Всесоюз. литол. совещ. Изд-во АН УзССР, 1959.

Сигов А. П. Кобы выветривания Урала. Разведка и охрана недр, № 7, 1957.

Сигов А. П. Стратиграфическое и корреляционное значение терригенных компонентов осадочных пород. Сов. геология, № 3, 1960.

Сороков Д. С. Стратиграфия триасовых отложений Центрального сектора Советской Арктики. Нефтегазосность Севера Сибири. Госгостехиздат, 1958.

Старик И. Е. Ядерная геохронология. Изд-во АН СССР, М., 1961.

Страхов Н. М. Основы исторической геологии, т. 2. Госгеолиздат, 1948.

Страхов Н. М. Общая схема осадкообразования в современных водоемах и озерах малой минерализации. В кн.: «Образование осадков в современных водоемах». Изд-во АН СССР, М., 1954.

Страхов Н. М. Очерки геохимии верхнепалеозойских отложений гумидного типа. Изд-во АН СССР, М., 1959.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Изд-во АН СССР, М., 1960.

Страхов Н. М., Залманзон Э. С. Распределение аутигенно-минералогических форм железа в осадочных породах и его значения для литологии (к теории диagenеза). Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1955.

Сухарнинова А. Н., Емельянова Д. И. Новые данные по геологии и полезным ископаемым мезозойских отложений бассейна р. Золотой Китат. Вестн. ЗСГУ и НТГУ, вып. 3, 1958.

Тазихин Н. Н. Стратиграфия и литология отложений Ангаро-Вилуйского прогиба Сибирской платформы. Автореф. дисс. ВСЕГЕИ, 1959а.

Тазихин Н. Н. Юрские отложения р. Б. Ботуобуя. Мат. по геол. и геоморф. Сибирской платформы, вып. 24, ВСЕГЕИ, 1959б.

Тесленко Ю. В. Некоторые закономерности распространения цикадофитов в юре Сибири. Докл. АН СССР, т. 127, № 1, 1959.

Тесленко Ю. В. О среднеюрской флоре Западно-Сибирской низменности и ее значении для изучения юрских флор Сибири. Тр. СНИИГГИМСа, вып. 15, 1961.

Труды межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири. Госгеолтехиздат, 1957.

Тучков И. И. Новая стратиграфическая схема верхнего триаса и юры Северо-Востока СССР. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1957.

Усов М. А. Фации и формации горных пород. В кн.: «Вопросы геологии Сибири», 1945.

Файнштейн Г. Х., Одинцова М. М., Смирнова О. К. Предварительные данные о некоторых закономерностях размещения лейасовых алмазных отложений Западной Якутии. Тр. ЯГУ, вып. II, 1960.

Формозова Л. Н. Формационные типы месторождений оолитовых железных руд. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 3. Изд-во АН СССР, 1961.

Хаин В. Е. Анализ формаций как метод палеотектонических исследований. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 34, вып. 2, 1959.

Харрингтон Х. Парагвай. В кн.: «Очерки по геол. Ю. Америки». Изд. иностр. лит., М., 1959.

Херасков Н. П. Геологические формации (опыт определения). Бюлл. МОИП, т. 27, вып. 5, 1952.

Шатский Н. С. О зональном и биполярном размещении глауконитовых формаций в верхнем мелу и эоцене. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 29, № 5, 1954.

Шатский Н. С. Парагенезы осадочных и вулканогенных пород и формаций. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1960.

Шварцбах М. Климаты прошлого. Перевод с немецкого. Изд. иностр. лит., 1955.

Швецов М. С. Петрография осадочных пород. Госгеолтехиздат, 1958.

Шейнман Ю. М. Верхнепалеозойские и мезокайнозойские климатические зоны Восточной Азии. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 29, вып. 6, 1954.

Яницкий А. Л. Лисаковское месторождение оолитовых железных руд. В кн.: «Оолитовые бурые железняки Кустанайской области и пути их использования». Изд-во АН СССР, 1956.

Колосов Л. М. Древняя кора выветривания в северо-восточной Якутии. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 5, 1952.

Конторович А. Э., Бабина Н. М., Минина Л. Д. Некоторые черты геохимии Туруханского и Напасского районов Западно-Сибирской низменности. Геол. и геофиз., № 6, 1961.

Коссовская А. Г. История мезозойского осадконакопления в Западном Верхоянье и Вилюйской впадине. Изв. АН СССР, сер. геол., № 7, 1958.

Коссовская А. Г. Минералогия и петрография формаций мезозойского комплекса Вилюйской впадины и Западного Верхоянья. Автореф. дисс. М., 1959.

Крашенинников Г. Ф. Парагенетические связи угленосных формаций. БМОИП, отд. геол., т. 27 (4), 1952.

Крашенинников Г. Ф. Осадочные формации и поиски полезных ископаемых. Тез. докл. и сообщ. IV Всесоюз. литолог. совещ. Изд-во АН УзССР, 1959.

Кротов Б. П. Генезис Аятского месторождения. В кн.: «Оолитовые бурые железняки Кустанайской области и пути их использования». Изд-во АН СССР, 1956.

Лавров В. В. Континентальные третичные формации Тургайской впадины и Северного Казахстана. Мат. Новосибир. конф. по геол. формациям, т. 1, 1956.

Монахов М. П. Мелкогалечные конгломераты на границе юры и триаса в южной части Чекуровского мыса и в среднем течении реки Нелегер. Информ. бюлл. Ин-та геол. Арктики, вып. 15. Л., 1959.

Муравьев В. И. Литологическая характеристика верхней континентальной толщи центральной и западной части Вилюйской впадины. Изв. АН СССР, сер. геол., № 9, 1956.

Наливкин Д. В. Учение о фациях. Т. I—II. Изд-во АН СССР. М.—Л., 1956.

Одинцова М. М., Смирнова О. К. Вопросы стратиграфии и палеогеографии лейаса Вилюйской синеклизы и распределение в его осадках алмазоносных россыпей. Тез. докл. совещ. по геол. стр. и мин. ресурсам Сибирской платформы. Изд-во СО АН СССР, Вост.-Сиб. геол. ин-т и ИГУ, вып. 3, 1960.

Одинцова М. М., Смирнова О. К. Стратиграфия нижнеюрских отложений и палеогеография времени их накопления в северо-восточной части Ангаро-Вилюйского прогиба и на северо-западной окраине Вилюйской синеклизы. Совещ. по разработ. стратиграф. схем Якут. АССР, созыв. в г. Якутске 19—29 окт. 1961. Тез. докл. Л., 1961.

Одинцова М. М., Файнштейн Г. Х. Основные черты алмазоносности Сибирской платформы. Тез. докл. совещ. по геол. строению и минер. ресурсам Сибирской платформы. Изд-во СО АН СССР, Вост.-Сиб. геол. ин-т и ИГУ, вып. 3, 1960.

Оливейра ди А. И. Бразилия. В кн.: «Очерки по геологии Ю. Америки». Изд. иностр. лит., М., 1959.

Острый Г. Б., Резапов А. Н. Стратиграфия палеозойских и мезозойских отложений Северо-восточной части Западно-Сибирской низменности. Тр. СНИИГГИМСа, вып. 1, 1959.

Петров В. П. Геолого-минералогические исследования Уральских белых глин и некоторые выводы по минералогии и генезису глин вообще. Тр. ИГН АН СССР, вып. 95, петрограф. сер., № 29, 1948.

Петров В. П. Формации элювия (коры выветривания) и связанные с ними полезные ископаемые. Тез. докл. и сообщ. IV Всесоюз. литол. совещ. Изд-во АН УзССР, 1959.

Попов Ю. Н. Корреляция отложений триаса Арктики и субарктических районов. Тр. НИИГА, т. 114, 1960.

Прозорович Г. Э. Литология отложений юры и нижнего мела Туруханской опорной скважины. Тр. СНИИГГИМСа, вып. 17, 1961.

Разумова В. Н. Кора выветривания северо-западной части Казахского нагорья. В кн.: «Кора выветривания», вып. 2. Изд-во АН СССР, М., 1956.

Решения конференции по геологическим формациям. Новосибирск, 1955.

Решения межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для северо-востока СССР. Госгеолтехиздат, М., 1959.

Ронкина З. З. Об образовании лептохлоритовых пород среди юрских и меловых отложений Хатангской впадины. Информ. бюлл. Ин-та геол. Арктики, вып. 4, 1957.

Ростовцев Н. Н., Симоненко Г. Н. О поисках нефти и газа в Западной Сибири. Геол. нефти и газа, № 6, 1959.

Рулье К. Ф. О животных Московской губернии. «Московские ведомости», 1845.

Рухин Л. Б. Основы литологии. Гостехиздат, М.—Л., 1953.

Сакс В. Н., Грамберг И. С., Ронкина З. З., Аглонова Э. Н. Мезозойские отложения Хатангской впадины. Тр. НИИГА, т. 99, Гостоптехиздат, Л., 1959.

Сакс В. Н., Ронкина З. З. Юрские и меловые отложения Усть-Енисейской впадины. Тр. НИИГА, т. 81, 1957.

Гинзбург И. И. Кора выветривания, ее диагностические признаки и ее значение в фаціальном анализе. В кн.: «Методы изучения осадочных пород», т. 2. Госгеолтехиздат, М., 1957.

Граumberг И. С., Спиро Н. С., Аплонова Э. Н. Стратиграфия и литология пермских и триасовых отложений северной части Приверхоянского прогиба и сопредельных складчатых сооружений. Тр. НИИГА, т. 118, Л., 1961 г.

Григорьева К. Н., Маркова Л. Г., Казанский Ю. П. Стратиграфия верхнемеловых отложений Среднего Приобья. Мат. по геол. Зап.-Сиб. низм., вып. 1, 1960.

Гурари Ф. Г. Геология и перспективы нефтегазоносности Обь-Иртышского междуречья. Тр. СНИИГГИМСа, вып. 3, 1959.

Гурова Т. И. Проявление железного оруденения в эоценовых отложениях юго-восточной части Западно-Сибирской низменности. Сов. геология, № 3, 1958.

Гурова Т. И. О некоторых особенностях соотношений устойчивых и неустойчивых аксессуарий мезокайнозой Западно-Сибирской низменности. Тр. СНИИГГИМСа, вып. 10. Госпотехиздат, 1960.

Гурова Т. И., Казаринов В. П. Литология мезозойских и палеогеновых отложений и палеогеография времени их образования. Госпотехиздат, 1962.

Дубарь Г. П. О находке шамозитовых пород оолитового строения в Ленском бассейне. Докл. АН СССР, т. СХХVI, № 3, 1959.

Емельянец Т. М. Геологическое строение и перспективы нефтеносности Восточного побережья Анабарской губы и Западного окончания хребта Прончищева. Тр. НИИГА, т. 78, вып. 3, 1954.

Емельянец Т. М., Кравцова А. И., Пук Т. С. Геология и перспективы нефтегазоносности низовьев р. Лены. Тр. НИИГА, т. 108, 1960.

Жемчужников Ю. А. О некоторых очередных задачах изучения осадочных пород. Сов. геология, сб. 18, 1947.

Жемчужников Ю. А. Угленосные толщи как формации. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1955.

Жиликов А. А., Топорков Д. Д., Узбеков М. Ф. Геологическая характеристика Аятского месторождения. В кн.: «Оолитовые буры железняки Кустанайской области и пути их использования». Изд-во АН СССР, 1956.

Зальцман И. Г. О железистых породах кайнозой южной части Западно-Сибирской низменности. Вестн. Зап.-Сиб. геол. управления, вып. 2, 1957.

Запорожцева А. С., Кравцова А. И. Гидрогетит-лептохлоритово-каолинитовые породы среднего триаса северной части Анабаро-Хатангского междуречья. Сб. ст. по геол. Арктики, вып. 6, т. 89, 1956.

Казанский Ю. П. О распределении обломочных минералов тяжелых фракций в мезозое юго-восточной окраины Западно-Сибирской низменности. Тр. ВНИГРИ, вып. 124, 1958.

Казанский Ю. П. О фаціальной природе верхнемеловых железных руд восточной части Западно-Сибирской низменности. Изв. высш. уч. завед., сер. геол. и разв., № 5, 1959.

Казанский Ю. П. Верхнемеловая оолитовая железорудная формация Центрального Приобья. Докл. сов. геологов на XXI сессии МГК. Пробл. 20, 1960.

Казаринов В. П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западно-Сибирской низменности. Госпотехиздат, М., 1958.

Казаринов В. П. Западно-Сибирская низменность — новая рудная провинция Советского Союза. Сов. геология, № 2, 1960а.

Казаринов В. П. Осадочные комплексы Западной Сибири. Сов. геология, № 8, 1960б.

Калинко М. К. История геологического развития и перспективы нефтегазоносности Хатангской впадины. Тр. НИИГА, т. 104, 1959.

Каржавин Н. А. Нижнемеловые бокситы восточного склона Урала и их генезис. В кн.: «Бокситы, их минералогия и генезис». Изд-во АН СССР, 1958.

Катченков С. М. Малые химические элементы в осадочных породах и нефтях. Госпотехиздат, 1959.

Каштанов В. А., Гольберт А. В. Об условиях образования верхнемеловых отложений и некоторых полезных ископаемых приенисейской части Западно-Сибирской низменности. Тр. СНИИГГИМСа, вып. 6, 1961.

Климова И. Г., Тесленко Ю. В. Следы байосской и келловейской трансгрессий в пределах Западно-Сибирской низменности. Докл. АН СССР, т. 132, № 6, 1960.

Кожевников К. Е., Адамчук В. А. Железорудные месторождения Ивдельского района и смежных с ним районов Северного Урала. В кн.: «Железные и марганцевые руды Ивдельского района и Полярного Урала». Изд-во АН СССР, 1951.

## ЛИТЕРАТУРА

- Акульшина Е. П., Бгатов В. И., Казаринов В. П., Косолобов Н. И. Закономерности осадконакопления в девоне и нижнем карбоне Южно-Минусинской котловины. Гостоптехиздат, 1960.
- Ананьев А. Р. Геология мезозойских отложений района д. Усть-Серты на р. Кие. Уч. зап. ТГУ, № 10, 1948.
- Арсеньев А. А., Иванова В. А. К стратиграфии палеозоя и мезозоя среднего течения р. Вилюй. Вопр. геол. Азии, т. 1, 1954.
- Атласов И. П. Геологическое строение и перспективы нефтеносности передового прогиба и краевой части Сибирской платформы в Жиганском районе ЯАССР. Тр. НИИГА, т. 78, вып. 3, 1954.
- Атласов И. П. Основные этапы развития геологической структуры северной части Лено-Енисейской области. Нефтегазосность Севера Сибири. Гостоптехиздат, 1958.
- Бархатов Г. В., Горшенин Ю. Д. О положении пачки кварцитовидных песчаников в разрезе Китчанских разведочных скважин. Мат. по геол. и полез. ископ. ЯАССР, вып. 1. Якутск, 1960.
- Бгатов В. И., Казаринов В. П. (редакторы). Опыт изучения разрезов осадочных толщ. Бюлл. науч.-техн. информ. СНИИГГИМСа. Новосибирск, 1960.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат. М., 1954.
- Боголепов К. В. К вопросу о стратиграфическом положении и генезисе бокситов Енисейского кряжа. В кн.: «Бокситы, их минералогия и генезис». Изд-во АН СССР, 1958.
- Боголепов К. В. Стратиграфия и основы формационного анализа континентальных мезозойских и третичных отложений восточной части Западно-Сибирской низменности и Енисейского кряжа. Автореф. дисс. М., 1960.
- Бодылевский В. И. Бореальная провинция юрского периода. «Вопросы палеобιοгеографии и биостратиграфии». Тр. 1 сессии ВПО, 1957.
- Бойцова Е. П., Михайлов Б. М., Овечкин Н. К. Геология и перспективы бокситосности юго-западной части Тургайского прогиба. В кн.: «Бокситы, их минералогия и генезис». Изд-во АН СССР, 1958.
- Вахрамеев В. А. Ботанико-географическая и климатическая зональность на территории Евразии в юрское и меловое время. «Вопросы палеобιοгеографии и био-стратиграфии». Тр. 1 сессии ВПО, 1957.
- Вахрамеев В. А. Стратиграфия и ископаемая флора юрских и меловых отложений Вилюйской впадины и прилегающей части Приверхоянского краевого прогиба. Региональная стратиграфия СССР, т. 3. Изд-во АН СССР, М., 1958.
- Викулова М. Ф. Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин. Госгеолтехиздат, 1957.
- Войцель З. А., Иванова Е. А., Маркова Л. Г., Тесленко Ю. В. К истории развития мезозойской флоры Западно-Сибирской низменности. Тр. СНИИГГИМСа, вып. 14, 1961.
- Воронец Н. С., Лаптинская Е. С., Новые данные о возрасте *Inoceramus* группы *vetrorsus* Keys. Докл. АН СССР, 96, № 1, 1954.
- Генкина Р. З. Ископаемая флора и стратиграфия угленосных отложений Северо-Сосьвинского бассейна. Изв. АН СССР, сер. геол., № 10, 1960.
- Гинзбург И. И. О типах монтмориллонитового и галлуазитового выветривания горных пород. Тр. ИГН АН СССР, вып. 41, сер. руд. месторожд. (№ 5), 1941.
- Гинзбург И. И., Кац А. А., Корин И. З. и др. Древняя кора выветривания на ультраосновных породах Урала. Ч. 1. Тр. ИГН АН СССР, вып. 80, сер. Уральск. компл. экспед. (№ 1), 1946.
- Гинзбург И. И. Геохимия и геология древней коры выветривания на Урале. Тр. ИГН АН СССР, вып. 31, сер. минер. геохим. (№ 6), 1947.

### ЗАМЕЧЕННЫЕ ОПЕЧАТКИ

Стр.	Строка	Напечатано	Следует читать
I (титул)	4 сверху	Выпуск 20	Выпуск 23

«Осадочные серии мезозоя и палеогена Сибири»