

28
30
АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И
ДОСФАТОНОСНОСТЬ
ПЕРМСКИХ И
МЕЗОКАЙНОЗОЙСКИХ
ОТЛОЖЕНИЙ СИБИРИ И
ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

НОВОСИБИРСК · 1964

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

Выпуск 28

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ
И ФОСФАТНОСТЬ ПЕРМСКИХ
И МЕЗОКАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ
СИБИРИ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Под редакцией

Ю. П. КАЗАНСКОГО и В. П. КАЗАРНОВА

РЕДАКЦИОННО-ИЗДАТЕЛЬСКИЙ ОТДЕЛ
СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ АН СССР
НОВОСИБИРСК

1964

ПРЕДИСЛОВИЕ

Большой коллектив геологов, в который входят представители сибирских геологических организаций и литологи Москвы и Ленинграда, в течение трех лет составляет литолого-палеогеографические карты Сибири. У составителей нередко возникают вопросы, связанные с реконструкциями рельефа древней суши, источников сноса и гидрохимии бассейнов. Кроме того, имеется необходимость обсудить полученные результаты, рассмотреть уже составленные варианты карт.

Настоящий сборник включает 9 статей, в которых разбираются методические вопросы, приводятся примеры составления палеогеографических карт и обсуждаются условия образования некоторых полезных ископаемых осадочного происхождения (железные руды, фосфориты и др.).

В статье И. С. Грамберга на примере пермского бассейна, существовавшего в северной части Средней Сибири, описывается методика реконструкции гидрохимии древних морских водоемов. Детальное изучение состава песчаников юрского и мелового возраста на северо-восточной окраине Западно-Сибирской низменности позволило Г. Э. Прозоровичу судить о динамике рельефа в предполагаемых областях питания. Г. В. Нестеренко при палеогеографических построениях использовал морфологию некоторых терригенных минералов — циркона, ильменита, что позволило ему значительно детализировать области питания для меловых и палеогеновых отложений юго-западной части Чулымо-Енисейского района.

О связи литолого-фациальных особенностей с коллекторскими свойствами осадков валавжина сказано в небольшой статье Е. Г. Сорокиной. В ней также имеются прогнозы к открытию пластовых месторождений нефти и газа в центральной части Западно-Сибирской низменности. И. И. Шарудо приводит свои варианты палеогеографических карт для меловых угленосных отложений Южного Приморья. Их анализ показывает, что в меловое время существовал единый Приморский бассейн, в котором угленакопление происходило в континентальных и прибрежно-морских условиях. В статье И. В. Николаевой подробно ха-

рактируется фациональная обстановка накопления осадочных железных руд в Бакчарском районе, который является наиболее перспективным в Западно-Сибирском железорудном бассейне. Три последних статьи посвящены фосфоритности мезозойских отложений северной и северо-восточной окраин Сибирской платформы, а также Западно-Сибирской низменности.

ПАЛЕОГИДРОХИМИЯ СЕВЕРА СРЕДНЕЙ СИБИРИ В ПЕРМСКИЙ ПЕРИОД

И. С. ГРАМБЕРГ

В геологической литературе все чаще появляются указания относительно возможности использования данных о составе поглощенного комплекса для реконструкции состава и концентрации вод древних водоемов (Грамберг и др., 1959; Родионова и др., 1960; Спиро и др., 1956; Стадников, 1956). Исследования, выполненные в этом направлении в Институте геологии Арктики (Бонч-Осмоловская и др., 1956; Грамберг и др., 1959; Котенева, 1956; Спиро и др., 1956, 1959; Спиро и др., 1960), показали, что в отличие от легкорастворимых солей, сильно изменяющихся в процессе диагенеза и эпигенеза, поглощенный комплекс глинистых пород характеризуется значительной устойчивостью. Выгодно отличается он и от труднорастворимых соединений (карбонатов и гидроокислов), нередко переносимых во взвешенном состоянии и потому не всегда отражающих характер среды осадкообразования.

При проведении экспериментальных исследований (Бонч-Осмоловская и др., 1956; Спиро и др., 1959) было установлено, что глинистые минералы не совсем одинаково адсорбируют те или иные ионы и что, следовательно, состав поглощенных катионов зависит не только от концентрации и состава солей в растворе, но и от минералогического состава глин. Однако при учете минералогического состава изучаемых глинистых пород поглощенный комплекс дает достаточно правильное представление о составе и концентрации вод бассейна, в котором этот комплекс сформировался.

Результаты изучения двух тысяч образцов верхнепалеозойских и мезозойских отложений в Советской Арктике показали, что состав вод Арктического океанического бассейна не был постоянным. Состав поглощенного комплекса пермских отложений севера Средней Сибири указывает на сходство солевого состава пермских морей с морями современными. В то же время, судя по составу поглощенных катионов, мезозойские моря заметно отличались от морей современной эпохи, наиболее резкие изменения наблюдаются на границе палеозоя и мезозоя, когда в составе поглощенного комплекса резко падает относительное содержание калия и возрастает содержание натрия. В дальнейшем в мезозое изменения носят более плавный характер и сводятся к постепенному падению относительного содержания калия и натрия и к соответствующему увеличению содержания щелочноземельных элементов.

Подмеченные закономерности, по существу, исключают использование принципа актуализма при интерпретации данных о составе поглощенного комплекса древних толщ, поэтому необходимо создать опорные генетические диаграммы для каждой геологической эпохи. Диаграммы должны учитывать те изменения состава морских вод, которые носят общий характер и отражают специфические особенности данной эпохи.

Применительно к Арктическому океаническому бассейну такие диаграммы построены для пермской, триасовой и юрской эпох (Грамберг

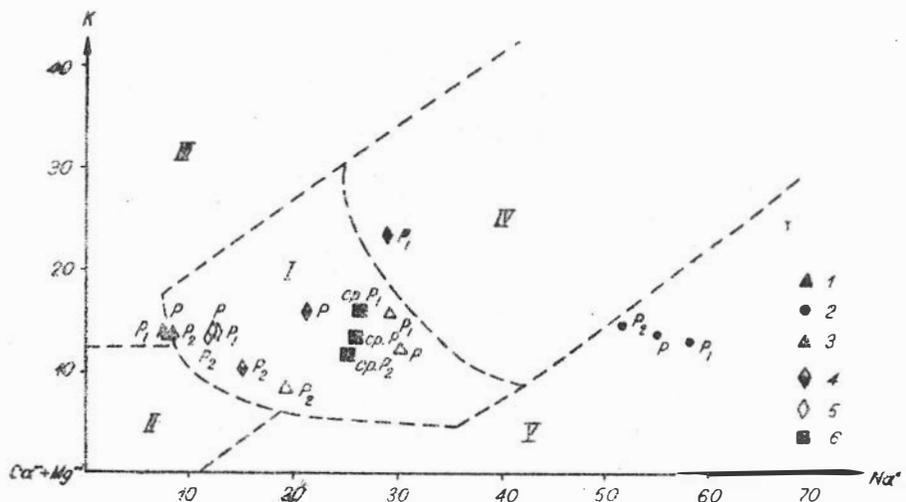


Рис. 1. Средний состав поглощенного комплекса пермских отложений севера Средней Сибири.

1 — Нордвикский район; 2 — Оленекский район; 3 — Делский район; 4 — район мыса Цветкова; 5 — район Хараулахских гор; 6 — север Средней Сибири.
I — Морская область; II — область опресненных отложений; III — область с неустойчивым гидрхимическим режимом; IV — область лагун с повышенной соленостью; V — область лагун натриевого типа.

и др., 1959; Грамберг и др., 1961; Спиро, 1959). На рис. 1 приведена генетическая диаграмма состава поглощенного комплекса пермских отложений, которая и положена в основу интерпретации приводимого ниже материала по составу поглощенного комплекса пермских отложений севера Средней Сибири.

На диаграмме выделено пять генетических областей: морских отложений, которая характеризуется относительно высоким содержанием поглощенных калия и натрия; опресненных отложений, поглощенный комплекс которых обогащен щелочноземельными элементами; с неустойчивым геохимическим режимом, охватывающая отложения, сформировавшиеся в условиях периодической смены морского или лагунного режима режимом континентальным. Поглощенный комплекс этих отложений за счет десорбции пресными водами поглощенного натрия обычно резко обогащен калием; отложения лагун с повышенной соленостью, располагающаяся на продолжении морской области, но отличающаяся от нее более высокими значениями поглощенных натрия и калия; натриевых лагун, объединяющая отложения, поглощенный комплекс которых обогащен натрием.

При оценке палеогидрхимических построений необходимо учитывать, что в основу их положен материал далеко не однородный в отно-

шении геохимической изученности и не имеющий строго закономерного территориального распределения. Основной материал отобран из хорошо изученных разрезов Восточного Таймыра (мыс Цветкова), Нордвикского района, бассейна рек Оленек и Лены (Булкурская антиклиналь) и из разрезов Северного Верхоянья (бассейны рек Чубукулах, Эмтендь и Дьянди).

Общее число исследованных образцов слишком велико (484), чтобы их можно было привести полностью. Нет и частных диаграмм, которые положены в основу геохимических построений. Диаграмма включает лишь средние данные, позволяющие получить самое общее представление о гидрохимии отдельных районов. Более подробно фактический материал рассмотрен в других работах автора и Н. С. Спири, опубликованных в трудах Института геологии Арктики (Граммберг и др., 1959; 1960; 1961). К сожалению, отложения начала раннепермской эпохи охарактеризованы весьма ограниченным числом анализов, что в первую очередь относится к отложениям сакмарского яруса. На Северном Хараулахе морское происхождение отложений сакмарского яруса устанавливается по литологическим признакам и содержащимся в них остаткам морской фауны. Геохимические исследования показывают, что морской бассейн, в котором формировались эти отложения, имел нормальную соленость.

В Нордвикском районе нижнюю часть разреза тустахской свиты можно считать предположительно сакмарской. Судя по составу поглощенного комплекса, этим отложениям был свойствен морской режим осадкообразования. Наблюдения над литологическими особенностями этой части тустахской свиты также подтверждают предположение о морском характере осадков. Их характеризует относительная выдержанность разреза по простирацию, широкое развитие в породах тонкой горизонтальной и волнистой слоистости, появление на отдельных участках волноприбойных знаков, характерных лишь для сравнительно крупных бассейнов, и, наконец, наличие отпечатков фауны (Граммберг и др., 1959; 1960; Калинин, 1959).

В целом для рассматриваемой территории (насколько об этом можно судить по имеющимся отрывочным данным) в сакмарский век был свойствен морской режим осадконакопления. Этот режим сохранился и в начале артинского века. Так, на Восточном Таймыре в низах разреза лапшевской свиты преимущественно развивались отложения, сформировавшиеся в морском водоеме, о чем свидетельствует приуроченность большинства образцов из этой части разреза на генетической диаграмме к области морских отложений. Сравнительно выдержанный литологический состав и остатки морской фауны подтверждают морское происхождение нижней части разреза лапшевской свиты.

В морскую область попадают на диаграмме образцы из средней части разреза тустахской свиты, отвечающие по времени образования отложениям нижней части разреза лапшевской свиты. Наконец, безусловно морскими являются отложения начала артинского века, развитие на левом берегу р. Лены и в районе Хараулахских гор, поглощенный комплекс отложений указывает на нормальную соленость морского бассейна, а палеонтологические наблюдения полностью подтверждают этот вывод.

Во второй половине артинского века морской режим осадконакопления сохраняется лишь на востоке рассматриваемой территории, причем и здесь к концу века намечается обмеление бассейна. Гидрохимический режим его становится менее устойчивым, соленость вод изменяется. Более мелководные отложения нижнего течения р. Чубукулах и левобережья р. Лены несут признаки, указывающие на то, что они периоди-

чески промывались пресными водами. В результате поглощенный комплекс этих отложений обеднялся легко десорбируемым натрием и обогащался калием. Особенно ярко этот процесс выражен в отложениях левобережья р. Лены, располагавшихся в непосредственной близости от береговой полосы (Грамберг и др., 1961; Емельянцева и др., 1960).

Изменение геохимического режима с востока на запад — от центральной части Хараулахских гор к левобережью р. Лены — находит отражение в смене фауны, разнообразной и многочисленной на р. Эмтендье, значительно обедненной, преимущественно пеллециподовой, в районе Булкурской антиклинали.

В Нордвикском районе вторая половина артинского века знаменуется переходом к лагунному режиму осадконакопления. В разрезе тустахской свиты этому отрезку времени отвечают отложения верхней ее трети. Поглощенный комплекс их свидетельствует о повышенной солености бассейна, в котором они накапливались.

Сравнительно частая смена одного типа пород другим, широкое развитие седиментационных брекчий, специфический характер микрофауны, а также другие признаки вполне согласуются с представлением о формировании отложений верхней части разреза тустахской свиты в лагунных условиях.

Лагунным был режим осадконакопления и на Восточном Таймыре. Об этом свидетельствует состав поглощенного комплекса отложений лапшевской свиты, которому свойственно исключительно высокое содержание щелочных элементов и особенно калия. Обогащение калием носит периодический характер и наиболее показательны для угленосных горизонтов. Здесь содержание его достигает наибольших значений. По-видимому, и в данном случае повышенное содержание калия в составе поглощенного комплекса следует связывать с десорбцией натрия пресными водами, проникновение которых в лагуны наиболее вероятно в период их заболачивания.

Частая смена обстановки осадкообразования обусловила значительную пестроту текстур, свойственных отложениям лапшевской свиты. Так, в периоды лагунно-морского режима формировались глинисто-алеуритовые или мелкозернистые песчаные осадки с горизонтальной или волнистой слоистостью, обильным растительным детритом и листовой флорой, приуроченные к плоскостям напластования. В периоды лагунно-континентального режима возникали сравнительно грубозернистые осадки, в составе которых основная роль принадлежала пескам. Для текстурного облика этих осадков характерны косая слоистость, наличие линзообразных прослоев, знаки ряби, следы подводного оползания, многочисленные растительные остатки — корневые и стеблевые части растений, захороненные в положении, в котором были при жизни.

Наметившееся в конце артинского века общее поднятие рассматриваемой территории в начале кунгурского века сменилось погружением. Однако оно было непродолжительным.

В конце раннепермской эпохи восходящие движения охватили всю территорию севера Средней Сибири. Море повсеместно обмелело; периодические трансгрессии его на Сибирскую платформу и на Таймырский полуостров носили весьма кратковременный характер, что обуславливало быструю смену морского режима лагунным. Состав поглощенных катионов показывает, что отложения трансгрессивного ряда на Восточном Таймыре формировались в морском бассейне с нормальной соленостью. Это определило сравнительное разнообразие фауны бассейна, представленной брахиоподами, пеллециподами и фораминиферами. Осадки, накапливавшиеся в период регрессии, носили лагунный характер. Солевой

состав вод был довольно неустойчив и отклонялся в сторону засоления при опреснении. В текстурном облике отложений, отвечающих регрессивным этапам развития, отчетливо проступают признаки мелководья. Среди них многочисленны знаки ряби, волноприбойные знаки, следы размыва и переотложения осадков.

В Нордвикском районе разновозрастные отложения (нижнекожевниковская свита) формировались преимущественно в лагунных условиях. Морские отложения приурочены лишь к низам крупных ритмов осадконакопления, которых в Нордвикском районе, так же как и на мысе Цветкова, насчитывается три. По незначительной мощности отложений морского облика можно определить, что трансгрессии моря были непродолжительными.

Анализ состава обменного комплекса показывает, что отложения нижнекожевниковской свиты накапливались в бассейне с повышенной соленостью. Даже трансгрессии не приводили к установлению нормального морского режима, хотя с ними и связано увеличение глубин бассейна, понижение солености, проникновение микрофауны, образование осадков преимущественно алевритово-глинистого состава. Периоды регрессивного развития лагун характеризуются увеличением солености, постепенным исчезновением микрофауны, развитием некоторых текстурных признаков, которые указывают на мелководный характер отложений.

В Оленекском районе отложения конца раннепермской эпохи, судя по геохимическим данным, формировались в условиях частой, но нерезкой смены режима осадкообразования. Обращает на себя внимание несоответствие некоторых изменений относительного содержания натрия и калия в составе поглощенного комплекса, по-видимому связанное со спецификой лагунного режима. Изменения состава и солености вод не были значительными, так как на протяжении данного времени в Оленекском районе устойчиво сохранялся лагунный режим осадкообразования. Представление о лагунном режиме осадкообразования рассматриваемых отложений основывается не только на результатах геохимических исследований, но и на текстурных признаках, свидетельствующих о мелководье, а также и на составе фауны, малочисленной и однообразной, представленной гладкими фрондикуляриями.

На левом берегу р. Лены, в зоне развития передовых складок Верхоянской складчатой области, гидрохимический режим был крайне неустойчивым. Гидрохимический облик пород свидетельствует о периодическом проникновении в бассейн осадкообразования пресных вод. Они промывали отложения, сформировавшиеся в морской обстановке, в результате чего адсорбционный комплекс их обеднялся натрием, обогащался калием. В этот отрезок времени на левом берегу р. Лены сформировалась толща глинисто-алевритовых и песчаных пород, лишенная микрофаунистических остатков и обогащенная растительным детритом. В верхней ее части микрофауна представлена песчаными фораминиферами.

На западном склоне Хараулахских гор в конце раннепермской эпохи накапливались главным образом песчаные осадки. Гидрохимический режим был довольно устойчив. Отложения, сформировавшиеся в бассейне с нормальной соленостью, периодически сменялись отложениями, которые несли следы опреснения.

На севере и в центральной части Хараулахских гор начало кунгурского века знаменуется усилением нисходящих движений, особенно интенсивных в центральной части гор. Увеличивается значение глинистых пород, текстурный облик отложений становится более однообразным,

а фауна более многочисленной. Состав поглощенного комплекса свидетельствует о нормальной солености морского бассейна.

Во второй половине кунгурского века режим колебательных движений меняется, заметно сокращается их амплитуда, общее погружение территории замедляется. Процесс обмеления, намечившийся еще в конце артинского века, в конце раннепермской эпохи достигает максимума. За это время на севере и в центральной части Хараулахских гор формируется алеврито-песчаная толща с редкой и однообразной фауной, многочисленными растительными остатками и обломками древесины. Солевой состав вод несет следы заметного опреснения.

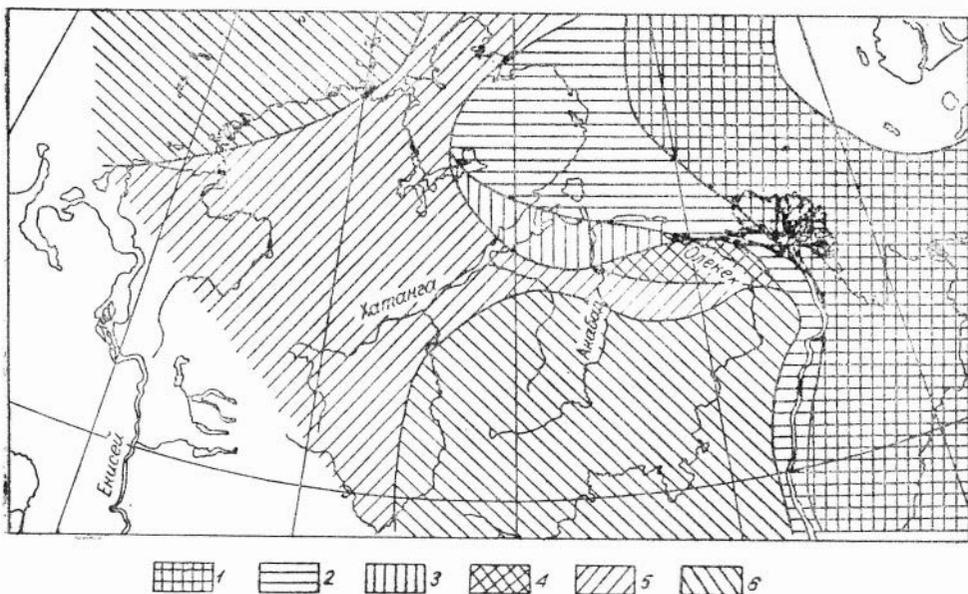


Рис. 2. Схематическая палеогидрохимическая карта севера Средней Сибири в раннепермскую эпоху. Масштаб 1 : 10 000 000. 1961 г.

1 — морские воды с нормальной соленостью; 2 — морские воды с неустойчивым гидрохимическим режимом; 3 — морские воды с повышенной соленостью; 4 — воды лагун натриевого типа; 5 — воды лагун кальевого типа; 6 — область развития пресных вод континента

Анализ нижнепермского осадконакопления на севере Средней Сибири позволяет выявить ведущую роль колебательных движений в распределении фациальных зон на площади и в последовательном их смещении во времени. Дважды в течение раннепермской эпохи на севере Средней Сибири погружения сменялись поднятиями. В соответствии с этими движениями происходило смещение фациальных зон и изменение палеогидрохимического режима осадконакопления.

На схематической палеогидрохимической карте (рис. 2) сделана попытка восстановить палеогидрохимический режим, существовавший на севере Средней Сибири в конце раннепермской эпохи. На карте показаны области распространения вод тех генетических групп, которые выделялись в процессе анализа состава адсорбированного комплекса. Таким образом, каждой гидрохимической зоне палеогидрохимической карты отвечает строго определенная область диаграммы состава поглощенного комплекса. Соответственно в легенде к палеогидрохимическим картам имеются области развития морских вод нормальной солености,

опресненных и с неустойчивым гидрохимическим режимом, вод засоленных и опресненных лагун, а также вод лагун калиевого и натриевого типа.

Обширность рассматриваемой территории и ее недостаточная геохимическая изученность определяют условность границ между выделяемыми зонами, в связи с чем в большинстве случаев они носят гипотетический характер. В то же время существование таких зон и их примерное положение в общем гидрохимическом плане региона, как нам кажется, достаточно обосновывается фактическим материалом.

Начало позднепермской эпохи совпадает с одной из самых крупных в верхнем палеозое морских трансгрессий. Морские воды проникают в

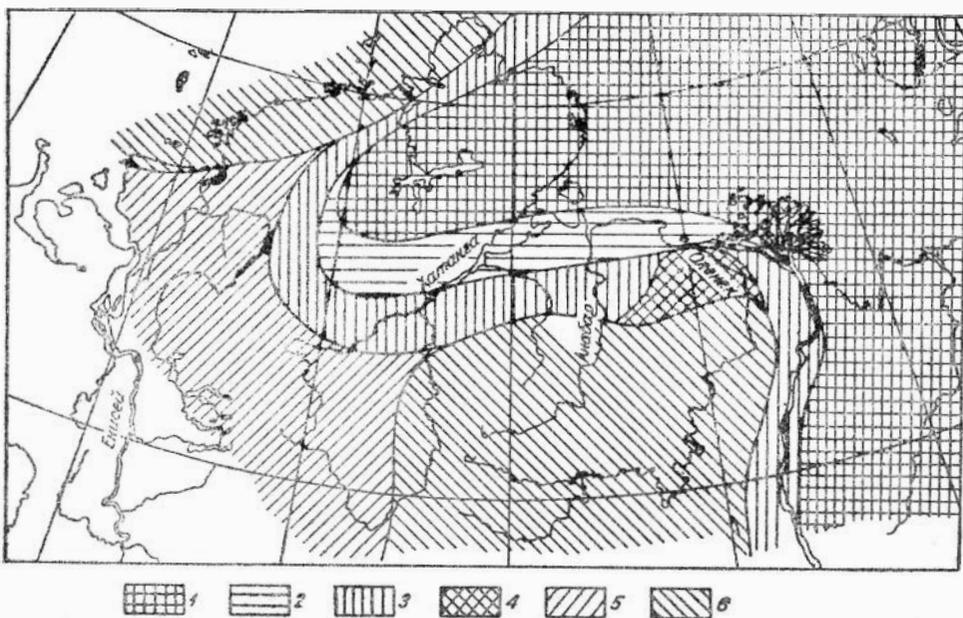


Рис. 3. Схематическая палеогидрохимическая карта севера Средней Сибири в позднепермскую эпоху. Масштаб 1 : 10 000 000. 1961 г.

1 — морские воды с нормальной соленостью; 2 — опресненные морские воды; 3 — морские воды с неустойчивым гидрохимическим режимом; 4 — воды лагун натриевого типа; 5 — воды лагун калиевого типа; 6 — область развития пресных вод континента.

глубь Сибирской платформы, покрывая обширные участки, которые были до того ареной лагунного и континентального осадконакопления. Вновь вовлекается в сферу морского осадконакопления Таймырский полуостров, однако здесь в отличие от Сибирской платформы море не смогло вернуть себе прежних позиций. На месте обширных приморских лагун, покрывавших территорию Восточного Таймыра, образовался крупный морской залив, ограниченный на западе, где-то в районе р. Н. Таймыра, зоной развития континентальных отложений (рис. 3). Судя по составу поглощенного комплекса глинистых пород, воды этого бассейна были опресненными.

Несмотря на то, что в это время в районе мыса Цветкова накапливались преимущественно глинистые осадки, содержащиеся в них остатки фауны брахиопод свидетельствуют о том, что гидрохимический режим, благоприятный для их обитания, был весьма кратковременным.

Режим нормальной солености довольно быстро сменился опресненным, брахиоподовая фауна исчезла, и на смену ей пришла фауна пелеципод и фораминифер.

Заметное на Восточном Таймыре опреснение еще более резко было выражено в Нордвикском районе. По-видимому, с ним надо связывать обедненный состав фауны, обитавшей в водах этого района. Помимо пелеципод, представленных довольно ограниченным количеством видов, здесь встречаются лишь фораминиферы, которые не только хорошо переносят опреснение, но даже предпочитают пресные морские воды водам с нормальной соленостью. Надо сказать, что и текстурный облик нижней части разреза верхнепермских отложений района и литологический состав свидетельствуют о мелководном характере позднепермского морского бассейна. В пользу этого говорит значительная примесь песчаного и алевритового материала в глинистых породах, характер чередования пород, меняющийся от ленточного до сравнительно грубого, широкое развитие седиментационных брекчий, следов размывов и обилие обуглившихся растительных остатков. Нет сомнений в том, что мелководность бассейна во многом способствовала его опреснению.

В Анабарский район морские воды проникли лишь на очень короткий срок. С ними связано образование маломощной пачки песчаных пород, содержащей довольно редкие остатки фауны пелеципод. В дальнейшем море отступило, оставив за собой обширные опресненные водоемы. По-видимому, связь этих водоемов с морем нарушалась и восстанавливалась, так как иначе трудно объяснить периодическое изменение их гидрохимического режима.

Наименее заметны следы казанской трансгрессии в Оленекском районе, где солевой состав вод остался близким к раннепермскому. Все же и здесь, судя по составу поглощенного комплекса, намечается некоторый сдвиг в сторону большей близости к морскому режиму. В результате возникают гидрохимические условия, благоприятные для обитания известковых фораминифер. Осадки, сформировавшиеся в этот период, имеют преимущественно песчано-алевритовый состав. Для текстурного облика их характерны следы размучивания, ходы роющих организмов, сочетание различных типов слоистости. По-прежнему в большом количестве встречается растительный детрит.

В Усть-Ленском районе трансгрессирующие морские воды повсеместно приводят к смене мелководных отложений конца кунгурского века более глубоководными, содержащими казанскую фауну. Анализ состава поглощенных катионов показывает, что солевой состав вод в этот период выравнивается по всей территории Хараулахских гор. Вновь широко развивается брахиоподовая фауна, плохо переносящая опреснение. Накапливающиеся осадки имеют преимущественно песчано-алевритовый состав.

Менее устойчивым был солевой режим в районе левобережья р. Лены, где сказывалось опресняющее влияние континента. Это определило и состав фауны, представленной главным образом пелециподами и известковыми фораминиферами. Брахиоподы здесь приурочены лишь к тем участкам разреза, которые формировались в периоды, когда соленость была близка к нормальной.

Во второй половине казанского века крупный морской залив, образовавшийся на западе рассматриваемой территории, начинает мелесть. На Восточном Таймыре глинистые породы начала казанского века постепенно сменяются алевритовыми и песчаными осадками. Брахиоподовая фауна вытесняется пелециподовой. Начинается процесс интен-

сивного опреснения. Поглощенный комплекс пород постепенно все больше обогащается щелочноземельными элементами. Падает содержание магния в составе труднорастворимых солей. Брахиоподовая фауна постепенно вытесняется пелециподовой, а затем исчезает полностью. К концу казанского века вымирают пелециподы и фораминиферы, начинают накапливаться угленосные отложения, содержащие многочисленные растительные остатки. По-видимому, и в этот период морские воды изредка проникали в район Восточного Таймыра, о чем свидетельствует периодическое повышение солености и появление единичных прослов с морской фауной.

Морской режим в Нордвикском районе был менее продолжительным, чем на Восточном Таймыре. Морские образования верхнекожевниковской свиты довольно быстро сменяются отложениями, сочетающими элементы морского и лагунного режима осадконакопления. Состав адсорбированного комплекса указывает на то, что лагуны, в которых шло накопление осадков верхней части верхнекожевниковской свиты, имели опресненный характер. Кратковременные и весьма слабые трансгрессии уже не в силах были коренным образом изменить установившийся режим осадкообразования. С трансгрессивными этапами развития лагун связано, очевидно, появление двух микрофаунистических горизонтов. Микрофауна их имеет угнетенный облик и, по мнению А. А. Герке, представляет собой остатки микрофауны перисады максимальной трансгрессии, приспособившейся к специфическим условиям лагун.

Самые верхи верхнекожевниковской свиты не имеют такого отчетливо ритмического строения, которое характерно для верхней части разреза пермских отложений Восточного Таймыра. Нет выраженной угленосности, хотя небольшие пропластки и линзочки угля на отдельных участках зафиксированы. Однако анализ состава поглощенного комплекса со всей очевидностью свидетельствует о неоднократном изменении режима осадкообразования, что прежде всего находит отражение в изменении солевого режима вод, хотя и без той резкости, которая наблюдается на Восточном Таймыре.

Наиболее резко опреснение выражено в Анабарском районе, где в конце казанского века накапливались отложения угленосной свиты. Установившийся здесь гидрохимический режим весьма близок к тому, в котором формировались верхи разреза пермских отложений Восточного Таймыра. Характерной особенностью его является крайняя неустойчивость, которая обуславливает частое и резкое изменение солености вод. В отличие от Восточного Таймыра диапазон колебаний солености здесь несколько меньше. Пределы его — опресненные морские воды и пресные воды континентального характера.

Отложения угленосной свиты характеризуются мелкой ритмичностью (она отражается в закономерном чередовании песчано-алевроитовых и глинистых пород), многочисленными следами размывов, знаками ряби на поверхности напластования пород, обилием растительных остатков, нередко захороненных в прижизненном положении. Резко выраженный опресненный характер вод бассейна осадкообразования определил скудость остатков фауны, представленной единичными находками пресноводных пелеципод.

В пределах Оленекского района в конце казанского века продолжали формироваться лагунные осадки. Сохранился и гидрохимический режим осадконакопления. Влияние морских вод, которое имелось в начале казанского века, полностью не утрачивается и в конце его. В

результате фауна известковых фораминифер продолжает обитать в бассейне на протяжении всего казанского века.

В районе Хараулахских гор достаточно устойчивый морской режим характерен для всего казанского века. Это находит отражение в солевом составе вод, не претерпевшем существенных изменений, и в относительном разнообразии фауны, представленной брахиоподами, морскими лилиями, мшанками и фораминиферами. Некоторое обмеление морского бассейна, которое было в конце казанского века, вызвало лишь слабое опреснение вод, не сопровождающееся соответствующим изменением органического мира.

Более отчетливо опреснение устанавливается в конце казанского века в районе левобережья р. Лены. Поглощенный комплекс отложений отличается повышенным содержанием щелочноземельных элементов. Кроме того, в некоторых случаях в составе поглощенного комплекса фиксируется повышенное содержание калия, свойственное морским отложениям, промытым пресными водами. Сравнительно устойчивый гидрхимический режим определил однообразие состава фауны, представленной пелециподами и известковыми фораминиферами.

Геологическую летопись позднепермской эпохи нельзя считать полной. Предтриасовые эрозионные процессы в ряде районов уничтожили осадки, сформировавшиеся в конце позднепермской эпохи. Кроме того, отсутствие надежного стратиграфического эталона отложений татарского века затрудняет их выделение в разрезах верхней перми.

На западе рассматриваемой территории к татарскому ярусу, по-видимому, следует отнести отложения маринской свиты Восточного Таймыра и мисайлапской свиты Нордвикского района.

Фациальный облик отложений маринской и мисайлапской свит указывает на то, что они формировались в условиях стабилизировавшегося лагунного режима. В пользу такой точки зрения свидетельствуют текстурные особенности пород и палеонтологические остатки. В частности, можно сослаться на полное отсутствие фауны в отложениях маринской свиты и на весьма специфический состав фауны мисайлапской свиты, представленной ракообразными и остракодами. В то же время надо указать на обилие растительных остатков, следов размыва, многочисленных включений глинистой галечки, следов ползания червей.

Состав поглощенного комплекса свидетельствует о том, что отложения маринской и мисайлапской свит накапливались в лагунах с соевым режимом, близким к нормальному морскому с некоторым отклонением в сторону более высокой солености.

В районе Хараулахских гор отложения, условно относимые к татарскому ярусу, имели морское происхождение. Поглощенный комплекс их указывает на морской, хотя и несколько опресненный, режим осадконакопления. Некоторое оживление колебательных движений и сопровождающее его погружение территории, происходившее в начале татарского века, не были продолжительными. Колебательные движения вновь начинают затухать, мощность ритмов заметно сокращается, в строении их резко увеличивается роль песчаных пород. Повсеместно наблюдаются признаки обмеления в виде многочисленных следов размывов, оползания осадка, знаков ряби, ходов роющих организмов. Фауна становится однообразной. Это преимущественно пелециподы и гастроподы, нередко образующие ракушниковые прослои. Во всем чувствуется приближение береговой полосы.

Отложения в других районах, условно относимые к татарскому ярусу, неизвестны. В районе Булкурской антиклинали они, по-видимо-

му, размыты, а в Оленекском районе из-за недостаточной изученности разреза их можно только предполагать.

В заключение необходимо отметить, что изложенные представления являются лишь первым опытом реконструкции палеогидрохимических условий осадкообразования на севере Сибири в пермский период на основе изучения состава поглощенного комплекса. В связи с этим далеко не все выдвигаемые положения можно считать доказанными. Тем не менее очевидной является возможность использования анализа состава поглощенного комплекса для решения палеогидрохимических задач. И этот вывод представляется автору наиболее важным.

ЛИТЕРАТУРА

К. С. Бонч-Осмоловская, Н. С. Спиро. Методика получения вытяжек из глинистых осадочных пород для изучения составов легко растворимых солей и поглощенного комплекса катионов. Сб.: Методические исследования по геохимии терригенных осадочных пород. Тр. Ин-та геологии Арктики, т. 86. Госгеолтехиздат, 1956.

И. С. Грамберг, Н. С. Спиро. Опыт использования геохимических данных для корреляции и фациального анализа пермских отложений Хатангской впадины. Сб. статей по геохимии осадочных пород. Вып. I. Тр. Ин-та геологии Арктики, т. 98, 1959.

И. С. Грамберг, Н. С. Спиро, Э. Н. Аглонова. Стратиграфия и литология пермских отложений северной части Хатангской впадины, Тр. Ин-та геологии Арктики, т. 71, 1960.

И. С. Грамберг, Н. С. Спиро, Э. Н. Аглонова. Стратиграфия и литология пермских и триасовых отложений северной части Приверхоанского прогиба и сопредельных складчатых сооружений. Тр. Ин-та геологии Арктики, т. 118, 1961.

Т. М. Емельянцева, А. И. Кравцова, П. С. Пук. Геология и перспективы нефтегазоносности низовьев р. Лены. Тр. Ин-та геологии Арктики, т. 108, 1960.

М. К. Калинин. История геологического развития и перспективы нефтегазоносности Хатангской впадины. Тр. Ин-та геологии Арктики, т. 104, 1959.

Т. В. Котенева. Схема рационального химического анализа глинистых пород. Сб.: Методические исследования по геохимии терригенных осадочных пород. Тр. Ин-та геологии Арктики, т. 86, 1956.

К. Ф. Родионова, Е. М. Мочалова. Обменные основания глинистых пород продуктивной толщи девона Татарии и Башкирии как возможный показатель солености вод девонских бассейнов. Сб.: Вопросы геологии и нефтяных месторождений. Тр. ВНИИ, вып. XXIII, 1960.

Н. С. Спиро, И. С. Грамберг, Ц. Л. Вовк. Методика сравнительного изучения химического состава терригеновых осадочных пород. Сб.: Методические исследования по геохимии терригенных осадочных пород. Тр. Ин-та геологии Арктики, т. 86. Госгеолтехиздат, 1956.

Н. С. Спиро. Химический состав пермских глинистых отложений и связь его с фациальными условиями осадкообразования. Сб. статей по геохимии осадочных пород. Вып. I. Тр. Ин-та геологии Арктики, т. 98, 1959.

Н. С. Спиро, К. С. Бонч-Осмоловская. Состав поглощенных оснований глин в случае равновесия с водами различного типа. Сб. статей по геохимии осадочных пород. Вып. I. Тр. Ин-та геологии Арктики, т. 98, 1959.

Н. С. Спиро, Ц. Л. Вовк. Реконструкция состава вод пермского моря. Сб. статей по геохимии осадочных пород. Вып. I. Тр. Ин-та геологии Арктики, т. 98, 1959.

Н. С. Спиро, И. С. Грамберг. Роль геохимических исследований в палеогеографии Арктического бассейна. Региональная палеогеография. Междунар. геол. конгресс, XXI сессия, 1960.

Г. Л. Стадников. Химический метод определения условий отложения глинистых осадочных пород. Бюлл. Моск. об-ва испытателей природы, № 2, 1956.

ОПЫТ РЕКОНСТРУКЦИИ ПАЛЕОРЕЛЬЕФА ПО ВЕЩЕСТВЕННОМУ СОСТАВУ ОБЛОМОЧНОЙ ЧАСТИ ПЕСЧАНИКОВ ТУРУХАНСКОГО РАЙОНА

Г. Э. ПРОЗОРОВИЧ

Формирование состава обломочных пород, в частности песчаников, обусловлено длительностью механической обработки терригенного материала и интенсивностью химического выветривания в областях размыва. Последнему фактору В. П. Казаринов (1958) придает основное значение, объясняя изменение состава обломочных пород в разрезе и образование осадочных формаций периодичностью развития рельефа, как функции тектонической активности. При расчлененном рельефе водосборных площадей процессы химического выветривания развиваются слабо, и в бассейн седиментации поступает полимиктовый обломочный материал. При выровненном рельефе химическое выветривание уничтожает неустойчивые минералы и происходит накопление осадков с большим содержанием кварца.

Обобщая большой фактический материал, Н. М. Страхов (1962) также приходит к выводу о том, что состав полимиктовых, мезомиктовых и олигомиктовых пород предопределяется в основном интенсивностью химического выветривания в областях размыва, которая пропорционально зависит от их тектонического режима. Исходя из этого, по составу обломочных пород, по соотношению в них обломков пород, полевых шпатов и кварца можно с определенной степенью достоверности восстановить палеорельеф областей размыва. Этому вопросу и посвящена настоящая статья, в основу которой положено изучение вещественного состава юрских и меловых песчаников бассейна р. Турухан.

Основными источниками сноса обломочного материала для данного района были Пуровский хребет (Сакс, Ронкина, 1957) и Сибирская платформа. С Пуровского хребта в бассейн седиментации поступало большое количество полевых шпатов, обломков кислых эффузивов и гранитоидов. Размыв пород Сибирской платформы характеризуется накоплением пород с повышенным содержанием кварца. При размыве траппов платформы образуются граувакковые породы.

В юрское и нижнемеловое время обломочный материал в западную часть района, приблизительно до меридиана р. Н. Баиха, приносился с ныне погребенного Пуровского хребта, располагавшегося в междуречье рек Пура и Таза, к западу от р. Турухан. Еще в пермское время он был довольно возвышен, что способствовало накоплению полимиктовых песчаников и конгломератов (с большим содержанием обломков пород) на

Западном Таймыре и в районе Норильска (Дибнер, Чайка, 1958). Его история в триасовый период остается неясной, так как осадки этого времени почти повсеместно отсутствуют.

По составу отложений нижнеюрской эпохи, которые известны лишь в разрезах скважин 1-Р на р. Турухан и 1-Р на оз. Налымье (рис. 4 а),

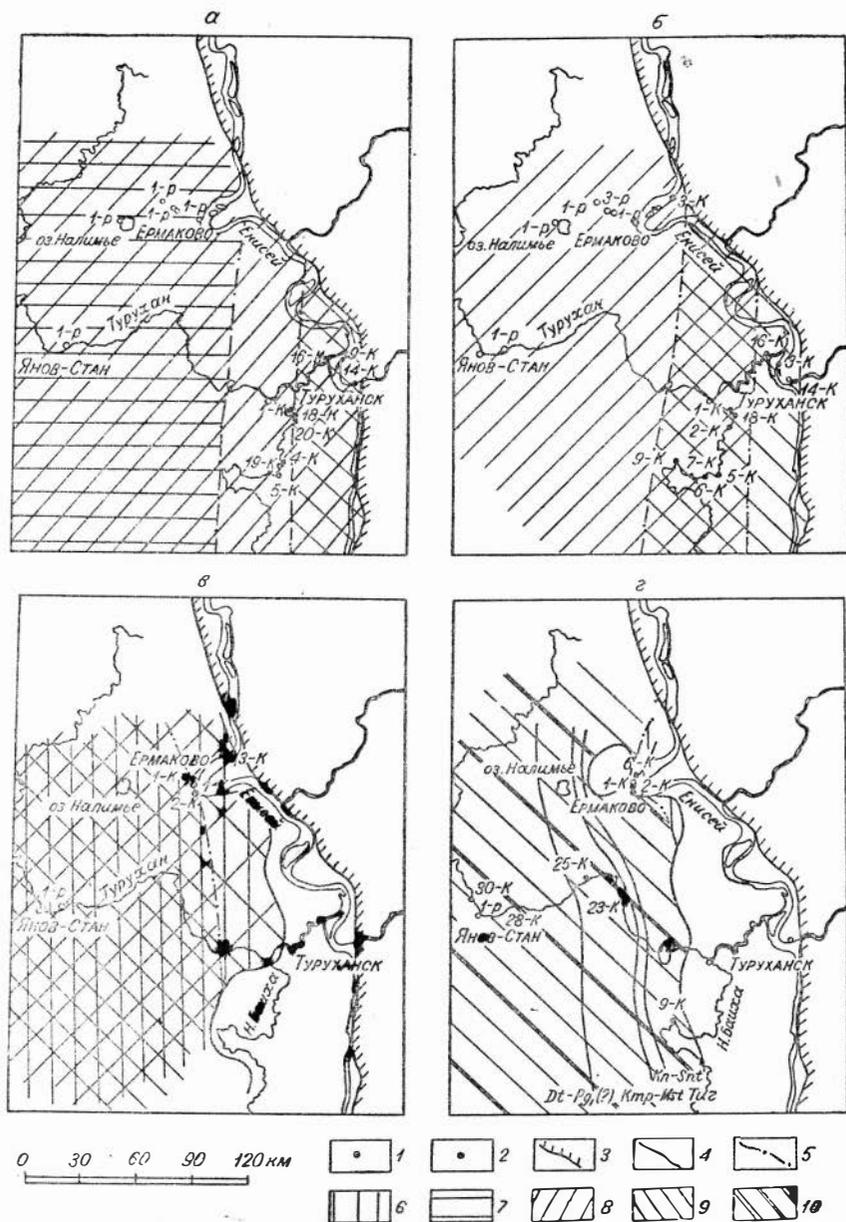


Рис. 4. Карточки вещественного состава песчаников.

а — нижняя + средняя юра; б — верхняя юра; в — алт.-алай; г — верхний мез. 1 — роторные скважины; 2 — колонковые скважины; 3 — граница обрешения низменности; 4 — границы современного распространения отложений; 5 — границы поля песчаников. Песчаники: 6 — граувакковые; 7 — полимиктовые; 8 — аркозовые; 9 — кварцево-полевошпатовые; 10 — полевошпатово-кварцевые. (Классификация песчаников М. К. Калинко. «Справочное руководство по петрографии осадочных пород». Т. II. Гостоптехиздат, 1958).

можно судить о значительной расчлененности Пуровского хребта: в песчаниках количество обломков пород, среди которых много кислых эффузивов, достигает 35—40%; содержание кварца около 35%, а полевых шпатов — 35—40%. Вверх по разрезу количество обломков пород уменьшается, и уже в аркозовых песчаниках верхнеюрских отложений (рис. 4 б) они составляют всего лишь 2—3%. Это говорит о том, что рельеф Пуровского хребта постепенно сглаживался и наименее расчлененным был в позднеюрское время.

Среди отложений валанжина в среднем течении р. Турухан (скв. 1-Р) распространены аркозовые песчаники, в которых по сравнению с верхнеюрскими песчаниками несколько возрастает содержание обломков пород (5, иногда 10%). В редких случаях встречаются полимиктовые песчаники. Это результат обновления рельефа Пуровского хребта.

В первую половину готерив-барремского времени вновь происходит постепенное сглаживание рельефа Пуровского хребта, о чем свидетельствует снижение кислых эффузивов до 2—3%, а во второй половине готерив-барремского времени Пуровское поднятие полностью нивелируется. Это вызывает резкое уменьшение полевых шпатов до 15—50%; основная масса полевых шпатов ранее поступала с запада, образуя аркозовые песчаники (рис. 4 а, б).

На протяжении всего рассмотренного времени влияние Сибирской платформы как источника питания обломочным материалом сказывалось лишь на узкой полосе, западная граница которой проходила где-то по р. Н. Банха. Поле осадочных пород, образовавшееся за счет обломочного материала Сибирской платформы, в прошлом было значительно шире и распространялось на восток. В пределах Сибирской платформы верхнеюрские и нижнемеловые отложения обнаружены В. П. Сафроновым (1959), юрские — Н. Н. Тазихиным (1959), ниже-среднеюрские — М. М. Одинцовым (1961) и др. Эти отложения и являются остатками того чехла, очевидно не сплошного и маломощного, который предохранял от размыва траппы Сибирской платформы. И действительно, во всей полосе накопления аркозовых и кварцево-полевошпатовых пород (рис. 4 а, б) мы обнаруживаем лишь редкие обломки базальтов, количество которых не превышает 5—10%, причем большее их содержание приходится на верхнеюрские отложения. Это не означает усиления размыва траппов в позднеюрское время, а свидетельствует о постепенном их освобождении от перекрывавших осадочных пород.

Более кварцевый состав песчаников в восточной части района обусловлен обломочным материалом, поступившим в результате размыва метаморфических пород архея Анабарского щита, кварцитов, конгломератов и кварцевых песчаников синийского возраста, карбонатных толщ палеозоя, содержащих терригенную примесь преимущественно кварца и от размыва терригенных пород тунгусской серии, где кварц также преобладающий минерал. О том, что размыву подвергались в основном осадочные породы Сибирской платформы, можно судить и по более лучшей отсортированности и окатанности обломочного материала песчаников восточной полосы района.

В среднеюрское время, с отложений которого и начинается разрез мезозоя на востоке, рельеф восточных водосборных площадей был более расчлененным, чем в позднеюрскую эпоху. Это объясняется тем, что, очевидно, в результате более сглаженного рельефа и более сильного химического выветривания в верхнеюрское время заметно расширяется по сравнению со среднеюрским (рис. 4 а) поле кварцево-полевошпатовых песчаников (рис. 4 б). Содержание кварца в аркозовых и кварцево-

полевошпатовых песчаниках увеличивается благодаря некоторому уменьшению полевых шпатов и обломков пород.

Отложения валанжина и готерив-баррема в восточной части района размыты последующей эрозией, что не позволяет судить по имеющимся данным о характере развития рельефа восточных областей размыва в это время.

Из работы В. Н. Сакса и З. З. Ронкиной (1960) видно, что в валанжинское время северная часть Сибирской платформы испытала восходящие движения, это должно было сказаться и на расчлененности рельефа. Конец неокома характеризуется, по мнению авторов, превращением Сибирской платформы в низменную равнину. Первые признаки нового оживления ее рельефа появляются в конце готерив-баррема, очевидно, в барреме. Песчаники этого возраста, вскрытые в самом западном разрезе Туруханской скважиной 1-Р, содержат до 10—15% обломков траппов. Максимальной контрастности рельеф Сибирской платформы достигает в апт-альб-сеномане, породы которого формировались в основном из обломочного материала, поступающего с Сибирской платформы. Обломки траппов в количестве 10—15% постоянно присутствуют в аркозовых и кварцево-полевошпатовых песчаниках, слагающая часто и граувакковые разности. Они порой достигают 80% обломочности материала (рис. 4 в). В песчаниках верхнемелового возраста количество обломков траппов значительно сокращалось (до 10—15%), а граувакки накапливались лишь в непосредственной близости от Сибирской платформы (рис. 4 г). Возрастает содержание кварца (до 60—80%). Такое изменение в составе песчаников было вызвано сглаживанием рельефа Сибирской платформы и интенсивным развитием химического выветривания, которое способствовало накоплению обломочного материала с высоким содержанием кварца.

Незначительное обновление рельефа можно предполагать в маастрихт-датское время, когда накапливалась толща песков, в которой, судя по алевритовой фракции, количество полевых шпатов возрастает до 50—60% против 12—33% в подстилающих верхнемеловых отложениях.

Судить о рельефе южных источников обломочного материала (Енисейский край, Саяны) по материалам данного района весьма трудно. Отметим лишь, что заметное поступление обломочного материала с юга началось с валанжина и продолжалось на протяжении всего рассмотренного здесь времени. Этот вывод основан на значительном распространении в отложениях мелового возраста минералов группы эпидота, основная масса которых поступала в осадки от разрушения эпидотсодержащих метаморфических комплексов архея, протерозоя, синия, кембрия и эффузивных толщ синия и кембрия.

Таким образом, по составу песчаников юрских и меловых отложений рельеф Пуровского хребта и Сибирской платформы наиболее расчлененным был в нижней, средней юре и валанжине. В готерив-барремское время Пуровский хребет был сnivelирован, а рельеф Сибирской платформы стал менее контрастным. Наиболее расчлененным рельеф Сибирской платформы был в апт-альб-сеноманское время. Верхнемеловая эпоха в целом характеризуется менее расчлененным рельефом.

В статье не приводится материал по продуктам размыва кор выветривания, распределение которых в разрезе подтверждает описанную схему развития рельефа. Кроме того, схема в общих чертах совпадает с той периодичностью развития рельефа, которую установили Т. И. Гурова и В. П. Казаринов (1962) для территорий обрамления Западно-Сибирской низменности.

ЛИТЕРАТУРА

- Т. Н. Гурова, В. П. Казаринов. Литология и палеогеография Западно-Сибирской низменности в связи с нефтегазоносностью. М., Гостоптехиздат, 1962.
- В. Д. Дибнер, Л. А. Чайка. К вопросу об источниках сноса верхнепалеозойских терригенных отложений гор Бырранга. Информ. бюлл. НИИГА, вып. 11. Л., 1958.
- В. П. Казаринов. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. М., Гостоптехиздат, 1958.
- М. М. Одинцов. Новый юрский бассейн на юго-западе Сибирской платформы. Докл. АН СССР, т. 138, № 5, 1961.
- В. Н. Сакс, З. З. Ронкина. Юрские и меловые отложения Усть-Енисейской впадины. Тр. НИИГА, т. 90. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- В. Н. Сакс, З. З. Ронкина. О развитии рельефа Сибири на протяжении мезозойской эры. Геология и геофизика, 1960, № 1.
- В. П. Сафронов. О находках мезозойских отложений на севере Сибирской платформы в верховьях р. Большой Романихи. Информ. бюлл. НИИГА, вып. 14. Л., 1959.
- Н. М. Страхов. Основы теории литогенеза. Т. II. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Н. Н. Тазихин. Юрские отложения бассейна р. Большой Ботуобин. Материалы по геологии и геоморфологии Сибирской платформы. Матер. ВСЕГЕИ, н. сер., вып. 24. 1959.
-

К ВОПРОСУ О РЕКОНСТРУКЦИИ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ МЕЛА И ПАЛЕОГЕНА В ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЧУЛЫМО-ЕНИСЕЙСКОЙ ВПАДИНЫ ПО ТЕРРИГЕННЫМ КОМПОНЕНТАМ

Г. В. НЕСТЕРЕНКО

Реконструкция палеогеографических условий формирования осадочных толщ — установление источников их питания и выяснение степени влияния на их образование процессов химического выветривания — имеет теоретическое и практическое значение. Одним из путей решения этого вопроса является детальное изучение терригенных компонентов и установление в них типоморфных признаков. В последние годы появились работы (Казаринов, 1958; Казанский, 1958; Гурова, 1960 и др.), которые в той или иной степени касались истории развития Чулымо-Енисейской впадины в мезокайнозойское время. В частности, на основании некоторых признаков, в том числе особенностей минералогического состава обломочного материала в них, доказываемая активная роль в формировании толщ процессов химического выветривания. Значительно слабее к настоящему времени освещено положение питающих провинций для мезокайнозойских толщ Чулымо-Енисейской впадины. В этой связи заслуживают внимания статья В. А. Ермолаева (1961), посвященная детальному описанию морфологии цирконов из палеогеновых отложений Томского вала, и работы А. Р. Ананьева (1948), затрагивающие вопросы об условиях формирования и областях питания нижнемеловых отложений бассейна р. Кня.

Автор статьи изучал вещественный состав некоторых горизонтов мела и палеогена Чулымо-Енисейской впадины. Особое внимание во время исследований было уделено изучению минералогического состава тяжелых фракций и выявлению типоморфных признаков минералов, взятых из осадочных толщ и предполагаемых областей питания. Результаты изучения типоморфных признаков цирконов сведены в специальные таблицы и графики. Ильменит и циркон анализировались на содержание элементов-примесей (спектральным и рентгеноспектральным методами), детально изучались структура и микроструктура ильменита.

В статье описаны морфология и типоморфные признаки цирконов из меловых и палеогеновых толщ юго-западной окраины Чулымо-Енисейской впадины и показано их значение для палеогеографической реконструкции области. При этом автор пытался увязать данные минера-

Были изучены цирконы из некоторых свит мела и палеогена Чулымо-Енисейской впадины и цирконы северной и северо-западной частей Кузнецкого Алатау. В последнем случае пробы цирконов отбирались непосредственно из домезозойских скальных пород и современного аллювия горных речек. Несколько проб взято из русловых отложений р. Чулым в районе хребта Арга. Следует оговориться, что эти пробы не могут характеризовать домезозойские породы хребта Арга, поскольку здесь левый склон долины р. Чулым повсеместно сложен рыхлыми мезозойскими толщами.

При минералогических исследованиях изучались: внешний облик (цвет, прозрачность, трещиноватость) и люминесценция цирконов; степень сохранности зерен цирконов; удлиненность (отношение длинной оси к короткой) и форма кристаллов цирконов. Степень сохранности зерен, форма и удлиненность кристаллов определялись количественно по 200 зернам (кристаллам) в каждой пробе.

Ниже остановимся на характеристике цирконов района по отмеченным признакам.

По внешнему виду—прозрачности, цвету и блеску—цирконы из различных горизонтов мезокайнозоя близки между собой. В подавляющей массе это прозрачные, чистые и полупрозрачные, трещиноватые зерна, бесцветные и со слабым розоватым и желтовато-розоватым оттенком. Реже бывают цирконы розовые и еще реже, только в нижнемеловых отложениях,—коричневые. Бесцветные и слегка розоватые цирконы доминируют среди цирконов горных районов. Вместе с тем местами там заметно возрастает (до 3—5%) содержание коричневых цирконов типа циртолита. Последние чаще мутные, трещиноватые. В мезокайнозойских отложениях их нет из-за относительно слабой устойчивости при транспортировке и химическом выветривании.

Было проведено изучение циркона по характеру свечения в ультрафиолетовых лучах. Оказалось, что по этому признаку цирконы различных осадочных толщ района между собой существенно не отличаются. В большинстве проб сколо половины цирконов светятся сильно и отчетливо желтым, лимонно-желтым и желтовато-голубым цветами. Примерно столько же слабо люминесцируют в желтовато-голубых и желтовато-коричневых тонах. Количество совершенно не светящихся цирконов, которыми являются более густоокрашенные (и в том числе коричневые) разности, не превышает нескольких процентов.

Несколько менее выдержан характер люминесценции цирконов из отдельных пунктов Кузнецкого Алатау. Так, например, в районе Дудетского массива и в вершине р. Кия снижается количество хорошо светящихся цирконов. В целом же можно сказать, что цирконы северного склона Кузнецкого Алатау и цирконы меловых и палеогеновых отложений юго-западной части Чулымо-Енисейской впадины по характеру люминесценции близки между собой. Существенно иначе ведут себя в ультрафиолетовых лучах цирконы р. Золотой Китат и района Ургатского массива (северо-западный склон Кузнецкого Алатау). Большинство отобранных там цирконов не светится; содержание хорошо светящихся не превышает 5%.

Изучение сохранности цирконов и нанесение результатов на треугольные диаграммы проводилось по методике, описанной Д. Каллендером и Р. Фолком (1958). Цирконы по степени сохранности разбивались на 5 групп: 1) целые идиоморфные кристаллы, не затронутые

образней; 2) обломки кристаллов; 3) угловато-оскольчатые зерна без следов истирания; 4) угловато-окатанные (полуокатанные) зерна и обломки кристаллов, имеющие сглаженные ребра и слегка истертые грани, и 5) хорошо окатанные зерна свальной формы. Результаты определения степени сохранности цирконов приведены на треугольных диаграммах (рис. 6). Диаграммы построены в двух вариантах. На диаграмме *а* обломанные кристаллы суммированы с целыми, а на *б* — обломанные кристаллы объединены с угловатыми зёрнами.

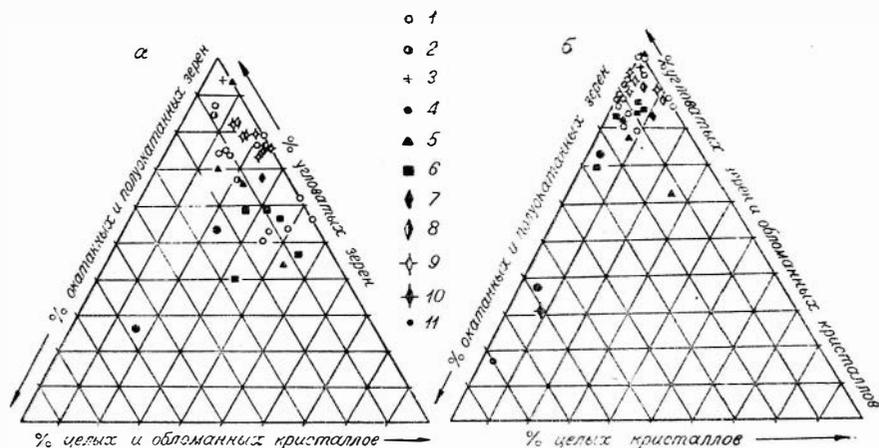


Рис. 6. Треугольные диаграммы сохранности цирконов.

1—4 — цирконы из современного аллювия; 5 — из илекской свиты; 6 — из кийской свиты; 7 — из симоньской свиты; 8 — из сымской свиты; 9 — из туганской свиты долины р. Кия; 10 — из палеогеновых отложений Томского вала; 11 — из девонских песчаников района оз. Б. Берчикуль.

На рис. 6 видно, что в большинстве проб цирконов из современных речных отложений горных районов и из меловых и палеогеновых отложений низменности преобладают неокатанные осколки и обломанные кристаллы. Слабее развиты полуокатанные зерна и целые идиоморфные кристаллы. Хорошо окатанных зерен или нет, или они содержатся в очень небольшом количестве (до 1,0—1,5%). Вместе с тем в некоторых случаях наблюдается отклонение от этого правила. Так, в речных шлихах северо-западного склона Кузнецкого Алатау почти совершенно отсутствуют целые кристаллы цирконов. В ряде проб из песков илекской свиты бассейна р. Серта возрастает содержание целых кристаллов и хорошо окатанных зерен. Увеличивается процентное содержание полуокатанных зерен цирконов в русловых отложениях рек Чулымо-Енисейской впадины. Резко выделяются из всех остальных цирконы из девонских песчаников района озера Б. Берчикуль, в которых доминируют полуокатанные и хорошо окатанные зерна. Таким образом, в целом для отложений юго-западной части Чулымо-Енисейской впадины характерны слабо затронутые абразией обломочные зерна и кристаллы цирконов. Уместно заметить, что, по данным В. А. Ермолаева (1961), в палеогеновых отложениях Томского вала широко распространены окатанные зерна цирконов.

Результаты изучения удлинённости кристаллов (отношение длины к ширине) помещены на рис. 7. В абсолютном большинстве проб

из различных отложений района резко доминируют слабоудлиненные кристаллы с коэффициентом удлинения, меняющимся от 1,2—3,0 до 2,5—3,0. Содержание в них более удлиненных кристаллов не превышает, как правило, нескольких процентов. Этим они довольно резко отличаются от цирконов северного погружения Томь-Кольванской зоны, в которых, по данным В. А. Ермолаева (1961), содержание удлиненных, копьевидных кристаллов с коэффициентом удлинения в 3,5—7,0 достигает 36,8%. На гистограмме видно, что цирконы северо-западного скло-

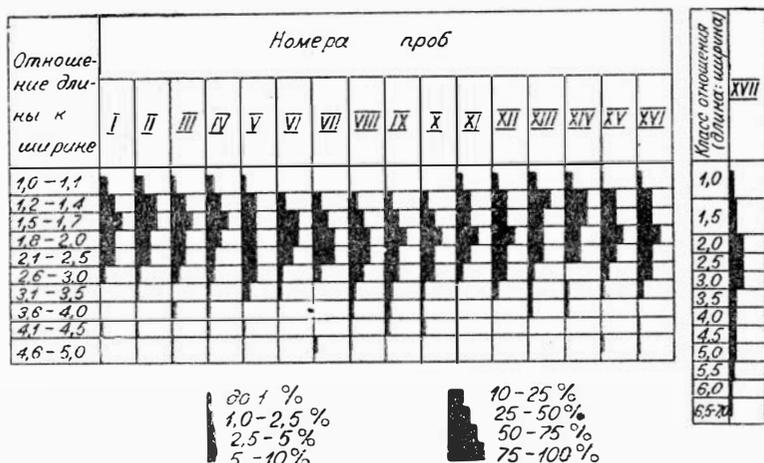


Рис. 7. Гистограмма удлиненности кристаллов циркона. Адреса проб см. в табл. 1.

на Кузнецкого Алатау (проба VI и VII) и цирконы из отложений илекской свиты Итатского района (проба X) несколько отличаются от остальных отсутствием среди них изометричных кристаллов с коэффициентом удлинения 1,0—1,2.

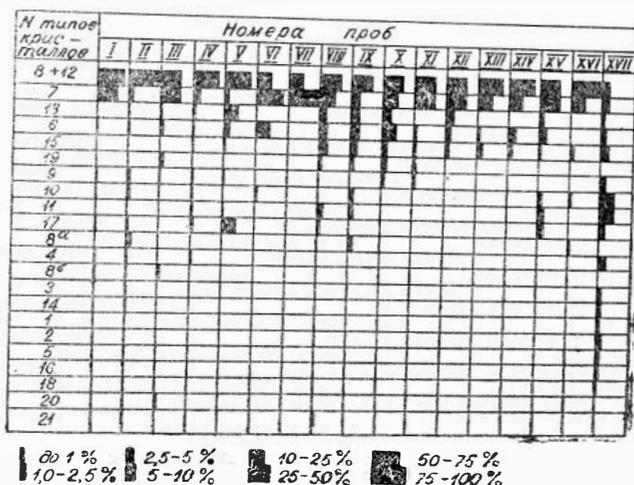


Рис. 8. Гистограмма распространности морфологических типов кристаллов цирконов. Адреса проб см. в табл. 1.

Распространенность морфологических

№ типов кристаллов	Типы кристаллов							Степень развития граней	Частота встречае			
	Простые формы								речные шихи и пробы-прото ро-западной частей Кузнецкого			
	$\{100\}$	$\{110\}$	$\{111\}$	$\{101\}$	$\{311\}$	$\{001\}$	$\{321\}$		верховья р. Кия	восточная часть массива на р-на Центр. рудника	восточная часть Ду-летского массива	р. Кия от пос. Чумай до пос. Макарик
							I	II	III	IV		
8	+	+	+	—	—	—	—	$m, a: s > \lambda$				
12	+	+	+	—	+	—	—	$m > a: s < \lambda$	62,5	83,5	44,5	76,0
7	—	—	+	—	—	—	—	$s > \lambda$	34,0	4,5	48,0	16,0
13	—	+	+	—	—	—	—	$s < \lambda$	—	0,5	1,0	1,5
6	—	+	+	—	—	—	—		0,5	0,5	2,5	1,0
15	+	+	—	—	+	—	—		—	—	—	0,5
19	+	+	—	—	—	—	—		—	—	2,0	—
9	+	+	+	—	—	—	—		0,5	1,5	0,5	1,0
10	+	+	+	—	—	—	—	m, a	—	2,0	—	1,0
11	+	+	+	—	—	—	—	m, a	—	—	—	0,5
17	+	+	+	—	+	—	—		0,5	0,5	—	2,0
8 ^a	+	+	—	—	—	—	—		—	4,5	—	—
4	+	+	+	—	+	—	—	$m, a: s > \lambda$	1,0	0,5	—	0,5
8 ^b	+	+	+	—	—	—	—		1,0	—	1,0	—
3	+	+	+	—	—	—	—	$m, a: s > \lambda$	—	0,5	—	—
14	+	+	—	—	—	—	—		—	0,5	—	—
1	+	—	—	—	—	—	—		—	—	—	—
2	+	—	—	—	—	—	—		—	—	—	—
5	—	+	—	—	—	—	—		—	—	—	—
16	—	+	—	—	—	—	—		—	—	—	—
18	—	—	—	—	—	—	—		—	—	—	—
20	—	+	—	—	—	—	—		—	—	0,5	—
21	+	+	—	—	—	—	—		—	—	—	—

Значительный интерес представляют данные, полученные при изучении распространенности различных морфологических типов кристаллов цирконов. Кристаллы исследовались под бинокляром и микроскопом по методике, предложенной В. А. Ермолаевым (1961). Отдельные кристаллы разных морфологических типов были измерены на двукружном гониометре ГД-1. В. А. Ермолаев (1961) кристаллы цирконов из палеогеновых отложений Томского вала делит на 18 типов по степени развития и количеству граней. Тринадцать из них развиты среди кристаллов цирконов рассматриваемой области. Типы кристаллов 1, 2, 5, 16 и 18 в нашем случае не обнаружены. Кроме того, нами выделяется 5 новых типов кристаллов (8^a, 8^b, 19, 20, 21).

Результаты изучения распространенности типов кристаллов среди цирконов из разновозрастных отложений Чулымо-Енисейской впадины и Кузнецкого Алатау приведены в табл. 1 и на гистограмме (рис. 8). Пробы I—VIII характеризуют в какой-то степени домезозойские породы Кузнецкого Алатау. Пробы IX—XVI отобраны из рыхлых мезокайнозойских отложений. Анализ показал, что среди кристаллов этого района преобладают типы 8, 12, 7 и 13 В. А. Ермолаева, относимые А. А. Кухаренко (1961) к «цирконовому» призматическому и изометрическому морфологическим типам. Из табл. 1 и рис. 8 видно, что содер-

мости, %													
лочки северной и северо-Алтау			илекская свита			кийская свита			СИМОНОВСКАЯ свита		туганская свита в долине р. Кля		туганская свита у северной оконечности Томь-Котлянской зоны (по В. А. Ермолаеву)
привульская часть р. Кожух	р. Золотой К-таг	район Ургалакского массива	р. Чулым у хребта Арга	бассейн р. Серга	Итагский район (у дер. Бороковки)	правобережье р. Серга		бассейн р. Чебула	Ижморский район	Маринский район (у ст. Суслово)	туганская свита в долине р. Кля	туганская свита у северной оконечности Томь-Котлянской зоны (по В. А. Ермолаеву)	
V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	XIII	XIV	XV	XVI	XVII	
64,8	19,0	12,5	49,0	52,5	47,5	40,0	42,0	73,5	72,0	44,5	82,5	18,75	
4,0	62,0	87,5	23,5	19,0	25,5	51,0	43,0	21,5	20,0	39,0	14,5	1,75	
12,0	—	—	4,0	5,5	6,5	6,0	9,5	—	—	2,5	—	0,75	
4,8	18,0	—	9,5	6,0	11,5	1,0	4,0	1,5	6,0	5,0	—	1,25	
0,8	—	—	8,5	3,0	3,0	0,5	1,5	3,5	2,0	0,5	1,5	6,50	
—	—	—	1,0	2,5	3,5	0,5	—	—	—	—	—	—	
0,8	—	—	—	—	2,5	—	—	—	—	—	—	4,20	
—	1,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,5	24,5	
0,8	—	—	2,0	2,0	—	—	—	—	—	3,0	—	12,75	
12,0	—	—	0,5	—	—	—	—	—	—	3,5	—	3,25	
—	—	—	—	1,5	—	—	—	—	—	—	1,0	—	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	6,75	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,25	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,0	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,0	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3,5	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,0	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,5	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,5	
—	—	—	2,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	

жание кристаллов этого типа в большинстве проб превышает 90%, чем они резко отличаются от кристаллов цирконов из палеогеновых отложений Томского вала, для которых более характерны другие морфологические типы.

Анализ полученных данных позволяет наметить и менее выраженные отличия между кристаллами цирконов в изученных пробах и сделать некоторые предположения.

Цирконы одного стратиграфического горизонта, но взятые из различных участков предгорной полосы заметно различаются. Видимо, можно говорить о несколько отличных областях питания. В то же время цирконы из разных горизонтов, но близко расположенных участков по морфологическим формам кристаллов бывают иногда поразительно сходными. Например, цирконы из Ломачевского карьера песков симоновской свиты чрезвычайно похожи на цирконы из отложений кийской свиты бассейна р. Керть и заметно отличаются от цирконов из песчаников той же симоновской свиты района ст. Суслово. Цирконы, отобранные из симоновских песчаников в районе ст. Суслово, по формам кристаллов очень напоминают таковые кийских отложений правобережья р. Серга, но в них появляются новые формы, отсутствующие в кийских. Последнее обстоятельство нам кажется вполне естественным, поскольку по мере

удаления от питающей провинции (движения на север) площадь питания должна расширяться.

Цирконы района Ургадатского массива и р. Золотой Китат существенно отличаются от всех остальных преобладанием 7-й морфологической формы (табл. 1). Это подтверждает то, что указанная область не являлась питающей провинцией для рассматриваемых отложений юго-западной окраины Чулымо-Енисейской впадины.

Отличие цирконов отложений мезокайнозойских свит от цирконов Кузнецкого Алатау можно объяснить малой представительностью опробования, наличием дополнительных (по отношению к опробованной области) областей питания и разницей состава цирконов различных уровней денудационного среза. Все это обязывает осторожно пользоваться данными изучения типоморфизма кристаллов цирконов. Необходимо увязывать их с результатами других исследований.

СТРОЕНИЕ, СОСТАВ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕЛОВЫХ И ПАЛЕОГЕНОВЫХ СВИТ

Используя типоморфные признаки цирконов и опираясь на состав и строение меловых и палеогеновых свит юго-западной части Чулымо-Енисейской впадины, ниже мы освещаем палеогеографические условия их формирования. С наибольшей детальностью в этом отношении изучены нижнемеловые свиты, слабее—осадки симоновской и туганской свит и очень слабо—отложения сымской свиты и некрасовской серии.

Нижний мел

Илекская свита (валанжин-готерив-баррем) широко распространена в районе; она то залегает на юрских, то трансгрессивно перекрывает домезозойские породы фундамента. Между отложениями илекской свиты и подстилающими юрскими отложениями некоторые авторы (Бурцев, 1961; Лебедев, 1958) отмечают перерыв, устанавливаемый по присутствию в основании нижнемелового разреза песчаных или галечных отложений. Нередко, однако, пестроцветные глины илекской свиты переходят совершенно постепенно в подстилающие их верхнеюрские глины.

В строении илекской свиты принимают участие пески, песчаники, аргиллиты, алевролиты и реже конгломераты. Отложения свиты легко узнаются по характерным монотонным зеленовато-серым и кирпично-красным (иногда пестрым) цветам, тонкозернистости и повышенной карбонатности. Среди песков и песчаников Тисульского и Тяжинского районов развиты мелкозернистые алевролитистые хорошо отсортированные разности с количественными коэффициентами сортированности, подсчитанными по методике Л. Б. Рухина (1947), равными 0,032—0,036 и средним размером 0,09—0,103 мм. Нередко присутствуют и крупнозернистые, слабоотсортированные пески. Уместно отметить, что, по данным многих авторов (Колгина и др., 1961, и др.), пески илекской свиты юга и юго-востока Западно-Сибирской низменности характеризуются слабой сортированностью. Наличие в районе хорошо отсортированных песков, возможно, свидетельствует о существовании здесь специфических условий осадконакопления.

В Приалчедатском и Иверском районах в основании свиты, в том случае, когда она залегает на палеозойских породах, имеются прослойки конгломератов, содержащих окатанную гальку кварца, кремня и эф-

фузивов. Для отложений свиты этого района характерна, по данным некоторых авторов, чрезвычайно сильная фациальная изменчивость.

Пески и песчаники илекской свиты имеют полимиктовый состав. Легкая фракция их сложена обломочными зернами полевых шпатов, кварца, слюды, сильно измененных различных эффузивов и сланцев. Нередко среди них обнаруживаются зерна афонитовых порфиритов, содержащих тонкораспыленный мартитизированный магнетит, плагиоклазовых порфиритов сидеронитовой структуры, состоящих из микролейст плагиоклаза, сцементированных бурым лимонитовым веществом микрокварцитов, мергелей и карбонатов. Иногда в заметных количествах присутствует хлорит. Коэффициент мономинеральности отложений илекской свиты, (отношение содержания устойчивых породобразующих минералов к содержанию неустойчивых) равен 0,3—0,6.

Присутствующие в отложениях илекской свиты обломки основных эффузивов скрутокристаллической структуры, содержащих тонкораспыленную вкрапленность магнетита и мартита, своим составом и структурой напоминают кембрийские основные порфириты Кузнецкого Алатау, также содержащие в основной массе тонкораспыленный магнетит.

Тяжелая фракция песков свиты представлена эпидот-ильменитовым и эпидот-амфиболовым минеральными комплексами (табл. 2). Основная часть фракции сложена минералами группы эпидота, амфиболами и рудными минералами: ильменитом, гематитом и мартитизированным магнетитом. Содержание моноклиновых и ромбических пироксенов изменяется от 0 до 2,7%. Во всех пробах в заметных количествах присутствуют гранаты, сфен, апатит, циркон. В редких зернах, но постоянно, встречаются лейкоксен, дистен, турмалин, рутил и в отдельных пробах — анатаз. Коэффициент устойчивости, вычисленный с помощью номограммы Г. С. Момджи (1960), для пород илекской свиты оказался менее минус 3. Выход тяжелой фракции колеблется в очень широких пределах. Подобный эпидотовый комплекс тяжелых минералов характерен, по данным Т. И. Гуровой (1960) и Ю. П. Казанского (1958), и для отложений илекской свиты смежных районов.

В тяжелой фракции изученных проб из песчаных отложений илекской свиты развиты преимущественно мелкие зерна, величиной около 0,1 мм. Значительно реже их размер достигает 0,25 мм. Преобладают неокатанные и угловато-окатанные зерна и реже встречаются хорошо окатанные. Иногда наблюдаются сохранившиеся кристаллы турмалина, анатаза, магнетита, циркона, псевдоморфозы лейкоксена по сфену и ильмениту. Некоторые обломочные зерна представлены сростками нескольких минералов.

В заключение литологической характеристики отложений илекской свиты отметим, что местами, как например, в северо-восточной части района, верхние их горизонты осветлены. Это связано с наложенными процессами химического выветривания, предшествовавшего отложению вышележащей кийской свиты, на что уже ранее обращалось внимание.

Относительно генезиса отложений илекской свиты существует несколько мнений. А. Р. Ананьев (1948) считал, что свита формировалась в водном бассейне, возможно в окраинных частях сильно опресненной лагуны. Близкого взгляда придерживаются Л. П. Колгина и др. (1961). И. В. Лебедев считает, что свита озерно-дельтового и речного происхождения.

Нам представляется вероятным, что тонкоотмученные горизонтально-слоистые мергели и глины отлагались в спокойном пресноводном бассейне, о чем свидетельствуют остракоды с хрупкими раковинами. Мел-

Минералогический состав тяжелых фракций

Возраст опробованных отложений	Местоположение опробованных участков	Оксиды железа	Гидроксиды железа	Ильменит	Хромит	Лейкоксен	Циркон	Рутил, анатаз	Турмалин
Некрасовская серия (средний и верхний олигоцен)	Долина р. Кня в р-не дер. Туйла	1	-	86	+	5,5	3,5	1	+
Туганская свита (верхний эоцено — нижний олигоцен?)	Долина р. Кня, район дер. Туйла		-	79,5	2	9,5	6,5	2	0,5
Сямская свита (сеноман-да)	Приустьевая часть р. Тяжин р. Кня у дер. Туйла Ижморский район (по Ю. П. Казанскому, 1958)	3	-	52,1	9	4,5	4,5	3,4	6
		+	-	82	0,5	5	7,5	1,5	1
Симоновская свита (сеноман-турон)	Ижморский район (по Ю. П. Казанскому) Ижморский район (Ломачевский карьер) Марининский район			82			4		1
		2	-	83	-	8	5	2	+
		3	-	73,5	-	14	7	1	0,5
Кийская свита (апт-альб)	Правобережье р. Серга Бассейн р. Чебула Ижморский район (по Ю. П. Казанскому, 1958)	+	4	89	+	4	3	+	+
		0,5	-	89,5	-	4,5	5	0,5	+
Илекская свита (неоком)	Тисульский район Тяжинский район Братский район (у дер. Борововки)	15	2	11	-	+	0,5	+	+
		3,5	0,5	32	-	0,5	2	+	+
		3	-	41	-	5	0,3	+	-

козернистые косослоистые песчаники, возможно, отлагались в прибрежной мелководной части водоема. Механическая обработка этого материала подтверждается несколько повышенной его сортированностью. На мелководность бассейна и существование в то время близко расположенных приподнятых и размываемых рыхлых осадков указывают присутствующие в них окатыши мергелей и аргиллитов. В то же время наиболее вероятно, что развитые в Иверском районе довольно мощные (более 10 м) пачки конгломератов, содержащих окатанную кварцкварцитовую и полимиктовую гальку, имеют аллювиальный генезис. О континентальном генезисе, по крайней мере части осадков, свидетельствуют остатки в них динозавра (Маркевич и др., 1957).

Минералогический состав тяжелой фракции, морфологические особенности некоторых минералов, в частности ильменита и циркона, говорят о том, что областью питания осадков илекской свиты района был в

мезокринозойских отложений, %

Шпиль	Гранат	Дистен	Славролит, энклаузит	Эпидот	Сфен	Амфиболы	Пироксены	Аптит	Хлорит	Отношение содержания ильменита (+ лейкокссена) к содержанию циркона	Значение коэффициента устойчивости	Значение коэффициента минеральности
—	2,5	+	0,5	+	—	+	—	+	—	≈ 30	> +2,5	1—10
+	+	+	+	+	+	—	—	—	—	≈ 15	> +2,5	> 50
— +	12 2,5	0,5 +	3,3 :	1,0 +	+	0,5 —	—	— +	+	≈ 10 ≈ 10	+2,5 +2,5	3 10—50
	1	3		+	—	+		—	+			
— +	8 0,5	— +	1 0,5	+	— +	+	—	— +	—	≈ 10 ≈ 15	—2,5 +2,5	5—20 2—5
+	—	+	—	+	—	—	—	+	—	≈ 30 ≈ 20	> +2,5 > +2,5	2—10 10—25
—	+	+	+	+	—	+	—	—	+			
—	3 5	— —	— —	43 35	1 4,5	23 13	1,0 —	0,5 4		≈ 20 ≈ 15	< -3,0 -3,0	0,6—1
—	2,5	+	—	40,7	3	—	—	4		≈ 150	-3,0	0,3

основном Кузнецкий Алатау. Обращает на себя внимание сходство обломков измененных эффузивов илекской свиты (плагноклазовых порфиритов и порфиритов афонитовой структуры с тонкораспыленной вкрапленностью магнетита) и кембрийских эффузивов Мартайги. На близость переноса части минералов из коренных пород в илекскую свиту указывает их свежий вид, а также слабая степень окатанности обломочного материала, содержащегося в отложениях свиты. Интересные данные на этот счет приводит А. Г. Ананьев (1948). В своей работе он пишет, что против пос. Тисуль «обнажается Шестаковский горизонт серо-зеленых песков, в которых залегают довольно крупные слабоокатанные изолированные куски кембрийских порфиритов и известняка, как будто бы только что принесенные сюда из района Беркульского рудника». Размывом карбонатных пород палеозоя некоторые авторы объясняют повышенную карбонатность илекской свиты.

Подтверждением образования части осадков илекской свиты благодаря размыву домезозойских пород Кузнецкого Алатау является и относительное распределение в них таких устойчивых минералов, как ильменит и циркон. Учитывая сравнительно слабую измененность ильменита из отложений свиты, можно предположить, что отношение содержания его к содержанию циркона должно быть близким таковому питающей провинции. В речных шлихах северной части Кузнецкого Алатау количество ильменита обычно в несколько десятков раз превышает количество циркона. В отложениях илекской свиты Тисульского района отношение содержания ильменита к содержанию циркона также равно 10—50.

В пробах из отложений свиты Итатского района (у дер. Бороковки) это отношение возрастает до 100—500 раз, что может объясняться влиянием другой области питания, скорее всего хребта Арга. Такое предположение косвенно подтверждается отсутствием среди цирконов илекских отложений района дер. Бороковки изометричных кристаллов с коэффициентом удлинения 1,0—1,2.

Выше отмечалось, что цирконы из отложений илекской свиты бассейна р. Серта отличаются от цирконов из других проб по ряду признаков. В них содержатся в несколько повышенных количествах целые кристаллы и хорошо скатанные зерна; среди кристаллов (см. табл. 1) возрастает роль «гиацинтовых» призматических типов с коэффициентом удлинения 3,5—4,5 (типы 10 и 11 В. А. Ермолаева). Эти данные могут указывать на то, что, кроме северной части Кузнецкого Алатау, в период формирования цирконов размывались и другие, возможно более отдаленные области.

Не вызывает сомнения и тот факт, что отложения илекской свиты образованы главным образом в результате физического разрушения палеозойских пород. Такие черты, как присутствие рutilизированного ильменита и лейкоксена, высокое по сравнению с магнетитом содержание ильменита, присутствие в составе глины каолинита, обогащенность отложений гидроокислами железа, свидетельствуют о значительном развитии в период формирования осадков илекской свиты процессов химического выветривания. Проявлению химического выветривания могло способствовать отмеченное в литературе потепление климата в готерив-барремское время (Колгина и др., 1961).

Кийская свита (апт-альб). Отложения кийской свиты в рассматриваемом районе с размывом залегают на илекских и более древних породах. В основании они часто содержат слой базальных галечников. В более северных областях Чулымо-Енисейской впадины, по данным И. В. Лебедева (1958), следы перерыва исчезают и контакт их с подстилающей илекской свитой становится постепенным.

Свита сложена глинами, песками, песчано-глинистыми и песчано-галечными отложениями, иногда обогащенными сидеритом. Общей особенностью кийской свиты является уменьшение крупности материала снизу вверх по разрезу, выдержанность состава и присутствие в отдельных ее горизонтах продуктов переотложения коры химического выветривания. По литологическому составу отложений кийскую свиту можно разделить на три горизонта (снизу вверх): песчано-галечный, песчано-глинистый и горизонт пестроцветных глин (бокситоносный). Такой тип разреза развит на большей части исследованной территории, хотя на некоторых участках он существенно меняется в результате выпадения некоторых горизонтов или изменения литологического состава отложений, в частности, присутствия сидеритов. В целом же отложения кийской

Свиты слагают единый эрозионный ритм, начинающийся грубообломочными и заканчивающийся тонкодисперсными образованиями.

Песчано-гравийно-галечные отложения базального горизонта широко распространены на площади развития кийской свиты. Они отсутствуют лишь на северо-западной оконечности Кузнецкого Алатау, где бокситоносные пестроцветные глины кийской свиты (гелиты В. П. Казаринова) залегают непосредственно на коре выветривания докйских пород. Мощность песчано-гравийно-галечных отложений равна 0—40 м, несколько возрастает она во впадинах докйского рельефа и сокращается на его выступах. Представлены они чаще сериями быстро выклинивающихся линз и прослоев галечников, гравийно-галечных отложений, песков различной сортированности и зернистости и смешанных песчано-гравийно-галечных отложений, иногда содержащих тонкие прослои и линзочки серых глин. Участкам в них наблюдаются довольно мощные (10—15 м) пачки косо-параллельнослонистых галечников. Размер обломочного материала колеблется в широких пределах, достигая иногда 10—15 см; наблюдается возрастание его крупности к подошве слоя и преобладание в кровле песчаных фракций. Окатанность галечного материала средняя и хорошая. Среди галек резко преобладают кварц, кварцит, кремль и в единичных случаях встречаются выветрелые гальки алевролитов, аргиллитов, кварцевых порфиров. Пески полевшпатово-кварцевые, с преобладанием кварца, каолинизированные. Коэффициент мономинеральности их равен 10—20. Глинистая составляющая отложений представлена каолинитом и реже гидрослюдами.

В составе тяжелой фракции песчано-галечных отложений (см. табл. 2) резко преобладает комплекс устойчивых минералов: ильменит, циркон, лейкоксен, постоянно присутствует рутил и нередко дистен. В небольших количествах и не всегда встречаются анатаз, турмалин, минералы группы эпидота, апатит, хромит, корунд, гематит. В редких случаях отмечаются единичные зерна пироксена и биотита. Коэффициент устойчивости превышает + 2,5. Выход тяжелого шлиха колеблется в очень широких пределах. Повышенный выход его приурочивается обычно к верхней, песчаной части горизонта.

Зерна тяжелых (так же как и легких) минералов из песчано-галечных отложений кийской свиты заметно крупнее таковых из отложений илекской свиты. Размер большинства их 0,04—0,4 мм, но чаще 0,1—0,2 мм (средний размер ильменита по нескольким пробам составил 0,125—0,175 мм). Легкая фракция представлена кварцем, кварцитом, микрокварцитом, кремнем, полевыми шпатами. Последние иногда в значительной степени разложены, «каолинизированы».

По генезису песчано-гравийно-галечные отложения кийской свиты, включая и сидеритсодержащие типы, представляют собой аллювиальные русловые образования. Они сформированы в результате перемыва баррем-аптской коры химического выветривания, развитой на докйских породах.

Областью питания песчано-галечных отложений юго-запада Чулымо-Енисейской впадины, по всей вероятности, был Кузнецкий Алатау, скорее всего его северный и северо-восточный склоны. Такое предположение подтверждается уменьшением крупного обломочного материала в отложениях по мере удаления от горного обрамления, ориентировкой струйчатости и направлением падения плоских галек и косых слоев песков. Этому не противоречит минералогический состав отложений и внутренняя структура ильменитовых зерен. Большая часть зерен не содержит микровключений. Иногда при больших увеличениях с immer-

сией в зернах ильменита заметны микроэмульсионные структуры распада твердого раствора. В таких случаях в ильмените субпараллельно включены микроскопические (размером в микроны) точки и штрихи минерала (магнетита), имеющего светло-серый с голубоватым оттенком цвет и отражательную способность большую, чем у ильменита. Интересно отметить, что в тех же зернах иногда видно, как часть из этих микроэмульсионных включений выщелачивается. В некоторых случаях включения обнаруживают белые рефлексы и представлены, вероятно, рутилом. Очень редко встречаются зерна ильменита с полосчатой структурой, обусловленной присутствием в ильмените выщелоченных полос размером 0,002—0,003 м.и (возможно, измененный титаномагнетит). Редкие зерна ильменита имеют двойниковое строение. Подобные ильмениты широко развиты в Мариинской тайге.

Относительная «свежесть» ильменита с некоторых участков также косвенно указывает на то, что отложения питались благодаря размыву коры выветривания материнских пород, а не коры выветривания вторичных коллекторов—юрских и нижнемеловых отложений.

К подобным выводам приводит и изучение типоморфных признаков цирконов. Отмеченные выше отличия цирконов северо-западного склона Кузнецкого Алатау от цирконов других участков (отсутствие среди них изометричных кристаллов и резкое преобладание 7-го типа кристаллов) указывает на то, что эта часть Кузнецкого Алатау не являлась в то время областью питания.

Песчано-глинистые отложения кийской свиты, площадь распространения которых примерно совпадает с площадью распространения базальных галечников, представлены пойменно-старичными и озерными, часто горизонтально-тонкослонистыми алевритистыми и песчанистыми слюдястыми глинами серого цвета в результате присутствия в них значительного количества обуглившихся остатков. Глинистые отложения часто содержат включения янтаря. Среди алевритисто-песчано-глинистых осадков встречаются линзы мелко- и среднезернистых песков кварц-полевшпатово-слюдистого состава.

Коэффициент мономинеральности песчано-глинистых отложений равен 2—5, т. е. несколько снижается по сравнению с вышеописанными базальными отложениями. Это объясняется возрастанием в их составе таких малоустойчивых минералов, как полевые шпаты и слюды.

Выход тяжелой фракции, если не включать в нее аутигенный сидерит, для песчано-глинистых отложений в целом невелик, хотя среди песков встречаются мелкие линзы, обогащенные тяжелым шлихом. Мощность песчано-глинистых отложений колеблется в пределах 15—35 и более (бассейн р. Чебула) метров.

Пестроцветные бокситоносные глинистые отложения развиты преимущественно в юго-западной половине рассматриваемой части Чулымо-Енисейской впадины. Они отсутствуют на северо-востоке площади. В Золото-Китатском районе пестроцветные глинистые отложения слагают весь разрез кийской свиты, мощность которого там равна 15—20 м. Отложения представлены разноокрашенными в красные, желтые, лиловые, бурые и серые цвета глинами преимущественно аллитового состава скоплениями бокситов, представляющих в некоторых случаях (Барзасская группа месторождений) практический интерес. В других случаях глинистые отложения несколько обогащены сидеритом и тогда слабобокситоносны. Состав отложений в значительной мере связывается с составом подстилающих пород (Сухарина и др., 1958). Однако уместно отметить, что, залегая на коре химического выветрива-

ния, они сами являются продуктами химического выветривания с частичным механическим перемещением материала. В этом смысле, на наш взгляд, прав В. П. Казаринов, относя подобные существенно хемогенные образования—гелиты— к формации коры выветривания. Очевидно, что пестроцветы формировались в условиях влажного, теплого климата на выровненной пенепленизированной поверхности при активном участии процессов химического выветривания.

По мере движения на северо-восток и удаления от питающей области в пестроцветных отложениях возрастает примесь терригенного материала и убывает содержание таких слабоподвижных компонентов, как глинозем, пока отложения совершенно не потеряют характерные для пестроцветного горизонта черты, перейдя в сероцветные углистые породы.

Верхний мел

Отложения **симоновской свиты** (сеноман-турон) выступают на поверхность полосой, протягивающейся через Мариинск с юго-запада на северо-восток. Они залегают на подстилающих отложениях с перерывом, наиболее резко выраженным на юго-западе в Алчедатско-Золото-Китатском районе. Там пески и песчано-гравийные отложения симоновской свиты часто перекрывают глубокую кору выветривания палеозойских и протерозойских пород. Менее четко перерыв устанавливается в бассейне р. Кня. Мощность свиты в пределах рассматриваемой территории 20—150 м. За пределами района, в центральной части Чулымо-Енисейской впадины, мощность свиты (Лебедев, 1958) достигает 700 м и следы перерыва ее с подстилающей кийской свитой исчезают.

Состав отложений симоновской свиты песчано-глинистый. Часто наблюдается переслаивание, иногда тонкое, прослоев песков и глин. Кроме того, в свите встречаются песчаники различной зернистости, песчано-гравийные и песчано-гравийно-галечные отложения, иногда содержащие пропластки и линзы ожелезненных пород. Более грубозернистые разности пород распространены преимущественно на юго-западе рассматриваемой территории: в Ижморском, Троицком и Барзасском районах, где в многочисленных карьерах и буровых скважинах вскрываются пески и песчано-гравийные отложения свиты. Для отложений свиты характерна пепельно-серая и зеленовато-серая окраска, присутствие значительного количества растительных остатков и чрезвычайно быстрая фациальная изменчивость.

Несмотря на фациальную невыдержанность осадков симоновской свиты, в ней достаточно четко устанавливается общее уменьшение крупности материала по мере движения на северо-восток и север, на что, в частности, указывает И. В. Лебедев (1958).

В долине р. Кня, где отложения симоновской свиты были установлены на Арчекасских горах Л. А. Рагозиным (1938), в их составе заметно уменьшается количество гравийного и галечного материала и преимущественно развиваются глины, пески и песчаники.

Косослоистые глинистые светло-серые пески симоновской свиты обнажаются и в других пунктах юго-западной части Чулымо-Енисейской впадины, например, в стенках карьера у дер. Ломачевки Ижморского района. В нижней части 20-метрового разреза этого карьера преобладают мелко- и среднезернистые белые и светло-серые глинистые пески, твердеющие при высыхании. Пески содержат тонкие линзочки и прослойки черного шлиха и прослойки обожженного песка. Вверху разреза

присутствуют более грубозернистые разности желтоватого цвета, а также прослойки гравия, переполненные кусочками белых каолиновых глин. Включения обломков и линз белых глин встречаются и в песках нижней половинки разреза. Гравий и мелкая галька представлены кварцем и кремнем. Для всей толщи характерна косая, диагональная слоистость.

Песчаники симоновской свиты обнажаются в некоторых пунктах Маринского района: в карьерах у деревень Суслово и Приметкино, и в правобережных обрывах р. Кня южнее Маринска (Арчекасские горы). Разрез песчаников Арчекасских гор изучался Л. А. Рагозиным, А. Р. Анапьевым, В. П. Казариновым, Ю. Б. Файнером. Береговые обрывы здесь сложены разнозернистыми (от мелко-до грубозернистых) песчаниками и песками кварц-полевошпатового состава, в неодинаковой степени сцементированными глинисто-кремнистым цементом, содержащими линзы и окатыши светло-серых глин, а также крупные линзы и прослойки серых аргиллитов. В. П. Казаринов (1958) отмечает в верхах разреза явные следы наложенных процессов каолинизации—превращение полевых шпатов в агрегат гидрослюд и каолинита. В нижней половине разреза полевые шпаты свежие, а пески и песчаники содержат примесь и прослойки каолиновой глины: это продукты механического переотложения коры выветривания.

Тяжелая фракция из отложений свиты представлена (см. табл. 2) устойчивыми минералами (ильменит, лейкоксен, циркон, рутил) с примесью минералов промежуточной и малой устойчивости (гранат, эпидот, роговая обманка). Распространение гранато-цирконового комплекса среди тяжелых минералов симоновской свиты некоторых районов Чулымско-Енисейской впадины отмечает и Ю. П. Казанский (1958). С другой стороны, особенно в верхних частях, встречаются прослойки перемытого неозолуния, в котором тяжелая фракция нацело сложена группой устойчивых минералов: ильменитом, лейкоксеном, цирконом, рутилом, анатазом. Такие прослойки имеются среди песчаников, обогащенных каолиновыми окатышами, в районе ст. Суслово и дер. Приметкино. В них, преимущественно в мелкозернистых фракциях, видны тонкие линзочки и прослойки черного шлиха.

Среди континентальных осадков симоновской свиты выделяются аллювиальные и озерные образования, а также отложения континентальных дельт. В слабосортированных песчаных отложениях свиты отсутствуют следы механической обработки материала. Очевидно, при формировании осадков симоновской свиты был размыв кор химического выветривания (вероятно, не особенно глубоких). Также очевидно и то, что процессы химического выветривания накладывались на уже сформированные осадки. Оба эти обстоятельства, безусловно, в какой-то степени объясняются теплым и влажным климатом, существовавшим в Западной Сибири в верхнемеловое время (Григорьева и др., 1960; Хлонова, 1961 и др.).

Областью питания в период формирования отложений симоновской свиты этого района, по всей вероятности, продолжал оставаться Кузнецкий Алатау за исключением его северо-западной оконечности и, возможно, нижнемеловые осадки юго-западной кромки впадины. Обращает на себя внимание, в частности, чрезвычайное сходство кристаллов цирконов из Ломачевского карьера с цирконами из отложений кийской свиты близлежащего района р. Керть (см. табл. 1, рис. 8). Очень похожи между собой по морфологическим типам кристаллов цирконы из симоновских песков района ст. Суслово и цирконы из кийских отложений правобережья р. Серта.

Сымская свита (сенон-дат) распространена в основном к северу от проходящей железной дороги. Она залегает (Казаринов, 1958 и др.) на размытой поверхности симоновской, а на юго-западе и кийской свит. Перекрывается она с перерывом палеогеновыми или четвертичными осадками.

Свита сложена песчано-глинистыми отложениями, содержащими иногда примесь гравийно-галечного материала. Пески глинистые, светлые, кварцевого или слюдисто-полевошпатово-кварцевого состава, каолинизированные. Встречаются как мелкозернистые алевритистые пески, так и грубозернистые пески и гравелиты. Среди глинистых песков наблюдаются линзы и прослои белых запесоченных глин. Кроме белых глин, довольно широко среди сымских осадков распространены серые, желтовато-серые до темно-серых обогащенные растительными остатками глины с тонкой горизонтально-волнистой слоистостью. Слоистость подчеркнута послойным распределением детрита и материала различной зернистости.

В целом для отложений сымской свиты следует подчеркнуть чрезвычайную фаціальную изменчивость, сильную каолинизацию и глинистость осадков. Среди песчаной фракции резко преобладает кварц, хотя обычной примесью являются полевые шпаты (часто измененные) и слюды. Коэффициент мономинеральности для сымских отложений 3—50 и выше.

В. П. Казаринов (1958), описывая разрез свиты в Антибесском карьере, отмечает, что на размытой поверхности каолинизированных песков симоновской свиты лежат грубозернистые существенно кварцевые, часто косослоистые пески и галечники, содержащие иногда многочисленные окатыши белой глины. Пески содержат значительное количество зерен свежего полевого шпата. Глинистая фракция сложена гидрослюдами с присутствием каолинита. Выше по разрезу каолинит исчезает, а количество свежих зерен полевого шпата несколько возрастает. В верхних горизонтах разреза фиксируются отчетливые следы каолинизации осадков. Венчается разрез маломощным горизонтом пестроцветных глин (гелитов), которые по внешнему виду весьма напоминают пестроцветы кийской свиты.

Результаты минералогического изучения 5 проб приведены в табл. 2. В таблице показано, что тяжелая фракция шлихов из отложений сымской свиты представлена гранат-циркон-лейкоксен-ильменитовым комплексом, причем ильменит в очень высокой степени рутилизирован. В значительных количествах имеются турмалин и ставролит. Важно отметить присутствие незначительного количества эпидота и роговой обманки. Коэффициент устойчивости несколько превышает + 2,5.

Глинистая фракция сложена каолинитом и гидрослюдами, содержащимися в различной пропорции.

Сравнивая описываемые отложения с отложениями симоновской свиты, можно отметить, что в составе сымских отложений наблюдаются дальнейшее уменьшение содержания малоустойчивых компонентов и соответственно возрастание значений коэффициентов устойчивости и мономинеральности.

Палеоген

Туганская свита (туганские слои) (верхний эоцен—нижний олигоцен?). В долине р. Кия, в районе сел Туйла и Таежно-Михайловки, на размытой поверхности сымских глин залегает пачка белых кварцевых

глинистых песков мощностью 15—20 м. В основании пачки развиты грубозернистые пески, гравелиты и галечники, сменяющиеся вверх мелко- и тонкозернистыми песками, содержащими большое количество прослоев и линз каолиновых глин. В самой кровле разреза развит прослой мощностью до 1 м белых кварцевых песчаников с опаловым цементом. Кварцевые пески и кремнистые песчаники перекрываются серыми тонкозернистыми слюдисто-глинистыми отложениями некрасовской серии со спорами и пылью средне- и верхнеолигоценового возраста.

По условиям залегания в основании палеогеновой серии осадков на размытой поверхности верхнемеловых отложений, по кварц-каолиновому составу, по своему строению, в частности присутствию в кровле горизонта кремнистых песчаников, и наличию в основании пачки более грубозернистых разностей описываемые отложения чрезвычайно похожи на отложения туганской свиты Томской области (Горбунов, 1960; Гурвич, 1960, и др.). Кроме того, в тех и других устанавливаются повышенные концентрации тяжелых устойчивых минералов. В кварцевых песках косая, чаще однонаправленная слоистость, которая подчеркивается распределением песка различной зернистости и тонких прослоек черного шлиха. В верхней части пачки в песках, заключенных между прослоями глин, косая и горизонтально-волнистая слоистость. Совокупность признаков—тип слоистости, состав осадков и его изменение по разрезу, смена фаций в разрезе и некоторые другие—свидетельствует об аллювиальном генезисе отложений, о накоплении отложений нижних горизонтов в русловых фациях и верхних горизонтов в пойменно-старичных фациях.

Литологический состав отложений характеризуется резким преобладанием в них минералов, наиболее устойчивых в гипергенных условиях. Легкая фракция более чем на 99% сложена обломочными зернами кварца, кварцита, микрокварцита и кремня. Значение коэффициента мономинеральности ее превышает 50. Тяжелые минералы (см. табл. 2) представлены ильменитом, в очень сильной степени лейкоксенизированным, лейкоксеном, рутилом, цирконом, анатазом, турмалином, хромитом. Особенностью минералов тяжелой фракции является малый размер слагающих ее зерен, не превышающий 0,2 мм. Окатанность зерен средняя. Глина имеет каолиновый состав.

Хорошо окатанная галька базального слоя представлена кварцем, кварцитами, микрокварцитами, кремнем, кристаллическими сланцами, яшмовидной породой сургучно-красного цвета, песчаником.

Цирконы, содержание которых составляет 2—25% от тяжелой фракции, встречаются в виде угловато-окатанных зерен и реже целых кристаллов.

Количество обломков, не затронутых абразией, не превышает 1—2%, еще реже встречаются хорошо окатанные зерна. Цирконы бесцветные и со слабым розоватым и желтоватым оттенками, прозрачные и полупрозрачные, матовые. Около половины зерен цирконов в ультрафиолетовых лучах хорошо светится желтым светом; столько же светится слабо желтовато-коричневато-фиолетовым светом; 2—5% зерен не люминесцирует. Судя по отмеченным свойствам, цирконы описанных отложений не отличаются от широко развитых в более южных районах. Обращает на себя внимание относительная бедность морфологическими типами кристаллов этих цирконов.

В отличие от цирконов ильменит из отложений свиты существенно отличается от того, который развит в четвертичных, нижнемеловых и докембрийских породах более южных районов. Отличается он изме-

ненностью и сильнейшей степенью лейкоксенизации. Рентгеноструктурными анализами в таком лейкоксенизированном ильмените обнаруживаются только структура рутила и линии аморфного вещества.

Совершенно очевидно, что аллювиальные и аллювиально-озерные отложения туганской свиты долины р. Кия сформированы в результате перемыва коры глубокого химического выветривания. Исключительно мономинеральный состав легких фракций, на наш взгляд, говорит о продолжении интенсивного химического выветривания материала в процессе его переотложения. Действительно, трудно представить себе, что на всем своем протяжении река размывала только самые верхние горизонты коры выветривания, сложенные продуктами конечной стадии разложения. Наиболее же веским доказательством продолжения процессов химического выветривания при формировании отложений является присутствие в их кровле кремнистых песчаников яйского кремнистого горизонта. Еще М. А. Усов в 1933 г. отмечал, что образование кремнистых пород этого горизонта, несомненно, обизано процессам химического выветривания на суше. Близкого взгляда относительно их генезиса придерживались А. Б. Травин (1945) и М. Г. Горбунов (1960). В. В. Лавров (1957), говоря о морской кремнистой формации эоцена Западной Сибири, континентальным аналогом которой он считал породы яйского кремнистого горизонта, писал, что в это время на суше переходили в раствор огромные количества кремнекислоты, которые затем выносились в море.

В связи с высказанным встает вопрос о том, существует ли в разрезе палеогена один горизонт кремнистых пород или прослой кремнистых пород не имеют строгой стратиграфической приуроченности.

М. Г. Горбунов (1960) отмечает, что в Томской области кремнистые породы яйского горизонта залегают на осадках верхнемелового возраста, на коре выветривания пород нижнего карбона или на отложениях туганской свиты продуктивных песков. Перекрываются они отложениями третичного или четвертичного возраста.

Положение, очень близкое к описанному, наблюдается и в долине р. Кия. Здесь, как уже отмечалось, пачка кварцево-каолиновых песков, содержащая в кровле горизонт кремнистых песчаников, залегают с размывом на палинологически охарактеризованных отложениях датского возраста. В одной из скважин в алевритистых песках, залегающих над кремнистыми песчаниками, И. Т. Кульковой определен средне-верхне-олигоценый спорово-пыльцевой комплекс. Следует, однако, заметить, что в связи с неровной верхней границей пачки кварцево-глинистых песков и песчаников ее взаимоотношение с перекрывающими отложениями иногда устанавливается с большим трудом. Таким образом, мы считаем, что кремнистые породы палеогена, развитые на обширной площади юга Западной Сибири, следует относить к одному стратиграфическому горизонту (верхнему эоцену—нижнему олигоцену). Безусловно, линзы и прослой кремнистых пород этого горизонта могут залегать и не в кровле кварцево-каолиновых песков, а внутри или в их основании. Возможно, следует сопоставить породы яйского горизонта с верхне-эоценовыми кремнистыми песчаниками Казахстана, по поводу которых А. Л. Яншин писал (1953): «Давно известные в геологической литературе кварцевые песчаники Северного Приаралья приурочены к одному определенному горизонту разреза палеогена—саксаульской свите, но залегают внутри него в разных местах на несколько различных стратиграфических уровнях...» Сказанное, однако, не означает, что отмеченный кремнистый горизонт—единственный в разрезе мела и па-

леогена юго-запада Чулымо-Енисейской впадины. Как отмечалось выше, песчаники на глинисто-кремнистом цементе развиты также среди отложений симоновской свиты.

Если вопрос о связи формирования описываемых отложений туганской свиты с эпохами образования кор выветривания решается сравнительно просто, то значительно труднее установить для них области питания.

Мелкозернистость тяжелых минералов, вероятно, может указывать на удаленность области осадконакопления от первоисточников. Изучение замеров кривой слоистости в песках показывает, что река текла с юга на север, т. е. ее направление совпадало с течением современной р. Кня, во всяком случае на исследованном отрезке. На снос материала с юга косвенно указывает и сходство цирконов палеогеновых отложений и развитых в четвертичных и меловых отложениях более южных районов впадины и Кузнецкого Алатау.

Определенный интерес в этом отношении может представить анализ кристаллов цирконов, развитых в отложениях туганской свиты долины р. Кня. Из табл. 1 видно, что цирконы этого района по морфологии кристаллов значительно ближе к таковым Кузнецкого Алатау, чем к цирконам тех же отложений северной оконечности Томь-Колыванской зоны. Бедность типами кристаллов цирконов описываемых отложений района р. Кня скорее всего свидетельствует о питании этих отложений непосредственно из размыта коры выветривания первоисточников, а не промежуточных коллекторов. Вероятно, областью питания отложений туганской свиты долины р. Кня оставался Кузнецкий Алатау.

Некрасовская серия (средний и верхний олигоцен). Это последний, наиболее молодой член мезотретичных свит района. Отложения серии распространены на севере рассматриваемой территории. Как отмечает Ю. Б. Файнер, в связи с резкой фашиальной изменчивостью развитых в ее составе отложений и чрезвычайно слабой обнаженностью расчленить серию на свиты не представляется возможным, несмотря на то, что в ней встречены среднеолигоценные и верхнеолигоценные спорово-пыльцевые комплексы.

Литологически осадки серии представлены серыми алевритами, мелкозернистыми кварц-полевошпатово-слюдистыми песками, часто содержащими тонкораспыленный детрит, и глинами серыми, желтовато-серыми, зеленоватыми, белыми и пестроокрашенными. По генезису это, вероятно, аллювиальные, аллювиально-озерные и озерные отложения.

В тяжелой фракции из отложений некрасовской серии по-прежнему главенствующая роль принадлежит устойчивым минералам, но в то же время здесь присутствуют эпидот, гранат, ставролит, апатит, амфиболы, магнетит.

Легкая фракция сложена кварцем, калиево-натриевыми полевыми шпатами и слюдами. Коэффициент мономинеральности не превышает 10.

ВЫВОДЫ

Изложенный материал позволяет сделать следующие выводы.

1. Рассматриваемые меловая и палеогеновая эпохи характеризуются интенсивным развитием на юго-западе Чулымо-Енисейской впадины процессов химического выветривания. Эти процессы нарастают

от мела к палеогену и своего развития достигли в эоцене, когда на огромной площади юга Западной Сибири формируются кварцево-кремнистые породы. Вместе с тем процессы выветривания протекали неравномерно во времени и на площади, что связано главным образом с неравномерностью тектонического развития.

Можно предположить, что в бассейнах рек Кия и Золотой Китат верхнемеловая кора выветривания проявилась не в полной мере ввиду довольно интенсивно развитых здесь денудационно-аккумулятивных процессов. Однако в смежных районах Западной Сибири процессы образования коры в верхнем мелу могли дать более глубоко проработанную кору выветривания. Местами верхнемеловая эпоха формирования коры выветривания, вероятно, сливалась с более регионально проявленной нижнепалеогеновой эпохой (Бобров, 1958; Иванов, 1958, и др.).

2. Реконструкция палеогеографической обстановки по терригенным компонентам, даже для такой краевой части низменности, какой является исследованный район, чрезвычайно сложна. Существенную помощь в этом может оказать изучение типоморфных признаков минералов, взятых из осадочных толщ и возможных областей сноса, например, морфология кристаллов цирконов. Кристаллы цирконов меловых и палеогеновых отложений юго-запада Чулымо-Енисейской впадины по своей морфологии довольно близки к цирконам Кузнецкого Алатау и существенно отличаются от цирконов северной оконечности Толь-Колыванской зоны.

3. Меловые и палеогеновые осадки исследованной части Чулымо-Енисейской впадины формировались главным образом в результате размыва домезозойских пород Кузнецкого Алатау и, в меньшей мере, перемыва мезозойских толщ юго-западной кромки впадины.

ЛИТЕРАТУРА

- А. Р. Ананьев. Геология мезозойских отложений района деревни Усть-Серты на р. Кие. Уч. зап. Томского гос. ун-та им. В. В. Куйбышева, № 10, 1948.
- Е. Т. Бобров. Древняя кора выветривания в районе восточной окраины Енисейского кряжа. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., вып. 33, № 3, 1958.
- М. П. Бурцев. Канско-Ачинский угольный бассейн. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- М. Г. Горбунов. К изучению яйского горизонта кремнистых пород в Западной Сибири. Докл. АН СССР, т. 133, № 12, 1960.
- К. Н. Григорьева, Л. Г. Маркова, Ю. П. Казанский. Стратиграфия верхне-меловых отложений юго-восточной части Западно-Сибирской низменности. Материалы по геологии Западно-Сибирской низменности, № 1, 1960.
- Т. И. Гурова. О терригенно-минералогических комплексах мезозойских отложений Западно-Сибирской низменности. Тр. СНИИГГИМС, вып. 9, 1960.
- Е. П. Гурвич, В. И. Пятнов, И. Б. Санданов, А. С. Столяров, П. А. Трохачев, В. А. Янковский. Титано-циркониевые россыпи юго-восточной окраины Западно-Сибирской низменности. В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. IV, М., 1960.
- В. А. Ермолаев. Морфология кристаллов циркона из палеогеновых отложений окраины Томского вала. Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, сер. 2, ч. 90, вып. 2, 1961.
- К. В. Иванов, Ю. П. Казанский. Материалы к изучению коры выветривания Томского района. Вестн. Зап.-Сиб. и Новосибирского геол. упр., вып. 3, 1958.
- Ю. П. Казанский. О распределении обломочных материалов тяжелых фракций в мезозое юго-восточной окраины Западно-Сибирской низменности. Тр. ВНИГРИ, № 124, 1958.
- В. П. Казаринов. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. Гостехиздат, 1958.
- Л. П. Колгина, Л. Г. Орьев, Е. С. Рабиханукаева, О. Л. Черников. Литология и закономерности размещения пород-коллекторов в отложениях юры и нижнего мела Западно-Сибирской низменности. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- А. А. Кухаренко. Минералогия россыпей. Гостеолтехиздат, 1961.

В. В. Лавров. Морской палеоген зауральских равнин и его континентальные эквиваленты. Алма-Ата, 1957.

И. В. Лебедев. Меловые отложения Чулымо-Енисейской впадины. Тр. Томского политехн. ин-та им. С. М. Кирова, т. 90, 1958.

В. П. Маркевич, Ф. Г. Гурари. К проекту стратиграфической схемы мезозойских и третичных отложений Западно-Сибирской низменности. Тр. межвед. совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири. Л., Гостоптехиздат, 1957.

Г. С. Момджин. Теоретические основы и методика поисков россыпных месторождений титана и циркона. В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. IV. М., 1960.

Л. А. Рагозин. Мезозойские отложения р. Кии. Вестн. ЗСГТ, вып. I, Новосибирск, 1938.

Л. Б. Рухин. Гранулометрический метод изучения песков. Изд-во Ленингр. гос. ун-та, 1947.

А. Н. Сухарина, Д. И. Емельянова. Новые данные по геологии и полезным ископаемым мезозойских отложений бассейна р. Золотой Китат. Вестн. Зап.-Сиб. и Новосибирского геол. упр., вып. 3, 1958.

А. Б. Травин. Туганское месторождение песков. Вестн. Зап.-Сиб. геол. упр., № 5 (21), 1945.

А. Ф. Хлонова. К палеофлористической характеристике верхнего мела восточной половины Западно-Сибирской низменности по данным спорово-пыльцевого анализа. Геология и геофизика, 1961, № 7.

А. Л. Яншин. Геология северного Приаралья. Стратиграфия и история геологического развития. М., Изд-во Моск. об-ва испытателей природы, 1953.

Callender Dean L. and Folk Robert L. Idiomorphic zircon key to volcanism in the lower Tertiary sands of Central Texas. American Journal of Science, vol. 256, April 1958, pp. 257—269.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ВАЛАНЖИНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ В СВЯЗИ С НЕФТЕНОСНОСТЬЮ ЭТОЙ ТЕРРИТОРИИ

Е. Г. СОРОКИНА

В связи с промышленной нефтеносностью валанжинских отложений центральной части Западно-Сибирской низменности, установленной в результате бурения глубоких скважин в районе широтного течения р. Оби, особое значение приобретает изучение литологического состава этих отложений и их фациальной принадлежности.

Материалом исследований послужил керн разведочных скважин, пробуренных на Александровской, Нижне-Вартовской, Мегионской и Нижне-Мысовской структурах. Разрез валанжинских отложений охарактеризован недостаточно из-за поинтервального отбора керна. Косвенные сведения о литологическом составе пород мы получаем из анализа электрокаротажной характеристики, которая использовалась и для установления границ вертикального распространения отложений валанжина. Возраст их устанавливается по единичным находкам макрофауны: в инт. 2180—2186 м Мегионской скв. 1-Р встречен *Ammonites* sp. ind (*Polyptychites* sp. ind, определение И. Г. Климовой) и в инт. 2343—2350,2 м Александровской скв. 1-Р—*Pecten* cf. *nummularis* Orb. (определение А. С. Турбиной); комплексу песчаных фораминифер зоны *Globulina lacrima* Reuss, установленному в этих отложениях В. Ф. Козыревой, а также по стратиграфическому положению толщи в разрезе.

Расчленение валанжинских отложений по разрезам скважин на основании изучения литолого-минералогического состава и использования полученных данных приведено в табл. 3.

Таблица 3

Скважины	Свиты		
	тарская	куломзинская	
		ичимовская пачка	
Александрово, 1-Р . . .	2037—2157	2157—2365	2350—2365
Александрово, 3-Р . . .	2691—2207	2207—2440	2421—2440
Нижне-Вартово, 2-Р . . .	2109—2282	2282—2459	2370—2459
Мегион, 1-Р	2011—2248	2248—2407	2356—2407
Мегион, 2-Р	2017—2170	2170—2440	2363—2440
Нижне-Мысовская, 1-Р	2.34—2407	2407—2643	2612—2643
Нижне-Мысовская, 2-Р	2054—2364	2304—2548	2513—2548

Литолого-петрографические исследования позволили выяснить некоторые условия осадконакопления в валанжине и установить приуроченность промышленной нефтеносности к определенным литогенетическим типам пород.

При весьма слабой палеонтологической охарактеризованности отложений основными показателями выделения литологических типов следует считать (Ботвинкина и др., 1956) структурные и текстурные признаки пород, характер минеральных включений, конкреций, выдержанность осадков по площади, мощность, положение в разрезе и др. По этим признакам среди валанжинских отложений выделены следующие литогенетические типы. Морские отложения:

- 1) глинистые осадки эпиконтинентального моря;
- 2) алевритовые осадки эпиконтинентального моря;
- 3) чередование песчано-алевритовых осадков зоны прибрежной части моря;
- 4) песчаные осадки зоны морских течений.

Отложения, переходные от морских к континентальным:

- 1) песчано-алевритовые осадки заливов и лагун;
- 2) песчаные осадки выносов рек (подводная часть дельты).

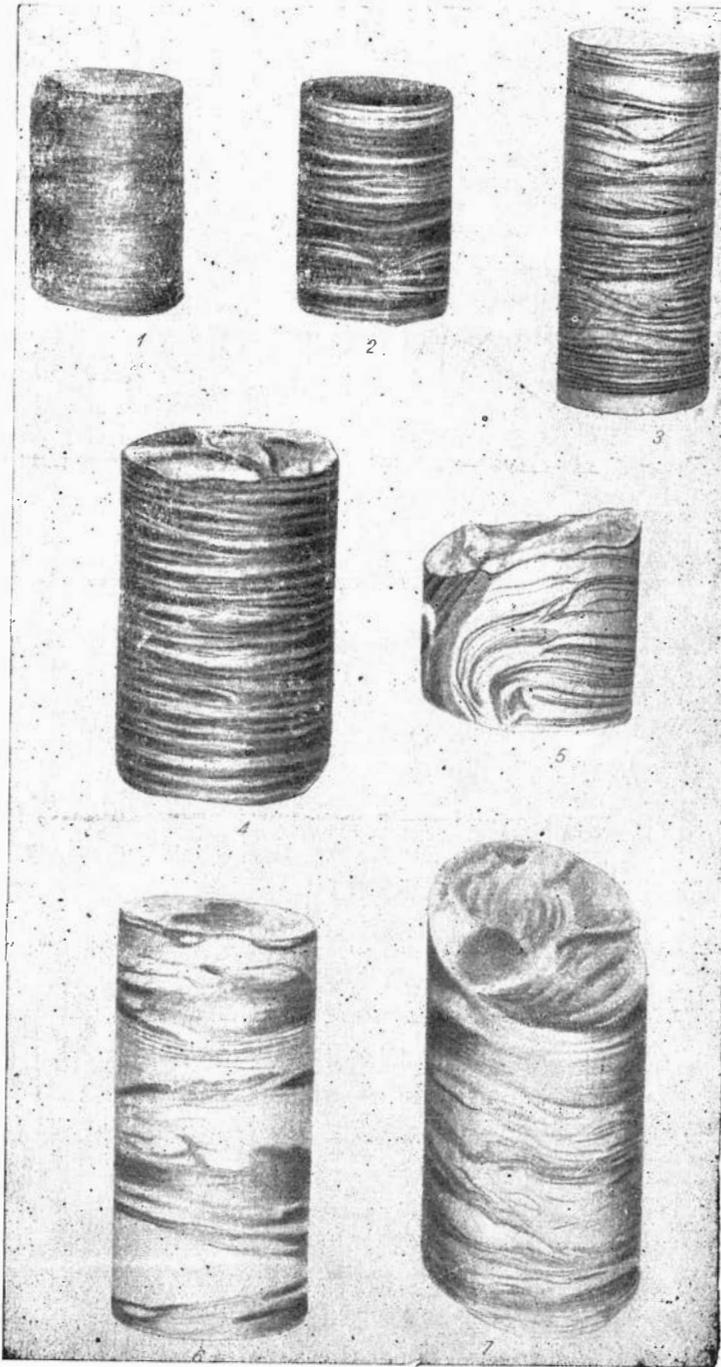
Ниже приводится краткая характеристика установленных литогенетических типов осадков.

Глинистые осадки эпиконтинентального моря имеют широкое распространение. Они отлагались в западной части исследованной площади (Сургут, Нижне-Мысовая) и в меньшей мере на востоке (Александрово) в течение нижнего и среднего валанжина и, таким образом, составляют более половины от общей мощности валанжина. В подавляющем большинстве это осадки куломзинской свиты.

Отличительная их особенность — выдержанность литологического и минералогического состава на большой площади, поскольку они представляют собой осадки трансгрессивного комплекса. Это темно-серые и буровато-серые тонкогоризонтальнослоистые, плитчатые или неслоистые аргиллиты, формировавшиеся при сложной гидродинамической обстановке в значительном удалении от суши. Слоистость обнаруживается благодаря наличию тонких (мощность 1 мм) слоев мелкозернистого алевритового материала или линзочек пелитоморфного кальцита, сидерита (табл. 4, 1, 2). Иногда слоистость обнаруживается только под микроскопом или при раскалывании породы на плитки.

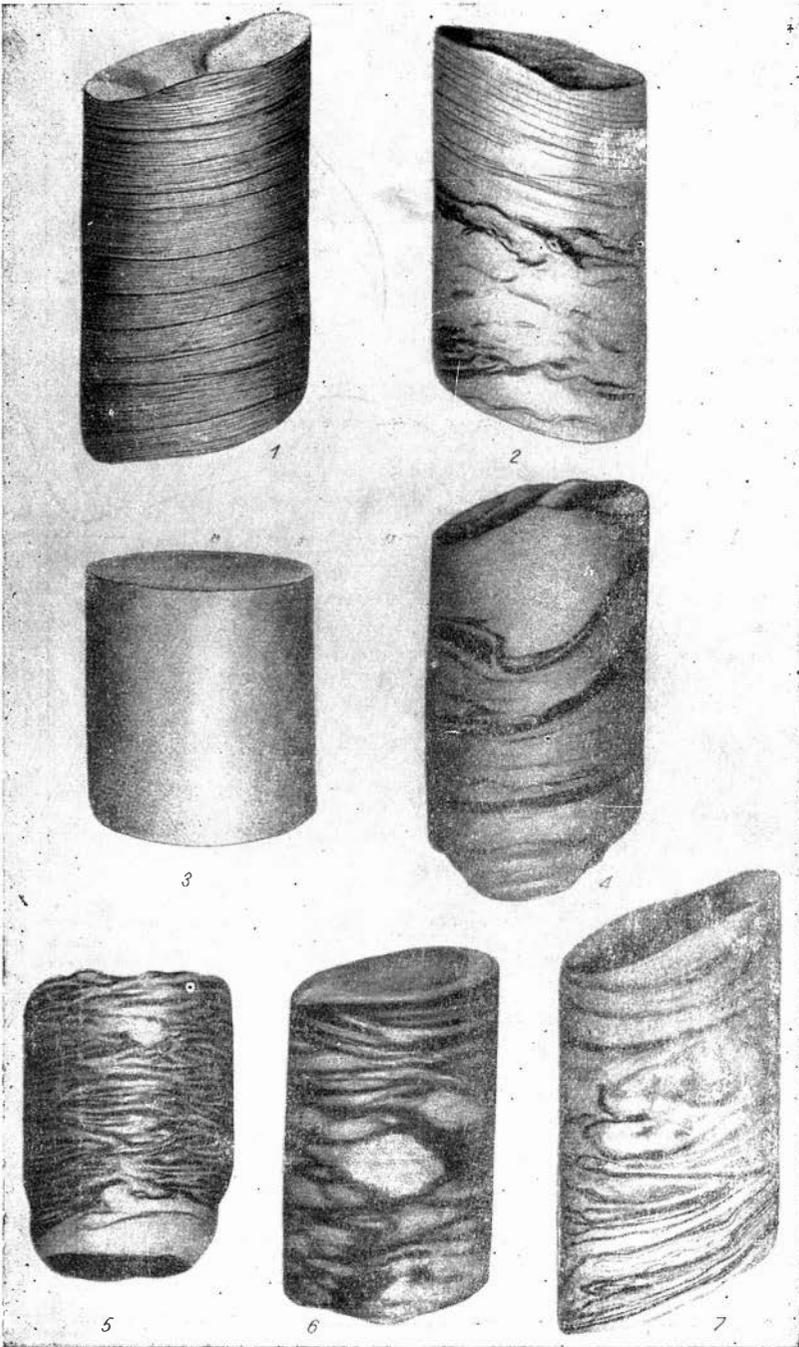
Состав глинистых минералов преимущественно гидрослюдистый. Из аутигенных широко распространены пирит и сидерит, примесь обломочного материала ничтожна.

Алевритовые осадки эпиконтинентального моря генетически связаны с описанным типом осадков, чередуясь с ними по разрезу и по площади. Отлагались алевритовые осадки при некотором приближении области сноса и слабом движении наддонных вод, что отразилось на структуре осадка и на текстурах. В осадок наряду с тонкоотмученным периодически поступал алевритовый материал. Он образовал невыдержанные прослойки и линзочки. Весьма характерна линзовидная полого волнистая часто прерывистая слоистость (табл. 4, 3), обусловленная чередованием темно-серых аргиллитов и светло-серых, обычно известковистых, мелкозернистых алевролитов. Имеются линзочки сидерита и скрытокристаллического известняка, небольшое количество мелкого растительного детрита. Переходы между слоями постепенные. В отдельных интервалах наблюдается тонкое горизонтальное переслаивание аргиллита и алевролита (табл. I, 4).



Морские осадки

Глинистые осадки эпиконтинентального моря: 1 — Меггон, 1-Р, инт. 2392—2394 м; 2 — Меггон, 1-Р, инт. 2446—2452 м. Алевритовые осадки эпиконтинентального моря: 3 — Нижне-Мысовская, 2-Р, инт. 2374—2380 м; 4 — Александрово, 3-Р, инт. 2248,05—2253,0 м. Песчано-алевритовые осадки прибрежной части моря: 5 — Нижне-Вартово, 2-Р, инт. 2334—2335 м; 6 — Меггон, 1-Р, инт. 2240,2—2246,2 м; 7 — Нижне-Вартово, 2-Р, инт. 2439,8—2449,85 м.



Морские осадки

Песчаные осадки зоны морских течений: 1—Мегион, 2-Р, инт. 2360—2365 м; 2—Нижне-Вартово, 2-Р, инт. 2442—2450 м; 3—Мегион, 1-Р, инт. 2060,8—2064,8 м; 4—Александрово, 1-Р, инт. 2143,9—2151,7 м.

Осадки переходные от морских к континентальным. Песчано-алевритовые осадки заливов и лагун: 5—Сургут, 1-Р, инт. 2134—2139 м; 6—Александрово, 1-Р, инт. 2037,0—2045,3 м; 7—песчаные осадки выносов рек (подводная часть дельты), Александрово, 3-Р, инт. 2155—2160 м.

Преобладающим типом пород являются мелко-, средне- и неравномернозернистые алевролиты кварцево-слюдистого состава с незначительной примесью кислых и средних плагиоклазов. Цемент кальцитовый, кальцитово-сидеритовый, гидрослюдисто-хлоритовый, иногда с небольшим количеством каолинита, составляет от 20 до 40 % породы. По плоскостям наслоения обнаруживаются тонкие намывы растительного детрита. Имеются редкие неопределимые остатки аммонитов и пелеципод.

Песчано-алевритовые осадки прибрежной части моря имеют более ограниченное по сравнению с ранее рассмотренными распространение, тяготея к нижней и верхней части валанжинских отложений (верхи ачимовской пачки, куломзинской и низы тарской свит).

Они наиболее обычны в зонах перехода от аргиллитово-алевритовых осадков открытого моря к песчаным осадкам прибрежной части, а также в областях, прилегающих к заливно-лагунному побережью. Характерно чередование крупно- и мелкозернистых алевролитов, а также переслаивание мелкозернистых песчаников, алевролитов и темно-серых аргиллитов. Текстуры пород весьма разнообразны — линзовидно-волнистая, мульдобразная, прерывистая, неправильно-горизонтальная, с неровными, причудливыми поверхностями раздела слоев различного гранулометрического состава, что является следствием накопления осадка в условиях постоянного волнения водной среды (табл. 4, 5, 6, 7). Для косой слоистости характерны различные углы наклона — от крутых до значительно выполаживающихся. Довольно часто отмечаются следы взмучивания осадков, а также текстуры оползания (табл. 4, 6), что свойственно осадкам, образовавшимся в обмелевших участках моря, примыкающих к зоне заливно-лагунного побережья (Ботвинкина и др., 1956).

Гранулометрический состав, характер слоистости, обогащение растительным детритом, частые следы местных размывов в осадках указывают на обмеление бассейна седиментации, связанное с началом регрессии моря.

Для этих осадков весьма показательным резкое снижение роли аутигенных минералов, преимущественно гидрослюдисто-каолиновый состав глинистых минералов с примесью хлорита и полимиктовый состав песчаников, содержащих еще незначительное (около 10—15%) количество обломков различных пород.

Песчаные осадки зоны морских течений широко распространены на исследованной площади, слагая верхнюю, существенно песчаную толщу валанжина (тарская свита) мощностью около 100 м в районе Александрово и 150—200 м на Нижне-Вартовской и Мегионской структурах. В последнем случае описываемый литогенетический тип осадков отмечен в виде прослоев и в нижнем валанжине (ачимовская пачка).

Это светло-серые и зеленовато-серые мелкозернистые, иногда среднезернистые неслоистые полимиктовые песчаники (табл. 5, 3) с небольшим количеством гидрослюдисто-хлоритового цемента или в различной степени известковистые с поровым и базальным кальцитовым цементом, составляющим до 40% породы. Мощность песчаных слоев колеблется от 0,5—2—5 м в районе Александрово и Сургута до 10—20 м на Мегионской структуре; песчаные слои отличаются значительной выдержанностью.

В восточном и особенно западном направлении от Мегиона — Нижне-Вартово песчаные осадки зоны морских течений замещаются соответственно песчано-алевритовыми прибрежными и глинисто-алеврито-

выми осадками, более удаленными от берега. В вертикальном разрезе верхневаланжинских осадков также имеется перемежаемость описываемого литологического типа (внизу) с алевритовыми осадками эпиконтинентального моря и песчано-алевритовыми осадками прибрежной части моря с осадками, переходными от морских к континентальным (вверху). Последнее связано с тем, что наметившаяся ранее регрессия моря к концу валанжинского века четко проявляется на всей исследованной площади, что привело к смене песчаных осадков зоны морских течений песчано-алевритовыми осадками заливов, лагун и подводной части дельты.

Отличительные особенности фации песчаных осадков зоны морских течений — хорошая отсортированность обломочного материала, преобладание мелкозернистой фракции, малое количество глинистой примеси в результате многократного перемыва и переотложения осадков (Рухин, 1959).

Отсутствие слоистости, значительную мощность песчаных слоев можно рассматривать как результат быстрого компенсированного прогибания бассейна седиментации и захоронения осадка. При наличии слоистости, она, как правило, косая, пологая, неравномерно-горизонтальная, подчеркивается намывами листочков слюды и глинистого материала (табл. 5, 1, 2). В песчаниках обнаруживаются окатыши аргиллита, резкие контакты между слоями, оттененные намывами тонкозернистого материала и растительного детрита, указывающие на местные размывы и быструю смену условий осадконакопления (табл. 5, 4). В осадках дельтовых фаций имеются мелкие конкреции желто-бурого пелитоморфного сидерита, появляются более крупные растительные обломки. Остатков фауны очень мало — это редкие обломки раковин пелеципод.

В минералогическом составе песчаников преобладают обломки различных пород, составляющих 15—30%, много неустойчивых к химическому выветриванию калиевых полевых шпатов, а среди аксессуарных минералов — группы эпидота. Аутигенные минералы представлены главным образом кальцитом, который служит цементирующим материалом; изредка отмечаются пирит и глауконит.

Среди фаций валанжина, переходных от морских к континентальным, отмечаются **песчано-алевритовые осадки заливов, лагун и дельтовых фаций**. Они распространены на всей исследованной площади, образуя прослой незначительной мощности (до 0,5 м) среди песчаных осадков зоны морских течений. Тяготеют к верхней части валанжина, венчая разрез.

Это крупнозернистые алевролиты и мелкозернистые полимиктовые песчаники обычно с глинисто-хлоритовым, глинисто-хлоритово-кальцитовым цементом типа выполнения пор. Эти осадки обогащены растительным детритом и прослоями глинистого материала (табл. 5, 6.). Наиболее распространенным типом слоистости в осадках заливно-лагунного побережья является линзовидно-волнистая, мелкая, нечеткая, с постепенными переходами и неровной поверхностью, которая указывает на постоянное влияние волновой деятельности на мелководье (табл. 5, 5).

Осадки дельтовых фаций представлены мелко- и среднезернистыми слабоотсортированными со значительной примесью алевритового материала косослоистыми песчаниками (табл. 5, 7). Характерна крупная косая слоистость, что обусловлено изменением гранулометрического состава и наличием прослоек и мелких линз более тонкозернистого

материала. Углы наклона непостоянные — от круглых до пологих; в отдельных интервалах слоистости не наблюдается. Косая прерывистая слоистость подчеркивается растительным детритом, иногда — более крупными растительными остатками.

Образование описанных литогенетических типов связано с усиленным привнесом крупнообломочного материала в бассейн седиментации вследствие поднятия прилегающего континента и оживления эрозионной деятельности речных артерий, основных агентов транспортировки продуктов разрушения области денудации. Это сказывается на полимиктовости осадков, развитии в их составе порообразующих (полевые шпаты, слюды, обломки эффузивов) и аксессуарных минералов (группа эпидота и др.), не устойчивых по отношению к химическому выветриванию. Указанные признаки позволяют рассматривать песчаные фации выносов рек как образования регрессивного комплекса.

Изложенный материал представляет значительный интерес с точки зрения выявления закономерностей размещения пород-коллекторов изученных отложений в центральной части низменности.

При анализе результатов определения физических параметров песчаных пород валанжина обнаруживается, что лучшими коллекторскими свойствами (открытая пористость 20—25% и более, проницаемость I—II класса) обладают песчаные осадки зоны морских течений, песчано-алевритовые осадки фаций, переходных от морских к фациям заливов и лагун, а также осадки дельтовых фаций. Понятно, что наиболее значительные нефтепроявления и промышленная нефтеносность связаны с указанными фациальными типами осадков.

Петрографический состав и структурные особенности, обеспечивающие хорошие коллекторские свойства этих отложений, а также широкое площадное развитие и значительная мощность их позволяют расценивать эти толщи какместилища нефти.

Принимая во внимание весьма благоприятные в отношении накопления и сохранения нефтяных углеводородов структурные, гидрогеохимические и литологические факторы (Губкин, 1937), мы считаем, что в районе широтного течения р. Оби имеются все предпосылки к открытию крупных многопластовых месторождений нефти и газа, связанных с указанными литогенетическими типами отложений валанжина. Благоприятными являются также зоны замещения песчаных осадков алевритово-глинистыми и глинистыми, затрудняющими дальнейшую миграцию углеводородов. Примером таких месторождений могут служить Мегионское и Усть-Балыкское. Однако в каждом конкретном случае для установления закономерностей размещения залежей даже в пределах одной структуры необходимо изучение литологического состава вмещающих пород (Степанов и др., 1962).

ЛИТЕРАТУРА

- Л. Н. Ботвинкина, Ю. А. Жемчужников, П. П. Тимофеев и др. Атлас литогенетических типов угленосных отложений среднего карбона Донецкого бассейна. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- И. М. Губкин. Учение о нефти. Изд. 2-е. М., 1937.
- Л. Б. Рухин. Основы общей палеогеографии. Гостоптехиздат, 1959.
- А. И. Степанов, В. А. Бреев. К вопросу установления закономерностей в распространении песчаных коллекторов. Тр. ВНИИ, вып. XXXIV. Гостоптехиздат, 1962.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ УГЛЕНОСНОГО МЕЛА ЮЖНОГО ПРИМОРЬЯ

И. И. ШАРУДО

В Приморском крае широко распространены меловые угленосные отложения. Здесь известны Сучанский и Суйфунский каменноугольные бассейны и Даубихинский и Приханкайский каменноугольные районы (рис. 9).

В. Н. Верещагин (1958) на основании возрастных взаимоотношений и генетической связи угленосных отложений доказал, что Сучанский и Суйфунский бассейны являются постгенетически разобщенными площадями единого мелового Приморского угольного бассейна. В последние годы получены новые данные, которые позволяют проводить параллели между угленосными отложениями Даубихинского и Приханкайского районов и Суйфунского и Сучанского бассейнов (Соловьев и др., 1962). В свете новых данных контуры Приморского мелового угольного бассейна необходимо расширить, включив в него указанные каменноугольные районы (рис. 9). В таком понимании границы Приморского бассейна проходят: западная — по восточной окраине Китайской платформы; южная — по побережью Японского моря; восточная — по западным отрогам Центрального Сихотэ-Алиньского антиклинория; северная — достоверно не установлена, условно принимается по южному берегу оз. Ханко и южной, и юго-восточной окраинам Уссури-Ханкайского антиклинального массива.

Меловые осадочные отложения лежат с угловым несогласием на размытой поверхности пород различного домелового возраста. В Даубихинском районе они залегают на верхнепалеозойских гранитоидах и триасовых осадочных образованиях, в Сучанском и Суйфунском бассейнах — на верхнепалеозойских гранитоидах и верхнепалеозойских и нижнемезозойских морских и континентальных породах, в Приханкайском районе — на верхнепалеозойских гранитоидах и, возможно, на кембрийских образованиях.

Меловые осадочные образования Приморского бассейна согласно унифицированной стратиграфической схеме расчленены на валанжинские морские осадки без углей, баррем-сеноманские континентальные и прибрежно-морские угленосные отложения (сучанская серия) и сеноман-туронские туфогенные континентальные образования (коркинская серия). Валанжинские отложения имеют вскрытую мощность до 1000 м, представлены терригенными морскими и прибрежно-морскими образованиями. Мощность пород сучанской серии измеряется в пределах:

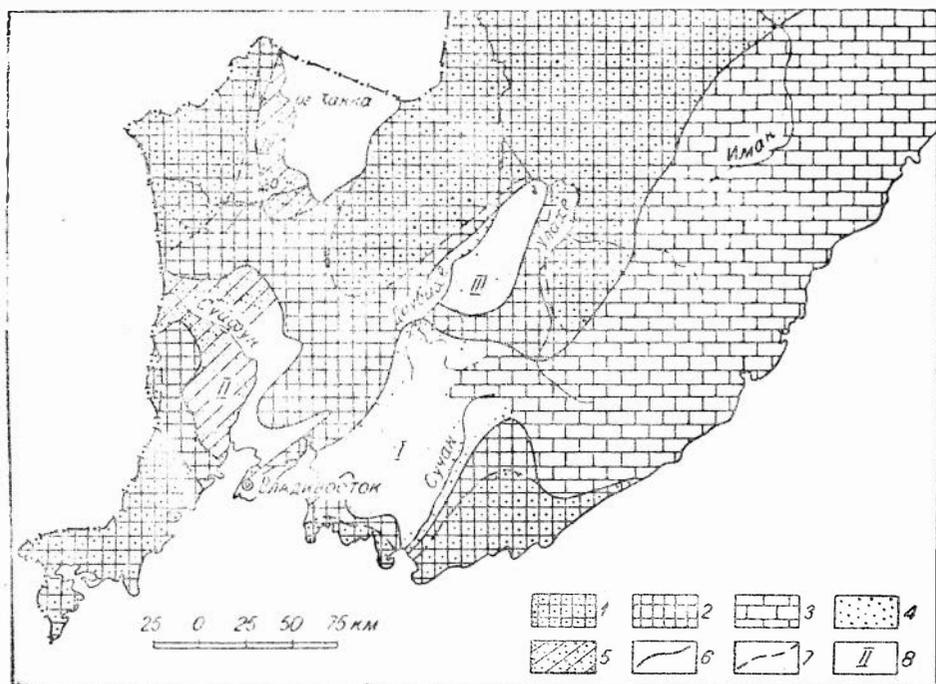


Рис. 9. Схематическая карта распространения меловых угленосных отложений Южного Приморья.

1 — площади, на которых угленосные отложения не накапливались; 2 — площади, на которых угленосные отложения смыты; 3 — морские отложения, синхронные угленосным; 4 — отложения с гумусовыми углями; 5 — отложения с лигнито-глинисто-гумусовыми углями; 6 — граница современного распространения отложений; 7 — граница предполагаемого распространения отложений; 8 — бассейны и районы (I — Сучанский бассейн, II — Суйфунский бассейн, III — Даубихинский район, IV — Приханкайский район).

600—1500 м. Сложена она конгломератами, гравелитами, разнозернистыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами и пластами угля.

В Даубихинском и Приханкайском районах из-за слабой изученности угленосных отложений подразделение разреза серии на свиты не произведено. В Сучанском бассейне в сучанской серии выделены (снизу вверх): нижнесучанская свита мощностью 35—250 м — барремский ярус; старосучанская мощностью 250—600 м — апт-альбский ярус; северосучанская мощностью 450—600 м — альб-сеноманский ярус (Шарудо, 1961). Сучанская серия в Суйфунском бассейне имеет мощность до 1300 м. В ней выделено шесть ритмов первого порядка (рис. 10): I—III ритмы синхронные нижнесучанской свите, IV—V ритмы — старосучанской и VI ритм — северосучанской.

На породах сучанской серии с региональным размывом лежат породы коркинской серии, представленные туфогенными песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Мощность разреза коркинской серии выше 1000 м.

При разделении разреза сучанской серии Приморского бассейна на свиты возникают трудности, связанные с различием палеогеографических и палеотектонических условий, существовавших в период накопления угленосных осадков на этой огромной территории. Палеогеографические и палеотектонические факторы обусловили различие литологического и фациального состава отложений, угленосности, мощности свит и серии в целом, фауны и флоры. Не выяснив условий накопления

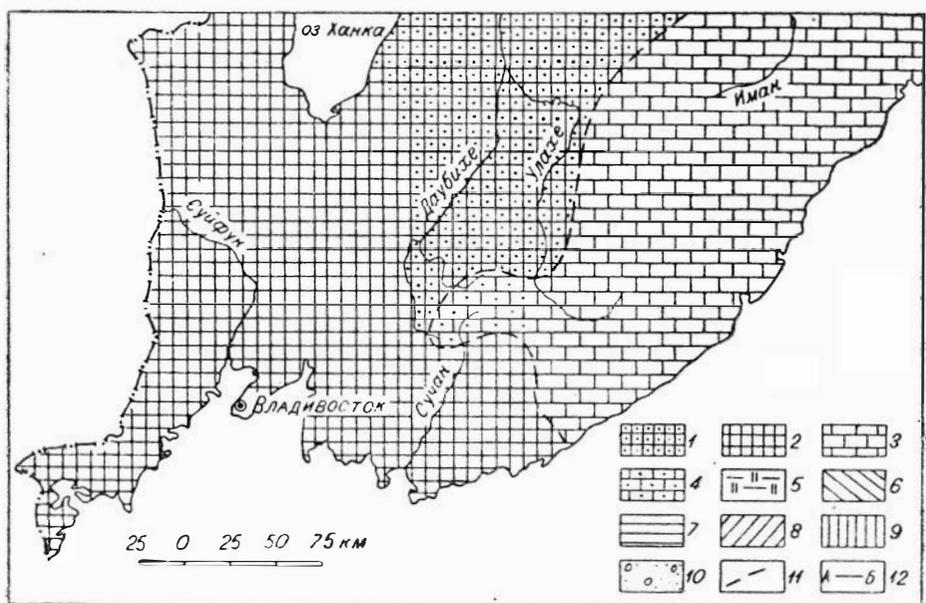


Рис. 11. Палеогеографическая схема валанжинского времени.

1 — среднегорный рельеф; 2 — низкогорный рельеф; 3 — море; 4 — морской залив; 5 — прибрежная низменность; 6 — прибрежная равнина; 7 — озера; 8 — озерно-болотная равнина; 9 — аллювиальная равнина; 10 — предгорная равнина; 11 — граница распространения; 12 — линия литолого-фациального профиля.

ным, отложений готеривского времени позволяет допустить, что поверхность Приморского бассейна в это время представляла равнину, на которой процессы разрушения были выражены слабо.

Детальными литолого-фациальными и палеогеографическими исследованиями установлено, что в барремский век произошло зарождение двух отрицательных структур (рис. 12). На западе Приморского бассейна начала формироваться Суйфунская впадина, а на востоке — Сучанский прогиб. Указанные структуры разделялись между собой поднятием, располагавшимся на месте современного Муравьево-Амурского антиклинория.

В начальный период осадконакопления поверхность западной части Приморского бассейна была неровной. Исходя из мощности и площадного распространения отложений I—III ритмов (см. рис. 10), относимых по возрасту к барремскому веку, можно сказать, что здесь имелись небольшие возвышенности и понижения рельефа. Повышения между ними были не больше 300 м. В барремское время в западной части бассейна обособились три небольших впадины (с юга на север): Нижне-Суйфунская, Верхне-Суйфунская и Приханкайская. На литолого-фациальном профиле (см. рис. 10) видно, что породы I ритма имеют ограниченное распространение. Они занимают базальную часть разреза. Отложения II ритма в пределах Нижне-Суйфунской впадины занимают большую площадь, но в Верхне-Суйфунской впадине они не установлены. Породы III ритма распространены в пределах контуров обеих впадин. Отсутствие достоверного материала по Приханкайской впадине не позволяет уверенно определить начальный момент осадконакопления в ней. Исходя из «ступенчатого» развития впадин, можно допустить, что осадконакопление происходило сначала в Нижне-Суйфунской и Верхне-Суйфунской впадинах, а в Приханкайской впадине

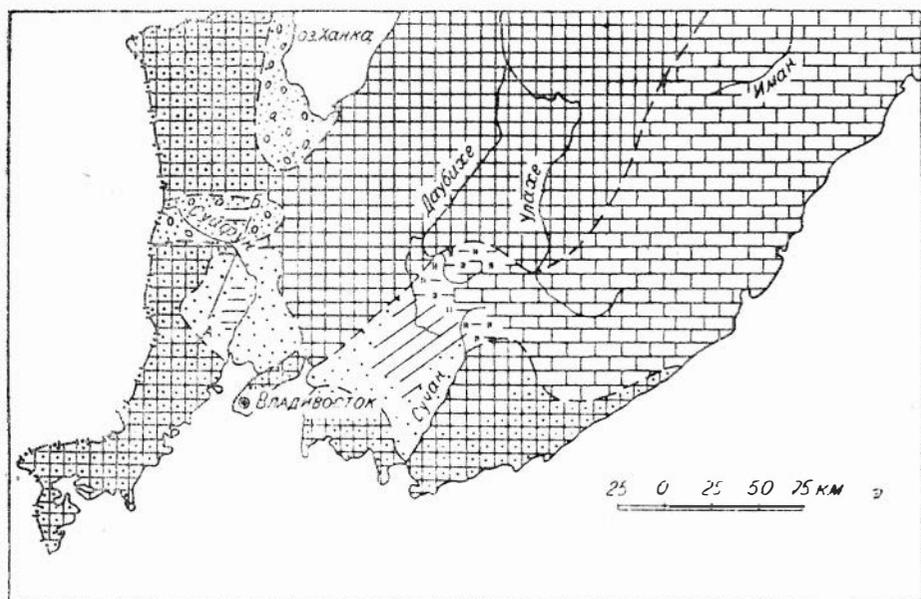


Рис. 12. Палеогеографическая схема барремского времени Южного Приморья (условные обозначения см. на рис. 11).

значительно позже, соответствуя III, а возможно и IV, ритмам. Поэтому в северном направлении можно ожидать сокращения мощности отложений сучанской серии.

В барремское время во впадинах накапливались в основном грубообломочные породы. Конгломераты, гравелиты и разнозернистые песчаники распространены по западным окраинам впадин. В центральной и восточной частях впадин значение грубообломочных разностей пород уменьшается. Здесь преобладают разнозернистые песчаники, алевролиты и аргиллиты, в которых встречаются линзы и прослоны углистых пород. В породах западных частей мульд преобладают обломки гранитов, средних и основных эффузивов. Последние расположены на западе Приморского бассейна, в пределах Китайской платформы. Учитывая размер обломочного материала и увеличение его мощности с востока на запад, допускаем, что на западе Приморского бассейна в барремское время располагались возвышенности со среднегорным рельефом (см. рис. 12).

Петрографический состав пород восточных частей описываемых мульд резко отличается от такового западных окраин. Обломки гранитов отсутствуют. Преобладают обломки осадочных пород и основных эффузивов (Мудров, 1960). Состав обломочного материала и увеличение размера обломков и мощности терригенных пород от центра мульды на восток довольно хорошо свидетельствует о том, что на востоке располагались низкогорная суша, с которой шел снос терригенного материала.

Палеогеография барремского времени Суйфунской впадины представляется следующим образом. В центральной части Верхне-Суйфунской и Нижне-Суйфунской впадин располагались небольшие озера. По окраинам впадин были предгорные равнины. Временные потоки и реки выносили с горных областей на предгорную равнину обломочный материал. Крупные обломки накапливались в области предгорий, более

мелкие уносились текучими водами и отлагались в озерах. В северо-восточных частях впадин, примыкавших к областям с низкорельефом, создались благоприятные условия для образования озерно-болотной равнины, где накапливались торфяники, давшие линзы угля и углистых пород.

Поверхность Сучанского прогиба в начальный период осадконакопления была неровной. Имелись небольшие возвышенности и впадины, но превышение между ними было не более 150 м (Шарудо, 1960). Области поднятия и разрушения в барремский век служили районы побережья Японского моря, где наблюдаются выходы архейских и протерозойских пород.

В пользу этого говорят следующие факты.

Мощность барремских образований увеличивается с севера на юг. В этом же направлении происходит увеличение размерности зерна в породах и ухудшается их сортировка и окатанность. По данным литолого-фациального анализа (Семериков, 1960; Шарудо, 1960), в барремских образованиях Сучанского прогиба выделяются континентальные, прибрежно-морские и морские комплексы фаций. На юге и юго-востоке Сучанского прогиба располагалась предгорная равнина, примыкавшая к среднегорному рельефу (см. рис. 12), в центральной части — озерно-болотная равнина, а на северо-востоке и севере — прибрежно-морская низменность и морской залив. Существует мнение (Верещагин, 1958), что в нижнемеловое время море в Сучанский прогиб проникло с юга. Фактический материал не подтверждает это предположение. При анализе распространения морской фауны в разрезе сучанской серии наблюдается следующая закономерность. На юге бассейна морская фауна встречается только в самой верхней части серии. В Засидинском районе, расположенном далее на север, морская фауна (пелециподы и фораминиферы) находится в нижней и средней частях северосучанской свиты. На Богатырском участке морская фауна встречена не только в северосучанской, но и в средней части старосучанской свиты, и, наконец, на Ключевском участке пелециподы и фораминиферы найдены почти по всему разрезу сучанской серии. Таким образом, видим, что на севере морская фауна приурочена к нижней, средней и верхней частям разреза угленосных отложений, а на юге — только к самой верхней безугольной части разреза. В северном направлении в разрезе увеличиваются морские и прибрежно-морские фации. На основании этого мы склонны считать, что морской залив проникал в Сучанский прогиб с востока (с Тетюхинской зоны) по ослабленной зоне Южного Сихотэ-Алиньского поперечного структурного шва, выделенного И. И. Берсеневым (1956).

Слабая изученность нижней части разреза угленосных отложений в Даубихинском районе затрудняет расшифровку палеогеографии барремского времени. Тем не менее, исходя из общих геологических соображений, можно допустить, что в барремский век осадконакопление на площади Даубихинского района не происходило.

Постепенное и медленное опускание области седиментации привело к тому, что в апт-альбское время на площади Приморского бассейна сформировалось два прогиба (рис. 13). На западе бассейна Нижне-Суйфунская, Верхне-Суйфунская и Приханкайская впадины соединились, образовав единый Суйфунский прогиб. На западе прогиб граничил с Китайской платформой, на востоке — с Муравьево-Амурским поднятием. На юге граница проходила по северной окраине Хасанского антиклинального массива. Северная граница достоверно не установле-

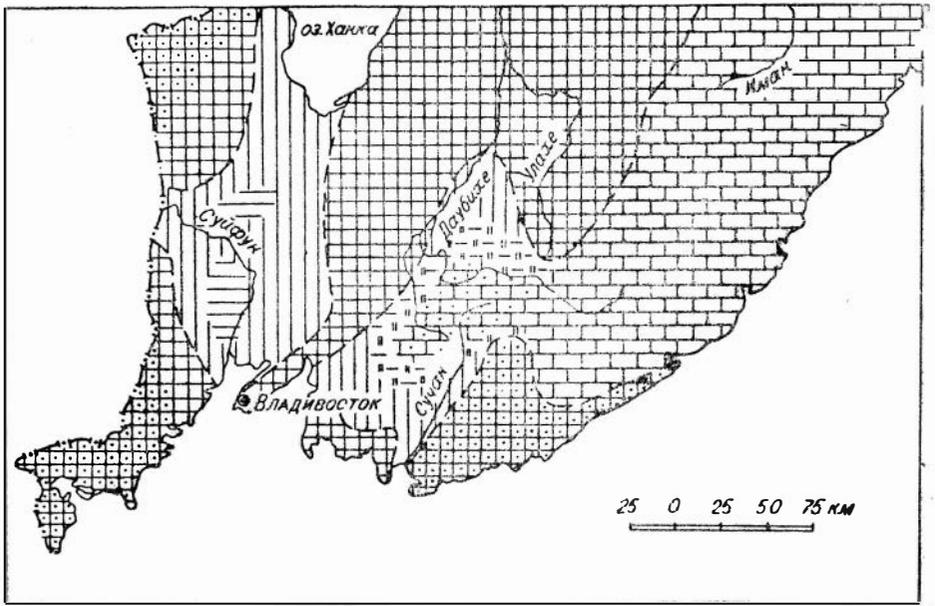


Рис. 13. Палеогеографическая схема апт-альбского времени Южного Приморья (условные обозначения см. на рис. 11).

на, но, по-видимому, она находится недалеко от северного побережья оз. Ханка. Ширина прогиба составляла 60—100 км, длина примерно 250—300 км.

Восточный, или Сучанский, прогиб на востоке окаймлялся Центральным Сихотэ-Алиньским антиклинорием, на западе—восточными отрогами Уссури-Ханкайского и Муравьево-Амурского антиклинальных массивов. Южная граница проходила по побережью Японского моря. Северная граница принимается условно по широте слияния рек Улахе и Даубихе. В этих границах длина прогиба измеряется 200—250 км, а ширина — 60—80 км.

В апт-альбское время на площади Суифунского прогиба накапливались континентальные угленосные отложения в обстановке аллювиальной и предгорной равнин. Петрографический и литологический состав пород подобен барремскому времени, но значение грубообломочных пород уменьшается. Преобладают разнозернистые песчаники и алевриты. По генетическим признакам породы подразделяются на русловые, пойменные, озерные, озерно-болотные и болотные. Отложения временных потоков встречаются только в западной части прогиба, в самой нижней части апт-альбских отложений. Климатические и гидрологические условия способствовали формированию торфяников. В апт-альбских отложениях Суифунского прогиба насчитывается до 30 пластов угля и углистых пород. Более угленасыщенная часть разреза тяготеет к восточной полосе прогиба (Уссурийское, Суражевское и Подгородненское месторождения). Здесь насчитывается 10—30 пластов и прослоев угля и углистых пород, из которых 3—10 пластов имеют рабочую характеристику. В западной полосе прогиба, примыкающей к Китайской платформе, установлено только 10 пластов, сложенных гумусовым и липтобиолитовым углем, из которых только один пласт повсеместно имеет промышленное значение (Дзенс-Литовская, 1961).

В Сучанском прогибе в апт-альбское время осадконакопление происходило в континентальных и прибрежно-морских и морских условиях. В результате опускания земной коры морской залив барремского времени значительно перемещается на юго-запад. Южная и центральная части прогиба представляли собой приморскую низменность и аллювиальную равнину (см. рис. 13). В этих условиях накапливались главным образом разномерные песчаники, алевролиты, аргиллиты и угли. Крупнозернистые породы характерны для базальных слоев апт-альбских отложений и окраинных частей прогиба. В верхней части разреза пород апт-альбского времени в центральной части прогиба преобладают тонкозернистые породы. Окатанность и сортировка обломков в породах по сравнению с таковыми барремского времени улучшена. В фаціальном отношении преобладают осадки пролювиально-аллювиального, озерно-болотного и прибрежно-морского комплексов. Области сноса, судя по петрографическому составу обломочного материала и увеличению мощности апт-альбских отложений в восточном направлении, располагались в пределах Центрального Сихотэ-Алиньского поднятия (Семериков, 1960; Шарудо, 1960). На аллювиальной равнине происходило накопление торфяников, давших наиболее высококачественные угли. Всего в апт-альбских отложениях Сучана насчитывается свыше 20 пластов и прослоев угля. Наиболее угленасыщенный разрез наблюдается в восточной полосе бассейна. В западном направлении происходит выклинивание угольных пластов.

В апт-альбское время на площади Даубихинского района, являвшегося северной окраиной Сучанского прогиба, осадконакопление проявилось. Разрозненный фактический материал дает приблизительную палеогеографическую схему этого района. Осадконакопление в Даубихинском районе происходило в условиях, подобных южной части Сучанского прогиба.

В конце альба происходит перестройка структурного нижнемелового плана. По-видимому, в результате резкого опускания территории Южного Приморья по южному широтному Сихотэ-Алиньскому шву произошло раскалывание Муравьево-Амурского поднятия на блоки. Южный блок стал испытывать поднятие, центральный опустился, а северный, вероятно, не испытал резкого вздымания. Морской залив с Сучанского прогиба проник в Суйфунский по опущенному центральному блоку.

Морская фауна в Суйфунском прогибе известна из VI ритма сучанской серии. Первая находка фауны (тригония) была сделана в 1941 г. М. М. Финкельштейном на Уссурийском месторождении, вторая — в 1958 г. геологами Суйфунской нефтяной партии в скв. 1, пройденной в районе дер. Борисовки. Здесь найдены обломки аммонита и белемнитов. В 1957—1958 гг. А. М. Мудров на Подгородненском месторождении в разрезе, синхронном Уссурийскому, обнаружил песчанистые и известковые фораминиферы. В Сучанском бассейне морская фауна альб-сеноманского времени известна повсеместно (Александрисадова, 1958). В юго-восточной полосе Сучанского прогиба морская фауна в сучанской серии встречается, начиная от верховьев р. Сучан до верховьев р. Таудеми. В западной полосе прогиба морская фауна в сучанской серии южнее широты, проходящей по р. Кангауз, не обнаружена. В Даубихинском районе фораминиферы найдены на Достоевском месторождении. Все это позволяет считать, что максимальная трансгрессия на площади Приморского бассейна проявилась в альб-сеноманское время.

В результате трансгрессии моря участки наземной седиментации сократились. Морской залив занял большую часть площади Сучанского прогиба и проник в Суйфунский прогиб (рис. 14). В альб-сеноманское время окончательно оформились контуры Приморского бассейна. Осадконакопление на этой площади происходило в прибрежно-морских и морских условиях. Литологически породы представлены разнозернистыми песчаниками, преимущественно мелкозернистыми, алевролитами, аргиллитами, углями и углистыми породами.

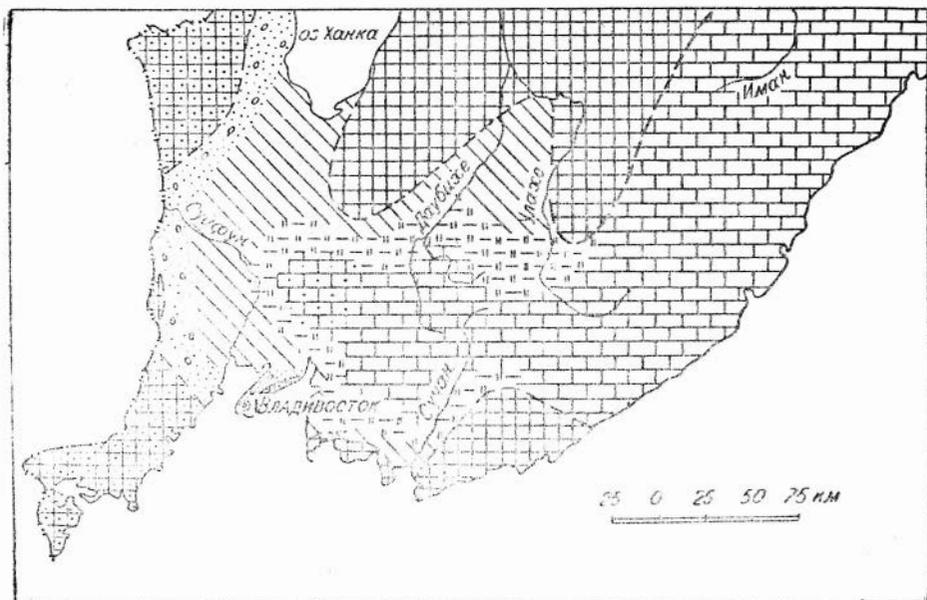


Рис. 14. Палеогеографическая схема альб-сеноманского времени Южного Приморья (условные обозначения см. на рис. 11).

В узкой полосе, заключенной между морским заливом и областями разрушения и сноса, накапливались прибрежно-морские и континентальные угленосные отложения. Такие полосы устанавливаются: на востоке — между Центральным Сихотэ-Алиньским поднятием и морским заливом; на юге — между возвышенностями, располагавшимися по побережью современного Японского моря и южному побережью альб-сеноманского залива; на западе — между Китайской платформой и западным берегом залива; на севере — на площади современного Даубихинского и Приханкайского районов. Указанные участки представляли собой прибрежно-морскую равнину, где отлагались терригенные угленосные отложения. Наиболее благоприятные условия для произрастания растительности и торфонакопления были на восточной полосе Приморского бассейна. Эта площадь хорошо защищалась Центральным Сихотэ-Алиньским поднятием от проникновения ветров, дующих с открытого моря. Здесь сформировалось около 20 пластов и прослоев угля. Менее благоприятные условия для развития растений и формирования торфяников были на южной полосе. Только на участках, перекрытых южным блоком Муравьево-Амурского поднятия, накапливались торфяники, давшие линзы и прослои угля в отложениях VI ритма. Территория Даубихинского района, представлявшая собой приморскую

равнину, защищенную с трех сторон от проникновения морских и наземных ветров, являлась оазисом для произрастания растительности. Гидрологические условия на приморской равнине благоприятствовали формированию торфяников. В то время как на большой площади Приморского бассейна растительность в результате трансгрессии моря погибла, в Даубихинском районе, не испытывавшем полного затопления морскими водами, она сохранилась. Длительный цикл морской седиментации в пределах центральной части Приморского бассейна вызвал перерыв в развитии растительности для этого района. Поэтому в центральной части бассейна наблюдается резкая смена комплексов флоры в низах северо-сучанской свиты и коркинской серии. В Даубихинском районе, не испытывавшем резких смен палеогеографических обстановок в альб-сеноманское время, постепенно увеличиваются верхнемеловые флоры. Таким образом, несходство достоевской флоры Даубихинского района с бохайской флорой (Штемпель, 1960) сучанского бассейна можно обоснованно объяснить с палеогеографических позиций.

В западной части Приморского бассейна в альб-сеноманское время отлагались терригенные континентальные и прибрежно-морские осадки. Области сноса, по-видимому, остаются те же, что и в аптальбское время, но в связи с активным тектоническим режимом происходит поднятие некоторых участков этого региона. В районе Подгородненского и Занадворовского месторождения накопились мощные толщи конгломератов, гравелитов и крупнозернистых песчаников. Состав обломков позволяет считать, что снос происходил с территории полуострова Муравьево-Амурского и Хасанского антиклинальных массивов. В пределах западной полосы накапливались крупнозернистые песчаники незначительной мощности, обломочный материал которых приносился паводковыми водами с Китайской платформы. Все породы альб-сеноманского времени в результате начавшейся вулканической деятельности содержат пепловый материал. Наибольшее его количество определяется в породах западной и юго-западной частей Приморского бассейна, где распространены туфогенные узорчатые песчаники. В пределах западной части Приморского бассейна жерла вулканов мелового времени установлены в районе Липовецкого месторождения и в окрестности с. Красный Яр.

В конце сеномана в Южном Приморье начались восходящие тектонические движения, в результате чего сеноманское море покинуло занимаемую площадь. Территория Приморского бассейна некоторое время была областью размыва. Поднятие земной коры носило блоковый характер, отложения сучанской серии подвергались размыву различно. В основном размыв был довольно значительный, но на некоторых участках он не устанавливается.

Наиболее размывы баррем-сеноманские породы на участках современных антиклинальных структур. Так, например, в пределах Остропокского антиклинала Сучанского бассейна базальные слои коркинской серии лежат непосредственно над угольными пластами северосучанской свиты, а в Коркинской синклинали — на 250—300 м выше угольных пластов сучанской серии. Еще большему размыву подверглись породы сучанской серии в Суйфунском бассейне в пределах Борисовского поднятия. Здесь породы коркинской серии лежат на отложениях III и нижней части IV ритма-сучанской серии. В то же время на запад от Борисовского поднятия в скв. 10, пройденной в синклинальной зоне, базальные слои коркинской серии лежат на коре выветривания сеноманского времени. Глубокий размыв отложений сучанской серии позволяет счи-

тать, что территория Приморского бассейна в конце сеномана длительное время подвергалась денудации.

В начале туронского времени восходящие движения земной коры сменились на нисходящие, и Приморский бассейн длительное время был областью седиментации. В это время накапливались мощные толщи терригенных, большей частью туфогенных пород (песчаники, алевролиты и аргиллиты).

Из изложенного вытекает:

1. Меловые угленосные отложения Сучанского и Суйфунского бассейнов и Даубихинского и Приханкайского районов являются постгенетически разобшенными площадями единого Приморского бассейна.

2. Накопление угленосных отложений в баррем-альбское время происходило в Сучанском и Суйфунском прогибах в континентальных и прибрежно-морских условиях.

3. Становление Приморского бассейна как единого целого произошло в альб-сеноманское время. В этот период угленосные отложения накапливались в морских и прибрежно-морских условиях в узкой полосе, располагавшейся между морским заливом и областью сноса.

4. Вследствие неравномерного опускания земной коры и неровности фундамента мощность сучанской серии на площади Приморского бассейна не везде одинакова*: в Суйфунском прогибе наибольшая мощность серии в центральной части; в северном и южном направлениях она уменьшается; в Сучанском прогибе наибольшая мощность серии приурочена к восточной полосе; в западном направлении мощность разреза угленосных отложений сокращается.

5. В барремское время накопление пород сучанской серии в западной части Приморского бассейна происходило в условиях предгорной равнины, а в восточной — в обстановке предгорной и озерно-болотной равнин, прибрежной низменности и морского залива.

6. В апт-альбское время осадки сучанской серии накапливались в предгорной и аллювиальной равнинах, прибрежной низменности и морском заливе.

7. В альб-сеноманское время накопление осадков происходило в прибрежной равнине и морском заливе.

8. Преобладающими областями разрушения и сноса в баррем-сеноманское время были: на западе Приморского бассейна — Китайская платформа, на востоке — Центральный Сихотэ-Алиньский антиклинорий. Дополнительными областями сноса являлись Уссури-Ханкайский, Муравьево-Амурский и Хасанский антиклинальный массивы и поднятия, располагавшиеся на современном побережье Японского моря.

ЛИТЕРАТУРА

Т. А. Александрин-Садова, Л. В. Захарова. Распределение фауны в разрезе угленосных и надугленосных отложений Сучанского каменноугольного бассейна и ее значение для определения возраста. Тр. Лабор. геологии угля АН СССР, вып. VIII, 1958.

В. Н. Верещагин. Контуры Приморского нижнемелового каменноугольного бассейна. Бюлл. ВСЕГЕИ, № 1, 1958.

О. А. Дзенс-Литовская. Рабдописитовый уголь Суйфунского бассейна Южного Приморья. Угленосные формации некоторых регионов СССР, Изд-во АН СССР, 1961.

* При сопоставлении мощностей пород сучанской серии учитываются синхронные горизонты, не подвергшиеся постгенетическим размывам.

А. М. Мудров. Фации и условия образования угленосных отложений Подгорненского месторождения Южного Приморья. Тр. Лабор. геологии угля АН СССР, вып. X, 1960.

Г. Т. Пчелнцева, К. М. Худoley. Стратиграфия и палеогеография юры Южного Сихотэ-Алиня. Тр. Геологич. музея им. А. П. Карпинского АН СССР, вып. II, 1960.

А. А. Семериков. Общие закономерности осадконакопления продуктивной серии и распределение фаций на площади Северного Сучана. Тр. Лабор. геологии угля АН СССР, вып. X, 1960.

В. О. Соловьев, И. И. Шарудо. О стратиграфическом положении достоверной свиты. Докл. АН СССР, т. 144, № 1, 1962.

И. И. Шарудо. Состав и условия осадконакопления угленосных отложений Старого Сучана. Тр. Лабор. геологии угля АН СССР, вып. VIII, 1960.

И. И. Шарудо. История геологического развития и условия накопления угленосных отложений Сучанского бассейна. Геология и геофизика, 1961, № 12.

Б. М. Штемпель. Фотостратиграфия меловой системы Южного Приморья. Тр. Лабор. геологии угля АН СССР, вып. X, 1960.

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД БАКЧАРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

И. В. НИКОЛАЕВА

Бакчарское месторождение расположено на юго-востоке Западно-Сибирского железорудного бассейна. Железоносной толщей здесь являются породы палеогеново-верхнемелового возраста общей мощностью до 80 м. Толща имеет сложное строение, которое обусловлено, во-первых, многочисленными перемычками, сопровождавшими накопление осадков в прибрежно-морских условиях, и, во-вторых, сложными фациальными взаимопереходами, особенно в верхних горизонтах.

Железные руды локализуются в толще в нескольких горизонтах. М. П. Нагорским (1958) были выделены 2 горизонта; А. А. Бабиным (1959) и Ю. П. Казанским (1960) — 3; Н. Х. Белоус и И. В. Николаевой (1962) — 4, причем Н. Х. Белоус дополнительно отметила 3 слабожелезоносных горизонта. Горизонты разделяются терригенно-глинистыми, иногда слабожелезоносными, породами небольшой мощности, особенно в восточной части месторождения. Между средними горизонтами разделяющая толща уменьшается до 5 м, а верхние рудные горизонты сливаются. Суммарная мощность руд в сближенных пластах достигает 35 м, т. е. максимальная для Западно-Сибирского бассейна. Поэтому восточный участок Бакчарского месторождения наиболее интересен в промышленном отношении. Судя по имеющемуся керновому материалу, рудные горизонты выдерживаются на значительном расстоянии, однако окончательно форма и размеры рудных залежей остаются невыясненными. Поэтому для прогнозной оценки рудоносности горизонтов, как и для выделения их в разрезе, большое значение имеет литолого-фациальный анализ.

Нижний железоносный горизонт, называемый нарымским, широко распространен на месторождении, он прослеживается далеко за пределами Бакчарского месторождения, вплоть до р. Вах (Казанский, 1960; Белоус и др., 1962, и др.).

На Бакчарском месторождении горизонт описан А. А. Бабиным (1959), Ю. П. Казанским (1960), Н. Х. Белоус и И. В. Николаевой (1962). Все исследователи считают его сформировавшимся в прибрежно-морских условиях и отмечают связанную с этим значительную выдержанность строения фациальных зон на большом протяжении.

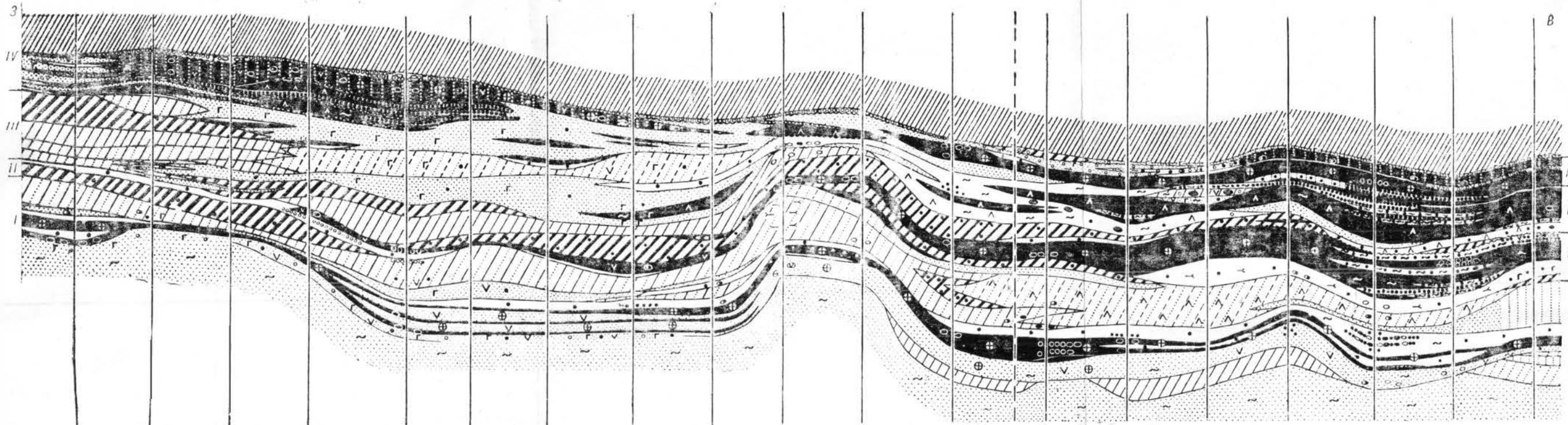
Нарымский горизонт трансгрессивно лежит на континентальных песчано-глинистых отложениях ипатовской свиты (коньяк — нижний сантон по унифицированной стратиграфической схеме Сибири). В его

строении различаются регрессивно и трансгрессивно наложенные пачки железоносных пород (Белоус и др., 1962). Первая слагает нижнюю половину горизонта и представлена снизу вверх по разрезу песчаниками с глауконитом и лептохлоритом, лептохлоритовыми породами и гидрогетитовыми рудами. Вторая слагает верхнюю часть горизонта и является в принципе зеркальным отражением регрессивной пачки. Пространственно последняя развита преимущественно в западной части месторождения, где отмечается повышенная мощность песчаников с гидрогетитовыми оолитами и руд. Трансгрессивная пачка полнее представлена на востоке; там на рудах лежат лептохлоритовые, песчано-алевритовые породы с лептохлоритом, причем большей мощности, чем на западе.

Мощность железоносных отложений на месторождении невыдержанная. По-видимому, имеет значение рельеф морского дна. Так, Н. Х. Белоус (1962) считает, что мелкие впадины на дне нарымского моря являются речными промоинами. Однако, как отмечают Ю. П. Казанский (1960), И. В. Николаева (1962) и др., формирование горизонта произошло с абразивной переработкой подстилающих песчано-глинистых толщ. При поступлении больших масс размываемого материала в прибрежную часть бассейна, вероятнее всего, развивались аккумулятивные формы в виде песчаных отмелей и баров, как это описывает О. К. Леонтьев (1961) для современных отложений.

Закономерная фаціальная изменчивость горизонта в пределах месторождения намечается в направлении с запада на восток. Так, на востоке наблюдаются прослои перемытых полого-косослоистых гравийных железоносных пород мощностью до 1 м с размером обломков до 4 см; к западу прослои уменьшаются до 0,20—0,05 м и обломки в них не превышают 1—2 см. В подрудных песчаниках восточной части месторождения наблюдается лептохлорито-глинистый цемент, а в западной — лептохлорито-сидеритовый цемент. Кроме того, в песчаниках имеется заметная примесь глауконита. Мощность песчаников регрессивной пачки в среднем 5—7 м, однако к востоку (рис. 15, скв. 44) они практически отсутствуют, что, по-видимому, указывает на вероятное выклинивание регрессивно наложенной пачки горизонта к берегу.

В период регрессии моря формирование железоносных отложений сопровождалось значительным их переывом. Так, в песчаниках и рудах отмечаются перемытые конкреции (до 1,5 см) кальциевых фосфатов, окатанные обломки кварца и кремнистых пород близкого размера. Обломки могли быть принесены в морской бассейн во время регрессии с суши; как отмечает О. К. Леонтьев (1961) для современных отложений, при понижении уровня моря скорость течения впадающих в него рек увеличивается, если даже тектонический режим района остается спокойным. Железоносные подрудные песчаники разнозернистые, мелко- и среднезернистые, с примесью алевритового материала и гравия. Слагаются они кварцем с примесью полевого шпата (до 5%), обломков кремнистых и глинистых (каолинизированных?) пород, а также мелкого растительного детрита, пропитанного гидроокислами железа. Кверху в этих песчаниках появляются тонкие, сохранившиеся от размыва линзы вкрапленно-сгустковых, реже оолитовых лептохлоритовых пород с лептохлорито-гидрогетитовыми оолитами, перемытые обломки которых отмечены почти во всех скважинах. В оолитах из лептохлоритовых пород на гидрогетитовом центре наблюдаются иногда зеленые лепестки лептохлорита с радиально-лучистым строением, окисленные по внешнему краю, которые росли как сферолиты в условиях диагене-



вертикальный 5 0 10 м
горизонтальный 500 0 1000 м

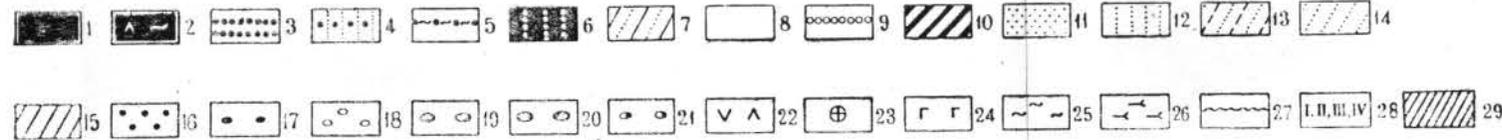


Рис. 15. Схема строения железной толщи Бакcharского месторождения (по материалам А. А. Бабина, 1959; Н. Х. Белоус, 1962; И. В. Николаевой)
1 — руда сцементированная; 2 — руда с лептохлорито-глинистым цементом; 3 — руда сыпучая; 4 — песок с рудными оолитами; 5 — руда с гидрогетито-глинистым цементом; 6 — руда с сидеритовым цементом; 7 — песчано-глинистые породы; 8 — лептохлоритовые породы; 9 — сидерит; 10 — глауконитовые породы; 11 — песчаник; 12 — песок; 13 — алеврито-песчаные породы; 14 — алевриты; 15 — глина; 16 — гидрогетитовые оолиты; 17 — рудные обломки; 18 — кварцевые обломки; 19 — обломки лептохлоритовых пород; 20 — глинистые окатыши; 21 — фосфаты; 22 — лептохлорит в цементе; 23 — железокремнистый материал; 24 — глаукоцит; 25 — глинистая примесь; 26 — растительный детрит; 27 — граница размыва горизонтов; 28 — номера горизонтов; 29 — перекрывающая толща.

за осадка. В наружных концентрических зонах некоторых оолитов имеются глинисто-алевролитовые частицы, тангенциально ориентированные. Оолиты такого типа прерывали свой рост, попадая в подвижную придонную обстановку. Таким образом, в лептохлоритовых породах часть оолитов, безусловно, можно считать перемытыми, тем более что многие из них содержат явно окисленные наружные концентрические зоны.

Рудный пласт с запада на восток, в направлении фациального выклинивания горизонта, имеет неодинаковые мощности и строение. Максимальная мощность (8 м) его отмечается в средней части месторождения в виде незначительного линзовидного тела, к западу и востоку от которого мощность руд уменьшается. Очевидно, рудная линза расположена в западине морского дна и на ее склонах (к востоку); на последних руды сильнее перемыты, почти сыпучие, слабоцементированные. Линза ориентирована субмеридионально, т. е. приблизительно параллельно береговой линии, и, очевидно, обязана своим происхождением донному перемыву песчано-оолитового материала с образованием природного рудного концентрата. К востоку также отмечаются довольно богатые руды, но мощность их невелика (2 м). К западу рудный компонент в основной своей массе сильно разубожен песчаным материалом, и лишь в тонких прослоях (0,3—1,5 м) отмечаются руды с небольшой сравнительно песчаной примесью.

Руды слагаются гидрогетитовыми, редко лептохлорито-гидрогетитовыми оолитами с небольшим количеством гидрогетитовых бобовин, единичных бобовин окисленного глауконита и неравномерной примесью обломков руд и железистых пород. Центрами в оолитах служат обломки рудных бобовин, зерна кварца, реже обломки оолитов, бобовины окисленного глауконита. В концентрически наслоенной части оолитов выделяются 2—3, редко более зоны, ограниченные одна от другой темно-бурыми корками и имеющие каждая свою систему радиальных трещин дегидратации, причем интенсивность трещин в зонах бывает разной. Это может свидетельствовать о прерывистом росте оолитов с периодическим их перемывом. Основную часть в рудах составляют оолиты, явно перемытые, причем многие из них несут следы механических нарушений; меньшая часть оолитов имеет постепенный переход в цемент и, вероятно, заканчивала свой рост при диагенезе на месте своего нахождения.

В рудах нарымского горизонта в большинстве случаев содержится значительная песчаная примесь, обуславливающая низкое содержание в них железа (в среднем до 30%). Распределяется песчаный материал в виде гнездообразных скоплений, тонких прослоев и линз железоносных песчаников. Повышение содержания железа в единичных случаях (скв. 38) до 37—38% в слабоцементированных рудах, по-видимому, обязано вторичному их перемыву.

Степень перемыва и состав обломочного материала в рудах может быть очень разнообразным. Размер обломков гравийный и мелкогалечный (не более 4 см), среднее содержание их в руде около 5%, однако в отдельных гравийных разновидностях пород количество обломков повышается до 30—40%. Форма обломков круглая или плоская. Состоят они из оолитовых руд, лептохлоритовых пород, песчаников, реже фосфоритов и гидрогетитовых многослойных корок с различной интенсивностью трещин дегидратации в каждом слое. Последние, по-видимому, образовались в прибрежно-континентальных условиях при выпадении железа из раствора. Такое разнообразие местного материала в обломках свидетельствует о сравнительно интенсивных процессах

перемыва, сопровождавших формирование железоносного горизонта, что характерно для руд, приуроченных к прибрежной части крупного морского бассейна. Такие месторождения железных руд широко распространены, и, как отмечает Б. П. Кротов (1956), для всех них характерны рудные пески и песчаные оолитовые руды.

Приуроченность руд к песчаным отложениям, а также наличие постоянной псаммитовой примеси в них показывает, что образование оолитов происходило в песчаной зоне. В работе по континентальным железным рудам Северного Приаралья (Формозова, 1959) эти процессы, как и условия накопления руд, детально описаны. Причем Л. Н. Формозова считает, что оолиты образовались из железистых растворов. Возможно, что образование нарымских руд также связано с железистыми растворами.

Вверх по разрезу руды перекрываются лептохлоритовыми породами трансгрессивной пачки, затем алевритами и песчаниками с глинисто-лептохлоритовым и глинистым цементом. В них присутствуют гнездообразные скопления гидрогетитовых оолитов и растительного детрита, реже куски сидеритизированной древесины до 4 см в поперечнике. Для всех этих пород характерны вкрапленно-сгустковое сложение и слабая механическая сортировка обломочного материала. К востоку, в сторону берега, песчано-алевоитовые отложения замещаются песками (Бабин, 1959). Последние, по аналогии с современными образованиями (Леонтьев, 1961), можно считать отложениями песчаного прибрежного вала трансгрессировавшего моря, образовавшегося за счет мобилизации последних все новых отложений приморской равнины.

Завершение отложения трансгрессивной пачки осадков в средней и западной частях месторождения отмечается линзами перемытого и окисленного глауконита, сцементированного глинистым, местами сидеритовым цементом.

Второй, или колпашевский, рудный горизонт регрессивно ложится на описанные выше слабожелезистые отложения. Горизонт описан М. П. Нагорским (1958), Ю. П. Казанским (1960), Н. Х. Белоус и И. В. Николаевой (1962). Образование его, по данным этих исследователей, проходило в прибрежно-морских условиях в период кратковременной регрессии маастрихтского моря. М. П. Нагорский (1958) считает, что образование его, как и бакчарского горизонта, происходило в крупном морском заливе, занимавшем территорию Колпашевского и Бакчарского месторождений.

На востоке горизонт начинается вкрапленно-сгустковыми лептохлоритовыми породами, содержащими гидрогетитовые оолиты, примесь песчано-глинистого материала с редким гравием кварца, скопления сидеритизированного растительного детрита, а также примесь сидерита, керченита и вивинита. Последние свидетельствуют о повышенной кислотности среды при диагенезе в осадке бассейна. Гидродинамическая среда бассейна, вероятно, отличалась слабой подвижностью, что способствовало разложению органического вещества с накоплением продуктов разложения в осадке.

Рудный пласт прослежен с запада на восток почти на всей площади месторождения, однако мощность руды в западной половине его не превышает 2 м. К востоку мощность руд постепенно увеличивается, достигая максимального значения 13 м, затем снова падает, при этом в рудах появляется пологая косая слоистость, прослой сыпучих перемытых руд и другие признаки, указывающие на выклинивание горизонта в прибрежных условиях.

Главной характерной особенностью руд в отличие от руд других горизонтов является их бобовая структура при совсем небольшом участии в их сложении оолитов.

При просмотре образцов руд по горизонту с запада на восток, в направлении фациальных изменений горизонта, наблюдается постепенное увеличение степени окисления бобовин. Так, в западной части месторождения отмечаются бобовины лептохлорита, а к востоку в них появляются гидрогетит и гетит. Размеры (0,4—1,0 мм, иногда до 1,5 мм) и форма бобовин почти одинаковые в пределах всего горизонта, при этом они крупнее редких бобовин окисленного глауконита (0,15—0,4 мм), который там явно переотложен (содержание его почти не меняется в рудах горизонта, хотя фациальная изменчивость последнего значительна). Глауконит почти отсутствует в породах, сменяющих рудный горизонт в сторону моря, в зоне которого он весьма характерен для нарымского и бакчарского горизонтов. Поэтому образование бобовых руд, нам представляется, скорее связано с окислением бобовин лептохлорита, а не глауконита, как это описывалось исследователями ранее (Нагорский, 1958, и др.).

Наряду с изменениями в составе бобовин с запада на восток, в том же направлении наблюдаются значительные изменения и в составе цемента, отражающие фациальные условия его образования. Так, на крайнем востоке отмечаются прослой гидрогетитовых руд с глинистым и гидрогетито-глинистым цементом, с окисленным лептохлоритовым цементом и сыпучих руд. Бобовины в этих рудах окислены и разбиты густой сеткой трещин усыхания, в шлифе темно-бурые, нередко со следами механических нарушений. Они явно переотложены. В рудах с гидрогетито-глинистым и чисто глинистым цементом наблюдается алевроитовый терригенный материал. Так как в других типах руд он отсутствует, то можно предполагать, что в такие сильно перемытые руды он мог быть принесен с континента ветром. Руды с гидрогетито-глинистым цементом образовались, по-видимому, в прибрежно-континентальных субаквальных условиях. Среди сыпучих руд выделяются две разновидности. Первая — это черная рыхлая руда без цемента, залегающая среди руд с гидрогетито-глинистым цементом и содержит перемытые обломки последних. Она может считаться пляжевым образованием. Вторая — того же происхождения зеленая слабоцементированная руда, имеет корковый инфильтрационный лептохлоритовый цемент. Руда располагается в самой верхней части колпашевского горизонта. Происхождение цемента, по-видимому, можно объяснить проникновением железистых растворов сверху при формировании вышележащего чигаринского горизонта, который там сливается с рудами колпашевского горизонта.

Ближе к центру месторождения в рудах выделяется железокремнисто-лептохлоритовый цемент. Лептохлорит разбит трещинами усыхания и содержит значительное количество ожелезненного опала, образовавшегося за счет окисления хлорита (Казанский, 1960, и др.) в водной среде, очевидно, в прибрежно-лагунной фациальной зоне. Нередко присутствует диагенетический и эпигенетический сидерит.

Во всей западной половине месторождения цемент в рудах лептохлоритовый, сгустковой, иногда корково-сгустковой структуры. Первый всегда имеет трещины усыхания, по которым хлорит окрашен гидроокислами железа. Второй — инфильтрационный, эпигенетический.

Как видно из вышеописанного, все руды несут следы интенсивного перемыва и окисления, в основном эпигенетического, что объясняется резкими геохимическими изменениями в среде, в которой они накопи-

вались. В них нередко присутствуют эпигенетические сидерит крупнозернистый в порах и вивианит в тонких жилках; последний обнаружен нами в крайне западной скв. 54 (см. рис. 15) в руде гидрогетит-лептохлоритового состава. Это, по-видимому, осадки мелководно-лагунной зоны.

Как изменяется строение горизонта с севера на юг судить трудно. Однако по отдельным южным скважинам намечаются те же фациальные зоны, что и в средней части месторождения. Подобным же образом изменяется и мощность рудного горизонта. Но к югу появляется заметное количество гравия оолитовых руд и отдельных оолитов. Возможно, что они поступали в результате размыва нарымских руд. Это можно предположить, так как к югу мощность промежуточной толщи, разделяющей эти два горизонта, заметно уменьшается.

Примесь терригенного материала в рудах незначительная; к западу количество песчаного и гравийного материала в них несколько повышается, что, возможно, объясняется приближением к песчаному бару, который мог отделять прибрежную лагуну от остального моря.

Наиболее богатые руды, содержащие повышенные количества окисленного железа, образовались при перемыве и сильном окислении лептохлоритовых бобовин, которые сопровождалась переотложением их в прибрежных и прибрежно-континентальных условиях. По рудам этого горизонта в крайних восточных скважинах отмечаются, как показал А. А. Бабин (1959), концентрации железа (48%), максимальные для руд Бакчарского месторождения.

В лабораторных условиях железистые бобовины получены Е. В. Рожковой и Н. В. Соловьевым (1937) из растворов солей железа в кислой гидродинамически спокойной среде. При взбалтывании раствора бобовины быстро разрушались. Очевидно, спокойная гидродинамическая среда является необходимым условием для возникновения бобовин. Геохимические условия образования лептохлорита характеризуются величиной рН, близкой нейтральной, и значениями редокс-потенциала от слабоекислительного до слабовосстановительного (Страхов, 1953, 1955). Существование отмеченных гидродинамических и геохимических условий, необходимых для выделения лептохлорита в бобовины, наиболее вероятно в лагунных бассейнах, в которых прибой ослаблен и почти отсутствуют донные течения (Наливкин, 1956). Кроме того, были отмечены керченит и сидерит в подрудных лептохлоритовых породах, а также часто сидерит в цементе руд. Таким образом, колпашевский горизонт, очевидно, представляет собой отложения лагунно-морского бассейна. Образование руд в нем приурочено к регрессивной серии, которая выражена в колпашевском горизонте более резко, чем в нарымском. Лептохлоритовые породы, трансгрессивно (?) перекрывающие руду, совсем маломощные (1—2 м), отмечаются в средней и западной частях месторождения. Руды в основном перекрываются лежащими с перерывом глауконитовыми породами датского возраста, судя по единичным анализам абсолютного возраста пород В. М. Клярковского и др. (1961).

Бобовые лептохлоритовые и гетито-гидрогетитовые образования широко развиты на всей восточной окраине Западно-Сибирской низменности. Автором наблюдались сходные с бакчарскими бобовые руды в колпашевском горизонте на Колпашевском месторождении, а также в незначительном количестве по рекам Тым и Вах, а В. А. Каштановым и А. В. Гольбертом (1962) бобовые лептохлоритовые руды стратиграфического аналога колпашевского горизонта описаны в Елогуй-Туру-

ханском районе. Судя по весьма схематичным описаниям Л. А. Умовой (1958) железоносных горизонтов Южного Зауралья, можно предполагать наличие в маастрихтских отложениях бобовых руд такого же происхождения. Таким образом, отмеченный тип бобовых лептохлоритовых и гидрогетитовых железных руд широко распространен на территории Западно-Сибирской низменности. Отлагались они, по-видимому, в лагунно-морских условиях.

Выше колпашевского горизонта, местами соприкасаясь с его рудным пластом, располагается чигаринский железоносный горизонт. Он выделен В. И. Юшиным на севере бассейна, а на Бакчарском месторождении он описан Н. Х. Белоус и И. В. Николаевой (1962). Ю. П. Казанский (1962) считает эти железные руды отложениями верхней части колпашевского горизонта. Породы и руды чигаринского горизонта в верхней его части несут следы окисления. Сверху они без видимого перерыва переключаются отложениями бакчарского горизонта. Для горизонта характерны голубовато-зеленые породы и руды с черными блестящими гидрогетитовыми оолитами и хорошо окатанными гравийными обломками руд. Текстура руд вкрапленная. Слоистость в рудах почти не наблюдается, за исключением отдельных прослоев их в крайних восточных скважинах, где отмечается пологая косая слоистость.

Определяющим признаком руд и железоносных пород горизонта является сильная степень перемыва и дегидратации рудного материала — оолитов, бобовин и т. п. В рудах присутствуют оолиты разных размеров, темно-бурые, гидрогетитовые, реже гетитовые, с густой сеткой трещин дегидратации и следами механических нарушений. Иногда встречается заметная примесь гидрогетитовых бобовин, поступивших, возможно, в результате размыва колпашевских руд. Кроме того, во всех рудах в небольшом количестве имеются мелкогравийные, хорошо окатанные обломки оолитовых руд с гидрогетитовым цементом, примесь рудной «крошки», представляющей собой угловатые обломки гидрогетита алевритовой разности, выколотые по трещинам дегидратации из оолитов и бобовин.

Примесь терригенного материала имеется во всех рудах, причем отмечаются алевритовая, песчаная и мелкогравийная их разности, соотношения которых меняются от слоя к слою. Данные гранулометрических анализов руд показывают значительное преобладание зерен 0,1—0,25 мм на восточной части месторождения и заметное появление зерен до 0,50 мм к югу. Интересно отметить, что во всех случаях с улучшением отсортированности терригенного материала подобная картина наблюдается для рудных компонентов. Так, в крупнооолитовой руде наблюдается самый крупный песчаный материал (до 0,5 мм), иногда в нем терригенная примесь совсем незначительна; в мелкооолитовых разновидностях с большим количеством рудной крошки заметна алевритовая и глинистая примесь. Такие особенности руд позволяют считать их пересотложёнными, сформировавшимися как механический осадок.

Строение горизонта наиболее полно изучено в районе разбуренного широтного профиля (см. рис. 15). Там с востока на запад уменьшается мощность руд благодаря вклиниванию в них линз песчаных, глинисто-лептохлоритовых пород с гидрогетитовыми оолитами. Далеко западу появляются линзы песчаников. Мощность горизонта к западу понижается, и в средней части месторождения она минимальная. В нижней части горизонта имеются песчано-глинистые породы с перемытым глауконитом и значительным количеством кварцевого и рудного гравия в виде гнездообразных скоплений и отдельных прослоев до 0,20 м. На

них лежат песчанистые лептохлоритовые породы с черными гидрогетитовыми оолитами, с густой сеткой трещин усыхания. Этот комплекс пород указывает на исключительно мелководные условия осадконакопления, прерывавшегося кратковременными осушениями и интенсивными процессами перемыва отлагавшегося там материала. Очевидно, отмечаемый в этом месте А. А. Бабиным (1959) Бакчарский вал северо-восточного простирания в описываемый промежуток времени, соответствующий времени накопления чигаринского железоносного горизонта, проявил себя растущей положительной структурой. Время роста его, очевидно, совпало с предэоценовой ларамийской фазой тектогенеза глыбового характера, отмеченной М. А. Усовым (1936) для южных районов Западной Сибири.

Руды чигаринского горизонта сосредоточены в линзах северо-восточного простирания, т. е. параллельно валу. Содержание железа в них меняется от слоя к слою из-за неравномерной примеси терригенного материала или наличия тонких прослоев песчаника. Наиболее богатые руды расположены на юго-восточном участке месторождения, в районе дер. Польшнянки, и, по-видимому, протягиваются далее к востоку и северо-востоку за пределы разведанного контура рудного поля.

К западу от вала руды практически отсутствуют. Чигаринский горизонт там слагается железистыми песчаниками и песками с тонкими прослоями алевритов. Они содержат большое количество перемытого глауконита и редкие гидрогетитовые оолиты, цементируются лептохлоритом или глинистым материалом. В средней части горизонта незначительные (менее 2 м) прослои бедных, сильно песчаных руд и лептохлоритовых пород, содержащих бобовины перемытого глауконита. В районе крайних западных скважин песчаные породы фациально замещаются глауконито-глинистыми. Вблизи зоны фациального перехода песчаников в глауконито-глинистые породы в первых отмечаются тонкие (до 1 м) прослои руд и лептохлоритовых пород. Оолиты в них состоят из гидрогетита и несут следы местного перемыва. Наблюдаются обломки оолитов, а у некоторых из оолитов имеются частично нарушенные, как бы отогнутые, концентрические зоны, так что между последними насыпался алеврито-глинистый материал. Иногда алеврито-глинистый материал выполняет целиком отдельные концентрические зоны. Таким образом, в этой мелководно-морской фациальной зоне сохранились хемогенные осадки, которыми они отличаются от отложений восточной части месторождения.

Такая резкая фациальная изменчивость чигаринского горизонта, очевидно, связана с существованием отмеченного выше вала, отделявшего приостровную лагуну от остальной части моря. Подобные руды описаны Ю. П. Казанским (1960) в колпашевском горизонте Колпашевского месторождения. Им впервые для бассейна выделены такие фациальные зоны рудообразования. Мы считаем, что железоносные отложения чигаринского горизонта на Бакчарском месторождении являются образованиями приостровной лагуны.

Четвертый, или бакчарский, железоносный горизонт — палеогенового возраста. Максимальное развитие горизонт имеет на западе. Он залегает на окисленных рудах, глауконито-глинистых и песчанистых породах, перекрывающих чигаринский горизонт.

Бакчарский горизонт описан М. П. Нагорским (1958) как прибрежно-морские образования, Ю. П. Казанским (1960) — как дельтовые; Н. Х. Белоус (1962), не называя отложения дельтовыми, связывает их образование с мощным водотоком, вливающимся в море.

В основании горизонта лежит пачка сильно окисленных и перемытых руд, среди которых преимущественным распространением пользуются сыпучие гидрогетитовые оолитовые разности. В одной из скважин к северу от линии профиля (см. рис. 15) общая мощность сыпучих руд вместе с вмещающими их песками, содержащими рассеянные гидрогетитовые оолиты, достигает 10 м. В районе профиля оолитовые сыпучие руды ассоциируются с рудами, имеющими гидрогетито-глинистый, окисленный лептохлоритовый или лептохлорито-глинистый цемент. В сыпучих рудах присутствуют редкие окатанные обломки оолитовых руд размером 1—2 мм. Совершенно невозможно, однако, получить сведения о слоистости этих руд, что могло бы дать ценные критерии для расшифровки фациальных условий их образования. Однако даже в прослоях сцементированных руд, находящихся среди сыпучих, никакой слоистости, возможно из-за их маломощности, нет. В верхней части бакчарского горизонта имеются гидрогетитовые и лептохлорито-гидрогетитовые руды с сидеритовым и лептохлорито-сидеритовым цементом, вивинитом и керченитом. В них постоянно присутствует рудный и кварцевый гравий, иногда резко косослоистые руды, в которых слоистость руслового типа подчеркивается сменой рудного и кварцевого гравия до 10 м в поперечнике. Мощность таких прослоев более 0,5 м.

На разведанной части восточной половины месторождения строение горизонта сходно с вышеописанным. Однако там он лежит непосредственно на рудах чигаринского горизонта. Сыпучие руды сменяются сверху по разрезу плотными косослоистыми (до 15°), сцементированными лептохлоритом и сидеритом. В них наблюдается повышенное количество гравийных обломков руд и кварца, однако их меньше, чем на западном участке. Количество лептохлорита и сидерита в прослоях неравномерное, причем сидерит чаще является позднедиагенетическим и эпигенетическим, разъедает лептохлорит, замещает оолиты и обломки, выполняет тонкие жилки.

Сыпучие руды слагаются темно-бурыми оолитами с густой сеткой трещин дегидратации. Такие же оолиты присутствуют в тонких прослоях охристо-желтых руд с гидрогетито-глинистым цементом. Эти оолиты преобладают в нижней части бакчарского горизонта и, вероятно, являются перетолженными аллювиально-дельтовыми образованиями. Они приурочены к центральной части рудной залежи, а к краям ее фациально замещаются рудными песками.

Другой тип оолитов отмечается в верхней части горизонта. В этих рудах оолиты желтовато-бурые, слабоперемытые, с тонкими трещинами, выполненными темно-бурыми гидроокислами железа. Иногда в них встречаются зеленовато-бурые концентрические зоны, сложенные окисленным лептохлоритом. Эти оолиты образовались, очевидно, непосредственно в дельте и подверглись незначительному местному перемыву. В рудах имеется сидеритовый и лептохлорито-сидеритовый цемент, иногда с небольшим количеством железокремнистого материала на границе разъедания лептохлорита позднедиагенетическим сидеритом. Они прослеживаются почти во всю ширину залежи и лишь вблизи самых краев ее замещаются лептохлоритовыми породами, а к западу, в сторону моря, — прослоями сидеритов и глауконитовых песчаников с сидеритовым цементом. Вверху рудного горизонта лежат тонкие (в несколько сантиметров) прослой массивных лептохлорито-сидеритовых пород, переполненных сидеритизированным растительным детритом. По-видимому, обилие сидерита в верхах горизонта связано с заболачиванием бассейна в конце его существования.

Полосообразная форма рудной залежи, ориентированной субмеридионально, наличие сыпучих и косослоистых руд руслового типа, а также линзовидная переслаиваемость отложений по линии поперечного разреза указывают на формирование железоносных отложений бакчарского горизонта в условиях дельты (Пустовалов, 1940; Формозова, 1959; Казанский, 1960). Дельта имела два подводных рукава, вдоль которых и происходило накопление разобщенных рудных залежей — западной и восточной. Судя по большей мощности руд и более крутой кривой слоистости в прослоях гравийных руд, западный рукав был более мощный, поэтому продолжение западной рудной полосы отмечается далеко к северу на реках Парбиг и Парабель.

Для реконструкции фациальных условий формирования горизонтов мы учитывали их минералого-петрографический состав, текстурно-структурные особенности пород и особенно характер слоистости, форму рудных залежей в горизонте.

Таким образом, на Бакчарском месторождении для каждого горизонта характерны своеобразные руды, а также комплексы железоносных пород, которые позволяют разграничивать эти горизонты между собой в разрезе и восстанавливать условия их образования. Образование железных руд проходило в прибрежно-морских и лагунно-морских условиях, в приостровной лагуне и в дельте.

Площадь бассейнов, в которых происходило накопление руд, уменьшается от верхнемелового к палеогеновому времени для Западно-Сибирского бассейна, однако на Бакчарском месторождении для всех четырех горизонтов она сокращается незначительно. Такая унаследованность площади распространения рудных горизонтов в районе с. Бакчар связана, очевидно, с устойчивостью тектонического режима, а также с благоприятным сочетанием палеогеографических, климатических и тектонических условий.

ЛИТЕРАТУРА

- Н. Х. Белоус, И. В. Николаева. Геология нарымского горизонта. Западнo-Сибирский железорудный бассейн. Изд-во СО АН СССР. (В печ.).
- Н. Х. Белоус, И. В. Николаева, В. П. Кузнецов. Геология колпашевского горизонта. Там же.
- Н. Х. Белоус, И. В. Николаева. Верхняя промежуточная толща и ее железоносные горизонты. Там же.
- Н. Х. Белоус, И. В. Николаева, В. П. Кузнецов. Геология бакчарского горизонта. Там же.
- В. А. Каштанов, А. В. Гольберт, Н. М. Резанов. Рудоносность Елогуй-Туруханского междуречья. Там же.
- Ю. П. Казанский. Верхнемеловая оолитовая железорудная формация Центрального Приобья. Гостеолтехиздат, 1960.
- В. М. Кляровский, Н. Х. Белоус, А. Н. Дмитриев. Об абсолютном возрасте железоносных горизонтов Западно-Сибирской низменности по глауконитам. Ир. конф. по абс. возрасту Земли, Л., 1960.
- Б. П. Кротов. Генезис Аятского месторождения. Оолитовые бурые железняки Кустанайской области и пути их использования. Изд-во АН СССР, 1956.
- О. К. Леонтьев. Геоморфология морских берегов. Изд. Моск. ун-та, 1961.
- М. П. Нагорский. Западно-Сибирский железорудный бассейн. «Сов. геология», 1958, № 9.
- Д. В. Наливкин. Учение о фациях. Изд-во АН СССР, 1956.
- Л. В. Пустовалов. Петрография осадочных пород. М.-Л. Гостоптехиздат, 1940.
- Е. В. Рожкова, Н. В. Соловьев. К вопросу образования оолитовых и сферолитовых структур. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы. отд. геол., вып. 15. № 4, 1937.

Г. М. Страхов. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования. Изв. АН СССР, сер. геол., 1953, № 5.

Н. М. Страхов, Э. С. Залманзон. Распределение аутигенно-минералогических форм железа в осадочных породах и его значение для литологии. Изв. АН СССР, сер. геол., 1955, № 1.

Л. А. Умова. Петрографическая характеристика железных оолитовых руд бассейна р. Мугай в Среднем Зауралье. Матер. по геологии и полезн. ископ. Урала, вып. 6. Госгеолтехиздат, 1958.

М. А. Усов. Фазы и циклы тектогенеза Западно-Сибирского края. Томск, изд. ЗСГТ, 1936.

Л. Н. Формозова. Железные руды Северного Приаралья. Изд-во АН СССР, 1959.

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



ФОСФАТНОСТЬ МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРО-ВОСТОКА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Р. С. РОДИН

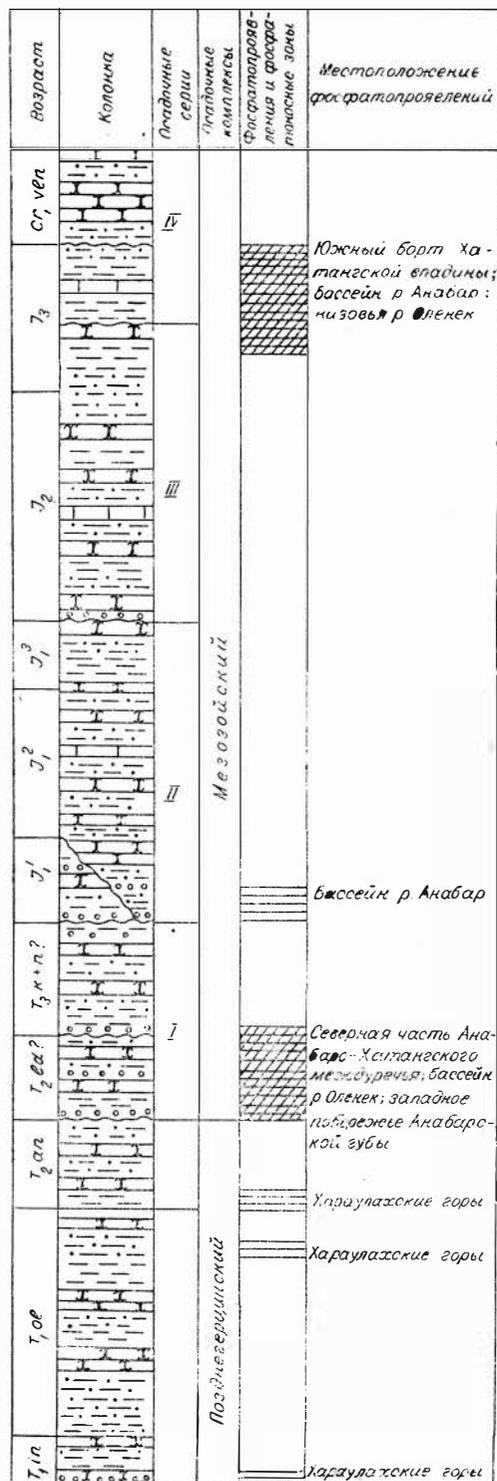
В статье излагаются результаты обобщения материалов по фосфатности мезозойских отложений, обрамляющих с севера и северо-востока Сибирскую платформу.

Впервые направленные поиски фосфоритовых руд были проведены Н. П. Херасковым и Ю. А. Петроковичем (1937) в западной части Верхоянского хребта. Ими был проделан маршрут от пос. Сангары до пос. Эндыбал и отобрана большая коллекция образцов пород верхнепалеозойского и мезозойского возраста. Химическими анализами (около 900) установлено, что отложения данного разреза обычно содержат следы или десятые доли процента P_2O_5 . Лишь в пяти образцах пород эчийской свиты (верхняя пермь) содержание P_2O_5 превышало 6%. Это единственные специальные исследования на фосфориты, проведенные в пределах северной части центральной Сибири.

Наиболее древние фосфатносные образования мезозойского возраста встречены в низах индского яруса (рис. 16) в разрезе Хараулахских гор (крайняя к северу ветвь Верхоянского хребта). По данным И. С. Грамберга и др. (1961)*, здесь отмечается прослой мелкогалечного конгломерата мощностью 10—15 см со значительной примесью гравийного материала. На отдельных участках конгломерат переходит в гравелит. Гравийный материал, имеющий размеры зерен 0,1—1,0 см, на 15% слагается фосфатом. Кроме него, присутствуют обломки аргиллитов, алевролитов, кремнистых пород и известняков. Фосфат содержится и в галечном материале в виде полуокатанных, реже угловатых обломков, базальный цемент в которых представлен буровато-желтым изотропным фосфатом. Терригенный материал в гальках состоит из зерен породообразующих минералов алевритовой размерности и органических остатков, напоминающих споры растений и обрывки клетчатки, выполненные фосфоритом. Песчаники, вмещающие этот прослой конгломерата, слагаются преимущественно зернами кварца, часто цементированными каолинит-гидроослюдистым веществом или даже чистым каолинитом (до 30%).

Более молодые по возрасту отложения, содержащие минералы фосфора, отмечаются в верхней части оленекского яруса среднего триаса

* На материалах этой работы основано и дальнейшее изложение, касающееся фосфатности пород района Хараулахских гор.

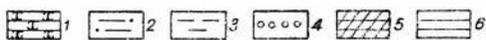


(разрез Хараулаха). Здесь встречен прослой темно-серого известняка до 10 см мощности со сферолитовой и радиально-лучистой структурами и содержанием разнородного обломочного материала до 20%. В этом известняке имеются гальки кварцполевошпатового алевролита, цементированного глинистосидеритовым и фосфатным веществом. В отдельных гальках алевролитовый материал цементирован фосфатом, количество которого в них достигает 60%. Кроме того, фосфат отмечается в виде оолитов и в качестве материала, выполняющего органические остатки. Размер оолитов не превышает 0,12 мм, размер галек по длинной оси 1,5 см. Во всех перечисленных образованиях фосфат присутствует в виде бурого с различными оттенками изотропного вещества с показателем преломления 1,610—1,620. Исходя из данных спектрального анализа (Р больше 10%, Са больше 10%, Fe — 10%), И. С. Грамберг и др. (1961) считают этот минерал фосфатом кальция, а точнее — коллофаном с незначительной примесью железа.

В отложениях среднего триаса Хараулахских гор проявления фосфатов отмечаются в самых низах анизийского яруса в виде галек алевролита с глинисто-фосфатным цементом, составляющих 1—5% от галечного материала в прослое конгломерата, и в виде цемента в по-

Рис. 16. Распределение фосфатоносных пород в разрезе мезозойских отложений северо-востока Сибирской платформы. Масштаб 1:5000.

1 — пески и песчаники; 2 — алевролиты и алевриты; 3 — глины и аргиллиты; 4 — конгломераты; 5 — фосфатноносные зоны; 6 — фосфатопоявление.



лимиктовом песчанике. Последний в качестве прослоя залегает в основании аписийского яруса (р. Даркы) и слагается кравцем (55%), обломками микрокварцитов и кремнистых пород (25%) и полесвыми шпатами (20%). В верхней части прослоя — в песчанике — наблюдается обилие обломков хлоритизированных пород, фосфоритов и алевролитов с фосфатным цементом. Цемент в песчанике также в значительном количестве представлен фосфатом. Характер минералов фосфора подобен описанным в разрезе оленекского яруса.

В северной части Анабаро-Хатангского междуречья А. С. Запорожцевой и А. И. Кравцовой (1956) в основании гуремисской свиты (ладинский ярус (?)) был описан горизонт мощностью 0,75 м гидрогетит-лептохлоритовой породы, сложенной оолитами гидрогетита, зернами кварца и полевого шпата, а также обломками породы, состоящей из бобовин гетита, гидрогетита и оолитов лептохлорита. Терригенный материал сцементирован хлоритом и фосфатом кальция. Последний имеет вид светло-бурого изотропного вещества с показателем преломления 1,624, что позволило указанным выше авторам отнести этот минерал к франколиту (коллофану). Содержание P_2O_5 в породе, по данным химического анализа, равно 5,58%, что дает возможность классифицировать эту породу как фосфорит (Гиммельфарб и др., 1959). Кластический материал во многих случаях почти нацело (80% и более) слагается кварцем и обломками кварцитов и кремней.

На западном побережье Анабарской губы, к северу от мыса Анркат, в разрезе среднетриасовых отложений нами встречена 20-метровая пачка серовато-зеленых среднеристых неяснотонкоослонистых песчаников. В самой кровле этой пачки, по данным исследования в шлифах, залегает песчаник состава: кварц, халцедон и обломки кварцитов в сумме (67%), свежие и нацело серицитизированные плагиоклазы и пелитизированные калиевые полевые шпаты и обломки эффузивов, вместе составляющие около 33%. Кроме того, в породе отмечаются сферолиты халцедона и светло-зеленовато-желтый лептохлорит (?) в виде тонких каемочек, инкрустирующий терригенный материал на отдельных участках. Цемент песчаника представлен прозрачным слегка буроватым изотропным коллофаном (рис. 17). Тип цементации базальный и сопряжен, на отдельных участках поровый. По подсчету в шлифе,

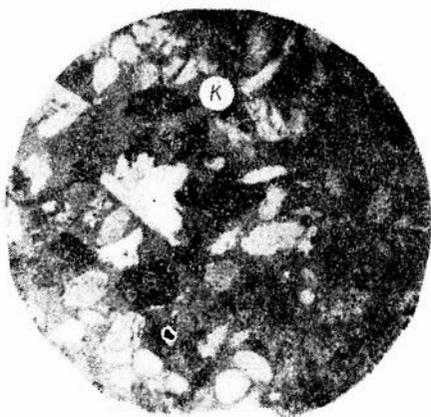


Рис. 17. Базальный коллофановый цемент в песчаниках гуремисской свиты (ладинский (?) ярус). Николаи ф. х 36.

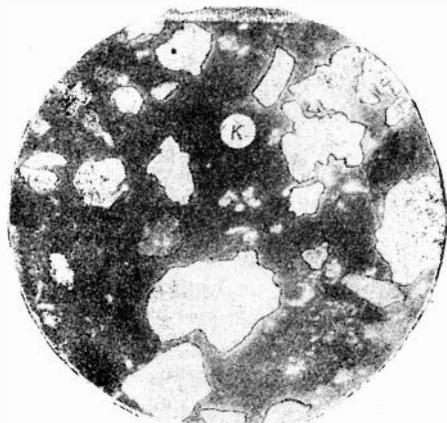


Рис. 18. Терригенные зерна, погруженные в базальный коллофановый цемент (К). Нижняя юра, подошва. Николаи ф. х 45.

коллофан составляет до 60% от объема породы. Показатель преломления его равен 1,600—1,620.

Т. М. Емельянцева, впервые детально описавший этот разрез, устанавливает наличие в нем пород гуремисской свиты, но не дает конкретной характеристики ее нижней границы. Верхняя граница, проводимая им по подошве метрового прослоя мелкогалечного конгломерата, фиксируется в рассматриваемом разрезе очень четко. Учитывая, что мощность свиты в Анабаро-Хатангском междуречье определяется в 140 м (Калинко, 1959) и описанный здесь горизонт фосфорита располагается на 135—140 м ниже верхней границы среднего триаса, мы считаем возможным отнести этот горизонт к подошве гуремисской свиты.

Отложения гуремисской свиты прослеживаются и в Лено-Оленекском районе, где они представлены главным образом железненными песчаниками, а также алевролитами и конгломератами. Конгломераты обогащены минералами фосфора. Последние вообще характерны для всех пород свиты данного района.

В песчаниках фосфат встречается в виде окатанных обломков или оолитов, замещающих зерна глауконита. Кроме того, в породах гуремисской свиты наряду с глинисто-хлоритовым цементом широко развит фосфатный, имеющий тип цементации поровый или соприкосновения.

Если в Анабаро-Хатангском междуречье фосфатоносные породы отмечаются в подошве гуремисской свиты, то в Лено-Оленекском районе фосфаты наиболее развиты в верхней части этой свиты.

Проявления фосфатности в Лено-Оленекском районе связаны и с породами карнийского яруса (Сороков и др., 1960), представленными в основном песчаниками и в меньшей степени алевролитами. Залегают породы на гуремисской свите несогласно. Состав цемента в песчаниках и алевролитах самый разнообразный: глинисто-хлоритовый, хлоритовый, реже цеолитовый, полевошпатовый, кварцевый, карбонатный и фосфатный. Последний по типу цементации является поровым и соприкосновения. В терригенной части пород фосфат встречается единичными зернами.

Таким образом, в Лено-Хатангском районе фосфатоносные породы ладинского яруса и нижней части карнийского развиты повсеместно и выделяются нами в самостоятельную фосфатоносную зону.

Более молодые по возрасту отложения, в которых отмечаются признаки фосфатности, наблюдаются в верхней части плинсбахского (?) яруса в бассейне р. Анабар (Сакс и др., 1959). Здесь на отдельных участках фосфат является цементирующим веществом в песчаниках. Основной же состав цемента — лептохлоритовый (25—30% от породы).

В устье р. Буострай, левого притока р. Анабар, обнажается 40-метровая пачка домерских песчаников и алевролитов (последние преобладают) с незначительным по мощности (10—15 см) линзовидным прослоем мелкогалечного конгломерата. Непосредственно над конгломератом, в 7—8 м от уреза воды, располагается горизонт темно-серого с зеленоватым оттенком разнотельного рыхлого песчаника, разбитого многочисленными трещинами кливажа и выветривания. Существенная часть кластического материала в этой породе, как нами установлено, представлена кварцем (80% и более). Кроме того, присутствуют зерна в значительной степени выветрелых полевых шпатов, а также эпидота. Из аутигенных образований отмечаются многочисленные окисленные оолиты железистого хлорита. Терригенный материал сцементирован бесцветным, иногда слабо-желтоватым коллофаном (рис. 18). Минерал изотропный, с показателем преломления 1,620—1,640. Содержание P_2O_5

в песчанике, по данным химического анализа*, достигает 2,1%. Мощность горизонта песчаника около 3,5 м. В том же обнажении, на 22 м выше уреза воды, залегает прослой (0,3—0,5 м) конгломератовидного разнозернистого песчаника желтовато-бурого, неяснослоистого, с редкими гальками черного кремня и темно-серого песчаника. В терригенной части этой породы отмечаются растительные остатки, замещенные фосфатом кальция (?). Кроме того, в кровле описываемой 40-метровой пачки пород прослеживается горизонт (0,4—0,5 м) алевритского известняка, в котором зерна фосфатных минералов составляют 3—5% кластического материала. Коллофан присутствует в виде бурых, желтых и зеленовато-желтых изотропных зерен с пясной колломорфной структурой. Показатель преломления 1,573—1,640. Размер зерен порой достигает 4 мм в поперечнике. Во многих случаях коллофан обладает слабо выраженной агрегатной поляризацией, обусловленной начальной стадией раскристаллизации. Некоторая часть изотропных зерен фосфатов имеет красный, бурый или кроваво-красный цвет, что связано с присутствием в них трехвалентного железа. Вероятно, эти зерна можно отнести к борщитку — коллоидному водному фосфату железа. Показатель преломления у него наиболее высокий из встреченных фосфатов — 1,620—1,640. Размеры зерен 0,05—0,4 мм.

Итак, в породах нижнеюрского отдела проявления фосфатности отмечаются в плинсбахском (?) ярусе и в низах домера, т. е. в самых низах юрских отложений, развитых в бассейне р. Анабар. В выше лежащих отложениях нижней и средней юры минералы фосфора отсутствуют.

Проявление фосфатности в осадках верхнеюрского возраста носит явно региональный характер и отмечается в Хатангской впадине, в бассейнах рек Анабар и Оленек.

В пределах Хатангской впадины, по данным В. Н. Сакса и др. (1959), широко развиты конгломераты кимериджского яруса, состоящие из крупной (20—25 см) угловатой гальки траппов, обломков сидеритизированной древесины, округлых конкреций фосфоритов, сцементированных лептохлоритовым известковистым песчаником. Конкреции фосфорита представлены мелкозернистым лептохлоритовым песчаником с фосфатным цементом.

В бассейне р. Анабар фосфоритизация проявляется в породах всех трех фаунистически охарактеризованных ярусов (Сакс и др., 1959). Так, в отложениях келловей фосфат в ассоциации с лептохлоритом и кальцитом в небольших количествах присутствует в виде цемента в алевролитах. Отмечается фосфат примерно в той же ассоциации и в нижнексфордских отложениях, где он в отдельных случаях слагает до 8% легкой фракции. Но максимальные содержания минералов фосфора отмечаются в породах верхневолжского яруса. Здесь они присутствуют наряду с хлоритом и кальцитом в виде цемента в гальках песчаников, цемента — в фосфоритовых конкрециях, лептохлорит-глауконитовых породах, и псевдоморфоз — по глаукониту или лептохлориту. Иногда фосфат встречается и в виде обломков.

В цементе лептохлорит-глауконитовых пород фосфат отмечается как бесцветная масса, крустифицирующая зерна глауконита и терригенного материала (рис. 19), и как бурое изотропное вещество (рис. 20). В последнем случае тип цементации базальный. Максимальные

* Химические анализы выполнены в лаборатории СНИИГГИМС М. И. Сотниковой и В. В. Таскиной.

значения показателей преломления фосфатов — 1,640, минимальные — 1,570. Терригенный материал в этих породах на 60% представлен кварцем, а остальную его часть слагают полевые шпаты и зерна рудного минерала. Зерна глауконита, обладающие микроагрегатной и радиально-лучистой поляризацией, нередко замещаются по периферии оксидами железа, а в центре — кремнеземом. ● очень часто у них видны трещины синерезиса. Кальцит в породе наряду с фосфатом присутствует в качестве цемента. Содержание P_2O_5 в описанных фосфатах, по данным химического анализа, достигает 8,1%.

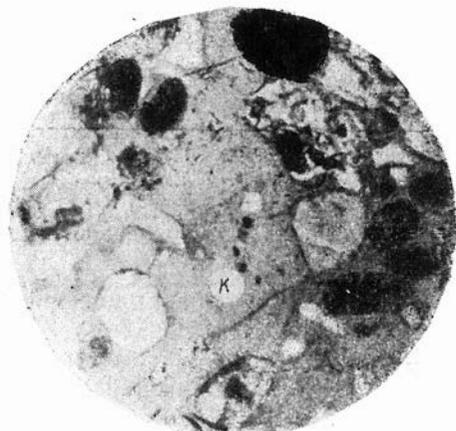
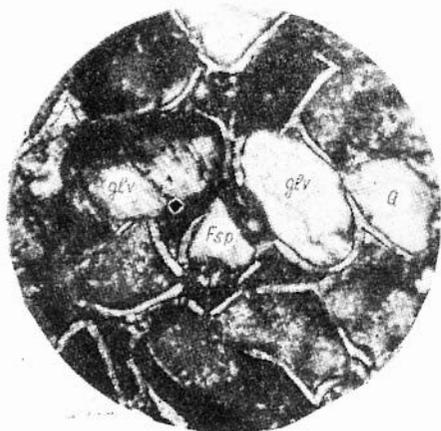


Рис. 19. Зерна глауконита (*glv*) и породообразующих минералов (*Q*, *Fsp*), сцементированные кристаллическим франкозитовым цементом (верхняя юра, нижевожский ярус). Никколи +, $\times 100$.

Рис. 20. Базальный коллофановый цемент (*k*) в лептохлорит-глаукоцитовых породах верхней юры. Никколи, $\times 36$.

Как нами установлено, выше по разрезу располагается еще три горизонта подобных по составу пород, в которых содержание P_2O_5 соответственно равно 3,02, 1,15 и 1,67%. Фосфат здесь присутствует в виде желтовато-бурых изотропных зерен, размер которых порой достигает 0,5—1,0 мм в поперечнике. Мощность горизонтов карбонатных пород, содержащих глауконит и фосфат, 0,15—0,3 м. Мощность всей пачки пород с проявлением фосфатности достигает 4,5 м, а протяженность выходов ее на поверхность вдоль правого берега р. Анабар составляет около 16 км.

Для пород фосфоритоносных горизонтов характерно низкое содержание в них терригенного материала (1—7%).

В разрезе верхнеюрских отложений у пос. Станнах-Хочо (устье р. Оленек), как следует по данным Д. С. Сорокова и др. (1960), фосфат встречается в оксфордском ярусе в виде зерен в песчаниках и алеврититах, в существенных же количествах он присутствует в породах верхневожско-валанжинского возраста. Последние представлены алевритистыми аргиллитами, сложенными, главным образом, глинисто-хлоритовым материалом, обогащенным фосфатом. В этих же породах отмечаются и оолиты лептохлорита. В нижней части верхневожско-валанжинских отложений Д. С. Сороковым и др. (1960) отмечен горизонт фосфатной породы, состоящей из оолитов лептохлорита, сцементированных буровато-желтым изотропным фосфатом. В отдельных случаях фосфат отмечается в виде псевдоморфоз по глаукониту.

Таким образом, фосфатоносные породы развиты по всему разрезу верхней юры и на довольно значительной территории (бассейны рек Хатанги, Анабар, Оленек), но в существенных количествах и со значительным содержанием P_2O_5 (больше 8%) они присутствуют лишь в верхневожжских осадках. Верхняя юра — это вторая после ладинского (?) яруса фосфатоносная зона в мезозое северо-востока Сибирской платформы.

В настоящее время отложения мезозоя данного региона исследованы с точки зрения литолого-формационного анализа, разработанного группой сибирских литологов под руководством В. П. Казаринова. Основной прием анализа заключается в выделении в разрезах осадочных толщ циклов осадконакопления различного порядка (серии, комплексы), развитие которых непосредственно связано с развитием тектонических процессов (Казаринов, 1958, 1960).

В триасовых отложениях данного региона осадочные серии выделены Е. К. Герасимовым (1962) по соотношению в породах устойчивых и неустойчивых к химическому выветриванию породообразующих компонентов и по положению в разрезе тех или иных хемогенных образований. В осадках нижнего триаса им выделяется одна осадочная серия, вторая соответствует среднему, а третья — верхнему отделам.

По нашему мнению, формирование второй осадочной серии позднегерцинского комплекса закончилось не в конце среднего триаса, как об этом пишет Е. К. Герасимов, а где-то на границе анизийского и ладинского (?) веков, так как состав осадков последнего явно свидетельствует об образовании их за счет продуктов разрушающейся коры выветривания в период нарастания тектонической активности. Об этом свидетельствует более грубый, хотя и насыщенный хемогенными компонентами, состав кластического материала в породах ладинского (?) яруса по сравнению с подстилающими их анизийскими осадками и общий анализ развития тектонических движений (Граumberг и др., 1961), свидетельствующий о преобладании восходящих движений в течение ладинского века и относительно более спокойной тектонической жизни в анизийский век.

Таким образом, отложения верхней части среднего триаса (гуремисская свита) следует относить к первой осадочной серии мезозойского осадочного комплекса.

В юрских отложениях Лено-Хатангского района нами выделяются две осадочные серии: нижнеюрская и средне-верхнеюрская.

Почти повсеместно осадки конечных и начальных этапов формирования серий характеризуются повышенным содержанием продуктов химического выветривания, чаще всего силикатов железа. Эти этапы для мезозоя северо-востока Сибирской платформы следующие: самые низы индского века, верхняя часть оленекского и подошва анизийского веков, весь ладинский (?) век и подошва карния, низы и верхи нижнеюрского периода и верхняя юра, исключая нижнюю часть келловея. На рис. 16 видно, что именно к этим стратиграфическим интервалам приурочены и все описанные выше фосфатопоявления. Парагенетической связи силикатов железа и фосфоритов, исходя из теории А. В. Казакова (1939), не могло быть, так как первые образовались в результате привноса растворенного железа и кремнезема из областей питания, а материал для формирования минералов фосфора поставлялся из глубоководных частей океанического бассейна. По-видимому, совместное нахождение в породах силикатов железа и фосфатов можно объяснить следующим образом. Конечным и начальным этапам формирования

серий соответствуют условия относительного тектонического покоя, с чем непосредственно связано ослабленное поступление в водные бассейны терригенного материала. Последнее, по мнению В. П. Казаринова (1958), Н. М. Страхова (1960) и др., является неперменным условием для образования в существенных количествах хемогенных осадочных руд железа и фосфора.

Повышенное содержание минералов фосфора в отложениях верхней юры (выше, чем в любой другой части разреза) объясняется, вероятно, не только благоприятной фациальной обстановкой формирования осадков и слабым привносом терригенного материала (тектонический фактор), но и тем, что в это время (В. Н. Сакс и др., 1959) климат был наиболее теплым за весь юрский период.

Необходимо отметить и такой факт. Существенное проявление фосфора в отложениях ладинского (?) яруса (больше 5% P_2O_5) противоречит взглядам А. В. Казакова на происхождение фосфоритов, так как эти отложения формировались в континентально-лагунных условиях, куда не могло быть притока наиболее обогащенных фосфором глубинных вод. На несоответствие фосфатообразования с теорией А. В. Казакова указывал и Н. М. Страхов (1960, т. II). Он писал, что морские бассейны портландского и валанжинского времени на Русской платформе, в которых шла интенсивная осадка фосфата, были морями внутриконтинентальными и поступление в них абиссальных океанических вод было затрудненным. Объясняется это тем, что глубина зоны накопления фосфатов в прошлые эпохи была меньше, чем в современных бассейнах (700—1500 м), т. е. аккумуляция фосфора могла происходить и в эпиконтинентальных морях.

Случай фосфатопоявления в породах ладинского (?) яруса на территории Лено-Хатангского района не объясняется ни привносом фосфатного вещества из глубоководной зоны накопления в морском бассейне, ни остаточно-метасоматическим генезисом фосфоритов в континентальных условиях (Гиммельфарб и др., 1959). Ассоциация франколитового цемента в данном случае с цементом лептохлоритового, сидеритового и анальцимового состава описана в породах ладинского (?) яруса А. С. Запорожцевой и А. И. Кравцовой (1956). По их мнению, «это явление, по-видимому, находится в связи с сильной насыщенностью разными химическими компонентами грунтового раствора, который обогащался, с одной стороны, водами, поступавшими с континента из областей глубокого разложения пород в коре выветривания, а с другой, благодаря водам, поступавшим из океанических глубин, богатых P_2O_5 ». Вторая часть вывода, очевидно, не соответствует действительности, поскольку формирование данных пород происходило в континентально-лагунных условиях. М. К. Калинин (1959) пишет: «Накопление осадков в течение ладинского века в пределах описываемой территории (Анабаро-Хатангское междуречье — Р. Р.) происходило, по-видимому, в континентальных условиях, вероятнее всего, в пресноводных озерах и иногда, быть может, в реках». В. Н. Сакс и др. (1959) сообщают, что «отложения цветковской свиты на Восточном Таймыре и гуремисской — в Нордвикском районе (ладинский (?) ярус) лишены морской фауны, содержат растительные остатки и формировались в условиях прибрежных аллювиальных равнин, речных дельт и лагун».

Нам представляется, что материал для формирования фосфоритов ладинского (?) яруса поступал с континента из областей, где в это время существовали условия интенсивного химического выветривания и, наряду с такими компонентами, как железо, кремнезем, происходил

высвобождение и вынос значительных количеств фосфора. Н. М. Страхов (1960, т. II) указывает, что «...в континентальной части своего основного геохимического цикла фосфор тяготеет не столько к кальцию, сколько к железу, с которым обычно переносится и осаждается». Здесь же им отмечается повышенное содержание фосфора в некоторых разностях дельтовых и аллювиальных руд. С этими положениями полностью согласуются наличие фосфоритоносных горизонтов в континентальных осадках ладинского (?) яруса, тесно ассоциирующих с гидротит-лептохлоритовыми рудами.

ВЫВОДЫ

1. В разрезе мезозойских отложений северо-востока Сибирской платформы фосфатопоявления отмечаются в подошве индского яруса и верхней части оленекского, в нижнем лейасе и низах среднего; выделяются фосфатоносные зоны, соответствующие по возрасту ладинскому (?) веку и верхней юре.

2. Из перечисленных стратиграфических интервалов наибольшего внимания в отношении поисков фосфоритов заслуживает верхнеюрский отдел, исключая келловейский ярус. Это объясняется тем, что осадки этого возраста формировались в наиболее благоприятных условиях, а именно: теплый климат, незначительный привнос терригенного материала в бассейн седиментации в период накопления фосфатоносных осадков. прибрежно-морские фации.

3. Все известные фосфатопоявления приурочены к определенным стратиграфическим интервалам, соответствующим начальным и конечным этапам формирования осадочных серий.

ЛИТЕРАТУРА

- Е. К. Герасимов. Осадочные серии верхнепалеозойских отложений северо-восточной окраины Сибирской платформы. Сб.: Осадочные серии палеозоя Сибири. Тр. СНИИГГИМС, вып. 16, 1962.
- Б. М. Гиммельфарб, Н. А. Красильникова, А. М. Тушина. Классификация фосфоритов. Докл. АН СССР, т. 128, № 6, 1959.
- И. С. Грамберг, Н. С. Спиро, Э. Н. Аглонова. Стратиграфия и литология пермских и триасовых отложений северной части Приверхоянского прогиба и сопредельных складчатых сооружений. Тр. НИИГА, т. 118, 1961.
- А. С. Запорожцева, А. И. Кравцова. Гидротит-лептохлорито-каолиновые породы среднего триаса северной части Анабаро-Хатангского междуречья. Сб. статей по геологии Арктики, вып. 6, т. 89, 1956.
- М. К. Калинин. История геологического развития и перспективы нефтегазоносности Хатангской впадины. Тр. НИИГА, т. 104, 1959.
- А. В. Казаков. Фосфоритоносные фации. Происхождение фосфоритов и геологические факторы формирования фосфоритовых месторождений. Тр. науч.-исслед. ин-та удобрений и инсектофунгисидов, вып. 145, 1939.
- В. П. Казаринов. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. Гостехиздат, 1958.
- В. П. Казаринов. Осадочные комплексы Западной Сибири. «Сов. геология», 1960, № 8.
- В. Н. Сакс, И. С. Грамберг, З. З. Ронкина, Э. Н. Аглонова. Мезозойские отложения Хатангской впадины. Тр. НИИГА, т. 99, 1959.
- Н. М. Страхов. Основы теории литогенеза. Т. I и II. Изд-во АН СССР, 1960.
- Н. П. Херасков, Ю. А. Петрович. Поиски фосфоритов в западной части Берхоянского хребта. Тр. науч.-исслед. ин-та удобрений и инсектофунгисидов, т. IV, вып. 138, 1937.

ФОСФАТОНОСНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ НИЖНЕГО ТРИАСА. МЕЖДУРЕЧЬЯ РЕК ЛЕНЫ И ОЛЕНЕК

А. В. ИВАНОВСКАЯ

В литературе имеются немногочисленные сведения о фосфатопроявлении в триасовых отложениях краевых прогибов, обрамляющих с северо-востока Сибирскую платформу. Н. П. Херасков и Ю. А. Петров (1937) указывают на связь фосфоритов с мезозойской складчатостью и приуроченность их к пермским и триасовым геосинклинальным отложениям Хараулахского антиклинория на севере и собственно Верхоянской антиклинальной зоны на юге. Триасовые фосфориты отмечены и по р. Оленек. И. С. Грамберг и др. (1961) приводят сведения о фосфоритах раннетриасового возраста в районе Хараулахских гор в нижнем течении рек Чубукулах и Даркы (правые притоки р. Лены). На р. Чубукулах гальки фосфоритов составляют 15% обломочного материала в линзах конгломератов мощностью до 15 см, залегающих в средней части песчаной пачки в низах индского яруса. Там же среди алеврито-глинистых толщ оленекского возраста в линзовидном прослое известняка, мощность которого составляет 10 см, фосфориты встречаются в виде галек (возможно, конкреций), оолитов и псевдоморфоз по органическим растительным остаткам.

Летом 1961 г. нами проводились литологические исследования триасовых отложений по Оленекской протоке, побережью Оленекского залива и в нижнем течении р. Оленек. Были выявлены фосфоритсодержащие породы в осадках раннетриасового возраста.

На крепких пепельно-серых песчаниках верхней перми Дюлюнговской антиклинали (Оленекская протока) залегает прослой рыхлого желто-зеленого песчаника, располагающегося в основании отложений нижнего триаса. Мощность его 10 см. Незначительное фосфорсодержание (P_2O_5 — 0,54%) связано с глинистым цементом вышеназванного песчаника.

В районе пос. Станнах-Хочо (побережье Оленекского залива) в основании разреза залегает пестроцветная толща индского яруса, которая представляет собой чередование песчаных и алевролитовых разностей. Она была выделена Д. С. Сороковым (1958) под названием туфитовой пачки. В отложениях пачки встречены алевролитовые гальки, знаки волновой ряби, отпечатки обуглившихся растений, остатки филлопод. Видимая мощность толщи составляет около 28 м. На этих отложениях залегают темно-серые острооскольчатые аргиллиты с прослоями крупнокристаллических серых и темно-серых битуминозных изве-

стяжков мощностью 2—5 см, изредка 20 см, в которых содержатся ядра пеллеципод и перекристаллизованные раковины аммонойд. В аргиллитах имеются мелкие стяжения диаметром до 3 см. Мощность аргиллитов примерно 20 м. Химический анализ конкреций показал 10,27% P₂O₅.

Исследования в прозрачных шлифах позволили установить, что основная масса сложена изотропным или слабодвупреломляющим скрытокристаллическим веществом желтовато-коричневого цвета с незначительной примесью мелкозернистого полуглового кварца. Наблюдаются отдельные обрывки обуглившейся растительной ткани, расположенные без видимой ориентировки. Показатель преломления колеблется в пределах 1,615—1,618, приближаясь по своим оптическим свойствам к коллофану.

Рентгеноструктурный анализ измельченного вещества конкреций показал наличие хлоропатита (табл. 6, обр. 112), а также примесь хо-

Таблица 6

Обр. 112, Ставлах-Хочо		Обр. 397в, Тумул		Обр. 403, Тумул		Обр. 112, Ставлах-Хочо		Обр. 397в, Тумул		Обр. 403, Тумул	
<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>
7,06	2	6,95	1	7,02	2	2,450	1	2,427	2	2,472	1
4,81	1							2,344	1	2,338	1
4,45	2					2,259	1				
4,20	2	4,18	4	4,16	2	2,228	2	2,299	3	2,215	1
4,12	1			4		2,118	2	2,118	2	2,16	3
3,82	1	3,89	3			1,978	1	2,029	1	2,04	3
3,57	1	3,56	4	3,54	3					1,958	2
3,41	4	3,41	4	3,42	3	1,919	2	1,919	1	1,915	3
3,409	4					1,870	1	1,870	1	1,864	2
3,307	10	3,319	6	3,290	6	1,824	2	1,824	1	1,824	3
3,154	2	3,157	1	3,13	2	1,805	1			1,799	3
3,026	1					1,757	1	1,773	3	1,776	2
2,776	7	2,784	10	2,767	10	1,708	2			1,727	4
2,671	4	2,669	2	2,661	3					1,631	1
2,598	2			2,587	2	1,529	2				

Примечание. Снято на рентгеновской установке, Со — антикатод. Расшифровка рентгенограмм произведена в лаборатории Института геологии и геофизики СО АН СССР Т. Н. Григорьевой.

рошо окристаллизованного каолинита и минерала из группы рокбриджита, свойства которого приводятся у Ф. В. Чухрова (1955). Значения рефлексов, характеризующие хлоропатит и каолинит, сопоставимы с литературными данными для этих минералов (Михеев, 1957). На электронных снимках, приготовленных из раздробленных конкреций, отчетливо видны сростки хлоропатита и отдельные индивиды в виде шестиугольных табличек, размер которых примерно 0,5μ. Кроме основной фосфорсодержащей массы, наблюдаются мелкие шестиугольные кристаллы каолинита и незначительная примесь полупрозрачных пластинок гидрослюд.

Вблизи мыса Тумул (устье р. Оленек) над пестроцветной туфогенной толщей песчаников, алевролитов и аргиллитов с прослоями конгломератов, линзами угля мощностью около 100 м залегает пачка острооскольчатых темно-серых аргиллитов с единичными наутилоидеями. Видимая мощность аргиллитов приблизительно равна 120 м; в верхних двадцати метрах (нижние 100 м задернованы), по-видимому, уже в отложениях оленекского яруса имеются желваки (конкреции) лепешковидной и эллипсоидальной формы. Они залегают рядами (десять рядов) на расстоянии примерно 0,7 м один от другого, размер отдельных стяжений в диаметре 0,4 м. В верхних 10 м толщи появляются четыре прослоя мергелистых известняков с текстурой «конус в конус» мощностью 2—5 см, выше известняков конкреции становятся более редкими и меньшего размера (до 0,1 м). Поверхность желваков обычно шероховатая; на стяжениях эллипсоидной формы плоские ограничения, покрытые матовой корочкой черного и черно-коричневого цвета.

П. Н. Чирвинским (1913) установлено, что корочка фосфоритов состоит из чередующихся полосок аморфного и радиально-лучистого фосфата кальция и отражает, возможно, момент остановки или замедления роста конкреции. Излом стяжений полураковнистый, остроугольный; пепельно-серый цвет объясняется, по-видимому, присутствием рассеянного органического вещества. Исследования желваков в прозрачных шлифах показали, что основная масса имеет псевдооолитовое строение, диаметр овальных телец 0,04—0,08 мм. Они обычно буро-коричневого цвета, состав их фосфорит-карбонатный. Цементирующая масса желто-коричневого цвета, почти изотропна, имеет криптокристаллическое строение и глинисто-фосфатный состав. По форме это цемент соприкосновения и выполнения пор. Некоторые участки цемента имеют радиально-лучистое строение.

Изредка наблюдается примесь полуглового кварца и чешуйки хлорита.

Весьма характерно наличие в цементе обрывков обуглившейся растительной ткани. Показатели преломления псевдооолитовой массы колеблются в пределах 1,606—1,612. Они близки к показателям преломления аморфной разности фосфата кальция-коллофана.

Сходное микроописание приводится И. С. Грамбергом и др. (1961) для фосфоритов оленекского яруса по р. Чубукулах.

Электронномикроскопические снимки, как и для стяжений индского яруса у пос. Станнах-Хочо, совершенно отчетливо показали кристаллическое строение фосфоритов (рис. 21). Они образуют отдельные непрозрачные пористые сростки угловатой формы, размер сростков 1,5—4 м. Диаметр некоторых шестиугольных кристаллов равен половине микрона. Во фракции наблюдаются также шестиугольные таблички каолинита. Химический анализ желваков показал, что содержание P_2O_5 колеблется в пределах 7,07—14,43%. Порошковые рентгенограммы позволили установить, что основную массу фосфоритов составляет хлорапатит с характерными сильными рефлексами (табл. 6, обр. 397в и 403): 2,767—2,784; 1,958—1,963; 1,864—1,870 кХ. Примесью, подтверждаемой и на электронных снимках, является каолинит с характерными для минералов этой группы рефлексами 6,9—7,02; 3,54—3,56; 2,56—2,58 кХ. Отмечается также и минерал группы рокбриджеита. Несколько заниженные показатели преломления для хлорапатита в пределах 1,606—1,612, а не 1,664—1,667 могут быть объяснены тем, что скрытокристаллические разности, содержащие воду, имеют несколько пониженные значения.

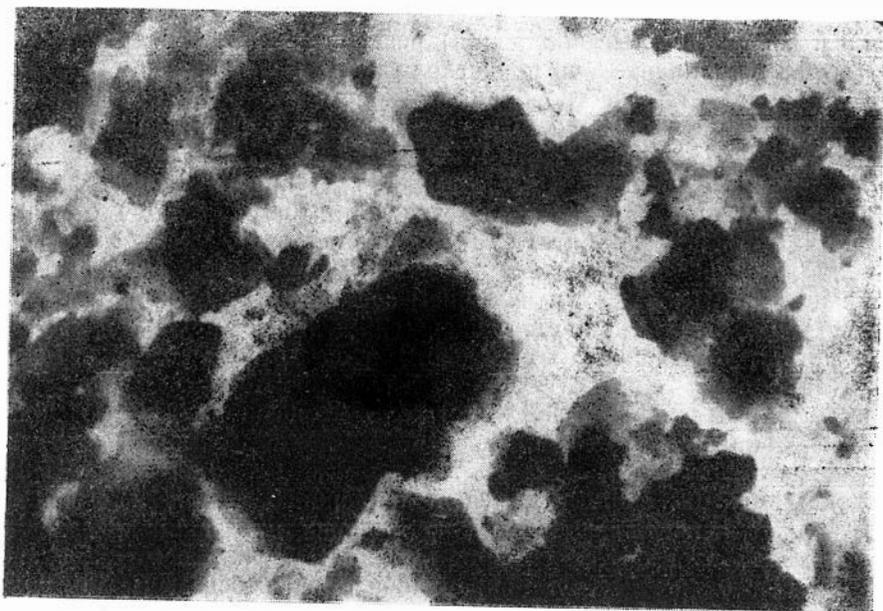


Рис. 21. Хлоратапит под электронным микроскопом. Видны шестиграницы (каолинита) $\times 11:500$. Обр. 397в.

В толще аргиллитов (ядро Усть-Оленекской антиклинали, нижнее течение р. Оленек) в литологически сходных темно-серых острооскольчатых аргиллитах с фауной индского и оленекского ярусов (Гусев, 1950) встречены глинистые конкреции шаровидной формы, внутри которых обнаружено обилие раковин аммонойд диаметром до 0,4 м, хорошей сохранности. Попадаются также глинистые, напоминающие гантели и эллипсоидной формы конкреции без фауны, в которых содержание P_2O_5 составляет всего лишь 0,45%.

В толще аргиллитов оленекского яруса в районах Оленекской протоки (на Дюлюнгской антиклинали), пос. Станнах-Хочо и в низовьях р. Оленек залегают прослои мергелистых известняков с «фунтиковой» текстурой. Высота конусов 1,5—2 см. Апикальный угол 50—60°. Карбонатное вещество конусов имеет гофрированное или пloyчатое строение. Конус от конуса отделяется буро-коричневым глинистым веществом, часто имеющим характер стилолитового шва. При вершине апикального угла наблюдается скопление отдельных мелких кристаллов кварца и полевого шпата (0,12—0,2 мм) и обрывки горизонтально ориентированной растительной ткани, сцементированной глинисто-фосфат-карбонатным цементом. Содержание P_2O_5 колеблется в пределах 0,057—0,2% и связано, видимо, с глинисто-фосфат-карбонатной прослойкой, разделяющей конусы и выполняющей вершины апикальных углов.

Незначительное количество окиси фосфора приурочено к битуминозным известнякам (0,51%), а также (P_2O_5 — 0,142—0,3%) к вмещающим аргиллитам индского и оленекского ярусов.

Полуколичественный спектральный анализ пород исследуемого разреза показал, что содержания Mg в терригенно-известковистых отложениях индского яруса в среднем равны 0,1%; незначительное возрастание (0,3%) наблюдается в карбонатных осадках оленекского яруса. Отмечается интересная закономерность содержания Ba и Ca. В карбонатных породах (мергелистые известняки, битуминозные изве-

стняки и известковистые конкреции) резко возрастает содержание бария (до 0,3%), значительно превосходя кларковые значения. В терригенных породах количество бария резко уменьшается (до 0,03%). В обломочных породах содержание Fe равно 3%, в терригенно-карбонатных — несколько снижается (до 1—2%).

Повышенные концентрации Mn (до 1%) приурочены к фосфатоносным отложениям, минимальные значения (0,01—0,205%) отмечаются в песчаниках и аргиллитах. Та же закономерность наблюдается для Zn и Mo. В фосфорсодержащих породах количество Zn превышает кларковые (до 0,01%), с уменьшением содержания фосфора полностью исчезает Mo и резко снижается содержание Zn (до 0,003%).

В аргиллитовых прослоях индского яруса отмечаются кларковые содержания Cu, а Ni, V, Cr тяготеют к глинистым породам и глинистому цементу в песчаниках. Количество Pb незначительно (0,0001—0,0005%), обнаружены следы Sn, а Hf, U, Ag и Cd не содержатся в породах.

Таким образом, данные полуколичественного спектрального анализа позволяют выявить некоторые закономерности в распределении химических элементов по типам пород в отложениях нижнего триаса. Как отмечалось выше, существует определенная взаимосвязь между содержанием P, Zn и отчасти Mo. Г. А. Аррениус (1961) считает, что в составе биогенного апатита, растворяющегося в морской среде, содержится органическая часть и ионы тяжелых металлов — Zn, Cu, Pb, Sn и Ag возможно и Mo — переходят в их состав из морской воды: «Большая скорость накопления барита в зонах с высокой органической деятельностью обусловлена возрастанием концентраций сульфатного иона вследствие распада протеинов и последующего окисления сульфидов до сульфат-иона растворенным в морской воде кислородом». Зависимость однообразного роста содержаний по мере измельчения частиц для Mn, V, Ni и Cu в отложениях прибрежно-морского мелководья подмечена Н. М. Страховым и др. (1956). Дополнительным адсорбентом служат глинистые минералы; такие элементы, как Cu, могут входить в решетку некоторых из них, а частично могут сорбироваться (Катченков, 1961).

В начале индского века на междуречье рек Лены и Оленек процессы осадконакопления проходили в сложных фациальных условиях. На мысе Тумул в мелководном морском бассейне в это время формировались плохо отсортированные туфогенные песчаники и алевролиты с прослоями конгломератов. На Улахан-Юряхском участке Д. С. Сороковым (1958) в туффитовой пачке встречены остатки *Estheria gutta* Lutk. E. и *E. aequale* Lutk., свидетельствующих о прибрежно-морском режиме. Близ пос. Станнах-Хочо также накапливалась туфогенная толща с прослоями галек алевролита. В это же время на р. Чубукулах (Грамберг и др., 1961) наблюдалось иное явление: в нижнем ее течении отлагались лагунные песчано-алевритовые толщи мощностью 35 м, а в верховьях — глинисто-алевролитовые морские осадки той же мощности. С конца индского и в начале оленекского веков повсеместно (на месте Усть-Оленекской антиклинали, на мысе Тумул, близ пос. Станнах-Хочо, на Дюлюнградской антиклинали, на р. Чубукулах и Даркы) накапливались алевро-аргиллитовые отложения с фауной аммоноидей, среди которых наблюдаются фосфорсодержащие осадки. Осадконакопление происходило в условиях трансгрессирующих морских вод со стороны современного Полярного бассейна (Грамберг и др., 1961).

Сопоставляя разрезы правобережья р. Лены и междуречья рек Лены и Оленек, следует отметить, что первые признаки фосфоритиза-

ции отмечены на Дюлюнгской антиклинали в глинистом цементе мало-мощного прослоя песчаника на границе перми и триаса; на р. Чубукулах (Грамберг, и др., 1961) в конгломератах средней песчаной пачки в низах индского яруса. Затем над туфогенной толщей в индских аргиллитах в районе пос. Станнах-Хочо встречены фосфорсодержащие конкреции. Наиболее широко распространены фосфорсодержащие образования среди алевроито-глинистых пород оленекского яруса на р. Чубукулах, в толще аргиллитов на Оленекской притоке (на Дюлюнгской антиклинали), в районе пос. Станнах-Хочо, мыса Тумул и в низовьях р. Оленек. Наиболее высокие содержания P_2O_5 (до 14%) связаны с конкрециями (желваками), значительно меньше его приурочено к мергелистым и битуминозным известнякам (0,5%) и ничтожные содержания отмечаются в аргиллитах. По классификации Г. И. Бушинского (1954), желваковые фосфориты могут быть отнесены к плотным (глинистым), образовавшимся в морской среде.

Осадконакопление фосфатоносных отложений происходило в начальный период трансгрессии. Климат, по В. Н. Саксу (1960), в раннетриасовое время не был холодным: на Таймыре и Земле Франца-Иосифа росли теплолюбивые древовидные папоротники и беннититы, а в толщах аргиллитов оленекского яруса обнаружены прослои известняков. Таким образом, осадкообразование происходило в условиях, которые Н. М. Страхов (1962) называет гумидным климатом.

Н. М. Страхов (1962) выделяет несколько типов строения колонки желваковых фосфоритных отложений. Ко второму типу им отнесен случай, когда максимум фосфатонакопления находится в глинистой зоне, фосфатная серия маломощна, залегает на подлежащих породах согласно. Глинистые породы окрашены в темный цвет, конкреции лежат разобщенно в несколько рядов. Приведенный случай весьма близок к разрезу, наблюдавшемуся нами на мысе Тумул. Уплощенная, лепешковидная форма конкреций свидетельствует о том, что часть из них образовалась на месте, а остальные (шаровидные стяжения близ пос. Станнах-Хочо) подверглись частичному перемыву. Образование стяжений, по Н. М. Страхову (1962), для фосфоритов гумидных зон желвакового типа объясняется процессами диагенетического перераспределения. Процессы диагенеза происходили в осадке, где содержание P_2O_5 далеко от 100%; в аргиллитах индского и оленекского ярусов количество окиси фосфора ничтожно мало (0,142—0,145%). По мере приближения концентрации компонента к его пределу интенсивность перераспределения и соответственно образование конкреций ослабевают.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что следует проводить дальнейшие исследования по выявлению фосфатоносных отложений в осадках раннего триаса. Следует уточнить верхнюю границу распространения фосфатсодержащих пород, а в районе мыса Тумул провести бороздовое опробование.

ЛИТЕРАТУРА

Г. А. Арреннус. Осадконакопление в океанах. Геохимические исследования. Сб. статей. М., Изд-во иностр. лит. 1961.

Г. И. Бушинский. Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 156, геол. сер., (№ 67). 1954.

И. С. Грамберг, Н. С. Спиро, Э. Н. Аглонова. Стратиграфия и литология пермских и триасовых отложений северной части Приверхоянского прогиба и сопредельных складчатых сооружений. Тр. НИИГА, т. 118, 1961.

А. И. Гусев. Геология, угленосность и нефтеносность низовьев р. Оленек. Тр. НИИГА, т. 1, 1950.

С. М. Катченков. О распределении химических элементов в глинах и глинистых минералах. Тр. ВНИГРИ, вып. 174, геохим. сб., № 7, 1961.

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

Рентгеновские методы определения глинистых минералов. Сб. под ред. Г. В. Бриндлин. М., Изд-во иностр. лит., 1955.

В. Н. Сакс. Геологическая история Северного Ледовитого океана. Докл. сов. геологов, проблема 12. М., 1960.

Д. С. Сороков. Стратиграфия и фации морских мезозойских отложений Лено-Оленекского района. Тр. НИИГА, т. 85. Л., 1958.

Н. М. Страхов, Э. С. Залманзон, М. А. Глаголева. Типы распределения рассеянных содержаний элементов в отложениях гумидных зон. «Геохимия», 1956, № 6.

Н. М. Страхов. Основы теории литогенеза. Т. 2. Изд-во АН СССР, 1962.

Н. П. Херасков, Ю. А. Петровиц. Поиски фосфоритов в западной части Верхоянского хребта. Агрономические руды СССР. Тр. науч.-исслед. ин-та удобрений и инсектофунгицидов, № 4, вып. 138, 1937.

П. Н. Чирвинский. Геологическое строение правобережной полосы по р. Сейму в пределах Курской губернии. Ч. 1—2. Зап. Киевского об-ва естествоиспытателей 1908, 20; 1913, 23.

Ф. В. Чухров. Коллоиды в земной коре. М., Изд-во АН СССР, 1955.

ФОСФАТОПРОЯВЛЕНИЕ В ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ И ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЦЕНТРАЛЬНОГО ПРИОБЬЯ

Ю. П. КАЗАНСКИЙ

Фосфаты в отложениях верхнего мела и палеогена связаны с осадками морских и прибрежно-морских фаций. Они известны в туронских, сенонских, палеоценовых и эоценовых толщах. Ниже приводятся сведения о минералогии и распространении этих образований.

Среди фосфатов различаются кальциевые и железистые разновидности.

Кальциевые фосфаты имеют органогенное и хемогенное происхождение. Органогенные разновидности представлены чешуйками рыб, зубами акул и обломками костей. Здесь кальциевый фосфат имеет волокнистое строение. В случае анизотропии удается измерить два показателя преломления: $N_o = 1,598$ и $N_e = 1,595$. Рыбьи чешуйки размером до 6 мм в поперечнике сложены светло-коричневым, иногда темно-коричневым изотропным или слабоанизотропным фосфатом с N_o до 1,603 и $N_o - N_e = 0,003$. Анизотропные части чешуек обладают волокнистым строением. Волоконца имеют положительное удлинение. Эту разность можно отнести к коллофану.

Коллофан принимает участие также в строении неорганических стяжений. Хемогенные разновидности коллофана представлены: округлыми или пятнисто-сгустковыми конкрециями фосфатно-глауконитово-сидеритового состава и округлыми конкрециями или их обломками преимущественно фосфатного состава.

Фосфатные конкреции с сидеритом и глауконитом распространены в железных рудах и глауконитовых песчаниках. Коллофан в них оптически-изотропный или слабоизотропный с $N_{ср}$ около 1,609—1,601. Фосфатное вещество в конкрециях этого типа выделяется после глауконита, который обычно замещается коллофаном. В трещинах дегидратации последнего развивается крупнокристаллический сидерит. Н. Х. Белоус и И. В. Николаева (1960) в железисто-фосфатных стяжениях по оптическим свойствам устанавливают апатит, франколит и минерал типа вашегиита.

Стяжения сравнительно чистых фосфатов приурочены к нижним горизонтам глинистой пачки сантона. Они представлены мелкими конкрециями яйцевидной формы и угловатыми, пирамидальными обломками крупных конкреций. Мелкие стяжения в разрезе имеют слоистое строение и сложены оптически-изотропным фосфатом с $N = 1,600—1,603$.

Обломки крупных конкреций образуют скопление в глинах сантона. В шлифе они оптически-изотропны с $N = 1,599-1,610$.

При нагревании фосфатные конкреции дают несколько термических эффектов. Низкотемпературные эндореакции, около 100° , связаны с удалением адсорбированной воды. Подъем кривой вверх до $430-450^\circ$, вероятно, вызван горением органического вещества, а эндозффект при 500° — примесью глинистого вещества. Серия положительных пиков в интервале $830-950^\circ$ вызвана, возможно, некоторой перестройкой кристаллической решетки, которая в прокаленных образцах обнаруживается рентгеновским методом.

Порошковые рентгенограммы были получены для нескольких образцов фосфатных конкреций. Они оказались совершенно тождественными и отвечают, по М. Ф. Соколовой, фосфату со фторанатитовой структурой.

Минералы группы вивианита в заметном количестве распространены в железных рудах чигаринского и бакчарского горизонтов. Единичные находки керченита известны в рудах нарымского горизонта.

Вивианит и керчениты обнаружены в виде крупных (до $0,5-7$ м) кристаллов, цементирующих вместе с сидеритом руды и рудные песчаники, и тонких жилок, рассекающих руды и стяжения сидерита. Зерна вивианита окрашены в голубой или темно-голубой цвет. В случае окисления поверхность зерен минерала может иметь темно-синюю окраску. В свежем изломе наблюдаются бесцветные вивианиты. Керчениты окрашены в темно-синие и сине-зеленые цвета. Иногда отмечаются полисинтетические двойники, вытянутые по оси c .

Оптические свойства фосфатов железа сопоставимы с литературными данными для этих минералов (Полянин, 1938; Князева, 1954; Чухров и др., 1956).

Величины показателей преломления возрастают по мере окисления вивианита, достигая максимума в α -керчените. Показатели преломления α -керченита близки данным по керченитам Крыма (Чухров и др., 1956) и синтетическому монокерчениту (Быков, 1951). В иммерсионных препаратах фосфаты железа дают пластинчатые или призматические «выколки», по плоскости (010), которой перпендикулярна N_p и плоскость оптических осей. Схема абсорбции вивианита и керченитов: $N_p > N_m > N_g$, причем окраска по N_p синяя, слегка фиолетовая, по N_m — голубая или желто-зеленая (у керченитов), по N_g — зеленовато-желтая до буровато-желтой, α -керчениты обладают сильной дисперсией оптических осей ($r > v$), затрудняющей точный замер угла оптических осей.

Кривые нагревания, полученные для вивианита и керченитов, отличаются одноитпностью. Для вивианита характерен крупный эндотермический эффект при 180° , который осложняется дополнительными остатковками при 100° и 150° . Около 600° наблюдается слабая эндотермическая реакция, которая сменяется положительным эффектом. Приведенная кривая нагревания отличается от эталонной термограммы (Горбунов и др., 1952) отсутствием эндозффекта при 500° , что, возможно, объясняется различной степенью кристалличности анализируемого материала.

Характер термограмм керченитов подобен описанным Ф. В. Чухровым и Л. П. Ермиловой (1956) для некоторых типов кристаллических форм этих минералов из керченских местонахождений.

Рентгенометрические исследования были произведены для вивианита и β -керченита, причем рентгенограммы их оказались практиче-

ски неразличимы. По данным М. Ф. Соколовой, они сопоставимы с виванитом и β -керченитом из кеоченских руд (Чухров и др., 1956).

Для химического анализа был использован электромагнитный концентрат, полученный из порошка песчаной породы с керченитом многократной сепарацией (Иванов и др., 1958). Полученные при пересчете молекулярные отношения имеют следующий вид: $0,86 \text{ FeO} \cdot 1,07 \text{ Fe}_2\text{O}_3 \cdot 1,00 \text{ P}_2\text{O}_5 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$, что отвечает минералу, близкому α -керчениту (Попов, 1929, 1938).

Ю. В. Миртов и Б. В. Васильев (1958) в полостях обломков раковин, приуроченных к песчанику нарымского горизонта в бассейне р. Парбиг, обнаружили радиально-лучистый, спутанноволокнистый фосфатный минерал. Он обнаружен вместе с фторапатитом, сферосидеритом и кальцитом. Химический анализ минерала из-за малого количества вещества не был сделан. Оптические свойства фосфата определены следующие: $N_g = 1,670 \pm 3$; $N_m = 1,65 \pm 2$; $N_p = 1,633 \pm 2$, двусосный, отрицательный. Рентгенограмма минерала сопоставлена с неомесселитом, причем в таблице наблюдается несоответствие некоторых межплоскостных расстояний с большой интенсивностью (9,00 кX ; 6,34 кX ; 3,74 кX ; 1,708 кX и др.). На основании спектрального и рентгеноструктурного анализа фосфатный минерал отнесен к группе двуводных фосфатов и арсенатов в качестве нового минерала — парбигита, как стронций и барий (?), содержащей разновидности коллинсита. Э. М. Бронштедт-Куплетская (1959) считает, что иной оптический знак и несколько более высокие показатели преломления не дают основания выделять новый минерал и что он отвечает коллинситу.

Рыбы чешуйки обнаружены во всех глинистых морских толщах, но наиболее часто встречаются в глинах сантона и палеоцена. Зубы и обломки костей известны в сенонских, преимущественно маастрихтских остатках.

Хемогенные формы фосфатных соединений распространены в железорудных горизонтах и в трансгрессивно залегающих глинистых толщах турона и сантона. В железорудных горизонтах фосфатное вещество связано с прибрежно-морскими и мелководно-морскими рудными песчаниками, реже рудами. Фосфаты образуют стяжения кальциевых фосфатов. Виванит и керчениты распространены в виде жилок и пойкилитового цемента.

Стяжения фосфатного или сидерито-фосфатного вещества, обычно включающие обломочный материал, глауконит и бурожелезняковые оолиты, связаны с рудосодержащими горизонтами прибрежно-морского происхождения. Как правило, конкреции приурочены не к самим рудам, а к вмещающим рудным песчаникам, часто подстилающим рудные пласты. Фосфатное вещество образует в них яйцевидные конкреции с наибольшим диаметром 3—5 см или сгустки неправильной формы того же размера.

Главнейшие минералы стяжений — это коллофан, гидрогетит, сидерит, глауконит, обломочный кварц и полевые шпаты. По минералогическому составу среди них различаются три основных типа: песчанистые фосфатные, бурожелезняково-фосфатные и бурожелезняково-сидерито-фосфатные.

Первый тип приурочен к зелено-серым полимиктовым пескам, подстилающим пласты железных руд. Обломочный материал, составляющий в песчанистых фосфатных конкрециях 40%, представлен зернами кварца, призматических и изометричных полевых шпатов (кислые плагиоклазы) и обломками осадочных пород (алевролиты, глины). Оолиты

и бурожелезняковые бобовины присутствуют в количестве не более 2—5%. Обломочный материал цементируется фосфатами, количество которых, по данным химического анализа (табл. 7), достигает 10—17%.

По степени раскристаллизованности и морфологии среди фосфатов различаются три разновидности: аморфный типа коллофана, корковый (раскристаллизованный) и поровый. Первый тип в песчанистых конкрециях преобладает, он составляет основу цемента. Замещает отдельные зерна эпидота, обыкновенной роговой обманки, обломки древесины, реже полевые шпаты. Корковые формы фосфата — это более поздние образования. Они образуются в участках, наиболее обогащенных обломочным материалом. Фосфатные корочки толщиной до 0,01—0,02 мм имеют многослойное строение. Иногда насчитывается до 2—3 окрашенных в разные оттенки желтого цвета слоев. В скрещенных николях они показывают радиально-лучистое строение, причем вытянутые кристаллики фосфата располагаются перпендикулярно поверхности корочек и обломочных зерен. Согласно показателям преломления, Н. Х. Белоус и И. В. Николаева (1960) сопоставляют этот минерал с франколитом. Г. И. Бушинский (1958) подоб-

Таблица 7

Химические анализы сидеритовых и фосфатных конкреций (по данным химической лаборатории Томской экспедиции НТГУ)

Компоненты	Содержание, %		
	1	2	3
SiO ₂	17,20	14,63	37,77
TiO ₂	0,39	0,24	0,39
Al ₂ O ₃	7,20	2,39	5,81
Fe ₂ O ₃	29,03	21,33	9,94
FeO	3,88	11,97	8,40
MgO	0,44	1,29	0,66
MnO	0,17	1,01	0,14
CaO	16,20	16,77	15,08
R ₂ O	0,75	0,50	2,04
P ₂ O ₅	12,64	11,14	10,46
п.п.п.	10,27	17,26	8,34
Сумма . . .	98,17	98,53	99,03

Примечание. 1 — бурожелезняково-фосфатная конкреция (скв. 54, обр. 7, Бакчарский район); 2 — бурожелезняково-сидерито-фосфатная конкреция (скв. 54, обр. 4, там же); 3 — песчанистая фосфатная конкреция (скв. 49, обр. 8, там же).

ные радиально-лучистые агрегаты относит к курскиту. По-видимому, корковые формы являются продуктами диагенетического перераспределения, дегидратации и перекристаллизации фосфатного вещества. Образовавшиеся при этом поры заполняются фосфатом третьей генерации, который образует аморфные зернистые и корковые формы. В последнем случае между фосфатами второй и третьей генерации граница выражена очень четко тонким прослоем темно-серого фосфата. Однако количество фосфата третьей генерации оказалось недостаточным для заполнения всего пространства пор, многие из которых содержат инфильтрационные формы аморфного железистого хлорита и крупнокристаллического сидерита.

Бурожелезняково-фосфатные конкреции имеют яйцевидную форму и состоят из гидрогетито-гетитовых оолитов, бобовин, переменного количества глауконита, угловатых псаммитовых и алевритовых кварцево-полевошпатовых обломков и фосфатного, преимущественно коллофанового цемента. Коллофан составляет, по подсчетам в шлифах и химическим определениям, до 35% конкреции. Он отличается аморфным или слабоанизотропным строением. Перекристаллизация фосфатного вещества наблюдается крайне редко и захватывает только внутреннюю поверхность открытых пор. Коллофан охотно замещает зерна зе-

леного глауконита и обломки кварца. Окисленные глаукониты подвержены только частичному разъеданию фосфатом, а оолиты и бобовины бурожелезнякового состава замещения не испытывают. Правда, в некоторых случаях коллофан вокруг отдельных бобовин окрашивается бурыми окислами железа, что, по-видимому, следует объяснить диффузионными явлениями.

Сидерито-фосфатные стяжения встречаются в рудных песчаниках неправильными пятнами. Они содержат переменное количество обломочного материала (кварц, полевые шпаты, обломки пород), оолитов и их обломков и глауконита со следами окисления. Частицы псаммитового и алевритового размера цементируются аморфным коллофаном и сидеритом. О количестве последнего можно судить по содержанию FeO при валовом анализе стяжения (см. табл. 7). Сидерит представлен двумя разновидностями: мелкими (до 0,04 мм) сферолитовыми стяжениями и выполняющими поры крупными кристаллами. В том и другом случае сидерит является более поздним образованием, чем коллофан. А. В. Казаков, М. М. Тихомиров и др. (1957), изучившие подобные образования из других районов, пришли к выводу, что сидеритообразование—это вторичный процесс в фосфоритовой залежи. В то же время они указывают на диагенетическое выпадение фосфата. В нашем случае фосфаты, более поздние, чем сидерит, не наблюдались.

Фосфатные скопления в основании толщи морских сантонских глин представлены обломками конкреций, реже мелкими округлыми стяжениями. Судя по величине обломков, первоначальный диаметр конкреций достигал 5 см и более. Внешняя поверхность обломков полированная, несколько ямчатая, напоминающая поверхность подольских фосфоритов. Остальные грани обломков плоские, пирамидально сходящиеся к центру конкреции. По характеру этих поверхностей они напоминают обломки конкреций с радиальным расположением трещин, описанных, например, в Приднестровье (Фурман, 1954). Считая описываемые обломки частями конкреций, можно предположить, что их разрушение происходило на месте в еще не уплотненном иле. На это указывают незначительный ореол рассеивания обломков и перемятые текстуры в глинах, содержащих эти обломки. По-видимому, разрушение конкреций происходило в результате внутренних напряжений при дегидратации фосфатного вещества.

Мелкие стяжения фосфатов достигают в диаметре 2—3 см. Строение их слоистое. Обычно коричневое ядро до 2 см в диаметре сложено оптически-изотропным фосфатом. Ближе к краевой части конкреции располагается темно-серая, почти черная кайма того же фосфата, но более богатого органическим веществом. Ширина каймы не более 2—5 мм. Внешняя часть стяжения сложена светло-серым разрыхленным фосфатным веществом. Эта зона осветления, напоминающая некоторые продукты выветривания (Бушинский, 1951), вероятно, обусловлена выносом при диагенезе из поверхностного слоя конкреции органического вещества и одновременным разрыхлением фосфатного материала.

Фосфаты железа распространены в палеогеновых железных рудах, где они ассоциируются с гидроокислами железа, железистыми хлоритами и сидеритом. Их образование связано с последними стадиями эпигенетического рудонакопления, которые характеризуются восстановительными геохимическими условиями. В большинстве случаев они выделялись после сидерита, формируясь в виде пойкилитовых кристаллов и жилок, выполняющих трещины дегидратации. Закисные формы железистых фосфатов явились первичной стадией минералооб-

разования. Керчениты замещают вивианит. Этот процесс, по-видимому, связан с окисляющим воздействием грунтовых вод. В кристаллах вивианита видно, как замещение начинается с краев крупных зерен. По имеющимся в нашем распоряжении материалам, последней стадией окисления вивианита в рудах Западно-Сибирского бассейна является α -керченит. Более измененных фосфатов не обнаружено. Находки α -керченита только в песчанистых рудах и породах подтверждают предположение о связи окисления с воздействием грунтовых вод.

Заслуживает внимания преимущественная приуроченность фосфатов железа к палеогеновым рудам. Эти минералы отмечаются в олигоценых железорудных пластах Северного Казахстана и в неогеновых рудах Керченского бассейна (Попов, 1938). Таким образом, палеогеново-неогеновое время явилось эпохой накопления в железных рудах значительных количеств фосфора в форме вивианитов и керченитов.

Приведенные материалы свидетельствуют о бедной фосфатной минерализации в верхнемеловых и палеогеновых осадках. Фосфаты распространены в основании глинистых морских толщ или связаны с горизонтами железных руд. Приуроченность фосфатных конкреций к нижним частям разреза морских толщ достаточно подробно описана в литературе (Страхов, 1962). Стяжения в железистых горизонтах связаны с прибрежными или мелководно-морскими осадками. Желваковообразная форма конкреций, их постепенные переходы со вмещающими породами могут свидетельствовать о мобилизации рассеянного фосфора со значительного объема осадка. В этом случае роль органического фактора, видимо, была значительно меньше, чем при накоплении фосфатов в осадках зоны открытого моря.

Описанные фосфаты, естественно, не представляют промышленного интереса. Они залегают на больших глубинах и достаточно рассеяны во вмещающих отложениях. Однако, как показала Н. Х. Белоус (1962), при переработке железных руд Бакчарского месторождения Западно-Сибирского бассейна источником фосфатного сырья могут быть фосфатистые томас-шлаки.

ЛИТЕРАТУРА

- Н. Х. Белоус, И. В. Николаева. Железисто-фосфатные образования средней части Западно-Сибирского железорудного бассейна. Тр. ИГГ СО АН СССР, вып. 4, 1960.
- Э. М. Бронштедт-Куплетская. Новые минералы. Т. VIII. Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, ч. 88, вып. 3, 1959.
- Г. И. Бушинский. О выветривании фосфоритов. Сб., посвященный памяти А. Д. Архангельского. М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Г. И. Бушинский. Фосфатные породы. В кн.: Справочное руководство по петрографии осадочных пород. Ч. 2. Л., 1958.
- М. М. Быков. Химические и геохимические параметры фосфатов железа. Тр. Воронеж. инж.-строит. ин-та, сб. 3, 1951.
- Н. И. Горбунов, И. Г. Цюрупа, Е. А. Шурыгина. Рентгенограммы, термограммы и кривые обезвоживания минералов, встречающихся в почвах и глинах. М., Изд-во АН СССР, 1952.
- К. В. Иванов, Ю. П. Казанский, С. Б. Шацкий. О керчените из верхнемеловых отложений р. Вах. Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, ч. 87, № 6, 1958.
- А. В. Казаков, М. М. Тихомирова, В. И. Плотникова. Система $FeO-CO_2-H_2O$ и выводы о парагенезисе сидеритов и фосфоритов. Тр. ИГН АН СССР, сер. геол., вып. 152 (164), 1957.
- Л. М. Князева. Осадкообразование в озерах влажной зоны СССР. Южный Байкал. В кн.: Образование осадков в современных водоемах. М., Изд-во АН СССР, 1954.

Ю. В. Миртов, Б. В. Васильев. Парбигит — новый минерал из группы коллинсита. Вестн. ЗСГУ и НТГУ. № 1, 1958.

В. А. Полянин. Минералогия и генезис мезозойских бокситов восточного склона Урала. Уч. зап. Казанск. ун-та, т. 98, кн. 5—6, сер. геол., вып. 11—12, 1938.

С. П. Попов. О керченитах. Изв. Геол. ком., т. 48, № 10, 1929.

С. П. Попов. Минералогия Крыма. 1938.

Н. М. Страхов. Основы теории литогенеза М., Изд-во АН СССР, 1962.

Е. П. Фурман. О минералогии фосфоритовых месторождений Галичестровья. В сб.: Вопр. минералогии осадочных образований. Кн. 1. Львов, 1954.

Ф. В. Чухров. Коллоиды в земной коре. М., Изд-во АН СССР, 1955.

Ф. В. Чухров, Л. П. Ермилова. Новые данные о керченитах. В сб.: Вопросы геохимии и минералогии. М., Изд-во АН СССР, 1956.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Предисловие	3
И. С. Грамберг. Палеогидрохимия севера Средней Сибири в пермский период	5
Г. Э. Прозорович. Опыт реконструкции палеорельефа по вещественному составу обломочной части песчаников Туруханского района	16
Г. В. Нестеренко. К вопросу о реконструкции палеогеографии мела и палеогена в юго-западной части Чулымо-Енисейской впадины по терригенным компонентам	21
Е. Г. Сорокина. Некоторые особенности осадконакопления валанжинских отложений центральной части Западно-Сибирской низменности в связи с нефтеносностью этой территории	43
И. И. Шарудо. Основные черты палеогеографии угленосного мела Южного Приморья	48
И. В. Николаева. Литолого-фациальные особенности железных руд бакчарского месторождения	60
Р. С. Родин. Фосфатоносность мезозойских отложений северо-востока Сибирской платформы	71
А. В. Ивановская. Фосфатоносные отложения нижнего триаса междуречья рек Лены и Оленек	80
Ю. П. Казанский. Фосфатопроявление в верхнемеловых и палеогеновых отложениях Центрального Приобья	87

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И ФОСФАТНОСНОСТЬ
ПЕРМСКИХ И МЕЗОКАРБОНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
СИБИРИ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Выпуск 28

Редактор *Л. И. Шлаковская*
Художник *В. В. Николаев*
Художественный редактор *В. Г. Бурыкин*
Технический редактор *О. А. Локшина*
Корректор *Т. П. Савинова*

Сдано в набор 15 июля 1963 г. Подписано в печать 9 января 1964 г. МН01583.
Бумага 70X108/6. 6 печ. л. = 8,2 усл. печ. л. + 2 вкл. 8,9 уч.-изд. л. Тираж 1000.

Редакционно-издательский отдел, Новосибирск, Советская, 20. Заказ № 300.
Обл. тип. № 3 Полиграфиздата, р. п. Коченево.
Цена 62 коп.