

И.С. ГРАМБЕРГ

ПЛАЕС-
ГИДРО-
ХИАМИЯ

ТЕРРИЕННЫХ
ТОЛЩ

И. С. ГРАМБЕРГ

ПАЛЕОГИДРОХИМИЯ
ТЕРРИГЕННЫХ ТОЛЩ
(на примере
верхнепалеозойских
отложений севера
Средней Сибири)

Под редакцией
доктора геолого-минералогических наук *Н. С. Спиро*



Издательство «Недра»
Ленинградское отделение
Ленинград. 1973

Грамберг И. С. Палеогидрохимия терригенных толщ (на примере верхнепалеозойских отложений севера Средней Сибири). Л., «Недра», 1973. 172 с (Труды Науч.-исслед. ин-та геологии Арктики, т. 173).

В книге рассматриваются теоретические основы палеогидрохимии терригенных толщ. Устанавливается зависимость геохимических показателей, характеризующих терригенные породы, от состава и концентрации вод бассейна осадкообразования, определяется характер влияния на эти показатели процессов диагенеза и эпигенеза, анализируется степень солевого состава современных морских вод и морей прошедших геологических эпох. Даются рекомендации по методике палеогидрохимического изучения терригенных пород, основанные на экспериментальных исследованиях и анализе большого фактического материала по геохимии осадочных пород.

На примере верхнепалеозойских отложений севера Средней Сибири раскрываются возможности метода палеогидрохимических построений. Прослеживается эволюция солевого состава позднепалеозойских и мезозойских морей Сибири: определяются палеогидрохимические условия формирования верхнепалеозойских терригенных толщ, рассматривается опыт построения палеогидрохимических карт.

Книга рассчитана на гидрологов, геохимиков и широкий круг геологов, интересующихся проблемами палеогидрохимии бассейнов прошлого.

Таблиц 6, иллюстраций 42, список литературы — 211 назв.

Г 0292—380
043(01)—73

ВВЕДЕНИЕ

Палеогидрохимия как наука, освещая гидрохимию бассейнов прошедших эпох, ближе всего примыкает к палеогеографии. В то же время она теснейшим образом связана с геохимией и гидрографией. В отличие от упомянутых наук, история которых насчитывает многие десятилетия, палеогидрохимия находится в стадии становления. Она не имеет еще надежной теоретической основы, нуждается в критическом рассмотрении существующих методов исследований и разработке новых.

Несмотря на то, что большая часть осадочных пород накапливается в водной среде, которая, естественно, оказывает существенное (а в некоторых случаях и определяющее) влияние на состав осадков, наши знания этой среды еще крайне ограничены. Они основываются главным образом на изучении отложений современных водоемов и лишь в незначительной части опираются на результаты исследований древних осадочных толщ.

Между тем совершенно очевидно, что от состава вод бассейнов осадкообразования прямо зависит не только состав осадков, но и органический мир, населяющий эти бассейны, а также степень сохранности накапливающегося в осадке органического материала и направленность диагенетических и постдиагенетических преобразований как самих осадков, так и содержащихся в них органических веществ. Очевидно также, что седиментационные воды через аутигенное минералообразование и процессы обмена катионов оказывают существенное влияние на физические свойства пород, в значительной мере определяя их коллекторские и изолирующие качества.

Можно без преувеличения сказать, что проблема взаимодействия поровых вод с осадочными породами (включая и содержащееся в них органическое вещество) является одной из актуальных в современной науке об осадочных породах.

Однако из-за отсутствия надежной методологической основы при проведении палеогидрохимических исследований мы неизбежно встречаемся с рядом трудностей, особенно когда объектом исследований являются терригенные породы, объединяющие в своем составе комплексы соединений, различных по условиям образования. Между тем терригенные осадки наиболее распространены.

ранены в осадочной оболочке Земли. С ними связан ряд полезных ископаемых, в том числе таких, как нефть, газ, уголь, бокситы.

Все это и побудило автора посвятить первую часть своей работы анализу общих вопросов палеогидрохимии терригенных толщ, уделив при этом основное внимание установлению используемых при палеогидрохимических построениях зависимостей геохимических показателей от состава и концентрации вод бассейна осадкообразования, определению масштаба влияния на эти показатели процессов диагенеза и эпигенеза и выяснению степени соответствия солевого состава современных морских вод водам морей прошедших геологических периодов.

Вторая часть книги представляет собой попытку палеогидрохимических реконструкций, осуществленных на примере верхнепалеозойских отложений севера Средней Сибири. Выбор этих отложений в качестве объекта исследований был не случаен. Он определялся совокупностью факторов, важнейшими из которых следует считать: широкое развитие среди верхнепалеозойских отложений севера Средней Сибири глинистых осадков, являющихся основным источником палеогидрохимической информации; приуроченность изучаемых отложений к области высоких широт, где процессы химического выветривания замедлены; палеозойский возраст отложений, позволяющий в случае успеха существенно расширить стратиграфический диапазон изученных толщ.

Исследование палеогидрохимических условий формирования верхнепалеозойских отложений представляет и самостоятельный интерес, так как с ними на севере Средней Сибири связаны такие важнейшие полезные ископаемые, как нефть, газ и уголь. Кроме того, поздний палеозой был временем существенных палеотектонических и палеогеографических преобразований не только на севере Средней Сибири, но и на всей планете, что существенно повышает интерес к палеогидрохимическим построениям, характеризующим эту эру.

При работе над первой частью книги автор опирался как на уже опубликованные материалы, так и на результаты многолетних методических исследований в области геохимического изучения осадочных пород, которые он вел вместе с Н. С. Спиро в Национальном исследовательском институте геологии Арктики (НИИГА). В процессе этих исследований была уточнена методика анализов, разработаны способы интерпретации аналитических данных, созданы генетические диаграммы, позволяющие учитывать особенности солевого состава морей прошедших геологических эпох.

В настоящей работе использованы результаты исследований, выполненных большой группой геологов и химиков, с которыми автор на протяжении последних двадцати лет работал в НИИГА, прежде всего Н. С. Спиро, вместе с которым он занимался разработкой методики палеогидрохимических исследований, а также Э. Н. Преображенской, выполнившей основной объем петрографо-

минералогических определений и принял участие в составлении ряда карт.

В сборе полевого материала и его обработке автору помимо Э. Н. Преображенской активно помогали Л. Б. Очаповский и Ю. А. Смирнов. Подавляющая часть аналитических исследований осуществлена в лабораториях НИИГА под руководством Н. С. Спиро, О. Н. Сошальской, Н. Н. Лапиной, Р. С. Рубиновича. В процессе исследований, при составлении карт и работе над текстом автор неоднократно пользовался советами и цennыми критическими замечаниями М. К. Калинко, В. Д. Наливкина, Н. С. Спиро и В. И. Устрицкого. Автор искренне признателен всем, кто содействовал ему в создании этой книги.

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

ОБЩИЕ ПРОБЛЕМЫ ПАЛЕОГИДРОХИМИИ ТЕРРИГЕННЫХ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ

ГЛАВА I

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ОЦЕНКА СУЩЕСТВУЮЩИХ МЕТОДОВ ИССЛЕДОВАНИЙ

Проблема реконструкции солевого состава водоемов прошедших эпох затрагивается во многих фундаментальных исследованиях и статьях. В ряде методических руководств по изучению осадочных горных пород можно найти описание существующих методов изучения палеосолености и их сравнительную оценку [26, 141]. Однако при этом, как справедливо отмечает Н. М. Страхов [141], обычно не рассматриваются теоретические предпосылки, обусловливающие возможности применения тех или иных методов. Между тем успешное использование любых геохимических показателей для палеогидрохимических реконструкций невозможно без предварительного освещения ряда теоретических вопросов. К их числу прежде всего относятся:

1) установление характера зависимости рассматриваемого геохимического показателя от состава и концентраций вод бассейна осадкообразования;

2) определение масштаба влияния на рассматриваемый геохимический показатель процессов диагенеза и эпигенеза;

3) выяснение степени соответствия солевого состава морских вод современной и прошедших геологических эпох.

С позиций этих трех основных направлений исследования и будут рассмотрены используемые в настоящей работе палеогидрохимические показатели.

Терригенные осадочные породы — это сложные образования, состоящие из соединений, различных по своим химическим свойствам. Среди них для палеогидрохимических построений могут быть использованы некоторые соединения из групп труднорастворимых солей, легкорастворимых солей и поглощенного комплекса.

Для восстановления условий формирования труднорастворимых соединений, включающих группу карбонатных минералов, а также гидроокислы алюминия, железа и кремния, используются

их соотношения или соотношения отдельных элементов. Наиболее показательным является отношение в составе карбонатов MgO/CaO , так как содержание в них магния в основном зависит от его концентрации в водах бассейна осадкообразования.

В геологической литературе можно найти ряд примеров, свидетельствующих о возможности определения относительной солености древних бассейнов по составу труднорастворимых солей [44, 75, 94, 150, 191]. Тем не менее на пути широкого использования результатов исследований состава карбонатов и гидроокислов для палеогидрохимических построений имеется одно трудно преодолимое препятствие. Дело в том, что как карбонаты, так и гидроокислы переносятся не только в растворенном состоянии, но и в видезвесей, а нередко попадают в осадок и в результате жизнедеятельности организмов. Между тем при химическом анализе образцов пород в процессе обработки их кислотами в вытяжку переходят все карбонаты и гидроокислы независимо от их происхождения. Таким образом, правильное представление о содержании труднорастворимых соединений в водах бассейна осадкообразования в растворенном состоянии можно получить лишь в том случае, если исследуемые породы не содержат в значительных количествах гидроокислов и карбонатов, имеющих биогенное происхождение или принесенных во взвешенном состоянии.

Большие надежды при попытках реконструкции состава вод древних бассейнов долгое время возлагались на результаты исследований легкорастворимых соединений, входящих в состав терригенных осадочных пород. Считалось, что легкорастворимые соли отвечают по составу иловым водам, захваченным осадками в процессе седиментации, и поэтому в основном отражают состав вод бассейна осадкообразования, наиболее надежными «хранителями» которых являются глинистые породы.

В качестве показателей солености использовались либо абсолютные содержания отдельных элементов, входящих в состав легкорастворимых солей, либо различные коэффициенты, дающие представление об относительном содержании элементов и их соединений.

Наиболее распространенным показателем концентрации вод древних бассейнов следует считать содержание хлора в глинистых породах. Этот показатель впервые был использован Л. А. Гуляевой [50] при реконструкции условий осадкообразования глин девонского возраста, а затем А. А. Карцевым [70], Н. С. Спиро и И. С. Грамбергом, Ц. Л. Вовк [135], И. А. Юркевичем и Г. Б. Ивановой [186] и рядом других исследователей. Хотя хлор присутствует в глинистых породах в трех формах: в виде раствора в поровой воде, как обменно-сорбированный на мицеллах $Fe_2O_3 + Al_2O_3$ и в виде необменно сорбированных хлоридных солей, роль сорбированного хлора настолько мала, что двумя последними указанными формами можно пренебречь. Исключение, по-

видимому, представляют лишь илы соляных озер, у которых содержание сорбированного хлора возрастает [70]. Следовательно, как правило, хлор попадает в осадочные породы в процессе захоронения седиментационных вод, и его содержание в осадке является отражением содержания хлора в водах бассейна осадкообразования. В соответствии с этим содержание хлора в глинистых породах (в процентах от сухого веса или в миллиграмм-эквивалентах) рассматривается как показатель солености древних водоемов.

Среди других характеристик наиболее распространенными являются хлор-бромный коэффициент, который, по данным Л. А. Гуляевой, в морских отложениях девона достигает 70—300, а в континентальных не выходит за пределы 4—20, и отношение Na/Ca , весьма высокое в морских отложениях и значительно более низкое в континентальных. В качестве показателя солености используется также относительное содержание хлоридов, сульфатов и бикарбонатов. Все эти показатели основываются на представлении об унаследованном составе поровых вод, содержащихся в глинистых породах.

Совершенно очевидно, что успешное использование легкорастворимых солей для палеогидрохимических построений возможно лишь в том случае, если их состав и концентрация не претерпевают существенных изменений как в процессе диагенеза, так и в последующих стадиях образования горных пород. Между тем изучение осадков современных водоемов свидетельствует о том, что в процессе диагенеза солевой состав иловых вод в ряде случаев подвергается значительным изменениям. Такие изменения обнаружены Н. В. Тагеевой, М. М. Тихомировой [146, 147], О. В. Шишкиной [180] и другими исследователями в составе вод илов Черного, Каспийского и Охотского морей.

Проведенные исследования показали, что по мере углубления в богатый органическим веществом ил наблюдается существенное увеличение метаморфизации иловых вод. В результате появляются хлоридно-кальциево-натриевые или бикарбонатно-натриевые воды, обязанные своим происхождением главным образом процессам диагенеза.

Разумеется, далеко не всегда изменения первоначального состава иловых вод столь значительны. Иногда конкретная физико-химическая обстановка оказывается достаточно благоприятной для сохранения в осадке первоначального или близкого к нему состава легкорастворимых солей. Об этом свидетельствуют результаты исследований иловых вод Тихого океана [180].

Поглощенный комплекс терригенных осадочных пород представлен рядом катионов и анионов, среди которых внимание исследователей обычно привлекают основные катионы природных вод — Na^+ , K^+ , Ca^{2+} и Mg^{2+} . Основанием для постановки вопроса об использовании этого комплекса при решении палеогидрохими-

ческих задач послужили работы почвоведов и разработанное К. К. Гедройцем [35] учение о поглотительной способности почв. Почвоведами было установлено, что состав катионов, поглощенных глинистыми частицами, находится в прямой зависимости от состава и в известной мере от концентрации растворов, с которыми эти частицы контактируют. Отсюда следовал естественный вывод, что по составу поглощенных катионов глин можно судить о составе и минерализации равновесного с глинами раствора. Дальнейшие исследования, однако, показали, что решение этой задачи усложняется зависимостью емкости поглощения глинистых пород и состава поглощенных катионов от состава глинистых минералов и их содержания в породе.

Вопрос о возможности использования поглощенного комплекса глинистых пород для суждения о среде осадкообразования поднимался неоднократно. Работы, выполненные в этом направлении, можно разбить на две группы. Одна из них объединяет исследования экспериментального характера, на которых мы подробнее остановимся в следующей главе. К их числу относятся работы А. Д. Архангельского и З. С. Залманзон [6] по изучению состава поглощенных катионов глин, находящихся в равновесии с морской водой, У. Келли и Г. Либиха [197] по выяснению различия в составе поглощенного комплекса глин нефтяных месторождений и глин, недавно погруженных в море, М. А. Хачванкяна [167] по исследованию равновесия поглощенных катионов гжельской глины с водами различной минерализации, Н. С. Спиро и К. С. Бонч-Осмоловской [130, 131] по изучению равновесия поглощенного комплекса глин различного минералогического состава с морскими, лагунными и континентальными водами.

Вторая группа работ связана с изучением конкретных геологических объектов. Еще в 1928 г. Мак-Кензи Тейлор обратил внимание на то, что в поглощенном комплексе глин, покрывающих нефтяные пласти, натрий резко преобладает над кальцием. Объяснение этому явлению он нашел в более позднем воздействии на глины морской воды.

В 1930 г. А. Д. Архангельский и З. С. Залманзон в процессе изучения состава поглощенных катионов илов Черного моря и миоценовых глин установили некоторое преобладание поглощенного магния над натрием.

Т. И. Казмина в 1949—1955 гг. исследовала состав поглощенных катионов майкопских отложений западного Предкавказья, а также девонских и додевонских отложений Волго-Уральской области. Она пришла к выводу, что соотношения поглощенных катионов (Ca/Mg и Na/K) у глин различного фациального облика отличаются друг от друга.

Поглощенный комплекс девонских отложений Волго-Уральской области с палеогидрохимическими целями исследовали также Л. А. Гуляева [51] и К. Ф. Родионова совместно с Е. М. Моча-

ловой [115]. Л. А. Гуляева для определения солености девонских бассейнов Волго-Уральской области предложила метод «порога вытеснения» поглощенного аммония. Этот метод основан на экспериментальных данных и теоретических расчетах, согласно которым для вытеснения поглощенного аммония ионом натрия нужен раствор с концентрацией ионов натрия выше той, что была в растворе, из которого поглощен аммоний. Опыты показывают, что вытеснение аммония происходит «скачком» при достижении определенной величины концентрации натрия в растворе-вытеснителе. Эту концентрацию Л. А. Гуляева и назвала «порогом вытеснения». Так как ион аммония присутствует в природных водах в равновесии с другими ионами, то он может быть использован как показатель солености этих вод. Л. А. Гуляева изучала «пороги вытеснения» многих девонских образцов, и сделанные на этой основе палеогидрохимические выводы хорошо согласуются с выводами палеонтологов.

К. Ф. Родионова и Е. М. Мочалова при определении солености девонских бассейнов Татарии и Башкирии использовали соотношение кальция, магния и суммы щелочных элементов ($\text{Na} + \text{K}$). С методическими целями эти соотношения были изучены ими и в поглощенном комплексе третичных глин, охарактеризованных фаунистически. В результате они пришли к выводу, что как абсолютное количество поглощенных катионов, так и их соотношение в поглощенном комплексе могут оказать существенную помощь при выявлении фациальных условий накопления осадков.

В 1940 г. Г. Л. Стадников на материале угленосных отложений Воркуты начал работы по выяснению возможности использования поглощенного комплекса для палеогидрохимических построений. Им было изучено свыше 300 образцов. В качестве показателя солености было принято отношение Na/Ca в составе поглощенного комплекса. Сделанные палеогидрохимические выводы хорошо увязались с показаниями палеофаунистического метода [138].

В течение ряда лет, начиная с 1948 г., изучением поглощенного комплекса глинистых пород применительно к проблемам фациального анализа занималась группа сотрудников ВСЕГЕИ во главе с М. Ф. Викуловой. Исследования в основном носили методический характер. Главным объектом изучения были мезозойские и третичные отложения Западно-Сибирской низменности. Результаты исследований [26] привели к выводу о том, что в случаях, когда процессы диагенеза не изменили существенно состав поглощенного комплекса глинистых пород, он может быть использован как показатель физико-химических условий среды осадкообразования.

Начиная с 1952 г. систематическое изучение состава поглощенного комплекса глинистых пород арктических районов Сибири проводит НИИГА. К настоящему времени изучено свыше 4000 образцов пород различного возраста и разной фациальной принад-

лежности. Результаты исследований освещены в ряде работ [47, 48, 49]. Поглощенный комплекс глинистых пород рассматривается как основной источник информации о составе вод древних бассейнов. Отмечается его сравнительная устойчивость по отношению к вторичным преобразованиям и приводятся данные, свидетельствующие о хорошем совпадении выводов о солености древних бассейнов по составу поглощенного комплекса и палеоэкологическим наблюдениям.

В 1957 г. Н. М. Страховым были критически рассмотрены существующие методы реконструкции солености древних водоемов. Отметив, что все они интересны по идеи и в ряде случаев дают правдоподобные результаты, Н. М. Страхов в то же время указал, что «...серьезного, принципиального своего обоснования они пока не получили, а, напротив, базируются на упрощенном подходе к делу» [141]. Основным препятствием для использования существующих методов палеогидрохимических реконструкций исследователь считает то, что глинистые породы, являющиеся основным объектом исследований, претерпевают существенные изменения в процессе диагенеза и эпигенеза. Эти изменения, несомненно, затрагивают поровые воды и поглощенный комплекс глинистых пород. В результате, как считает Н. М. Страхов, использование состава легкорастворимых солей и поглощенного комплекса в качестве показателей солености древних водоемов оказывается возможным лишь для маломощных отложений недавнего прошлого, не затронутых диагенезом и эпигенезом. Что же касается более древних осадков, то они требуют предварительного детального изучения истории изменений солевого состава захороненной в глинах воды и истории изменений поглощенных глиной катионов.

Несмотря на то, что за последние годы накопился значительный материал, проливающий свет на процессы диагенетического и эпигенетического преобразования поровых вод и поглощенного комплекса глинистых пород, упомянутые критические замечания сохраняют свое значение и в настоящее время. Существует и еще одна трудность на пути использования палеогидрохимических данных, не отмеченная Н. М. Страховым. Она определяется отсутствием надежных сведений о составе и солености морей прошедших эпох. Как известно, взгляды исследователей по вопросу о постоянстве солевого состава вод Мирового океана расходятся. Одни считают, что в течение новейшего этапа истории Земли солевой состав Мирового океана и его соленость не претерпели существенных изменений. Другие считают эволюцию солевого состава морских и океанических вод неизбежной. Естественно, что от решения этого вопроса во многом зависит правильность оценки результатов палеогидрохимических построений.

**ПРИРОДНЫЕ ВОДЫ
И ИХ СВЯЗЬ С СОСТАВОМ
ПОГЛОЩЕННОГО КОМПЛЕКСА
ГЛИНИСТЫХ ОСАДКОВ**

В том случае, когда седиментационные воды глинистых осадков не изменили свойств под влиянием процессов диагенеза и эпигенеза, они, несомненно, являются наиболее надежным показателем гидрохимической обстановки периода осадкообразования. Однако, судя по результатам исследований современных и древних осадков, поровые воды редко сохраняются в первоначальном виде. Обычно они несут следы довольно существенных преобразований. С большими трудностями приходится сталкиваться и при извлечении поровых растворов из глинистых пород, особенно из сильно уплотненных, когда далеко не всегда удается получить необходимое для анализа количество раствора. В результате достаточно остро стоит вопрос об использовании всех прямых и косвенных показателей состава и солености древних бассейнов. Таких показателей весьма немного, и среди них, безусловно, наиболее информативным является поглощенный комплекс.

Способность глин и почв сорбировать и обменивать ионы была установлена еще в середине прошлого столетия. В дальнейшем она привлекала к себе внимание ряда исследователей, но полное и всестороннее истолкование получила лишь в двадцатых годах текущего века в трудах академика К. К. Гедройца [35, 36], сдавшего учение о поглотительной способности почв. К. К. Гедройцем были вскрыты основные закономерности катионного обмена, экспериментально установлены ряды поглощения, сформулированы некоторые теоретические положения о катионном обмене.

Учение о поглотительной способности почв получило дальнейшее развитие в многочисленных трудах отечественных и зарубежных почвоведов. В значительной мере этому способствовали успехи коллоидной химии и кристаллохимии. В результате были уточнены некоторые теоретические положения и установлены количественные закономерности, характеризующие катионный обмен различных почв и глин.

Долгое время поглощенный комплекс оставался областью исследований, привлекавшей к себе внимание главным образом почвоведов. Лишь в 30-х годах этого века им заинтересовались геологи в связи с поисками критериев состава и солености древних бассейнов. Почвоведы установили, что между жидкой фазой и адсорбированным комплексом контактирующих с ней твердых частиц существует равновесие, характер которого зависит не только от состава жидкой фазы, но и от минералогического состава адсорбирующих частиц. Опыты, как правило, проводились с поч-

вами и растворами низкой концентрации. Поэтому оставалось невыясненным, справедливы ли установленные зависимости для более концентрированных растворов и каково влияние минералогического состава глин на характер равновесия.

Для решения первого вопроса требовалась постановка опытов с растворами морского типа и типа засолоченных лагун, для решения второго — изучение равновесия растворов различного типа с глинами мономинерального состава.

Первые работы в этом направлении были проведены еще в 30-х годах А. Д. Архангельским и З. С. Залманзон [6], которые установили, что при обработке аллювиальной глины черноморской водой поглощенный комплекс глины обогащается натрием и калием и обедняется кальцием. В 1934 г. У. Келли и Г. Либих, выполняя исследования с глинами нефтяных месторождений и бентонитом, показали, что в случае контакта с водой океана поглощенный комплекс глин нефтяных месторождений обогащается магнием и обедняется натрием, в то время как в поглощенном комплексе бентонита наблюдается увеличение содержания и натрия и магния.

Позднее, в 1948 г., М. А. Хачванян провел ряд экспериментов с аллювиальной гжельской глиной, приводя ее в равновесие с растворами различного состава. Итогом явился вывод о том, что состав поглощенного комплекса глины находится в прямой зависимости от состава равновесной с ним жидкой фазы.

В течение ряда лет (1950—1957 гг.) изучением глинистых пород (в том числе и поглощенного комплекса) занимался коллектив сотрудников ВСЕГЕИ под руководством М. Ф. Викуловой. Результаты исследований нашли наиболее полное отражение в «Методическом руководстве по петрографо-минералогическому изучению глин», опубликованном в 1957 г. В нем впервые учение об обменной способности почв и глин было освещено с точки зрения использования его для решения геологических задач [11, 26]. В работе дано определение основных понятий, рассмотрены вопросы, связанные с емкостью поглощения глин, скоростью обменных реакций, заместимостью катионов и прочностью их связи с сорбентом. Специальный раздел посвящен методам исследования обменной способности глин [10]. М. Ф. Викулова, изучив вопрос о возможности использования поглощенного комплекса глин для установления среды осадконакопления, пришла к выводу, что критерий применения этого метода еще не установлены. В то же время она считает, что «при определенных условиях состав поглощенного комплекса в глинах может сохранить первичные особенности и таким образом явиться одним из показателей физико-химических условий среды, в которой глина образовалась и из которой поглотила те или иные ионы» [26].

В 1952 г. работы по изучению поглощенного комплекса глинистых пород были начаты в НИИГА. Они велись в двух направлениях. Одним из них было моделирование процессов адсорбции

в лабораторных условиях, вторым — исследование состава поглощенного комплекса глинистых пород Арктики, имеющих достаточно надежную фациальную характеристику. Предполагалось, что лабораторные исследования позволят ответить на вопрос, существует ли зависимость между поглощенным комплексом глинистых частиц и концентрацией вод, с которыми они контактируют, и каков характер этой зависимости. Изучение поглощенного комплекса глинистых пород Арктики должно было показать, сохраняется ли состав поглощенного комплекса в течение геологического времени или процессы диагенеза и эпигенеза настолько меняют его, что о фациальной принадлежности пород по поглощенному комплексу судить уже невозможно.

Экспериментальные исследования проводились Н. С. Спиро и К. С. Бонч-Осмоловской [130, 131] с образцами мономинеральных глин — бентонита (Пыжевское месторождение), гидрослюды (кембрийские глины Ленинградской области) и каолинита (Просяновское месторождение). Был изучен состав поглощенного комплекса глин в случае его равновесия с морскими водами, с растворами типа пресных поверхностных вод и водами засоленных лагун. При проведении опытов с растворами типа морской воды готовился исходный раствор, в три раза более концентрированный ($3C$), чем нормальная морская вода (C). Затем из этого раствора приготавляли растворы более слабых концентраций: $2C$; C ; $0,5C$; $0,2C$; $0,1C$; $1/35C$. Глины находились в контакте с растворами в течение семи суток, так как подготовительные работы показали, что этого времени вполне достаточно для достижения равновесия между раствором и поглощенным комплексом глин.

По достижении равновесия раствор отфильтровывался, а глинистый осадок промывался 60%-ным спиртом для удаления задержанного им раствора. После отмычки поглощенные катионы извлекались с помощью хлористо-аммонийной вытяжки, в которой определялся их состав.

В результате опытов удалось установить следующее.

1. Состав поглощенных катионов каолинитовых, гидрослюдистых и бентонитовых глин меняется в зависимости от концентрации контактирующих с ним растворов типа морской воды. На диаграмме состава поглощенного комплекса (рис. 1,4) можно видеть, что эта зависимость носит прямолинейный характер.

2. Зависимость содержания отдельных катионов в поглощенном комплексе от концентрации равновесных с ним растворов типа морской воды выражена кривыми линиями, причем с увеличением концентрации раствора содержание натрия и калия растет, а количество кальция и магния падает. Логарифмические зависимости содержания поглощенных катионов в исследованных образцах от концентрации равновесных растворов (для каждого катиона) носят прямолинейный характер.

3. Прямолинейной является также логарифмическая зависимость константы распределения каждого катиона между погло-

щенным комплексом глин и равновесным ему раствором от концентрации этого катиона в растворе.

4. Различные по минералогическому составу глины адсорбируют катионы в разных соотношениях, но направленность изменений состава поглощенного комплекса при изменении концентрации равновесного раствора и прямолинейный характер этих изменений являются общими для всех минералогических типов глин.

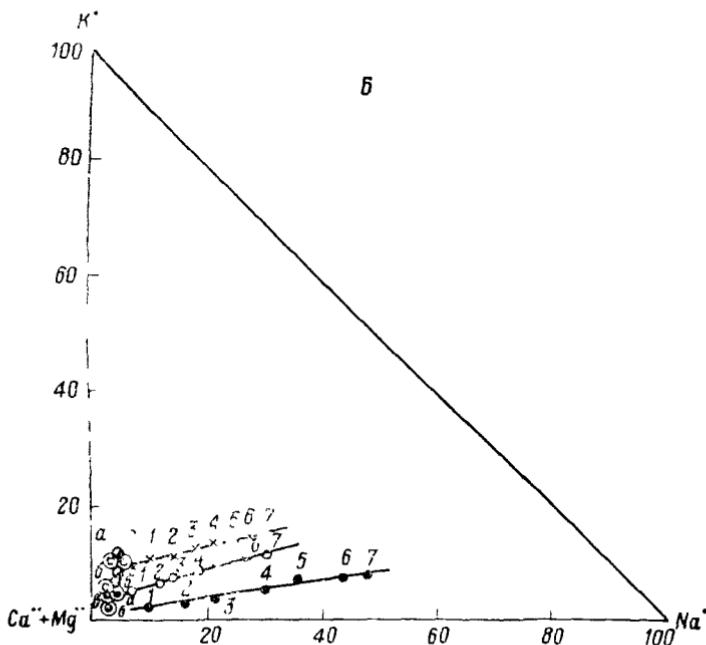
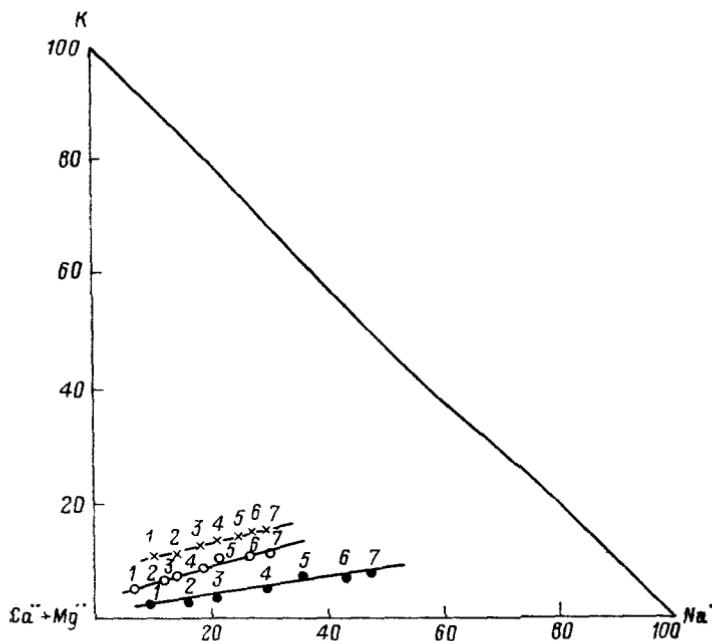
Как показывают опыты с морской водой, емкость поглощения гидрослюдистых и каолинитовых глин при увеличении концентрации растворов (от 0,2С и выше) несколько возрастает, в то же время у бентонита изменения емкости поглощения не наблюдается.

С целью изучения характера равновесия различных по минералогическому составу глинистых пород с растворами пресных вод были синтезированы воды трех наиболее распространенных поверхностных типов. Первый тип, обычный для большинства рек,— сульфатные воды, в которых преобладает сульфат магния. В качестве эталона взят средний солевой состав рек мира. Второй тип—хлоридные воды (с преобладанием хлористого кальция), характерные для рек засушливых областей. В качестве образца использован средний солевой состав р. Аму-Дарьи за невегетативный период. Третий тип—бикарбонатно-щелочные воды, примером которых может служить средний солевой состав воды озера Байкал. Все растворы были насыщены относительно бикарбоната кальция, а концентрация их отвечала верхнему пределу солености по классификации вод суши, предложенной В. И. Вернадским.

По истечении времени, необходимого для установления равновесия (семь суток), исследовался состав как поглощенного комплекса, так и равновесного раствора, который оказался весьма близок к первоначальному, что свидетельствует о сохранении заданных условий в течение всего опыта.

В результате было установлено, что состав поглощенных катионов каолинитовых, гидрослюдистых и бентонитовых глин, находящихся в контакте с растворами типа пресных вод, характеризуется чрезвычайно высоким относительным содержанием кальция и магния и низким содержанием натрия и калия. На диаграмме состава поглощенного комплекса (см. рис. 1,Б) фигуративные точки состава поглощенных катионов глин, равновесных с пресными водами сульфатного, хлоридного и бикарбонатного типов, располагаются вблизи вершины треугольника, соответствующей 100%-ному содержанию суммы кальция и магния [131].

Минералогический состав глин оказывает определенное влияние на соотношение поглощенных катионов и в случае их контакта с пресными водами. Однако возникающие в связи с этим различия в относительном содержании катионов невелики, и состав поглощенного комплекса в основном контролируется составом и концентрацией равновесных вод.



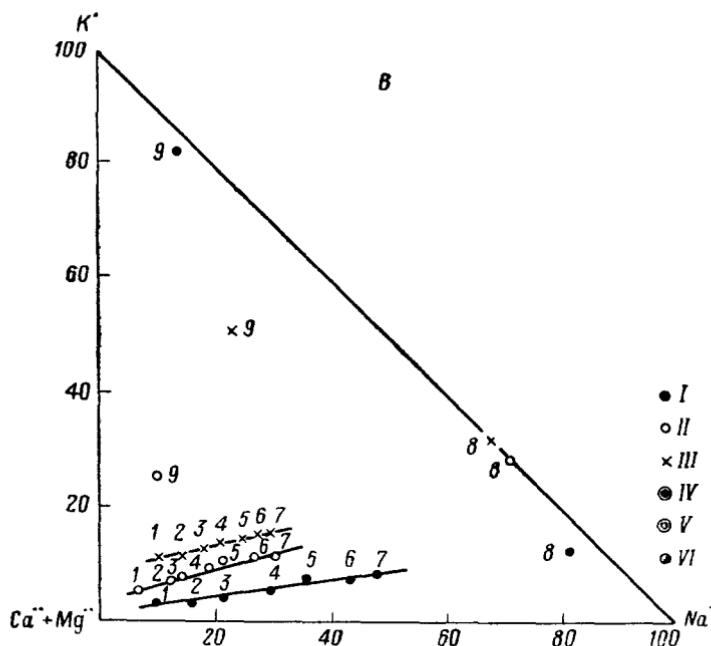


Рис. 1. Относительный состав поглощенных катионов бентонита, каолинита и гидрослюды при равновесии с растворами типа морской воды (A), пресных поверхностных вод (Б) и засоленных лагун (В), [130].

I — бентонит; II — каолинит; III — гидрослюды; равновесие с континентальными водами; IV — бентонита; V — каолинита; VI — гидрослюды. Пресный раствор типа: а — сульфатного, б — хлоридного; в — карбонатного. Равновесие с растворами морского типа, ед. С: 1 — 1/35; 2 — 0,1; 3 — 0,2; 4 — 0,5; 5 — 1,0; 6 — 2,0; 7 — 3,0; начало садки 8 — галита; 9 — эпсомита.

При моделировании процессов равновесия адсорбированного комплекса глин с водами засоленных лагун были использованы два раствора, соответствующие по составу морской воде в двух стадиях ее испарения: начала садки галита и начала садки эпсомита. В качестве исходных данных при расчетах состава растворов были использованы данные о соотношении солей в океане и водах оз. Саки.

Результаты исследований свидетельствуют о том, что в случае равновесия глин с морской водой, отвечающей началу садки галита, установленный ранее прямолинейный характер зависимости между составом поглощенного комплекса и концентрацией морской воды сохраняется лишь для бентонитовых глин. В поглощенном комплексе гидрослюдистых и каолинитовых глин наблюдается резкое увеличение содержания щелочных элементов и магния (см. рис. 1, В). Глины, приведенные в контакт с раствором морской воды начала садки эпсомита, имеют в составе по-

глощенного комплекса исключительно высокое содержание калия и магния [131].

Таким образом, экспериментальные исследования показали, что состав поглощенных катионов глинистых осадков отражает состав и концентрацию вод, с которыми они контактируют, и что, следовательно, существуют необходимые предпосылки для использования состава поглощенного комплекса при решении палеогидрохимических задач. При этом, однако, необходимо учитывать минералогический состав адсорбирующей глины, а также степень концентрации вод бассейна осадкообразования.

ГЛАВА III

ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ ДИАГЕНЕТИЧЕСКОГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПОРОВЫХ ВОД И ПОГЛОЩЕННОГО КОМПЛЕКСА ГЛИНИСТЫХ ПОРОД

Изучение современных и древних осадков показывает, что в процессе диагенеза состав поровых вод и поглощенного комплекса глинистых пород обычно претерпевает изменения. Масштаб этих изменений может быть различным. Он определяется совокупностью факторов, среди которых первостепенное значение имеют тип бассейна осадконакопления, характер обстановки в осадке (аэробный, анаэробный), строение разреза, степень дисперсности отложений, содержание органического вещества, интенсивность биохимических процессов и степень карбонатности осадка [6, 42, 56, 57, 58, 132, 140, 141, 142, 146, 147, 148, 178, 179, 180, 181, 192, 196, 201].

В аэробных условиях окисление органического вещества не оказывает существенного влияния на состав поровых вод, и они сохраняют палеогидрохимические особенности бассейна седиментации. Как правило, сохраняют первоначальный состав и поровые воды осадков, бедных органическим веществом.

В анаэробных условиях уже в стадии раннего диагенеза происходит существенное перераспределение элементов между поровыми водами и осадком. В результате микробиологической сульфатредукции сера восстанавливается и выпадает в осадок в виде сульфидов; углерод органического вещества, наоборот, переходит в раствор в виде гидрокарбонатного и карбонатного ионов, вызывая в зависимости от характера равновесия CO_2 , HCO_3' и $\text{CO}_3^{''}$ в одних случаях растворение карбонатов осадка, в других — выпадение карбонатов кальция и магния из раствора. Адсорбционное равновесие смещается, происходит обмен катионов.

Исключительное значение для процессов диагенетического преобразования поровых вод и поглощенного комплекса морских

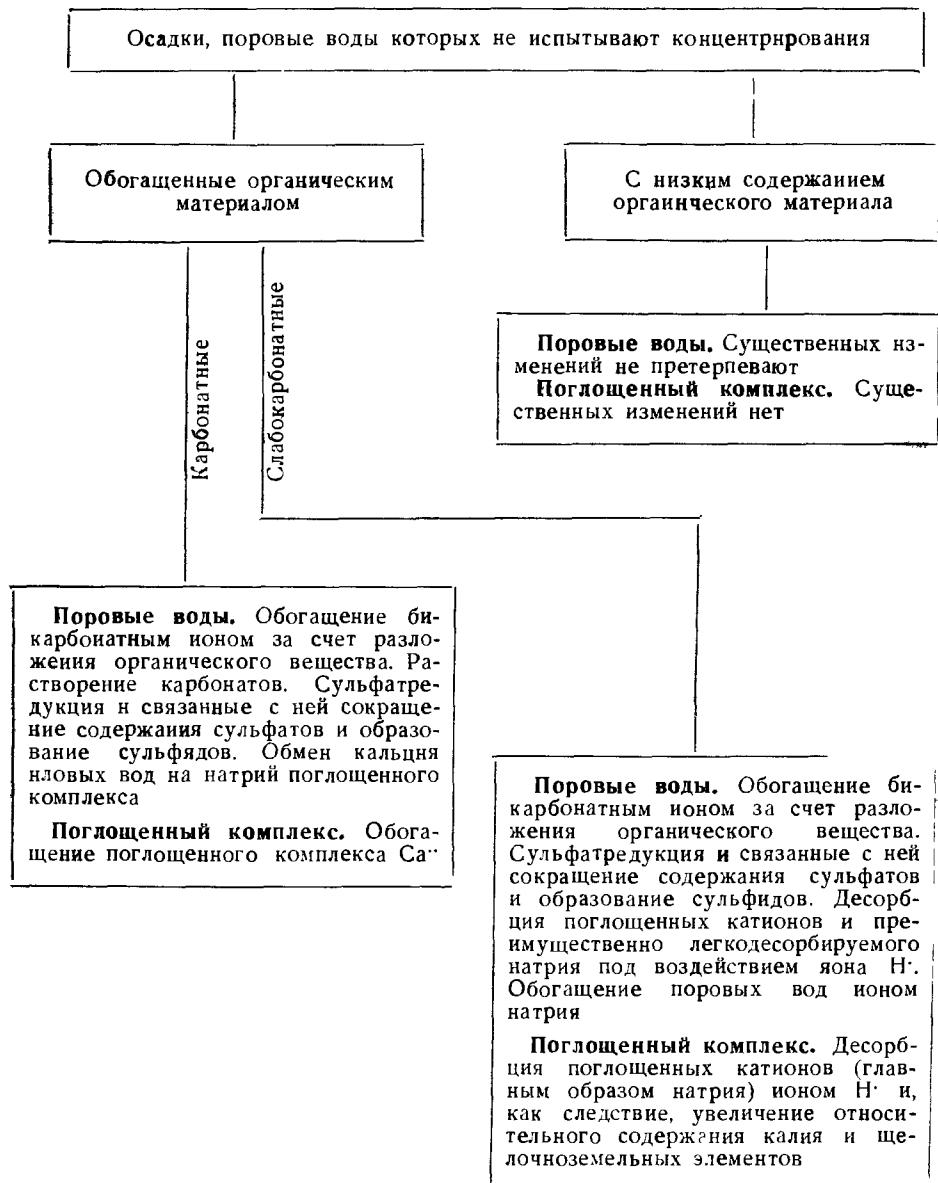
глинистых пород имеют степень их дисперсности, минералогический состав и зависящая от них емкость поглощения. Наблюдение над современными и древними осадками показывает, что существенное влияние на характер диагенетического преобразования глинистых отложений оказывает строение осадочной толщи. Одним из наиболее распространенных процессов диагенетического преобразования поровых вод является их концентрирование. Этот процесс идет весьма медленно на стадии раннего диагенеза и становится более интенсивным по мере уплотнения осадка. Концентрирование поровых вод нарушает установившееся ранее адсорбционное равновесие и вызывает реакции обмена: магний и кальций переходят в раствор, а натрий и калий занимают их место в поглощенном комплексе. В результате образуются вначале хлоридно-магниево-натриевые, затем хлоридно-кальциево-натриевые воды, а в составе поглощенного комплекса преобладающим элементом становится натрий.

Относительно причин, вызывающих этот процесс, нет единого мнения. Так, по мнению Н. В. Тагеевой и М. М. Тихомировой [147], определяющей является избирательная миграция поровых растворов через глины, которые в период позднего диагенеза становятся для них полупроницаемыми. З. В. Пушкина [107] связывает повышение солености поровых вод с движением ионов сверху вниз под влиянием процессов гидратации и самодиффузии. Н. С. Спиро и К. С. Бонч-Осмоловская [132] объясняют концентрирование поровых растворов потерей ими воды в результате гидратации привнесенного в осадок негидратированного материала. Следует признать, что ни одна из этих концепций не объясняет всей сложности наблюдаемых явлений. Учитывая то обстоятельство, что концентрирование поровых вод является процессом, продолжающимся и в постдиагенетической стадии изменения пород, мы рассмотрим его позднее, при анализе постдиагенетических процессов преобразования поровых вод и поглощенного комплекса.

Существенное значение для диагенетических преобразований поровых вод и поглощенного комплекса имеет степень обогащенности пород карбонатным материалом. Если повышенная карбонатность пород сочетается с относительно высоким содержанием органического вещества, то неизбежным оказываются переход части карбонатов в поровый раствор, сдвиг адсорбционного равновесия и последующие реакции обмена.

Помимо уже упоминавшихся факторов, оказывающих влияние на степень диагенетической преобразованности поровых вод, необходимо отметить также состав силикатной части осадков. Совершенно очевидно, что присутствие агрессивных компонентов в составе поровых вод в условиях длительного геологического времени должно способствовать частичному разложению силикатов — высвобождению и переходу в раствор одних элементов (кальция, стронция, натрия) и в твердую фазу других (магния,

Общая схема диагенетических преобразований поровых во-



и поглощенного комплекса морских глинистых отложений

Осадки, поровые воды которых испытывают концентрирование

С низким содержанием органического материала

Обогащенные органическим материалом

Поровые воды. Концентрирование поровых вод и, как следствие, увеличение содержания щелочных элементов. Обмен Na^+ иловых вод на Ca^{++} и Mg^{++} поглощенного комплекса

Поглощенный комплекс. Увеличение содержания щелочных элементов в процессе концентрирования поровых вод. Увеличение относительного содержания натрия при реакциях обмена

Поровые воды. Разложение органического вещества и обогащение бикарбонатным ионом. Сульфатредукция, сокращение содержания сульфатов и образование сульфидов. Концентрирование поровых вод и связанное с ним увеличение относительного содержания щелочных элементов. Десорбция поглощенных катионов и преимущественно легкодесорбируемого натрия под воздействием иона H^+ . Образование хлоридно-натриевых вод

Поглощенный комплекс. Увеличение содержания щелочных элементов в процессе концентрирования поровых вод. Десорбция поглощенных катионов (главным образом натрия). Увеличение относительного количества калия и щелочноземельных элементов

Слабокарбонатные

Карбонатные

Поровые воды. Обогащение бикарбонатным ионом за счет разложения органического вещества. Растворение карбонатов и обмен Ca^{++} на Na^+ поглощенного комплекса. Концентрирование поровых вод и увеличение содержания щелочных элементов. Обмен Na^+ и K^+ иловых вод на Ca^{++} и Mg^{++} поглощенного комплекса

Поглощенный комплекс. Увеличение содержания щелочноземельных элементов и главным образом кальция в период интенсивного разложения органики и обогащения порового раствора карбонатами. По мере концентрирования поровых вод увеличение содержания щелочных элементов, главным образом натрия, за счет реакций обмена

калия, лития). Однако процессы эти недостаточно изучены и их роль в преобразовании поровых вод (особенно на стадии диагенеза) во многом остается неясной.

Судя по результатам исследований осадков современных водоемов, поровые воды осадков океанов и открытых морей в процессе диагенеза не претерпевают существенных изменений и по составу близки к наддонной морской воде. Не испытывает значительных изменений и поглощенный комплекс осадков. Наблюдающиеся преобразования сводятся в основном к восстановлению сульфатов, повышению щелочного резерва и в некоторых бассейнах (Гренландское и Чукотское моря) к повышению концентрации поровых вод и увеличению относительного содержания щелочных элементов в составе поглощенного комплекса [58, 132, 147, 179].

Поровые воды внутриконтинентальных морей, особенно в том случае, если они обогащены органическим веществом, испытывают существенные диагенетические преобразования. Их конечным итогом является превращение морских вод в бикарбонатно-хлоридные: натриевые и хлоридно-кальциево-натриевые. Соответственно для поглощенного комплекса осадков этой группы характерно диагенетическое обогащение натрием или кальцием [57, 107, 147, 179].

Изучение древних осадочных толщ свидетельствует о том, что все основные направления диагенетического преобразования поровых вод и поглощенного комплекса, свойственные осадкам современных водоемов, устанавливаются и у отложений прошедших геологических эпох [42]. При этом весьма показательно, что, как и в случае современных осадков, эти преобразования наиболее значительны у прибрежно-морских и паралических отложений.

В табл. 1 автор попытался обобщить результаты исследований современных и древних осадков в виде общей схемы диагенетических преобразований поровых вод и поглощенного комплекса морских глинистых отложений. В качестве основных факторов, определяющих направление диагенетических превращений поровых вод и поглощенного комплекса, рассматриваются тенденция к концентрированию поровых вод (зависящая от совокупности факторов), содержание органического вещества и степень карбонатности осадков.

По роли процесса изменения концентрации поровых вод осадки разделены на две большие группы. Поровые воды осадков первой группы либо сохраняют концентрацию, своюственную бассейну осадкообразования, либо даже опресняются. Процессы диагенеза в осадках второй группы обусловливают концентрирование поровых вод, что накладывает определенный отпечаток на все последующие процессы преобразования этих вод и находящегося в контакте с ними поглощенного комплекса глинистых частиц.

Осадки каждой из групп делятся на две подгруппы в зависимости от содержания в них органического вещества. Поровые

воды осадков, бедных органическим веществом, относительно инертны в отношении диагенетических преобразований. Обогащенность органическим веществом в значительной мере обуславливает возникновение в осадке восстановительной обстановки, процесс сульфатредукции, обогащение поровых вод бикарбонатным ионом.

Для осадков, бедных органическим веществом, степень их карбонатности не имеет существенного значения при определении направления диагенетического изменения поровых вод, так как в данном случае отсутствует фактор (повышенное парциальное давление углекислого газа), обуславливающий переход карбонатов в раствор. В осадках, обогащенных органическим веществом, карбонаты под воздействием повышенного парциального давления углекислого газа (при разложении органического вещества) будут переходить в раствор, что неизбежно вызовет сдвиг адсорбционного равновесия и изменение состава поровых вод. Поэтому для осадков, обогащенных органическим веществом, приходится рассматривать два случая: когда они почти или совсем лишены карбонатов и когда они обогащены карбонатами.

Предложенная схема диагенетических преобразований поровых вод и поглощенного комплекса морских отложений дает представление лишь о направленности процесса, но не о его масштабе. Изучение современных и древних осадков показывает, что масштаб этих преобразований может быть различным. Все определяется конкретными условиями, в которых протекают процессы диагенеза осадочных толщ.

ГЛАВА IV

ПОСТДИАГЕНЕТИЧЕСКИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПОРОВЫХ ВОД И ПОГЛОЩЕННОГО КОМПЛЕКСА ГЛИНИСТЫХ ПОРОД

Изучение современных и древних осадков показывает, что основные направления изменения состава поровых вод и поглощенного комплекса глинистых пород, обусловленные их литификацией, определяются еще на стадии диагенеза, так как именно на этой стадии особенно активно протекают физико-химические процессы, связанные с уравновешиванием реакционноспособных веществ в термодинамических условиях поверхности земной коры [42]. Характерной особенностью этого этапа литификации осадка является ведущая роль биохимических, химических и минералогических преобразований и сравнительно ограниченное значение процесса уплотнения осадка.

На стадии постдиагенетических преобразований в качестве ведущих факторов выступают уже давление и температура, в то

время как химические и главным образом биохимические процессы отступают на второй план. Относительная химическая инертность постдиагенетического этапа преобразования пород, по-видимому, в основном и определяет свойственную ему тенденцию к наследованию ранее наметившихся специфических особенностей состава поровых вод и поглощенного комплекса глинистых пород.

Приспособление осадков к новым термодинамическим условиям является основной движущей силой постдиагенетических преобразований [142]. В соответствии с этим в качестве ведущего фактора преобразования пород при эпигенезе выступает процесс перераспределения вещества. Применительно к поровым водам и поглощенному комплексу он осуществляется в основном путем фильтрации, диффузии, обменных реакций и вовлечения некоторых элементов в решетку глинистых и других минералов. Определенная роль принадлежит также процессам растворения и выпадения веществ в осадок.

Все это определяет специфические черты постдиагенетического преобразования поровых вод и поглощенного комплекса глинистых пород, важнейшими из которых являются:

1) тенденция к увеличению солености поровых вод с глубиной (по мере погружения осадка);

2) тенденция к выравниванию химического состава поровых вод (за счет процесса диффузии) по всей осадочной толще, противостоящая дифференциации солености по литологическим типам пород;

3) затухание обменных реакций по мере уплотнения пород и стабилизация состава поглощенного комплекса на ранней стадии постдиагенетических преобразований (когда изменение состава поровых вод еще продолжается);

4) постепенное (с течением геологического времени и увеличением глубины погружения) обогащение поровых вод натрием и кальцием и обеднение магнием и калием.

Наиболее распространенным направлением постдиагенетического преобразования поровых вод является их концентрирование [1, 4, 5, 13, 88, 98, 100, 107]. Как известно, существует ряд гипотез, объясняющих причины увеличения солености подземных вод с глубиной. В основном они нацелены на решение проблемы формирования пластовых подземных вод и не учитывают специфических преобразований поровых вод в глинистых породах. Большинство этих гипотез критически рассмотрены в ряде специальных статей [69, 85].

В настоящем разделе мы остановимся лишь на концепции, развиваемой Н. В. Тагеевой и М. М. Тихомировой [147]. Эта концепция, по мнению автора, является наиболее приемлемой. Суть ее сводится к следующему: при позднем диагенезе уплотнение глинистых осадков приводит к образованию микропор, в результате чего глинистое вещество приобретает свойства полупроницаемой среды. Под давлением вышележащих слоев поровый раствор

фильтруется вверх по разрезу. Образование поровых рассолов происходит в результате миграции раствора через полупроницаемое глинистое вещество и концентрирования оставшейся части в порах. В дальнейшем адсорбция натрия и десорбция кальция из осадка завершают формирование химического состава вод хлоридно-кальциевого типа.

Н. В. Тагеева и М. М. Тихомирова не объясняют, почему при миграции через полупроницаемую среду концентрация поровых вод должна возрастать. По-видимому, они предполагают, что при миграции через глины растворитель (вода) будет обгонять растворенное вещество (ионы солей). Явление это, известное под названием «мембранный эффект», установлено в процессе экспериментальных работ, проводившихся на коллоидевых мембранах [207, 211]. Применительно к глинистым породам «мембранный эффект» использовался Дж. Мак-Келвейм и И. Милном [200]. Ими было установлено, что при прохождении солевого раствора через слой монтмориллонитовой глины при высоком давлении последняя ведет себя как полупроницаемая мембрана, пропускающая воду, но задерживающая ионы.

Из исследований Д. С. Коржинского [74] следует, что разница в концентрации поровых вод смежных слоев будет тем заметнее, чем больше различается их проницаемость. Это положение находит подтверждение в многочисленных наблюдениях, свидетельствующих о заметных различиях в концентрации поровых вод контактирующих друг с другом песчаных и глинистых прослоев [4, 59, 164, 184]. На такие различия указывает, в частности, и З. В. Пушкина [107], обнаружившая их при исследовании поровых вод четвертичных и плиоценовых отложений Бакинского архипелага. Она отмечает, что нарастание солености поровых вод с глубиной происходит не постепенно, а скачками, с заметными перепадами между соседними образцами.

З. В. Пушкиной были сопоставлены изменения солености S в зависимости от содержания пелитовых фракций в породах ($<0,01$ мм и $<0,001$ мм). В результате было установлено, что соленость поровых вод, как правило, выше у пород более грубого гранулометрического состава. Иллюстрируя эту зависимость (рис. 2), З. В. Пушкина пишет: «Можно наметить как бы две сглаженные линии: первую, с большей соленостью, связанную с более алевритовыми породами, и вторую, с меньшей соленостью, связанную с более глинистыми породами. Таким образом, можно отметить, что скачкообразный характер изменения солености поровых вод контролируется чаще всего гранулометрическим составом вмещающих пород» [107].

Весьма примечательно, что признаки концентрирования поровых вод наиболее резко проступают у осадочных толщ, имеющих циклическое строение, представленных частым чередованием песчаных и глинистых пород. Такие толщи особенно широко распространены среди угленосных формаций. На рис. 3 изображен сред-

ний состав поглощенного комплекса глинистых пород верхнепалеозойских угленосных бассейнов СССР. Положение фигуративных точек состава поглощенного комплекса на диаграмме показывает, что для глинистых пород большинства угленосных бассейнов характерно весьма высокое содержание щелочных элементов, возможное лишь у отложений, поровые воды которых несут следы засолонения. Так как возможность накопления угле-

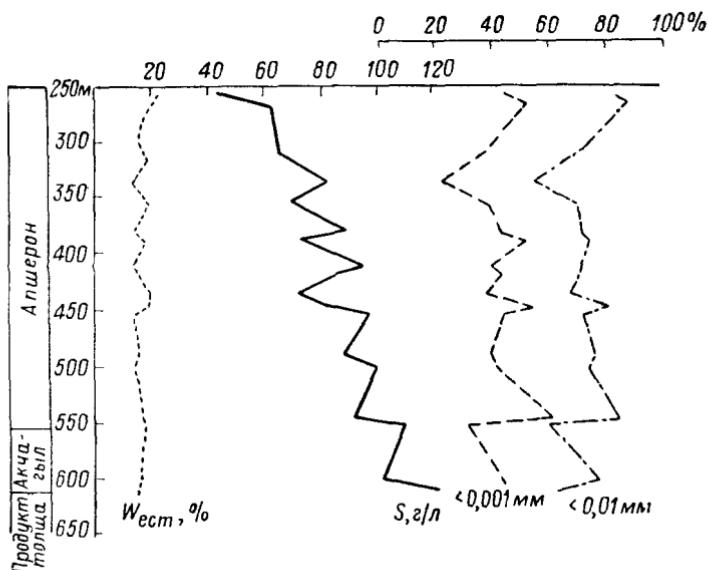


Рис. 2. Зависимость между изменением солености S поровых вод четвертичных и плиоценовых отложений Бакинского архипелага, их естественной влажностью $W_{\text{ест}}$ и содержанием пелитовых фракций [107].

носных толщ в бассейнах повышенной солености в силу палеографической специфики их образования (гумидный климат) практически исключается, повышенную соленость поровых вод в угленосных толщах приходится связывать в основном с процессом концентрирования поровых вод при диагенезе и эпигенезе. При этом условии существование определенной зависимости между гранулометрическим составом, строением осадочных толщ и характером изменения солености поровых вод представляется вполне вероятным.

Очевидно, что основным процессом, противодействующим возникновению разности концентраций на границе сред с разной проницаемостью, является процесс диффузии. Как показали экспериментальные исследования Б. Эршлера [193], величина фильтрационного эффекта зависит от концентрации раствора и скорости фильтрации. С увеличением концентрации возрастает абсо-

лютная величина разности концентраций на границе сред с разной проницаемостью и, естественно, усиливается диффузия. Ускорение фильтрации, наоборот, снижает противодействующую роль диффузии.

С процессами диффузии и осмоса связана одна из характернейших особенностей постдиагенетического преобразования поро-

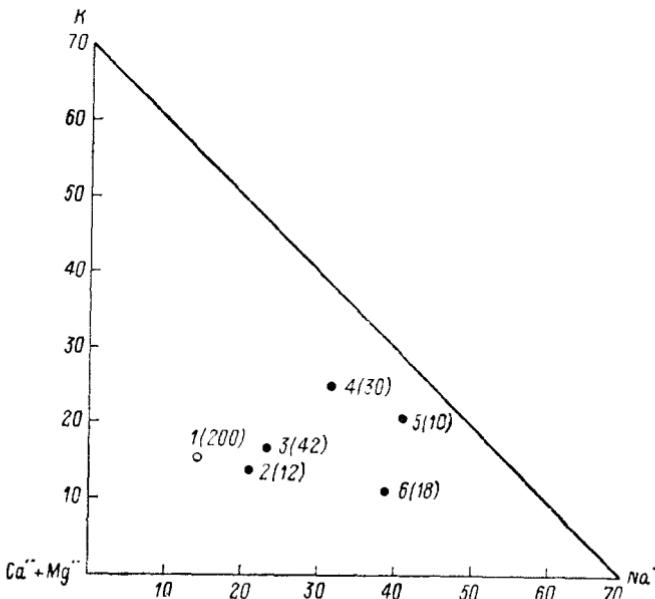


Рис. 3. Средний состав поглощенного комплекса глинистых пород позднепалеозойских угленосных бассейнов СССР.

1 — морские отложения севера Сибири; угленосные отложения: 2 — Кузнецкого бассейна; 3 — Норильского района; 4 — Восточного Таймыра; 5 — Донецкого бассейна; 6 — Печорского бассейна.

В скобках — количество исследованных образцов.

вых вод — тенденция к выравниванию состава и концентрации поровых вод по всей осадочной толще. Как известно, диффузионное перемещение солей в глинах в основном происходит под влиянием разности концентраций. Оно представляет собой движение ионов в поровом растворе из области высокого их содержания в область с более низким. В тесной связи с диффузией солей находится осмотическое перемещение воды, которое, так же как и диффузия, определяется разностью концентраций, но имеет противоположное направление — из области низких концентраций в область более высоких.

Среди работ, посвященных проблеме диффузии солей в глинистых породах [72, 114], особый интерес представляют исследования Н. Т. Затенацкой [59, 60], которые выполнены на образцах

глин Бакинского архипелага, находящихся на различных стадиях литификации. В задачу исследований входили определение коэффициента диффузии иона хлора в породах различной степени уплотнения и анализ факторов, влияющих на диффузионное перемещение солей. Опыты проводились в специальных металлических трубках с прорезями, допускающими послойный отбор пород после окончания опыта. В верхнюю часть трубы помещался слой сухой соли хлористого натрия. Для предотвращения испарения трубка снаружи парафинировалась и помещалась в гидратор. Продолжительность опытов в зависимости от степени уплотнения

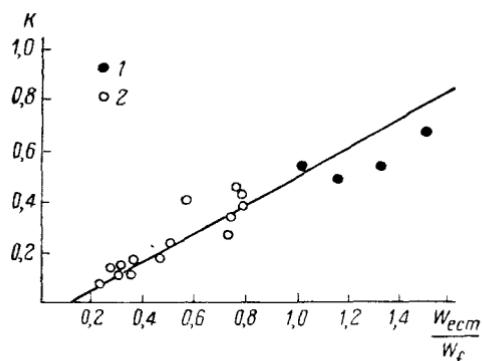


Рис. 4. Зависимость коэффициента диффузии иона хлора в илах и глинах Бакинского архипелага от величины относительной влажности пород (отношения естественной влажности $W_{ест}$ к верхнему предела пластичности W_f) [60].

1 — глина, 2 — ил

пород колебалась от 5 до 160 суток. Диффузия иона хлора была изучена на двадцати образцах пород различной плотности — от глинистых илов до глин высокой степени уплотненности.

В результате этих исследований Н. Т. Затенацкая пришла к выводу, что диффузия иона хлора в илах и глинах (слабо и сильно уплотненных) подчиняется закону гидродиффузии Фика. Скорость свободной диффузии иона хлора достаточно велика. Она зависит от физического состояния породы и прежде всего от ее относительной влажности: чем выше значение относительной влажности, тем выше коэффициент диффузии хлора (рис. 4). Так, в глинистых илах коэффициент диффузии хлора составляет 0,49—0,61, в более уплотненных глинах (по И. Г. Коробановой, II и III зоны литификации) — 0,24—0,41 и, наконец, в наиболее уплотненных образцах глин (V зона литификации) — 0,13 см²/сутки.

Оsmотическое передвижение воды, идущее в направлении, противоположном диффузии солей, замедляет и ослабляет процесс диффузии хлора. Влияние его тем значительнее, чем больше в породе содержание воды. Необходимо иметь в виду, что хотя осмос замедляет диффузию солей, в целом он, так же как и диффузия, направлен на выравнивание концентрации солей в породах. Поэтому в совокупности оба эти процессы могут и должны противостоять процессу засалонения поровых вод при их фильтра-

ции через осадочную толщу под влиянием гравитационного уплотнения.

Совершенно очевидно, что интенсивность процессов фильтрации, диффузии и осмоса должна зависеть от физических свойств пород, которые в свою очередь определяются составом и глубиной залегания осадков. В условиях же более или менее однородной толщи пород решающее значение должно полностью перейти к давлению или глубине их залегания.

На рис. 5 сопоставлено изменение физико-химических свойств четвертичных и плиоценовых глинистых пород Бакинского архипелага по сводному разрезу скв. 8а и 4 [137] с изменением концентрации содержащихся в них поровых вод [107]. Обращает на себя внимание неравномерный скачкообразный характер изменения естественной влажности и абсолютной молекулярной влагоемкости и такой же скачкообразный характер нарастания солености с глубиной. На фоне общего уменьшения величины естественной влажности наблюдаются три этапа, характеризующиеся различным соотношением свободной и связанной воды. Эти этапы отвечают трем зонам уплотнения пород, выделенным И. Г. Коробановой [137].

На первом этапе уплотнения (до глубины 8 м), когда породы отличаются рыхлостью структуры и слабым межчастичным сцеплением, происходит особенно сильная потеря влаги (с 66 до 26%). Показатель уплотненности пород меняется от -1,13 до +0,49. Все же содержание свободной воды еще достаточно велико, и поэтому процесс диффузии протекает весьма интенсивно. Он направлен на выравнивание концентрации раствора и, естественно, тормозит вызываемый «фильтрационным эффектом» процесс концентрирования поровых вод.

В интервале глубин 8—90 м, относящемся ко II зоне литификации, процессы дегидратации и уплотнения имеют замедленный характер. Естественная влажность здесь снижается с 32 до 21%, а пористость с 48 до 38%. Породы все еще содержат заметное количество свободной воды, и естественная влажность превышает максимальную молекулярную влагоемкость. Процессы диффузии и осмоса протекают достаточно интенсивно, ослабляя тем самым фильтрационный эффект. Нарастание солености с глубиной идет крайне медленными темпами.

На глубинах 90—600 м (III зона литификации) естественная влажность соответственно снижается с 26 до 17%, а пористость с 43 до 35%. Породы приобретают тугопластичную консистенцию. Процессы диффузии и осмоса замедляются [60], противодействие их фильтрации и связанному с ней концентрированию поровых вод ослабляется. По-видимому, последнее обстоятельство имеет весьма существенное значение, так как, несмотря на снижение скорости фильтрации, процесс концентрирования поровых вод в пределах III зоны литификации (и особенно в диапазоне глубин 300—600 м) идет очень интенсивно.

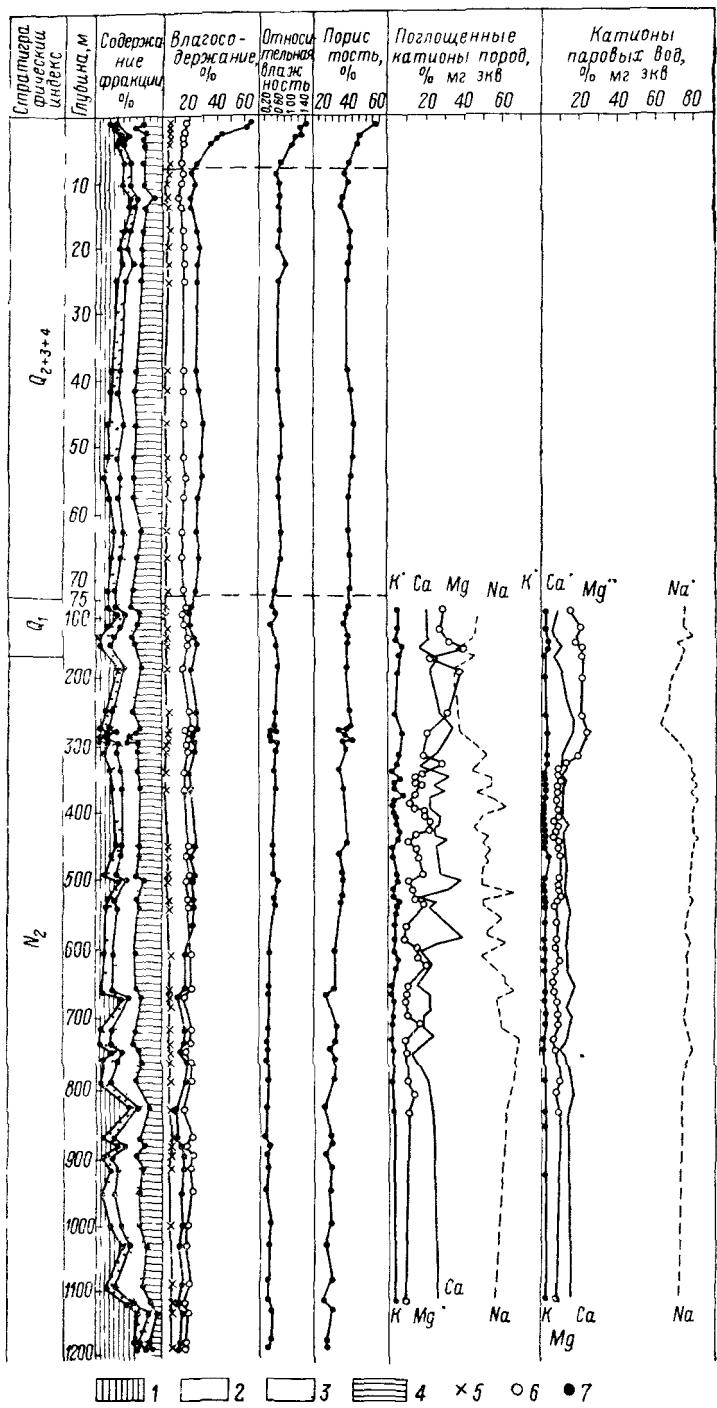


Рис 5 Изменение состава почвовых вод поглощенного комплекса и физико-механических свойств четвертичных в плиоценовых глинистых отложений Бакинского архипелага в зависимости от глубины залегания [107]

Фракции, мм 1—
более 0,01 2—от
0,01 до 0,005, 3—
от 0,005 до 0,001,
4—менее 0,001,
влагосодержание
5—гигроскопиче-
ская влажность,
6—максимальная
молекулярная вла-
гомкость, 7—
естественная
влажность

На глубине 600 м рост солености поровых вод прекращается. Это совпадает с полной потерей породами свободной воды и прекращением фильтрации воды через осадочную толщу.

Таким образом, результаты исследований четвертичных и плиоценовых отложений Бакинского архипелага свидетельствуют о несомненной зависимости процесса концентрирования поровых вод от физических свойств пород. Изменение этих свойств (и прежде всего соотношения форм влаги) оказывает решающее влияние на интенсивность процессов фильтрации, диффузии и осмоса. От взаимодействия этих процессов, по-видимому, и зависит в основном интенсивность концентрирования поровых вод в зоне эпигенеза.

Потеря свободной воды осадками приводит к прекращению процесса фильтрации поровых вод через осадочную толщу. Ставится маловероятной и возможность осмотического перемещения воды. Однако процессы диффузионного перемещения солей, хотя и резко замедляются, все же полностью не прекращаются. Об этом свидетельствуют опыты Н. Т. Затенацкой по диффузии иона хлора в сильно уплотненных плиоценовых глинах Бакинского архипелага, относящихся к V зоне литификации (глубина 616—878 м). В породах V зоны литификации свободная вода уже полностью отсутствует, что, по существу, исключает возможность проявления процессов фильтрации и осмоса. В то же время, судя по опытам Н. Т. Затенацкой, скорость диффузии иона хлора в отложениях V зоны, хотя и заметно ослабевает, но еще составляет $0,13 \text{ см}^2/\text{сутки}$. На больших глубинах скорость диффузии будет, конечно, еще меньше. И все же, если учесть такой важнейший фактор, как геологическое время, то становится очевидной возможность значительного выравнивания солевого состава поровых вод по всей осадочной толще. Известны примеры такого диффузионного выравнивания состава поровых вод [5, 9, 184].

В несомненной зависимости от процесса уплотнения глинистых пород и изменения их физических свойств находится интенсивность обменных реакций между поровыми водами и поглощенным комплексом твердой фазы. На ранних стадиях уплотнения осадка, когда в породах еще сравнительно много свободной воды и поверхность контакта поровых вод и глинистых частиц достаточно велика, обменные реакции играют весьма существенную роль в формировании солевого состава поровых вод. В дальнейшем, по мере уплотнения порового пространства, свободная вода отжимается в наиболее крупные поры, площадь соприкосновения поровых вод и глинистых частиц заметно сокращается. Значительная часть поглощенного комплекса выходит из сферы взаимодействия с поровыми водами. Возможность обмена катионами между поглощенным комплексом глинистых частиц и поровыми водами, по существу, ограничивается рамками того порового пространства, куда отжаты остатки свободной воды. В этих условиях

влияние обменных реакций на формирование состава поровых вод становится малозаметным.

О таком характере взаимодействия свидетельствуют многочисленные случаи несоответствия состава поровых вод и поглощенного комплекса глинистых пород, прошедших стадию постдиагенетических преобразований [47, 108]. Подтверждается он и результатами исследований четвертичных и плиоценовых отложений Бакинского архипелага [98, 107]. Как указывает З. В. Пушкина, процессы обмена между поровыми водами и поглощенным комплексом в этих отложениях идут весьма интенсивно до глубины 327 м. В этом диапазоне по мере нарастания солености поровых вод (от 30 до 71 г/л) в их составе заметно увеличивается содержание хлористого натрия, что вызывает обменные реакции, в результате которых часть натрия уходит в поглощенный комплекс, а в раствор поступают в эквивалентных количествах кальций и магний. Реакции обмена сдерживают процесс увеличения содержания натрия в поровых водах, и поэтому на глубинах, характеризующихся интенсивным обменом (3—327 м), рост натрия отстает от роста хлора.

На глубине около 300 м содержание свободной воды уже весьма невелико и величина естественной влажности приближается к значению «максимальной молекулярной влагоемкости». Обменные реакции затухают, их тормозящее влияние на процесс роста натрия ослабляется.

В настоящее время уже с достаточной определенностью можно говорить о заметных отличиях в геохимической судьбе основных катионов поровых вод в зоне гипергенеза и на глубине. У калия и натрия эти отличия отчетливо проступают еще в период осадкообразования. Как известно, их содержания в кристаллических породах весьма близки. Однако с того момента, как калий и натрий в результате выветривания поступают в гидросферу, соотношение между ними начинает постепенно меняться. Если в кристаллических породах отношение K/Na близко к единице, то в глинах оно составляет 2,8, песчаниках — 3,3, известняках — 7,7 [202]. Процесс извлечения калия из гидросферы (путем сорбции глинистыми минералами и фиксации его в силикатах) начинается еще на поверхности в зоне осадкообразования. Он продолжается и в зоне эпигенеза, где в новых термодинамических условиях создается обстановка, обусловливающая переход калия поровых вод в кристаллическую решетку минералов. Различие в геохимической судьбе калия и натрия, по-видимому, объясняется специфическими особенностями иона калия. Последний, как известно, не гидратируется и в связи с этим имеет малый кажущийся объем, обладает особым сродством к некоторым глинистым минералам, определяющим высокую прочность сцепления при адсорбции, и, наконец, в условиях повышенных давлений и температур наилучшим образом обеспечивает стабильность кристаллической решетки силикатов.

В отличие от калия, процесс извлечения которого из вод гидросферы начинается еще на дневной поверхности, магний в поверхностных водах достаточно устойчив, и содержание его, особенно в водах морей и океанов, весьма значительно. Иная картина наблюдается при погружении осадков на глубину. Здесь извлечение магния из поровых вод в связи с образованием магнезиальных силикатов и карбонатов идет сравнительно быстрыми

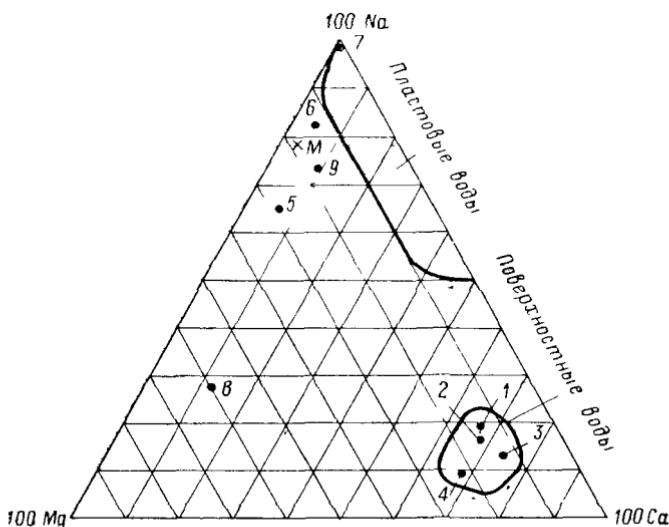


Рис. 6. Катионный состав пластовых и поверхностных вод [184].

1 — реки Северной Америки; 2 — реки Южной Америки; 3 — реки и озера Европы; 4 — Нил; 5 — Каспийское море; 6 — Большое Соленое озеро, Юта; 7 — озеро Оузен; 8 — Мертвое море; 9 — Незатронное озеро, Египет, M — морская вода

темпами. В результате отличия в содержании магния у поверхностных и глубинных вод весьма ощутимы. Прекрасной иллюстрацией этого положения является диаграмма состава пластовых и поверхностных вод, составленная В. Энгельгардтом [184]. На рис. 6, изображающем эту диаграмму, видно, что все поверхностные воды независимо от их генетического типа имеют более высокое относительное содержание магния, чем глубинные, испытавшие диагенез и эпигенез.

Магний более широко, чем кальций, используется при минералообразовании в зоне диагенеза и эпигенеза. Это скорее всего объясняется тем, что он в условиях повышенных давлений и температур благодаря меньшему ионному радиусу образует более стабильную кристаллическую решетку.

Извлечение калия и магния из поровых растворов в процессе эпигенеза осадочных толщ способствует формированию поровых вод хлоридно-кальциевого типа.

Основными анионами, противостоящими натрию и калию в зоне эпигенеза, являются хлор и бикарбонатный ион. Удаление сульфатного иона из поровых вод в основном происходит еще на стадии раннего диагенеза в результате бактериальной сульфатредукции. Таким образом, сульфатный ион, играющий существенную роль в поверхностных водах, мало характерен для зоны эпигенеза.

Нами рассмотрены лишь основные тенденции преобразования поровых вод в зоне эпигенеза. Многие стороны этого сложного процесса еще остаются неясными. Ряд высказанных положений должен быть отнесен к числу спорных. Нет достаточных данных и для того, чтобы судить о масштабе постдиагенетических преобразований поровых вод древних осадочных толщ. Изменение их солевого состава в диагенетическую и постдиагенетическую стадию, по-видимому, далеко не всегда столь значительно, как у четвертичных и плиоценовых отложений Бакинского архипелага. Об этом, в частности, свидетельствуют результаты изучения состава поровых вод до глубины 170 м при бурении скважины со дна Тихого океана [189]. Так же как и верхние слои океанических осадков, более глубокие горизонты здесь обнаруживают весьма слабо измененный состав поровых вод. На возможность сохранения зависимости их состава от первоначальных условий накопления осадка указывают примеры успешного использования состава легкорастворимых солей (в частности, содержания хлора) литифицированных осадков для палеогидрохимических построений [50, 70, 186].

ГЛАВА V

УСЛОВИЯ СОХРАНЕНИЯ СВЯЗИ СОСТАВА ПОГЛОЩЕННОГО КОМПЛЕКСА ГЛИНИСТЫХ ЧАСТИЦ С СОСТАВОМ И КОНЦЕНТРАЦИЕЙ ВОД БАССЕЙНА ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ

Попытки доказать существование зависимости между составами поглощенного комплекса глинистых частиц и вод бассейна осадкообразования предпринимались рядом исследователей. Объектом изучения были глинистые отложения различного возраста — от донных осадков современных бассейнов до отложений девона. Большинство исследователей пришло к выводу о существовании связи между составом поглощенного комплекса и палеогидрохимическими условиями формирования отложений.

Такой вывод был сделан А. Д. Архангельским и З. С. Залманзон [63] в результате изучения поглощенного комплекса илов Черного моря и миоценовых глин Черноморского побережья, Т. И. Казминой — майкопских глин Западного Закавказья, Г. Л. Стадниковым [138] — верхнепалеозойских глинистых отложений Воркуты, Н. С. Спиро, И. С. Грамбергом, Ц. Л. Вовк [135] — верхнепалеозойских и мезозойских отложений Сибири, М. Ф. Викуловой [26], Т. С. Берлин и В. В. Звягинным [11] — глин различного возраста и разной фациальной принадлежности, К. Ф. Родионовой и Е. М. Мочаловой [115] — девонских глин Татарии и Башкирии и т. д.

Одновременно всеми исследователями отмечалось наличие признаков влияния на состав поглощенного комплекса процессов диагенеза и эпигенеза.

Предпосылки, определяющие возможность сохранения первичных признаков поглощенного комплекса в литифицированных осадках

Как показывает изучение донных осадков современных водоемов, степень изменения первоначального состава поровых вод и поглощенного комплекса при диагенетических и постдиагенетических преобразованиях может быть весьма различной. Исключительно большая роль при этом принадлежит органическому веществу, которое является источником ряда реакционноактивных соединений (таких, как CO_2 , NH_3 , H_2S), определяет интенсивность бактериальных процессов и оказывает решающее влияние на возникновение в осадке соответствующих окислительно-восстановительных и кислотно-щелочных условий. Естественно поэтому, что от содержания органического вещества в осадке во многом зависит интенсивность диагенетических преобразований поровых вод и поглощенного комплекса. Следовательно, чем меньше насыщен осадок органическим веществом, тем больше оснований ожидать в нем сохранения первичных черт, характерных для периода осадконакопления. Этот вывод, основанный на изучении осадков современных водоемов, полностью подтверждается и результатами исследований отложений прошедших геологических периодов. Действительно, наибольшее изменение состава поровых вод и поглощенного комплекса фиксируется у отложений, обогащенных органическим веществом, в частности у отложений угленосных толщ.

Таким образом, одним из условий, несомненно способствующих сохранению состава поровых вод и поглощенного комплекса отложений при диагенетических преобразованиях, является относительная бедность их органическим веществом.

Важным фактором, благоприятствующим сохранению первичных черт поровых вод и поглощенного комплекса, является пониженное содержание биогенно-осажденных или принесенных во

взвешенном состоянии труднорастворимых веществ, таких как CaCO_3 и MgCO_3 , которые при диагенезе нередко переходят в раствор, меняют его состав и вызывают реакции обмена.

Существенное значение для сохранения первичных черт поровых вод и поглощенного комплекса глинистых пород имеет выдержанность гранулометрического и вещественного состава осадков, так как в случае его неоднородности неизбежными становятся процессы миграции и перераспределения всех подвижных соединений.

В одном из предшествующих разделов работы было показано, что интенсивность диагенетических и особенно постдиагенетических преобразований поровых вод и поглощенного комплекса во многом зависит от соотношения процессов фильтрации, диффузии и осмоса. К сожалению, ни сами процессы, ни определяющие их факторы не изучены должным образом, и поэтому пока трудно выявить условия, при которых их влияние на состав поровых вод и поглощенного комплекса будет минимальным. Более определено можно говорить о том, что интенсивность процессов диагенетического и постдиагенетического преобразования поровых вод в значительной мере зависит от состава поглощенного комплекса и емкости поглощения пород.

На стадии раннего диагенеза, когда осадки насыщены влагой и содержание катионов в иловых водах намного превосходит количество катионов поглощенного комплекса илов, реакции обмена не могут оказать существенного влияния на состав поровых вод. Позднее уплотнение осадка обусловливает резкое сокращение количества поровой воды, что в свою очередь приводит к изменению количественного соотношения катионов в поровой воде и поглощенном комплексе. Так как поглощенный комплекс обычно находится в состоянии равновесия с поровыми водами, то всякое изменение их состава неизбежно вызывает нарушение этого равновесия и последующие реакции обмена, которые будут замедлять (тормозить) любой процесс преобразования поровых вод, причем тем сильнее, чем выше дисперсность осадка и емкость поглощения глинистых частиц. Таким образом, на стадии диагенеза поглощенный комплекс осадков становится важным фактором постседиментационных преобразований, от которого в значительной мере зависит степень переработки состава поровых вод.

В том, что поглощенный комплекс оказывает сдерживающее влияние на процессы диагенетического и постдиагенетического преобразования поровых вод, легко убедиться на примере отложений, поровые воды которых в процессе диагенеза испытывают концентрирование. Как показали исследования З. В. Пушкиной [107], постседиментационное увеличение солености поровых вод идет непрерывно до глубины 620 м. Несмотря на почти параллельный характер нарастания с глубиной содержания ионов натрия и хлора, рост количества натрия отстает от роста хлора. Наиболее заметно это отставание в интервале глубин 51—331 м.

Причиной более замедленного нарастания содержания натрия З. В. Пушкина считает участие иона натрия в реакциях обмена, которые, как показывают исследования И. Л. Нестеровой [98], особенно интенсивно протекают именно в этом диапазоне.

Если из исследований З. В. Пушкиной следует вывод, что реакции обмена оказывают сдерживающее влияние на процессы преобразования поровых вод, то результаты изучения литифицированных пермских отложений Нордвикского района показывают, что это влияние тем сильнее, чем больше емкость поглощения глинистых пород. Судя по составу легкорастворимых солей и поглощенного комплекса глинистых пород, поровые воды указанных отложений при диагенезе также испытывали концентрирование, причем масштабы его, как следует из табл. 2, явно зависели

Таблица 2

Емкость поглощения и относительное содержание катионов в поглощенном комплексе глинистых пород тустанской свиты (P_1) Нордвикского района

Номер скважины	Номер образца	Емкость поглощения, мг-экв	Относительное содерж. ние катионов в поглощенном комплексе		
			K	Na	Ca+Mg
P-250	4665	6,82	37,9	30,0	32,1
P-250	4677	6,39	39,7	27,7	32,0
P-103	4320	8,26	28,5	28,9	42,6
P-250	4651	9,08	28,4	26,3	45,3
P-103	4332	9,55	41,0	7,3	51,7
P-42	97—98	11,92	19,1	38,3	42,6
P-41	45—46	13,13	21,6	43,0	35,4
P-42	133	13,27	14,3	29,8	55,9
P-42	140	13,73	19,0	34,5	46,5
P-42	158	15,85	17,1	38,2	49,7
P-42	116	17,40	15,0	22,0	63,0
P-42	168	17,88	15,4	29,0	55,6
P-13	34—40	18,04	12,0	13,5	74,5
P-250	4624	18,09	17,7	33,0	49,3
P-250	4418	19,44	1,6	53,7	44,7
P-42	123	20,19	15,0	22,6	62,4
P-42	76—77	21,97	16,8	33,0	50,2
P-42	105	22,01	13,2	38,0	48,8
P-41	5201	24,57	8,8	11,9	79,3
P-41	5229	25,90	8,2	8,1	83,7

от величины емкости поглощения отложений. В последнем легко убедиться, сравнив эту величину с относительным содержанием щелочных и щелочноземельных элементов в составе поглощенного комплекса.

Все перечисленные факторы имеют равное значение для сохранения как поровых вод, так и поглощенного комплекса. Между тем изучение современных и древних отложений показывает, что в ряде случаев, когда состав поровых вод обнаруживает достаточно глубокие изменения, поглощенный комплекс продолжает сохранять первичные черты. Судя по результатам исследований осадков современных водоемов, полученным Н. С. Спиро и К. С. Бонч-Осмоловской [132], эти различия в степени изменения поровых вод и поглощенного комплекса иногда возникают еще на стадии раннего диагенеза. В дальнейшем же они, по-видимому, усугубляются.

Таким образом, есть основания считать, что еще в период диагенетических преобразований в осадке возникают специфические условия, определяющие относительную устойчивость поглощенных катионов. К сожалению, при определении этих условий мы не можем пока выйти за область предположений.

Весьма возможно, что решающая роль в известном ограничении воздействия диагенетических процессов на состав поглощенного комплекса принадлежит уплотнению осадка, с которым связано резкое сокращение площади соприкосновения глинистых частиц и иловых вод. В этом случае существенно как сокращение количества свободной воды, так и переход к более плотной упаковке, уменьшающей свободную поверхность глинистых частиц.

Наблюдение над современными донными морскими осадками показывает, что в процессе уплотнения осадка количество содержащейся в нем свободной воды уменьшается очень резко. Так, по данным И. В. Тагеевой и М. М. Тихомировой [147], содержание свободной воды в морских осадках Каспия при переходе от ранней стадии диагенеза к поздней меняется от 70 до 25 %. В илах Гренландского моря, по данным тех же исследователей, естественная влажность с глубиной снижается с 82 до 43 %. Одновременно с уменьшением содержания воды в осадке происходит и ее пространственное перераспределение, в результате которого свободная вода концентрируется в более крупных поровых пространствах. Сфера взаимодействия поровых вод и поглощенного комплекса глинистых частиц оказывается ограниченной участками с более высокой пористостью и, следовательно, часть поглощенного комплекса уже не участвует в обменных реакциях.

Уплотнение осадка предопределяет увеличение относительного содержания связанной воды, которая играет роль своеобразной защиты, затрудняющей обмен катионами между поглощенным комплексом и поровым раствором. Как известно, в кристаллохимической концепции ионного обмена среди факторов, определяющих поглощение глинистыми катионами, заметная роль отводится поверхностным силам, которые тем сильнее, чем больше удельная поверхность частиц. Согласно этой концепции значение изоморфизма для обменной способности минералов каолинитовой группы, обладающих строгим химическим составом, крайне мало.

В результате определяющую роль в поглощении катионов каолинитом должны играть поверхностные силы. В справедливости этого положения легко убедиться, проследив зависимость емкости поглощения каолинита от степени его дисперсности. Существенна роль поверхностных сил и среди факторов, определяющих адсорбционную способность гидрослюд. Естественно предположить, что по мере уплотнения осадка и уменьшения степени его дисперсности роль поверхностных сил в реакциях обмена катионов будет существенно сокращаться.

В пользу «защитной» роли связанной воды говорят исследования Н. В. Тагеевой и М. М. Тихомировой, согласно которым на стадии позднего диагенеза относительное содержание связанной воды в осадках увеличивается, причем, как считают указанные исследователи, большая часть связанной воды удерживается на поверхности поглощенных катионов.

Таким образом, наряду с предпосылками, обусловливающими ограниченный характер изменений как поровых вод, так и поглощенного комплекса глинистых пород (низкое содержание органического вещества, однородность литологического состава и др.), можно назвать ряд факторов, определяющих большую (по сравнению с поровыми водами) устойчивость поглощенного комплекса при диагенезе и эпигенезе. К их числу относятся выход части поглощенного комплекса из сферы взаимодействия с поровыми водами при уплотнении осадка, увеличение относительного объема связанной воды и усиление ее защитной роли по отношению к поглощенному комплексу.

Исследования, свидетельствующие о возможности сохранения зависимости состава поглощенного комплекса глинистых пород от состава и концентрации вод бассейна осадкообразования

Естественно, что при суждении о характере солености древних бассейнов приходится исходить из представлений, которые возникли в результате изучения современных морских бассейнов. Тем самым заранее постулируется положение о неизменности состава Мирового океана на протяжении всего новейшего этапа развития Земли (около 500 млн. лет). К вопросу о том, насколько справедливо это положение, мы вернемся позднее. Пока же рассмотрим возможность сохранения зависимости между составом поглощенного комплекса и концентрацией вод бассейна осадкообразования, начиная с более молодых отложений, для которых с наибольшей долей вероятности можно предположить относительное постоянство солевого состава Мирового океана.

Ранее было показано, что экспериментальные исследования демонстрируют несомненную зависимость состава поглощенного комплекса глин от концентрации равновесных с ними растворов типа морской воды. На диаграмме, изображающей состав поглощенных катионов

щенного комплекса гидрослюды, бентонита и каолинита, приведенных в контакт с морской водой различной концентрации, можно видеть, что эта зависимость выражена прямыми линиями (см. рис. 1). Естественно предположить, что в случае сохранения этой зависимости у литифицированных отложений должен сохраняться и ее прямолинейный характер.

К сожалению, возможность моделирования природных процессов даже на ранних этапах литификации осадков (диагенез) весьма ограничена. Поэтому при попытках определения степени сохранности в поглощенном комплексе его первичных признаков приходится, в основном, ориентироваться на исследования современных и древних осадков, имеющих более или менее надежную палеогеографическую характеристику. Естественно, что по мере удаления в глубь веков точность определения палеогеографической обстановки осадкообразования снижается. Однако при удачном подборе объектов исследований общая направленность изменений солености обычно может быть определена с достаточной уверенностью.

На рис. 7, 8 и 9 изображен состав поглощенного комплекса глинистых пород, находящихся на разных стадиях литификации осадка и, следовательно, позволяющих судить о возможности сохранения зависимости состава поглощенного комплекса от состава и концентрации вод бассейна осадкообразования на разных этапах литогенеза.

Первый из рисунков дает представление о составе поглощенного комплекса отложений, находящихся на ранней стадии литификации осадка (сингенез, ранний и поздний диагенез). Объектом исследований [98, 132] явились донные осадки Каспийского моря, отложения дельты р. Волги (озерно-ильменные, прибрежно-морские и морские) и взвесь рек, впадающих в Каспийское море (реки Кура и Пирсагат).

Изученные образцы относятся к единому фациальному ряду осадков, позволяющему проследить характер изменения состава поглощенного комплекса при переходе от опресненных речных отложений к морским, удаленным от берега на 2 км. Как было установлено экспериментальными исследованиями [130], фигуративные точки состава поглощенного комплекса отложений такого ряда на графике должны быть представлены прямой линией, свидетельствующей о закономерном увеличении содержания щелочных элементов (натрия и калия) по мере продвижения в глубь морского бассейна и связанном с этим повышении концентрации его вод. Такой характер расположения фигуративных точек (см. рис. 7) со всей очевидностью свидетельствует о сохранении зависимости состава поглощенного комплекса от концентрации вод бассейна осадкообразования в отложениях ранней стадии литификации.

Приводим графическое изображение состава поглощенного комплекса морских и опресненных лагунных отложений, испытав-

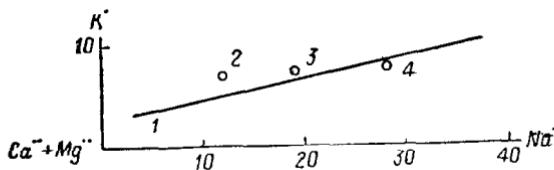


Рис. 7. Состав поглощенного комплекса глинистых осадков дельты р. Волги и Каспийского моря.

1 — взвеси в реках Пирсагат и Кура, впадающих в Каспийское море; 2 — отложения дельты р. Волги; 3 — морские отложения у дельты р. Волги; 4 — морские отложения в 2 км от берега моря.

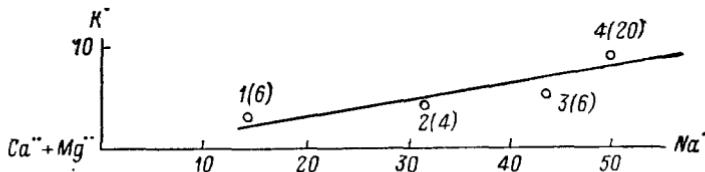


Рис. 8. Состав поглощенного комплекса морских глинистых отложений валанжина Анабаро-Хатангского междуречья.

1 — реки Хатаига и Попигай (приморско-морские опресненные отложения), 2 — Анабарская губа (морские мелководные), 3 — п-ов Пакса (морские относительно глубоководные), 4 — Нордвикский район (то же). В скобках — количество исследованных образцов.

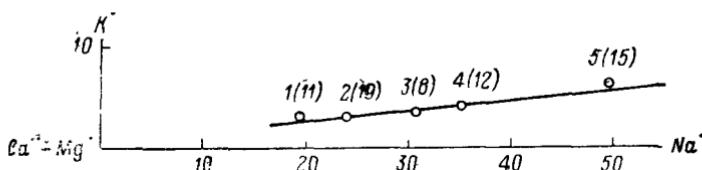


Рис. 9. Состав поглощенного комплекса меловых глинистых отложений северо-западной части Западно-Сибирской низменности.

1 — апт (лагуноопресненные отложения); 2 — баррем (лагуно-морские опресненные); 3 — гетерив (морские прибрежные); 4 — валанжин (морские мелководные); 5 — сантон (морские относительно глубоководные).

ших диагенез и ранний эпигенез (см. рис. 8, 9). Это меловые отложения двух северных районов Сибири, расположенных на значительном удалении (около 1500 км) друг от друга.

Отложения валанжина Анабаро-Хатангского междуречья детально изучены в 1955 г. А. И. Бочарниковой, а также М. К. Калинко [68], В. Н. Саксом и др. [47]. Все образцы, за исключением взятых в Нордвикском районе, отобраны из естественных выходов. Объектом исследований были в основном глины (иногда аргиллитоподобные), имеющие смешанный монтмориллонито-гидрослюдистый состав. Мощность осадков, перекрывающих отложения валанжина, до того как они были выведены на дневную поверхность, ориентировочно может быть оценена в 1500—2000 м. Исследования вещественного состава меловых отложений Анабаро-Хатангского междуречья показывают, что породы валанжина несут признаки раннего эпигенеза. Об этом свидетельствует и степень углефикации органического материала.

Разделение образцов на диаграмме на три фациальные группы (прибрежно-морскую опресненную, морскую и морскую относительно глубоководную) дано в соответствии с представлениями М. К. Калинко [68] и В. Н. Сакса и др. [47] о фациальной зональности, существовавшей на территории Анабаро-Хатангского междуречья в валанжине. Средний состав поглощенного комплекса основных фациальных групп осадков (см. рис. 8) показывает ту же направленность изменений при смене фациальной обстановки осадкообразования; которая была установлена экспериментальными исследованиями. Сохраняется и линейный характер зависимости состава поглощенного комплекса от степени концентрирования морских вод.

Отложения верхнего и нижнего мела северо-западной части Западно-Сибирской низменности изучались в 1968 г. С. Г. Галеркиной. Образцы отобраны из керна буровых скважин в диапазоне глубин от 100 до 3000 м. Нижнемеловые отложения образуют непрерывный (во времени) фациальный ряд осадков: от морских валанжина до опресненных лагунных апта. Верхнемеловые отложения представлены наиболее глубоководными морскими осадками. По схеме диагенетических и эпигенетических преобразований, предложенной для Западно-Сибирской низменности Г. Н. Перозио [103], меловые отложения северо-западной части низменности находятся на стадии раннеэпигенетических преобразований.

Исследовались главным образом глинистые породы — глины и аргиллиты. Состав их, судя по данным С. Г. Галеркиной, преимущественно гидрослюдистый, реже монтмориллонитовый. Разделение образцов на фациальные группы произведено в соответствии с представлениями исследователя об условиях образования отложений рассматриваемых стратиграфических подразделений. Фигуративные точки (см. рис. 9) среднего состава поглощенного комплекса основных фациальных групп осадков мела северо-западной части Западно-Сибирской низменности располагаются

в достаточно строгий линейный ряд, в котором повышению концентрации вод отвечает смещение точек в область более высокого содержания щелочных элементов. Таким образом, установленный экспериментальными исследованиями характер зависимости между составом поглощенного комплекса и концентрацией равновесных вод сохраняется и в данном случае.

К такому же выводу приводит и ознакомление с материалами, опубликованными М. Ф. Викуловой [26] и Т. С. Берлин [10]. В них излагаются результаты исследований поглощенного комплекса глин и аргиллитов различной фациальной принадлежности. Стратиграфический диапазон отложений, изученных М. Ф. Викуловой и Т. С. Берлин, достаточно широк — от кембрийских до четвертичных, однако основную массу образцов (19 из 23) составляют породы мелового и палеогенового возраста. Палеозойские отложения представлены всего четырьмя образцами, причем три из них имеют континентальное происхождение и, следовательно, не отражают солевого состава морей палеозоя. Таким образом, рассматриваемый комплекс образцов в основном позволяет судить о возможности сохранения зависимости между составом поглощенного комплекса и гидрохимической обстановкой осадкообразования в отложениях стратиграфического интервала от раннего мела до палеогена.

Результаты исследований М. Ф. Викуловой и Т. С. Берлин представляют исключительный интерес по ряду причин. Во-первых, изученные ими образцы представляют не какой-то один район, а практически большую часть территории Советского Союза, и, следовательно, выявленные закономерности можно рассматривать как достаточно общие. Во-вторых, среди исследованных образцов есть представители всех основных минералогических типов глин, что позволяет дать оценку влияния минералогического состава глин на состав поглощенного комплекса литифицированных осадков. В-третьих, присутствие среди изученных образцов отложений палеогена позволяет восполнить пробел в рассмотренном ранее стратиграфическом выборе осадков. Наконец, немаловажным является то обстоятельство, что определение минералогического состава глин и разделение их на фациальные группы произведено таким знатоком глин, как М. Ф. Викулова, и, следовательно, степень надежности этих данных достаточно высока.

На рис. 10 изображен осредненный состав поглощенного комплекса образцов, изученных М. Ф. Викуловой и Т. С. Берлин. При осреднении строго соблюдена разбивка образцов на фациальные группы, сделанная М. Ф. Викуловой. Лишь из группы континентальных глин исключен образец 741 — монтмориллонитовая глина, представляющая специфические засоленные четвертичные отложения Голодной степи.

Графическое изображение состава поглощенного комплекса показывает, что линейный характер зависимости между ним и

гидрохимической обстановкой осадкообразования сохраняется и в данном случае.

Обращает на себя внимание незначительное отклонение фигураивных точек состава поглощенного комплекса от прямой, несмотря на то что исследованные образцы представлены различными по составу минералогическими типами глин. Как известно, экспериментальные исследования обнаруживают довольно сущес-

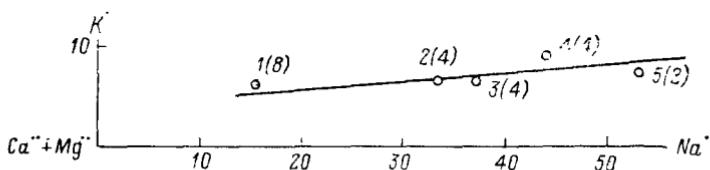


Рис. 10. Состав поглощенного комплекса глин и аргиллитов различной фациальной принадлежности и различного возраста (преимущественно меловых и третичных).

Отложения: 1 — континентальные; 2 — лагунные; 3 — прибрежно-морские; 4 — морские мелководные; 5 — морские относительно глубоководные.

ственные различия в соотношении поглощенных катионов у глин различного минералогического состава. Такое положение фигураивных точек состава на диаграмме, по-видимому, следует объяснять, с одной стороны, резким преобладанием среди исследованных образцов бейделлитовых и монтмориллонитовых глин а с другой — нивелирующим влиянием осреднения.

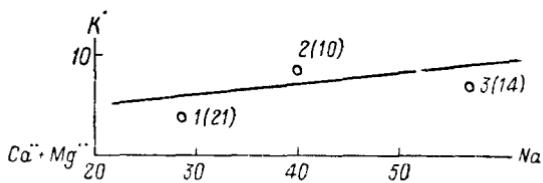


Рис. 11. Состав поглощенного комплекса морских и лагунных глинистых отложений юрского возраста (север Средней Сибири).

1 — Жиганский район (J₃, лагунные отложения); 2 — Нордвикский район (J₁, морские прибрежные); 3 — Нордвикский район (J₁, морские относительно глубоководные).

Совершенно очевидно, что несколько образцов более древних, чем меловые отложения, пород, которые использованы при осреднении, не могут дать представления о возможности сохранения зависимости между составом поглощенного комплекса и гидрохимическими условиями образования осадков у отложений домелового возраста. Между тем фактору времени в процессах преобразования осадочных пород, несомненно, принадлежит не последняя роль.

На рис. 11 и 12 изображен средний состав поглощенного комплекса глинистых отложений юры и триаса ряда районов севера Средней Сибири. В отличие от меловых отложений, имеющих полифациальный состав, юрские и меловые отложения на севере

Сибири представлены преимущественно морскими осадками, и в рамках одного района трудно подобрать образцы, заметно отличающиеся по фациальному облику. Поэтому при подборе разнофациальных групп пришлось обратиться к образцам из разных районов.

Все же большая часть образцов юрских и триасовых отложений относится к одному району — Нордвикскому, где они отбирались из керна скважин. Керновым материалом представлены и образцы лагунных юрских отложений Жиганского района. Лишь образцы триасовых отложений с Таймыра отобраны из естественных выходов.

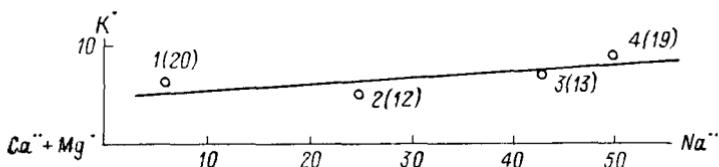


Рис. 12. Состав поглощенного комплекса разнофациальных глинистых отложений триасового возраста (север Средней Сибири).

1 — Центральный Таймыр (T_1 , континентальные отложения); 2 — Нордвикский район (T_3 , лагунные опресненные); 3 — Нордвикский район (T_1 , морские прибрежные); 4 — Восточный Таймыр (T_1 , морские относительно глубоководные)

Юрские и триасовые отложения Нордвикского района и юрские отложения Жиганского района представлены аргиллитами и аргиллитоподобными глинами. Судя по особенностям вещественного состава и характеру преобразования органического вещества, они прошли стадию диагенетических и постдиагенетических преобразований [68, 152]. Триасовые отложения Таймыра сложены сильно уплотненными аргиллитами, несущими признаки начального метаморфизма [48]. Преобладающим минералом юрских и триасовых глинистых пород является гидрослюдя. Монтмориллонит и каолинит встречаются лишь в виде незначительной примеси.

Фациальная принадлежность выделенных групп образцов надежно устанавливается по палеонтологическим остаткам и ряду литологических признаков [48, 68, 152].

Приведенные графики (см. рис. 11, 12) позволяют убедиться в том, что поглощенный комплекс юрских и триасовых отложений севера Средней Сибири закономерно меняет свой состав при изменении фациальных условий накопления осадков. Общее направление изменений такое же, как у меловых отложений.

Судя по результатам экспериментальных исследований, линейное расположение фигуративных точек состава поглощенного комплекса свидетельствует о том, что меняется концентрация равновесных вод, состав же их остается относительно постоян-

ным. У глин различного минералогического состава эта зависимость выражена прямыми линиями, более или менее параллельными друг другу. В случае изменения состава морских вод линейный характер зависимости между составом поглощенного комплекса и концентрацией равновесных вод сохраняется, но линии, отражающие эту зависимость, располагаются в иной области и под другим углом к основанию треугольника. К такому выводу приводят результаты опытов по моделированию равновесий поглощенного комплекса пород с морской водой при различном содержании в ней калия [131]. Это следует и из анализа диаграммы, иллюстрирующей состав поглощенного комплекса морских,

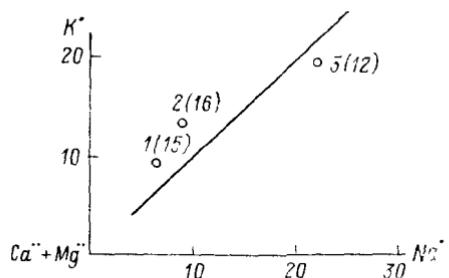


Рис. 13. Состав поглощенного комплекса разнофациальных глинистых отложений верхнего палеозоя (север Средней Сибири).

1 — соколинский горизонт (P^2 , континентальные отложения); 2 — турузовский горизонт ($C_4 + P_1$, лагуны опресненные); 3 — макаровский горизонт (C_5 , морские).

опресненных (лагунных) и континентальных отложений позднего палеозоя Таймыра (рис. 13).

Образцы верхнепалеозойских отложений Таймыра отобраны из естественных выходов. Они представлены сильно уплотненными аргиллитами, несущими признаки эпигенетических преобразований. В составе глинистых минералов исследованных образцов преобладает гидрослюдя. Разбивка образцов на фациальные группы дана в соответствии с фациальной зональностью, установленной для верхнего палеозоя Таймыра [104].

Так же как у мезозойских отложений, зависимость состава поглощенного комплекса глинистых пород верхнего палеозоя от фациальных условий осадкообразования выражена прямой линией. Сохраняется и общее направление изменений, находящее отражение в возрастании содержания щелочных элементов при увеличении концентрации вод. Однако эти изменения происходят в иной области диаграммы состава поглощенного комплекса, отличающейся от области морских мезозойских отложений более высоким содержанием щелочноземельных элементов и калия.

Если обратиться теперь к совокупности рассмотренных выше примеров, то станет очевидно, что общим для них является сохранение характера зависимости между составом поглощенного комплекса и концентрацией морских вод, установленной экспериментальными исследованиями и выражющейся в постепенном увеличении содержания щелочных элементов по мере повышения

солености. Эта зависимость, имеющая линейный характер, сохраняется у отложений различного возраста и разной степени литификации. Судя по тому, что на диаграмме все линии, отвечающие составу поглощенного комплекса мезозойских отложений, занимают близкое положение, а поглощенный комплекс позднепалеозойских пород довольно резко обособляется от них, можно сделать вывод, что позднепалеозойские и мезозойские моря заметно различались по составу (рис. 14).

Создается впечатление, что по сравнению с современными осадками поглощенный комплекс литифицированных пород не-

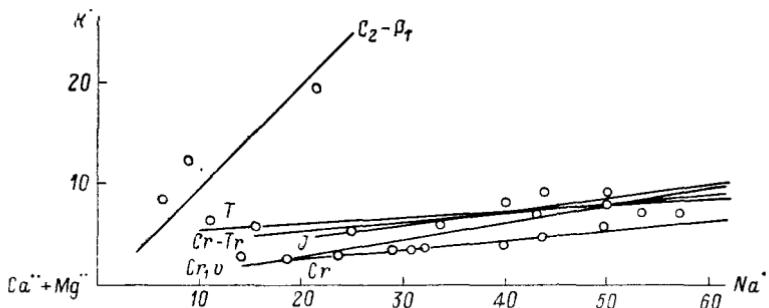


Рис. 14. Сравнительный состав поглощенного комплекса мезозойских и верхнепалеозойских отложений севера Сибири.

сколько богаче натрием, что, возможно, является следствием некоторого повышения концентрации поровых вод в процессе диагенеза. В то же время состав поглощенного комплекса разнофациальных отложений во всех случаях обнаруживает существенные различия. Следовательно, если процессы диагенеза и вызывают некоторое смещение фигуративных точек состава поглощенного комплекса в сторону более высокой солености, то во всяком случае они не затушевывают существующих фациальных отличий. Поэтому на всех рассмотренных диаграммах образцы, относящиеся к одной фациальной категории (например, относительно глубоководные морские), располагаются в единой сравнительно узкой области.

Судя по всему, минералогический состав глин в том случае, когда используются осредненные данные, не оказывает существенного влияния на положение фигуративных точек состава поглощенного комплекса на диаграмме. Это связано, по-видимому, с одной стороны, с относительной выдержанностью минералогического состава глин в пределах отдельных областей (общность источников сноса), а с другой — с выравнивающим влиянием осреднения.

Заканчивая обсуждение приведенных выше данных о составе поглощенного комплекса отложений различной степени литификации

кации, необходимо отметить, что мы используем лишь те примеры, где поглощенный комплекс наиболее сохранен. Такой несколько тенденциозный подбор материала тем не менее представляется вполне оправданным в том случае, когда доказывается принципиальная возможность сохранения первичных признаков поглощенного комплекса в древних отложениях, а не его индифферентность по отношению к процессам диагенеза и эпигенеза вообще.

Сравнительно ограниченным является общее число анализов, использованных в рассмотренных примерах. В известной мере этот недостаток компенсируется достаточной полнотой стратиграфического набора образцов и относительной широтой их географического распределения. Кроме того, как будет показано в следующем разделе работы, и в случае привлечения большого числа анализов мы, по существу, приходим к тем же выводам.

ГЛАВА VI

ПРОБЛЕМА ЭВОЛЮЦИИ СОЛЕВОГО СОСТАВА ВОД МОРЕЙ ПРОШЕДШИХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЭПОХ

Обычно при определении палеогидрохимических условий накопления осадков мы исходим из представления о том, что моря прошедших геологических эпох по солевому составу и концентрации мало чем отличались от современных. Такой подход к проблеме является в известной мере вынужденным, так как наши знания о солевом составе морей прошлого весьма скучны, а концепция постоянства солевого состава Мирового океана открывает возможность для использования метода актуализма. Выдвигается и ряд теоретических положений в пользу этой концепции [21, 24]. В то же время несомненно, что концепция постоянства солевого состава Мирового океана (в том случае, если она будет использована при интерпретации материала без достаточных оснований) может стать источником многих ошибок и разочарований. Все это побуждает автора более подробно остановиться на проблеме солевого состава морей прошедших геологических эпох.

Основные источники воды, анионов и катионов солевой массы океана

Большинство исследователей считает, что основным источником океанической воды и главных анионов ее солей, таких как Cl' , SO_4'' , CO_2 , B' , F' , служат пары и газы, выносимые на поверхность Земли в процессе вулканической и интрузивной деятельности. Основными доказательствами, убеждающими в справедливости этой

точки зрения, является удивительное сходство состава газовых эманаций, сопровождающих вулканические и интрузивные процессы, с составом атмосферы и океана, а также весьма низкие содержания воды и большинства анионов в составе литосферы, что исключает возможность их накопления за счет процессов выветривания горных пород [27, 118, 142, 204].

В отличие от анионов основные катионы океанических вод содержатся в горных породах литосферы в значительных количествах. В то же время в газовых эманациях они почти или вообще отсутствуют, поэтому все исследователи в качестве главного источника катионов морской воды рассматривают породы литосферы [27, 118, 142, 204].

В одной из своих последних работ, посвященных проблеме образования океана, А. П. Виноградов [28] приходит к выводу, что венчество горных пород земной коры, воды и некоторые газы появились одновременно как результат единого процесса выплавления и дегазации мантии Земли. Так как количество выплавленных пород (в том числе и базальтов) в два-три раза выше у континентальной коры (по сравнению с океанической), то изменение объема воды океана и его уровня, по мнению А. П. Виноградова, следует рассматривать как функцию становления и развития континентов. Существующая количественная зависимость между массой выплавленных базальтов и объемом выделенной при этом ювенильной воды позволяет говорить о том, что количество воды в океанах увеличивается параллельно с развитием континентов.

Существующие представления об эволюции солевого состава вод Мирового океана с течением геологического времени

Совершенно очевидно, что за пять миллиардов лет истории Земли ее внешние оболочки, в том числе и гидросфера, претерпели определенные изменения. Так считают практически все исследователи. Однако масштаб и направленность этих изменений оцениваются по-разному. Можно, по-видимому, говорить о трех основных направлениях в трактовке истории формирования солевой массы океана. Первое направление отстаивает постоянство солевого состава океана по крайней мере на протяжении последних $2 \cdot 10^9$ лет. Эта точка зрения впервые была высказана В. И. Вернадским [24], а в настоящее время защищается М. Г. Валяшко [21]. Второе направление отражено в трудах А. П. Виноградова, признающего неизбежность эволюции состава океана с геологическим временем, но в то же время считающего, что эти изменения носили частный характер и главным образом затрагивали катионный состав океанических вод [27, 28]. На сходных позициях стоят А. Б. Ронов [118, 119] и С. В. Бруевич [15, 16].

Третья точка зрения наиболее четко сформулирована в монографии Н. М. Страхова [143], где отстаивается идея значительных временных изменений состава и концентрации вод Мирового океана.

на как на ранней, так и на поздней стадии развития Земли*. Эта точка зрения близка к взглядам В. В. Руби [204] и Н. С. Спиро [133]. Остановимся несколько подробнее на каждом из этих направлений.

По представлениям В. И. Вернадского, химический состав океана почти не менялся с ходом геологического времени. Хотя он и не оставался постоянным в строгом смысле этого слова, но колебания происходили около некоторого среднего значения, что позволяет рассматривать средний состав океанической воды как «характерную постоянную планеты» [24]. В. И. Вернадский отмечает, что такая точка зрения, хотя и не является общепринятой, наиболее соответствует имеющимся эмпирическим данным. Аналогичных взглядов придерживается и М. Г. Валяшко [21], считающий, что солевой состав океанической воды оставался постоянным на протяжении всей истории Земли, начиная с появления в атмосфере свободного кислорода. Обосновывая свою точку зрения, М. Г. Валяшко указывает на тесную связь литосферы и природных вод. По его мнению, состав литосферы оставался неизменным на протяжении всей истории Земли и, следовательно, неизменным должен был оставаться и состав основных компонентов природных вод. Среди других предпосылок, обусловливающих неизменность солевого состава Мирового океана, М. Г. Валяшко называет постоянство миграционных форм и форм существования большинства компонентов природных вод на протяжении последних $2,5 \cdot 10^9$ лет. Прямыми свидетельством постоянства состава океана на последнем отрезке геологического времени ($500 \cdot 10^6$ лет) М. Г. Валяшко считает сохранение порядка отложения солей и их состава в галогенных образованиях различных геологических эпох.

А. П. Виноградов связывает вещества горных пород земной коры, воды и части газов с процессом выплавления и дегазации вещества мантии Земли. Этот процесс шел «по сложному закону, сопряженному с общим тектоническим ритмом Земли и, возможно, неравномерно» [27]. Вот почему можно говорить об эволюции состава атмосферы и океана в течение геологического времени.

А. П. Виноградов считает, что всегда существовало известное постоянство отношений между продуктами дегазации — океанической водой и кислыми газами, которые нейтрализовались основаниями горных пород. Следовательно, уже изначально океаническая вода содержала анионы примерно в тех же отношениях, что и в современных океанах. В то же время состав катионов океанической воды не был постоянным. В ходе геологической истории он контролировался эволюцией состава пород литосферы и изменением характера выветривания. В качестве примера А. П. Виноградов указывает на преимущественный вынос магния при разрушении пород (главным образом базальтов) в периоды преобладания основного

* В предшествующих работах [142] Н. М. Страхов придерживался другого взгляда

вулканизма и на повышенное содержание в природных растворах калия в случае разрушения кислых изверженных пород.

Н. М. Страхов считает, что в истории гидросфера Земли можно выделить четыре основных этапа эволюции природных вод. На азойском этапе природные воды были кислыми, хлоридными, с низким pH из-за обилия слабой угольной кислоты. На археозойском этапе произошло обогащение природных вод карбонатами и они стали хлоридно-карбонатными. Протерозойский этап ознаменовался снижением кислотности вод, обогащением их сульфатами за счет окисления серы вулканических экскальяций и превращением в хлоридно-карбонатно-сульфатные. На последнем этапе убыль углекислого газа в атмосфере привела к заметному понижению карбонатов в составе природных вод, в результате чего те превратились в щелочные хлоридно-сульфатные.

По мнению Н. М. Страхова, экскальяция ювенильных галогенондов при вулканических извержениях и выветривании древних морских толщ неизбежно должна была приводить к прогрессирующему засолонению океана. Однако этот процесс сдерживался за счет развития галогенеза, начавшегося в раннем кембрии и в дальнейшем то усиливавшегося, то ослабевавшего. Галогенный процесс «действовал как огромная опреснительная установка, которая во всяком случае тормозила прогрессирующее засолонение гидросферы, а порою даже понижала ее соленость» [143]. Отмечая то обстоятельство, что соотношение солевых фаз в разрезе галогенных формаций не отвечает соотношению солей в океанической воде, Н. М. Страхов не считает возможным оценить для отдельных периодов геологической истории результаты борьбы процессов аккумуляции солей в гидросфере и процессов галогенеза, опресняющих ее. В то же время, по его мнению, несомненным является то, что «в течение исторического этапа не только колебалась общая минерализация океанской воды, но изменились и количественные соотношения между отдельными солевыми компонентами».

Изложенные выше концепции эволюции солевого состава Мирового океана хорошо отражают всю сложность проблемы. Совершенно очевидно, что в основном эта сложность определяется скучностью отправных данных для всяких экскурсов в геологическое прошлое океана. Все же, несмотря на значительность расхождений во взглядах, некоторые положения можно считать общепринятыми, по другим же в последнее время наблюдается постепенное сближение точек зрения. Прежде всего это относится к определению основных источников воды и солевой массы океана, которыми признаются у воды и анионов продукты дегазации мантии, а у катионов — продукты разрушения горных пород литосферы. По-видимому, достаточно обоснованным можно считать представление о существовании определенной количественной зависимости между массой выплавляемых базальтов и объемом выделяемых при этом водяных паров и кислых газов, что, в свою очередь, позволяет говорить об увеличении количества воды параллельно с развитием кон-

тиентов. В то же время вывод об относительном постоянстве соотношения солей в Мировом океане в связи с известным постоянством отношений продуктов дегазации мантии (воды и кислых газов) может быть принят лишь с оговорками.

Прежде всего необходимо иметь в виду, что этот вывод подразумевает постоянство соотношения анионов и не может быть распространен на катионы, так как их поступление в океан определяется не процессом дегазации мантии, а процессом выветривания пород литосферы. Однако и применительно к анионам представление о постоянстве их соотношения в океанической воде нуждается в существенных уточнениях. По-видимому, относительно стабильным в течение геологического времени могло быть содержание в морской воде хлора (как и других галогенов), который устойчив по отношению к процессам окисления и образует хорошо растворимые соединения. Что же касается таких анионов, как SO_4^{2-} и CO_3^{2-} , которые по содержанию в морской воде занимают следующие за хлором места, то их геохимическая судьба представляется более сложной.

Относительная бедность атмосферы кислородом на раннем этапе развития Земли, несомненно, ограничивала содержание сульфатов в океанической воде. Лишь с увеличением содержания кислорода в атмосфере количество сульфатов в океанических водах стало возрастать и постепенно достигло современных содержаний.

Общепринятым является представление о более высоком содержании углекислого газа в атмосфере далекого геологического прошлого и о постепенной убыли его с течением времени за счет фиксации в карбонатах и при фотосинтезе.

Вполне правдоподобно предположение о достаточно высоком содержании в первичных океанических водах иона NH_4^+ , отсутствующего в водах современного океана.

Высказывается мысль о том, что состав анионов океанических вод полностью стабилизировался с появлением на Земле кислорода, т. е. около $(2,0 \div 2,5) \cdot 10^9$ лет назад [21]. По видимому, действительно, с появлением кислорода в атмосфере состав анионов океанических вод должен был стать более стабильным. Однако нельзя забывать и о том, что главная масса современной атмосферы имеет биогенное происхождение и, следовательно, содержание таких анионов океанических вод, как CO_3^{2-} и SO_4^{2-} , в значительной мере контролируется биогенными процессами, эволюция которых в течение новейшего этапа развития Земли была особенно значительной.

Очевидно, что катионный состав океанических вод во многом зависит от миграционных свойств катионов и их способности давать хорошо растворимые соединения. Однако эти факторы являются постоянно действующими, и эволюция состава катионов океанических вод с течением геологического времени зависит не столько от них, сколько от изменения состава размывающихся пород, ха-

рактера их выветривания и условий миграции. Как следует из работ А. П. Виноградова [27], А. П. Виноградова и А. Б. Ронова [29, 30], Н. М. Страхова [142, 143] и других исследователей, эти изменения в истории Земли были весьма значительными и определялись как общей эволюцией типов литогенеза, имеющей определенную временную направленность, так и периодической сменой условий осадкообразования.

Как считает большинство исследователей, первичный литогенез был вулканогенно-осадочным [27, 143], причем преобладало хемогенное осадкообразование. Снос в море терригенного материала был мал из-за ограниченных размеров суши. Тектоническое развитие Земли (в первую очередь разрастание платформ и континентов) способствовало постепенному вытеснению хемогенного осадконакопления биогенной и терригенной седиментацией, которая на новейшем этапе стала господствующей.

В ходе тектонической эволюции менялся состав выветривающихся пород. На ранних стадиях развития Земли это были главным образом продукты вулканических извержений, преимущественно основного состава, хемогенные осадки, преимущественно кремнистые. Соответственно в составе океанической воды на раннем этапе развития должны были преобладать щелочноземельные элементы. В дальнейшем, по мере разрастания материков, в размывах стали вовлекаться метаморфические и изверженные породы кислого состава, а также терригенные осадки, причем роль последних все время возрастала. Это неизбежно должно было привести к увеличению в составе океанических вод щелочных элементов и заметно повысить щелочность океана.

В соответствии с изменением содержания в атмосфере углекислого газа и кислорода менялся и характер выветривания горных пород. На раннем этапе развития Земли в условиях высокого содержания в атмосфере углекислого газа и низкого содержания кислорода особенно активно должен был идти вынос таких элементов, как железо, марганец, кальций, магний, алюминий. В соответствии с растворимостью образуемых соединений они накапливались в океане. Уменьшение содержания в атмосфере углекислого газа должно было вызвать понижение растворимости карбонатов кальция и магния, а увеличение количества кислорода — понизить миграционную способность таких элементов, как железо и алюминий. В результате вынос кальция, магния, железа и алюминия в океан стал более ограниченным; в то же время щелочные элементы продолжали накапливаться прежними темпами. Таким образом, изменение во времени характера выветривания также способствовало нарастанию относительного содержания щелочных элементов в составе океанических вод.

Расширение континентов и увеличение площадей развития терригенных осадков и почвенного покрова заметно меняли условия миграции катионов. Одни из них в силу высоких сорбционных

свойств (калий) стали задерживаться на путях миграции, другие, наоборот, интенсивно накапливались в океанических водах (натрий). Процессы сорбции катионов глинистыми частицами и органическим веществом играли весьма существенную роль не только при миграции катионов на континенте, но и в областях седimentации, где они извлекали из морских вод катионы в соответствии с их сорбционными свойствами и содержанием в воде. По-видимому, не случайно в современных морских и океанических водах катионы по содержанию в воде выстраиваются в ряд, обратный их способности сорбироваться глинистыми частицами. Из этого ряда выпадает лишь калий, который, судя по его адсорбционным свойствам, должен был присутствовать в морских водах в больших количествах. Однако общезвестно, что калий обладает особым средством по отношению к некоторым глинистым минералам, и его извлечение из растворов как на путях миграции, так и в бассейнах осадкообразования идет особенно интенсивно и часто необратимо.

Таким образом, есть основания считать, что изменения состава катионов океанических вод во времени были весьма значительными, имели направленный характер и определялись общей эволюцией состава литосферы и типов литогенеза. Поскольку анионы, несомненно, обладают большей стабильностью, все вышесказанное позволяет рассматривать эволюцию солевого состава океанических вод как эволюцию преимущественно состава их катионов.

Некоторые показатели, свидетельствующие об эволюции солевого состава вод Мирового океана

Как правило, представления об истории возникновения и эволюции солевого состава Мирового океана базируются на теоретических разработках, так как прямых и косвенных показателей состава морей прошедших эпох не так уж много. Естественно поэтому, что все исследования, в той или иной мере проливающие свет на этот вопрос, представляют большую ценность. К числу таких исследований относятся серия работ А. П. Виноградова и А. Б. Ронова с соавторами по эволюции состава карбонатных и терригенных пород Русской платформы, работы А. Л. Яншина и Г. А. Казакова, освещающие изменение состава глауконитов, и ряд работ советских и зарубежных ученых, посвященных изменению изотопного состава кислорода, углерода и серы разновозрастных карбонатов и эвапоритов.

Эти работы прямо или косвенно свидетельствуют о направленном во времени характере изменения катионов состава океанических вод. В значительно меньшей мере они содержат данные об изменении состава анионов древних океанов. И совсем ограниченным является объем информации об изменении солености Мирового океана.

Данные, свидетельствующие об эволюции состава катионов морских и океанических вод

А. П. Виноградов, А. Б. Ронов и В. М. Ратынский [31] произвели анализ изменения содержания кальция и магния в карбонатных породах в диапазоне времени от протерозоя до третичного периода. На примере карбонатных пород Русской платформы и Северной

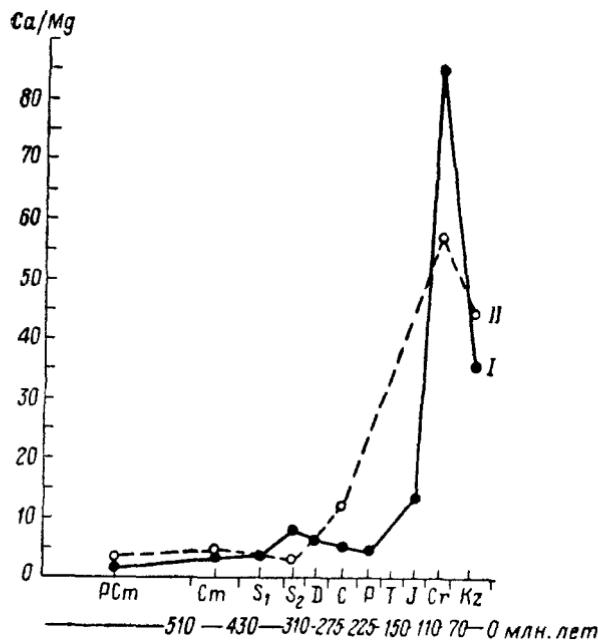


Рис. 15. Изменение во времени отношения Ca/Mg в карбонатных породах Русской платформы (I) и Северной Америки (II) [31].

Америки показано, что это изменение имеет направленный характер. На фоне колебаний второго порядка четко вырисовывается последовательное уменьшение (от протерозоя к четвертичному времени) содержания магния и увеличение содержания кальция. Сопоставление кривых, характеризующих изменение отношения этих элементов в карбонатных породах Русской платформы и Северной Америки, позволило сделать вывод, что уменьшение количества магния в составе карбонатных пород с ходом геологического времени было закономерным и общим для всей Земли (рис. 15). Обе кривые демонстрируют «...сравнительно медленный рост величины отношения Ca/Mg в течение палеозоя и резкий скачок этого коэффициента в начале мезозоя, свидетельствующий о коренном изме-

нении условий образования карбонатов в послепалеозойских морских бассейнах» [31].

А. П. Виноградов и его соавторы считают доломиты Русской платформы в основном седиментационными образованиями, что позволяет рассматривать выявленные соотношения между химическими элементами в карбонатных породах как показатель геохимических процессов, протекавших в морских бассейнах прошедших геологических эпох. Отмечая направленный характер изменений состава карбонатных пород во времени, А. П. Виноградов и его соавторы указывают на то, что причины, обусловливавшие эти изменения, полностью еще не ясны. Важнейшими из них они считают рост осадочной оболочки Земли, определявший изменение химического и петрографического состава размывавшихся пород, а также сокращение со временем площадей геосинклинальных зон, в пределах которых особенно широко развиты интрузии основных и ultraосновных пород и лавовые излияния основного состава. Сокращение площадей развития пород основного состава, богатых магнием, и расширение территорий, занятых песчано-глинистыми формациями и кислыми изверженными породами, содержащими магний в значительно меньших количествах, неизбежно должны были привести с геологическим временем к уменьшению количества магния в морских бассейнах и океане. Эволюция состава карбонатных пород является отражением этих изменений.

Необратимые во времени изменения химического состава свойственны также и глинам [29]. Эти изменения, имеющие направленный характер, прослеживаются на фоне периодических колебаний состава, обусловленных сменой обстановки осадкообразования. Установленная для карбонатных пород тенденция роста от древних отложений к молодым величины отношения Ca/Mg достаточно ярко проявляется и у глин Русской платформы (рис. 16). Сопоставление с данными по Северной Америке позволило сделать вывод, что эта тенденция имеет универсальный характер и, по-видимому, «...является одним из наиболее общих проявлений эволюции химического состава стратисферы» [29].

Анализ содержания в глинах Русской платформы калия и натрия показал более чем двукратное уменьшение с течением геологического времени содержания калия и некоторое увеличение содержания натрия (рис. 17). Аналогичную направленность изменений содержания натрия и калия показывают и глины Северной Америки, средний состав которых выявлен для трех крупных возрастных групп осадков — докембрийской, палеозойской и мезо-кайнозойской.

Эволюция химического состава глин Русской платформы связана с изменением их минералогического состава. Это позволило А. П. Виноградову и А. Б. Ронову сделать вывод, что основная масса калия связана в решетке глинистых минералов, и, следовательно, сорбированный калий играет подчиненную роль в составе глин. Обогащение древних глин калием эти исследователи трактуют как

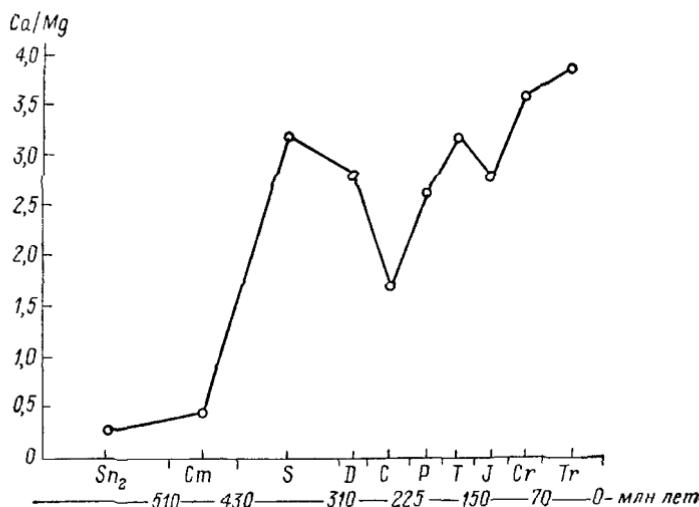


Рис. 16. Изменение во времени отношения Ca/Mg в глинах Русской платформы [29].

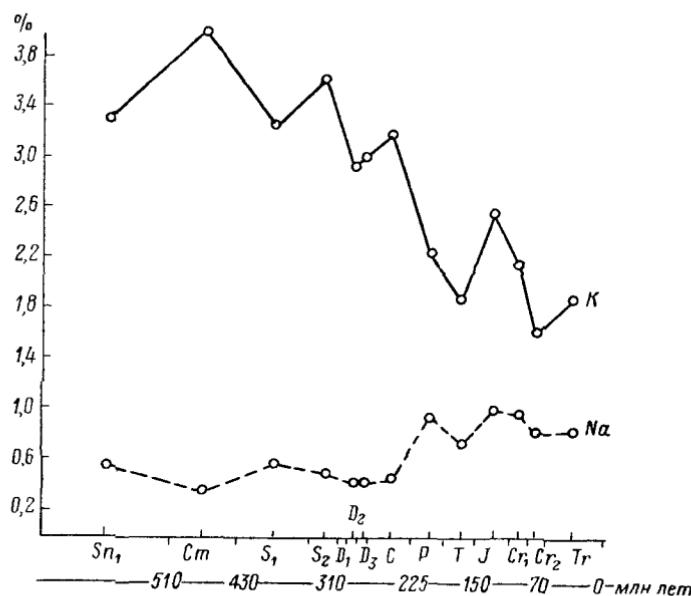


Рис. 17. Изменение во времени содержания Na и K в глинах Русской платформы [29].

результат более широкого развития на древней суще площадей выхода гранитов и гранитогнейсов — пород, наиболее обогащенных калиевыми минералами (слюдами и калиевыми полевыми шпатами). По мере роста осадочного покрова сокращалась площадь развития кристаллических пород, соответственно уменьшался и вынос продуктов выветривания пород, обогащенных калием.

Так как основная масса кальция и магния в глинах в основном связана с карбонатными примесями (о чем свидетельствует тесная парагенетическая связь кальция и магния), то есть все основания считать, что изменение во времени величины отношения Ca/Mg отражает эволюцию состава вод морей прошедших эпох. В отличие от карбонатов значительная часть глинистых минералов имеет обломочное происхождение, и, следовательно, закономерное во времени изменение отношения K/Na нельзя считать прямым отражением изменения соотношения этих элементов в морской воде. В то же время оно может рассматриваться как косвенный показатель таких изменений, так как характеризует относительное количество калия и натрия, поступавшее в бассейн осадкообразования.

Более надежным, чем глины, показателем изменения во времени соотношения щелочных элементов в морских водах следует считать эволюцию химического состава глауконитов, морское происхождение которых признается всеми исследователями. Сведения об изменениях во времени химического состава глауконитов содержатся в работах А. Л. Яншина [187] и Г. А. Казакова [65].

А. Л. Яншин использует глаукониты как показатель содержания калия в морях прошедших геологических периодов. Он указывает на то, что случаи метасоматического образования глауконита по слюдам и полевым шпатам крайне редки. В основном же глауконит является типичным аутигенным минералом морского дна, заимствующим постоянно содержащиеся в нем щелочи из морской воды. Хотя содержание щелочей в глауконитах и меняется в зависимости от их фациальной принадлежности, эти колебания сравнительно невелики и поэтому изменение соотношения калия и натрия в составе глауконитов различных периодов можно, по мнению А. Л. Яншина, рассматривать как показатель эволюции состава Мирового океана. Результаты предварительных исследований привели А. Л. Яншина к выводу о том, что глаукониты позднего рифея Южного Урала и Китая, а также ордовика и кембрия Прибалтики и Швеции характеризуются более высоким содержанием K_2O , чем глаукониты позднейших эпох.

Г. А. Казаков провел обширные исследования по установлению пригодности глауконитов для определения абсолютного возраста осадочных пород. Образцы, представленные глауконитами различного возраста (от рифейских до современных) и разной территориальной принадлежности, были исследованы тщательно и всесторонне. С целью определения фациальной принадлежности глауконитов их химический состав был сопоставлен с химическим составом различных фациальных типов глин. Как показали результа-

ты сопоставления, глаукониты по своему составу соответствуют глинам морского происхождения. Рассчитанный средний состав глауконитов (138 анализов) демонстрирует отчетливые временные изменения, весьма близкие к тем, которые были обнаружены А. П. Виноградовым и А. Б. Роновым при изучении химического состава глин и карбонатов. Г. А. Казаков установил, что содержание калия, магния, двухвалентного железа и алюминия с ходом геологического времени уменьшалось, а количество натрия, кальция и трехвалентного железа возрастало. Соответственно менялись и значения

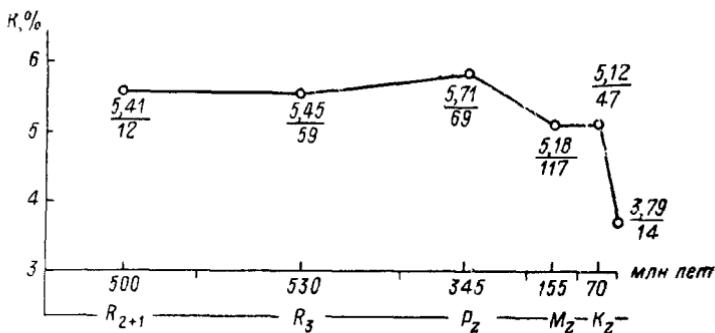


Рис. 18. Изменение во времени содержания К в глауконитах [65].

отношений CaO/MgO , $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ и др. В глауконитах докембрия содержание калия менялось незначительно. В дальнейшем, от палеозоя до настоящего времени, оно уменьшалось с 5,71 до 3,79. Весьма показательно, что, так же как и в составе глин [29], наиболее резкие изменения в отношениях $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ и CaO/MgO приходятся на границу палеозоя и мезозоя (рис. 18).

Вслед за А. П. Виноградовым и А. Б. Роновым Г. А. Казаков связывает основные изменения в содержании калия в составе глауконитов различного возраста с большей распространностью площадей развития изверженных пород на ранних этапах эволюции Земли и с соответственно более широким развитием калийсодержащих глинистых минералов и калиевых полевых шпатов. Он считает, что калий заимствовался глауконитами как непосредственно из морской воды, так и из поровых растворов в илах, обогащенных им в результате извлечения из калийсодержащих минералов. Г. А. Казаков отвергает точку зрения Дж. Ховера [195], согласно которой уменьшение содержания калия в глауконитах объясняется процессами эпигенеза, указывая на то, что как в древних, так и в современных глауконитах встречаются разности с большим и малым содержанием слоев, способных к разбуханию и, следовательно, содержащих различное количество калия. В качестве второстепенных факторов, влиявших на поступление калиевого мате-

риала в морские воды, он называет асимиляцию калия морской и наземной растительностью, особенно интенсивно развивающейся с палеозоя, а также его сорбцию почвенным покровом, расширявшимся с течением геологического времени. Оба эти фактора неизбежно должны были способствовать постепенному сокращению с геологическим временем количества калия, выносимого в океан, и понижению его концентрации в океанических водах.

Общая направленность необратимых изменений химического состава, свойственная карбонатам и глинам, находит отражение и в составе песчаных пород [120]. В соответствии со спецификой соста-

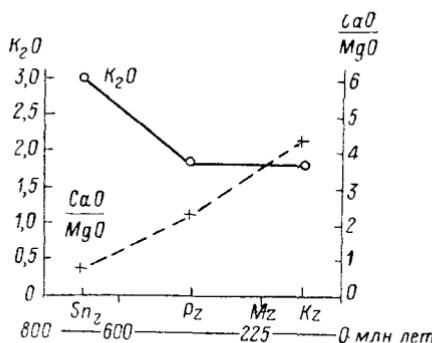


Рис. 19. Изменение во времени содержания К и относительного содержания Ca и Mg в песчаниках Русской платформы [120].

ва этих пород она выражена значительно слабее, чем у глин и карбонатов, и четко улавливается лишь при сопоставлении среднего состава песчаных пород, отвечающих крупным интервалам времени (геологическим эрам). Кривые, построенные для таких крупных отрезков времени, имеют ту же тенденцию в изменении содержания калия и относительного содержания калия и магния, что и глины, карбонаты и глаукониты (рис. 19). Учитывая полную зависимость химического состава песчаных пород от состава размывающегося субстрата, приходится связывать эволюцию их химического состава с направленным (во времени) изменением состава пород областей сноса [120].

Таким образом, сопоставление данных о химическом составе разновозрастных карбонатных, глинистых и песчаных пород Русской платформы, карбонатных и глинистых пород Северной Америки и глауконитов различных районов СССР позволяет с достаточной уверенностью говорить об общности временных необратимых изменений состава осадочной оболочки Земли. Применительно к основным катионам морских вод эти изменения сводятся к уменьшению с геологическим временем относительного содержания калия и магния и увеличению содержания кальция и натрия. Причины этих изменений вскрыты в работах вышеупомянутых исследователей [29, 30, 31, 65, 187]. Следует лишь подчеркнуть, что, несмотря на влияние ряда факторов, в том числе упоминавшихся уже

изменений содержания углекислого газа в атмосфере, увеличения роли органогенных осадков, роста почвенного и растительного покрова и усиления процессов сорбции элементов, на эволюцию состава осадочных пород, все же в качестве главного фактора, определявшего основные временные изменения состава осадочных пород, выступает изменение химического состава размывавшихся материнских пород. Это обстоятельство, несомненно, оказывало решающее влияние не только на состав накапливавшихся обломочных пород, но и на соотношение калия, натрия, кальция и магния в бассейнах осадконакопления и прежде всего в морских и океанических водах. Только этим можно объяснить общность изменений химического состава терригенных и хемогенных осадков, столь существенно различающихся по способу образования.

Данные, свидетельствующие об эволюции состава анионов морских и океанических вод

Возможным показателем изменения содержания сульфатов в составе морских вод являются упоминавшиеся уже изменения содержания CaSO_4 в составе карбонатов Русской платформы [31]. Как показано на рис. 20, содержание CaSO_4 в составе карбонатов нарастает от докембрия к позднему палеозою и достигает максимума в ранней перми. Затем на рубеже палеозоя и мезозоя содержание CaSO_4 резко падает и остается ничтожно малым на протяжении всего мезозоя и третичного периода. Эти изменения, по-видимому, могут быть связаны либо с общим изменением солености морских вод (в этом случае приходится предполагать, что она возрастила от докембрия к ранней перми, а затем резко упала на границе палеозоя и мезозоя), либо с изменением анионного состава морских вод, в частности с изменением содержания сульфатного иона.

Обращает на себя внимание сходство характера изменений содержаний CaSO_4 в составе карбонатов Русской платформы и изотопного состава серы в древних морских эвапоритах различных районов мира [154]. Как показано на рис. 21, максимальное обогащение изотопом S^{34} свойственно сульфатам кембрийского возраста. Затем на протяжении всего палеозоя содержание S^{34} в эвапоритах падает, достигая минимума в перми. На границе палеозоя и мезозоя содержание изотопа S^{34} в сульфатах вновь резко возрастает и остается сравнительно высоким на протяжении всего мезозоя.

Сходство характера изменений (сравнительно плавного в палеозое и резкого на границе палеозоя и мезозоя) количественного содержания CaSO_4 в карбонатах Русской платформы и изотопов серы в эвапоритах различных районов мира заставляет предполагать общность причин, вызывающих эти изменения. Г. Тод и А. Монстер считают изменения изотопного состава эвапоритов следствием тех изменений, которые происходили в древних океанах [154]. Если это

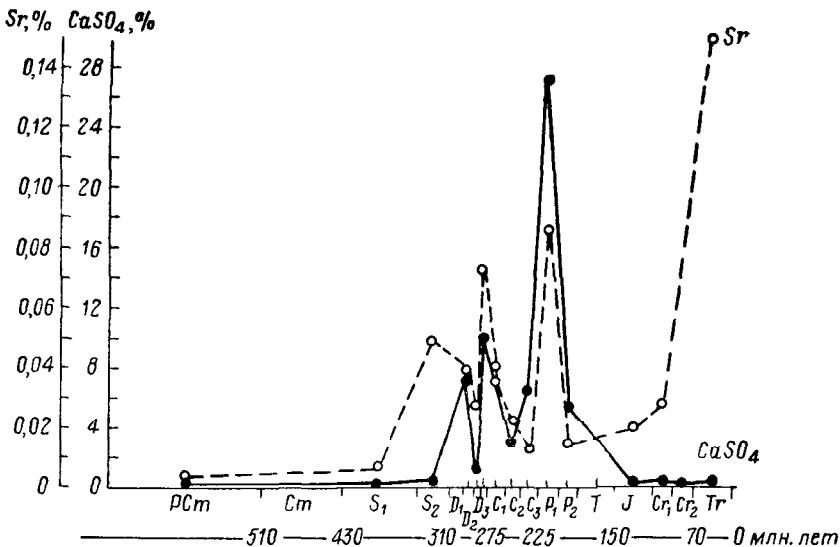


Рис. 20. Изменение во времени содержания CaSO_4 в составе карбонатов Русской платформы [31].

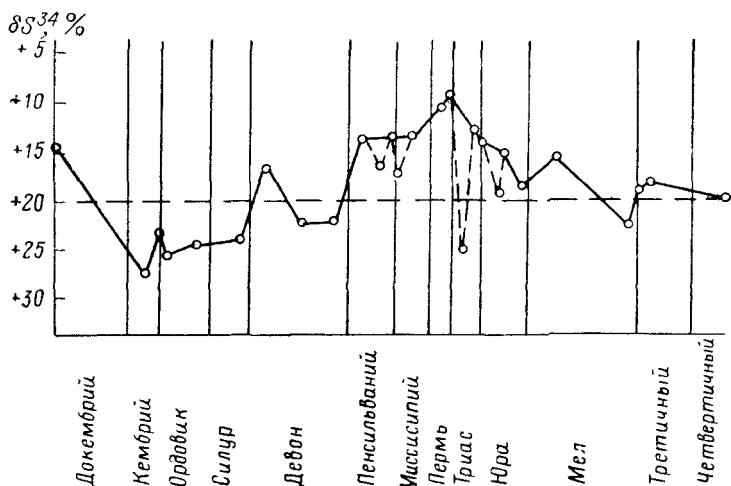


Рис. 21. Изменение во времени содержания S^{34} в древних океанах по результатам исследований CaSO_4 морских эвапоритов [154].

так, то тогда, по-видимому, и изменение содержания сульфата кальция в карбонатах Русской платформы является отражением этих процессов.

Данные, свидетельствующие об изменении солености морских вод с течением геологического времени

Прямых данных, свидетельствующих о значительных изменениях концентрации вод Мирового океана с течением геологического времени, нет. Н. М. Страхов считает, что такие изменения были неизбежны в связи с интенсивной садкой солей в отдельные геологические периоды [143]. М. Г. Валяшко отвергает такую возможность. По его представлениям, «...суммарная концентрация океанической воды оставалась на протяжении всей истории Земли практически одной и той же, поскольку концентрация океанической воды отражает в какой-то степени отношение воды и растворенных солей, вынесенных из мантии» [21].

Рядом исследователей были проведены расчеты по балансу солей, поступающих с суши в океан, с целью определения времени, необходимого для изменения концентрации вод Мирового океана. Выводы и в этом случае оказались неодинаковыми. Одни исследователи пришли к заключению, что соленость океанов могла меняться в течение отдельных геологических периодов, другие — к выводу, что на протяжении новейшего этапа истории Земли — $(50 \div 60) \cdot 10^7$ лет — концентрация морских вод не могла быть существенно изменена.

Интересную идею, связывающую возможность понижения солености океанов с оттоком в них рассолов из бассейнов избыточного испарения и изоляции этих рассолов на дне океанов, выдвинул А. Дж. Фишер [194]. Но эта идея не менее спорна, чем другие.

Возможным показателем изменения солености морских вод с геологическим временем является упоминавшееся уже изменение содержания CaSO_4 в составе карбонатов Русской платформы. Однако нельзя исключать и того, что это изменение отражает общую эволюцию солевого состава океанических вод или является следствием специфических особенностей состава вод моря Русской платформы.

Иногда в качестве косвенного показателя изменения солености вод Мирового океана рассматриваются кризисы фауны в конце пермского и мелового периодов [188]. Так как эти кризисы особенно резко сказались на составе морской фауны, есть основания связывать их с изменениями, произошедшими в океане. Возможной причиной их, конечно, могли быть колебания солености океана. Однако с таким же успехом могут быть выдвинуты и другие причины, в частности изменения солевого состава океанических вод, их температуры и т. д.

О скачкообразном характере изменения солевого состава вод Мирового океана на рубеже палеозоя и мезозоя

Весьма примечательно то обстоятельство, что все показатели эволюции состава вод Мирового океана фиксируют границу палеозойской и мезозойской эр как переломный «момент» в его развитии. Впервые на эту особенность изменения состава вод Мирового океана обратили внимание В. А. Виноградов и его соавторы в работе, посвященной эволюции состава карбонатных пород. Ими был установлен «...сравнительно медленный рост величины отношения Ca/Mg в течение всего палеозоя и резкий скачок этого коэффициента в начале мезозоя, свидетельствующие о коренном изменении условий образования карбонатов в послепалеозойских морских бассейнах» [31]. Позднее А. П. Виноградов и А. Б. Ронов [29] зафиксировали столь же резкие изменения на границе палеозоя и мезозоя при изучении химического состава глинистых пород Русской платформы, особенно четко проявляемые на кривой, отображающей изменение отношения калия и натрия в глинистых породах (см. рис. 17).

Если количественные изменения содержания гипса в карбонатных породах можно рассматривать как показатель изменения содержания сульфатов в морской воде, то неизбежным становится вывод, что и состав анионов морских вод на рубеже палеозоя и мезозоя претерпел существенные изменения. Косвенным показателем того, что и анионный состав океанических вод не был безразличен к изменениям в составе океанов на рубеже палеозоя и мезозоя, являются данные об изменении изотопного состава серы (см. рис. 21).

Следы заметных изменений состава океанических вод на рубеже палеозоя и мезозоя как в составе катионов, так и в составе анионов (хотя значимость их, по-видимому, различна) заставляют предполагать достаточно общий характер причин, вызвавших эти изменения. Только этим может быть объяснено одновременное изменение состава катионов морских вод, источником которых являются горные породы земной коры, и состава анионов, формирование которых тесно связано с процессами дегазации мантии Земли.

Хотя мы, по-видимому, пока еще далеки от правильного толкования причин скачкообразного характера изменения солевого состава океана на рубеже палеозоя и мезозоя, нельзя не отметить влияние этих изменений на состав органического мира, населявшего морские бассейны прошедших эпох. Кризис морской фауны на границе перми и триаса обратил на себя внимание еще на заре становления исторической геологии. В сравнительно недавней работе К. Бойрлена он рассмотрен в связи с проблемой изменения солености Мирового океана [188]. Вымирание в конце перми морских стеногалинных форм (в отличие от пресноводных организмов, пострадавших в значительно меньшей степени) привело К. Бойрлена к мысли, что основной причиной кризиса фауны на рубеже палеозоя и мезозоя явилось изменение условий обитания морской фауны,

в частности солености морских вод. Не вступая с ним в дискуссию, отметим лишь, что изложенные выше сведения дают значительно больше оснований считать основной причиной обновления состава фауны в начале мезозоя изменение состава морских вод, и прежде всего содержания таких важных для организмов элементов, как калий и кальций.

О грандиозности преобразований на рубеже палеозоя и мезозоя свидетельствуют не только изменения солевого состава океана и населявшего его органического мира, но и крайняя интенсивность тектонических и вулканических процессов, следы которых фиксируются в разных районах земного шара. Общеизвестно, что поздний палеозой и особенно пермский период стали временем наибольшей дифференциации рельефа Земли за весь палеозойский отрезок времени. С границей палеозоя и мезозоя связаны наиболее резкие изменения положения климатических зон на поверхности Земли [143, 199].

Последнее обстоятельство черзвычайно важно в связи с тем, что смещение климатических зон, по-видимому, тесно связано с изменением положения полюсов Земли, которое в свою очередь вызывается перемещением масс земной коры и подкорового вещества по отношению к оси вращения. Не углубляясь в эту область, не менее гипотетическую, чем область представлений о причинах резких изменений состава Мирового океана, отметим лишь, что и этот путь приводит к выводу о всеобъемлющем характере процессов, проявившихся на рубеже палеозоя и мезозоя.

ГЛАВА VII

НЕКОТОРЫЕ РЕКОМЕНДАЦИИ ПО МЕТОДИКЕ ПАЛЕОГИДРОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

В предшествующих главах было показано, что геологическая история поровых вод и поглощенного комплекса терригенных осадочных пород весьма сложна. Если на ранней стадии формирования осадка между поровыми водами и водами бассейна осадкообразования существует связь и наблюдается полное соответствие состава, то в дальнейшем эта связь нарушается, поровые воды изолируются от придонной воды и претерпевают ряд изменений под влиянием процессов диагенеза и эпигенеза. Масштаб этих преобразований может быть различным и зависит от ряда факторов, из которых наибольшее значение имеют генетический тип бассейна осадкообразования, степень насыщенности осадка органическим веществом, гранулометрический состав и карбонатность осадка.

Накопленный к настоящему времени опыт свидетельствует о том, что поровые воды и поглощенный комплекс осадочных пород

в разной мере подвержены влиянию диагенетических и постдиагенетических процессов. Поглощенный комплекс, по-видимому, уже на стадии раннего диагенеза частично выходит из сферы взаимодействия с поровыми водами. В дальнейшем, по мере уплотнения осадка и отжима поровых вод в более крупные поры, эта разобщенность еще усиливается, в результате чего в процессах постдиагенетического преобразования поровых вод поглощенный комплекс принимает уже весьма ограниченное участие. Последнее обстоятельство определяет относительную сохранность поглощенного комплекса, несущего информацию о составе поровых вод на наиболее ранних этапах формирования осадочной породы (сингенез, диагенез).

В отличие от поглощенного комплекса поровые воды в процессе диагенеза и эпигенеза подвергаются более глубокой переработке. Объясняется это их высокой подвижностью и геохимической активностью содержащихся в них растворенных компонентов. Процесс преобразования поровых вод резко замедляется лишь при переходе большей части воды в связанное состояние, однако и в этом случае он, по-видимому, не прекращается полностью из-за продолжающегося диффузионного перемещения солей. В результате лишь в редких случаях (при очень низкой активности процессов диагенеза и эпигенеза) можно рассчитывать на возможность использования данных о составе поровых вод для суждения о гидрохимических условиях накопления осадков. В большинстве же своем поровые воды несут следы диагенетических и постдиагенетических преобразований и отражают наиболее поздние этапы формирования осадочной породы (поздний диагенез, эпигенез).

Труднорастворимые соединения (гидроокислы, карбонаты) принимают ограниченное участие в процессах диагенетического и постдиагенетического преобразования поровых вод. В связи с этим их состав нередко может быть использован для суждения о палеогидрохимических условиях накопления осадков. Показательным, в частности, является соотношение $MgO/(CaO + MgO)$ в составе карбонатов глинистых пород. Оно обычно хорошо коррелируется с отношением $Mg^{++}/(Mg^{++} + Ca^{++})$ в составе поглощенного комплекса. На пути использования труднорастворимых соединений для палеогидрохимических построений есть, однако, другое препятствие. Дело в том, что труднорастворимые соединения переносятся не только в растворенном состоянии, но и в виде взвесей, а нередко попадают в осадок и в результате жизнедеятельности организмов. Между тем при химическом анализе мы определяем суммарное содержание труднорастворимых солей независимо от их происхождения. Следовательно, правильное представление о содержании труднорастворимых соединений в водах бассейна осадкообразования можно получить лишь в том случае, если исследуемые породы не содержат значительных количеств гидроокислов и карбонатов, имеющих биогенное происхождение или перенесенных во взвешенном состоянии.

Таким образом, учитывая условия образования отдельных составляющих терригенных осадочных пород, а также особенности их диагенетических и постдиагенетических преобразований, наиболее надежным источником информации о палеогидрохимических условиях накопления осадков следует считать поглощенный комплекс глинистых пород. При благоприятных условиях, к которым прежде всего должны быть отнесены низкое содержание в породах органического вещества, однородность гранулометрического состава, высокая дисперсность и слабая карбонатность, этот комплекс позволяет получить достаточно надежное представление о соотношении катионов в водах бассейнов прошедших геологических эпох. В осадках, неоднородных по гранулометрическому составу, богатых органическим веществом и содержащих повышенное количество карбонатов, поглощенный комплекс обычно отражает диагенетический этап преобразования осадочных пород.

В тех случаях, когда в исследуемых образцах труднорастворимые соединения (в частности, карбонаты) имеют в основном хемогенное происхождение, они также могут быть использованы для реконструкции палеогидрохимических условий накопления осадка.

Поровые воды (легкорастворимые соли) в силу своей подвижности и большой геохимической активности обычно подвергаются в процессе диагенеза и эпигенеза значительной переработке, и поэтому их состав в большинстве случаев позволяет получить представление лишь о наиболее поздних этапах формирования осадочных пород.

Сложность состава терригенных осадочных пород, различная информативность слагающих их минеральных компонентов в отношении условий накопления осадков и последующих этапов их преобразования предопределяют ряд методических трудностей при проведении палеогидрохимических исследований.

Начиная с 1952 г. в течение ряда лет в НИИГА разрабатываясь методика палеогидрохимического изучения терригенных осадочных пород. В процессе этих работ (в них принимал участие и автор) был решен ряд вопросов, касающихся характера связи отдельных комплексов соединений с водами различного состава, усовершенствована методика химических анализов, разработаны методы интерпретации геохимических данных [63, 77, 130, 134, 135]. Ниже мы остановимся на основных выводах, вытекающих из этих исследований.

Среди терригенных осадочных пород при проведении палеогидрохимических исследований предпочтение, несомненно, должно быть отдано глинистым породам — глинам и аргиллитам. Это определяется, с одной стороны, их низкой проницаемостью, обеспечивающей относительную сохранность содержащихся в них растворенных и легко десорбируемых элементов и соединений, а с другой — их более высокими (по сравнению с песчаниками и алевролитами) сорбционными свойствами и, следовательно, большей информативностью о составе поглощенного комплекса. В то же время необхо-

димо иметь в виду, что в толще осадочных пород глинистые, песчаные и алевритовые осадки образуют единый гидрохимический комплекс. И хотя процессы преобразования поровых вод в глинистых и песчаных породах идут с различной интенсивностью, тем не менее они, взаимодействуя, оказывают друг на друга заметное влияние. Поэтому изучение поровых вод, поглощенного комплекса и труднорастворимых солей, входящих в состав песчано-алевритовых пород, следует рассматривать как обязательный элемент любых палеогидрохимических исследований.

Так как процессы выветривания (выщелачивания) могут оказывать существенное влияние на состав поровых вод и поглощенного комплекса глинистых пород, наиболее благоприятным объектом исследований являются образцы керна буровых скважин. При использовании естественных выходов необходимо отбирать образцы как можно дальше от поверхности, т. е. в наименьшей степени затронутые процессами выщелачивания или засолонения.

В том случае, когда в качестве основной задачи выдвигается выяснение палеогидрохимических условий накопления осадков, объектом исследований должны быть образцы, отобранные из относительно мощных глинистых пластов (автор в своих исследованиях принимал в качестве минимальной мощность 2,0 м), характеризующихся однородным гранулометрическим составом (лишенных алевролитовых и песчаных прослоев), относительно низким содержанием органического вещества (до 1,0%) и слабой карбонатностью (до 2,0%). Учитывая то обстоятельство, что процессы диагенетического и постдиагенетического преобразования поровых вод особенно интенсивно идут на контакте гранулометрически неоднородных сред, во всех случаях следует стремиться брать образцы из глинистых пород при максимальном удалении от контакта с ближайшими пластами песчаников и алевролитов.

Размеры образца должны быть достаточными для проведения всего комплекса геохимических исследований, включающего анализ поровых вод (легкорастворимых солей), изучение переходящих в уксуснокислую вытяжку труднорастворимых соединений и извлекаемого с помощью хлористоаммонийной вытяжки поглощенного комплекса. Кроме того, для правильного суждения о процессах сорбции поглощенных катионов необходимо иметь представление о минералогическом составе глин и учитывать, что степень преобразованности поровых вод во многом зависит от содержания в породе органического вещества. Все это предопределяет необходимость отбора образцов, масса которых должна быть не меньше 200—250 г.

Наиболее полное и правильное представление о составе поровых вод осадочных пород можно получить методом отжима или отпрессовывания поровых вод [80, 81, 87]. Однако, хотя этот метод и дает лучшие результаты, чем изучение легкорастворимых солей с помощью водных вытяжек, он также не лишен некоторых недостатков. Во-первых, он требует применения специальной аппарату-

ры, имеющейся далеко не во всех лабораториях. Во-вторых, метод отжима не позволяет избежать влияния на состав поровых вод изменений газовой фазы [177]. Наконец, как показали исследования В. Д. Ломтадзе [87], высокие давления уменьшают истинную концентрацию поровых вод. При применении же более низких давлений из сильно уплотненных пород не удается извлечь необходимых для исследования количеств растворов.

В тех случаях, когда метод отжима по тем или иным причинам не может быть применен, состав поровых вод изучается с помощью вытяжек. Наиболее распространенным способом извлечения легкорастворимых солей является водная вытяжка. Однако при обработке пород водой в нее частично переходят из твердой фазы карбонаты и сульфаты щелочноземельных элементов, что в свою очередь вызывает сдвиг сорбционного равновесия. Исследования Н. С. Спиро и К. С. Бонч-Осмоловской [130] показали, что эти крайне нежелательные процессы можно предотвратить с помощью добавления к воде спирта, который понижает растворимость сульфатов и карбонатов и способствует сохранению состава поглощенных катионов в процессе отмывки породы от легкорастворимых солей. В соответствии с этим следует рекомендовать промывку образцов не водой, а 60%-ным этиловым спиртом.

Определение состава поглощенных катионов необходимо проводить в отмытом от солей образце. Поглощенные катионы извлекаются из осадочных пород с помощью вытеснителя. При подборе вытеснителя обычно руководствуются следующими требованиями: он не должен давать малорастворимых соединений с вытесняемыми из осадков катионами, мешать последующему определению всех вытесненных катионов и разрушать силикатную часть породы. Учитывая эти требования, рекомендуется применять нейтральный раствор вытеснителя. К. К. Гедройц наиболее эффективным считает использование хлористого или уксуснокислого аммония. Н. С. Спиро и К. С. Бонч-Осмоловская [130] провели ряд опытов, которые показали, что при определении состава поглощенного комплекса необходимо вносить поправку на количество труднорастворимых солей, переходящих в раствор при приготовлении вытяжек. Поправка эта не может быть сделана в случае применения уксуснокислого аммония, в связи с чем Н. С. Спиро и К. С. Бонч-Осмоловская рекомендуют применять в качестве вытеснителя хлористый аммоний.

Из терригенных пород севера Средней Сибири поглощенный комплекс вытеснялся однонормальным раствором хлористого аммония. Вес вытеснителя составлял от 5 до 25% по отношению к весу образца. Для внесения поправок на труднорастворимые соли в хлористоаммонийной вытяжке определялись не только катионы, но также сульфатный и карбонатный ионы.

После извлечения легкорастворимых солей и поглощенного комплекса порода обрабатывается кислотами, чтобы перевести в раствор труднорастворимые соли. Обычно для этой цели широко применяется раствор соляной кислоты. Однако, как показывают исследо-

дования Г. В. Иллювиевой [63], при использовании солянокислой вытяжки разрушаются алюмосиликаты. Переходящие при этом в раствор щелочноземельные элементы искажают отношение между кальцием и магнием, входящими в состав труднорастворимых солей. Значительно лучшие результаты могут быть получены в случае применения одно- или двунормального раствора уксусной кислоты, позволяющей избежать разрушения силикатов [63].

Обработка образцов уксусной кислотой проводится при нагревании на водяной бане в течение двух часов и повторяется трижды, причем в последний раз в кислоту вводится восстановитель для усиления растворимости окислов металлов.

При интерпретации результатов анализов обычно используются как цифровые значения, полученные при вычислении различных коэффициентов, так и графики, отображающие соотношение отдельных элементов или соединений. Изображение состава многокомпонентных систем нередко приводит к столь сложным построениям, что теряется основное преимущество графического изображения — его наглядность. Поэтому в случаях, когда это возможно, графики рекомендуется строить так, чтобы отразить изменение содержания основных компонентов, наиболее характерных для данного комплекса. Содержание остальных составляющих можно изобразить на дополнительных проекциях.

Существует ряд методов графического изображения солевого состава природных вод [20, 25, 71, 145]. Наиболее распространенным из них является способ пересчета и графического изображения состава солей, предложенный В. А. Сулиным. Однако для генетического истолкования состава легкорастворимых солей более целесообразно применение трех совмещенных диаграмм, предложенных О. Д. Кошкаровым [78]. Опыт использования их в этом направлении нашел отражение в ряде работ [44, 48, 135].

Состав поглощенных катионов наиболее наглядно может быть показан с помощью диаграммы, представляющей собой прямоугольный треугольник [135]. Вершины этого треугольника отвечают 100%-ному содержанию натрия, калия и суммы кальция и магния. Щелочноземельные элементы не разделяются, так как поправка на перешедшие в раствор карбонаты и сульфаты может быть отнесена лишь к сумме кальция и магния. С известной долей условности можно считать, что в вытяжку переходят в основном карбонаты и сульфаты кальция (карбонат магния менее растворим, а сульфат магния редок в природе). В этом случае может быть отдельно определен поглощенный кальций, а содержание магния вычислено путем вычитания. Относительное содержание магния (Mg/Ca) изображается на проекции к треугольной диаграмме.

Треугольная (прямоугольная) диаграмма весьма удобна и для изображения состава труднорастворимых солей. Вершинам этой диаграммы в случае ее использования для показа состава труднорастворимых солей придается значение 100%-ного содержания CaO , MgO и суммы Al_2O_3 , Fe_2O_3 и SiO_2 .

Положение на диаграммах фигуративных точек состава трудно-растворимых и легкорасторимых солей, как и поглощенного комплекса терригенных пород (в том случае, если они не подверглись вторичным изменениям), в основном зависит от условий образования пород. В соответствии с этим на диаграммах могут быть выделены генетические поля, ограничивающие область существования гумидных отложений морского, лагунного и континентального происхождения [47, 135].

При построении генетических диаграмм обычно приходится исходить из различий, свойственных современным морским, лагунным и континентальным отложениям. Поэтому в случае использования этих диаграмм для интерпретации геохимических данных по древним осадкам неизбежно должно постулироваться положение о неизменности в геологическом времени основных особенностей состава морских и континентальных вод. Между тем, как это было показано ранее, представление о постоянстве состава вод Мирового океана далеко не бесспорно. Более того, накопленный к настоящему времени материал по составу поглощенного комплекса верхнепалеозойских и мезозойских отложений свидетельствует о весьма серьезных изменениях состава катионов вод Арктического океана на рубеже палеозоя и мезозоя. Последнее обстоятельство определило необходимость создания генетических диаграмм состава поглощенного комплекса с учетом особенностей катионного состава морских вод Арктического бассейна в палеозое и мезозое. Такие диаграммы были составлены для отложений позднего палеозоя и всех трех периодов мезозоя. В основу их были положены результаты исследований палеозойских и мезозойских отложений Советской Арктики и экспериментальные данные [47, 130].

На диаграммах показаны области преимущественного развития отложений с поглощенным комплексом, характерным для морских вод с нормальной соленостью, морских орнестенных водоемов, солоноватых вод, лагун и приморских равнин, пресных водоемов, морских засоленных водоемов, лагун натриевого типа и бассейнов с неустойчивым гидрохимическим режимом (рис. 22). Сопоставление диаграмм показывает, что положение генетических областей позднепалеозойских и мезозойских отложений существенно различно. Диаграммы состава поглощенного комплекса мезозойских и четвертичных отложений обладают большим сходством, но и на них заметно смещение границ генетических областей (см. рис. 1 и 22).

Учитывая все вышесказанное, автор при интерпретации данных по составу поглощенного комплекса верхнепалеозойских отложений севера Средней Сибири пользовался генетической диаграммой, отражающей специфику катионного состава вод позднего палеозоя. К сожалению, аналогичные возрастные диаграммы для легкорасторимых солей построить не удалось: слишком значительными оказались диагенетические и эпигенетические изменения их состава, что исключило возможность восстановления первоначального анионного состава морских вод позднего палеозоя.

Оценка достоверности результатов, полученных в процессе палеогидрохимических исследований, совершенно необходима в связи с новизной метода, его недостаточной разработанностью и очевидной возможностью влияния на геохимические показатели среды

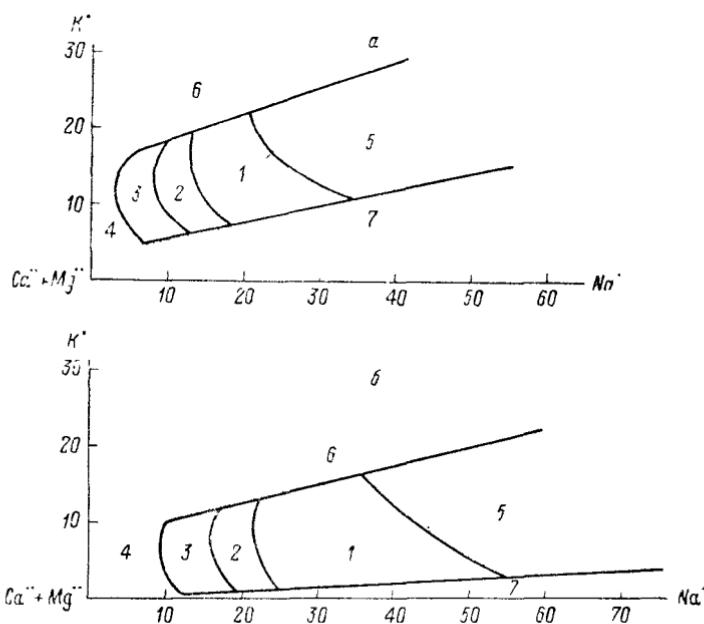


Рис. 22. Генетические диаграммы состава поглощенного комплекса отложений позднего палеозоя (а) и мезозоя (б).

Генетические области диаграммы. Отложения: 1 — морских вод нормальной солености; 2 — морских опресненных водоемов; 3 — солоноватых вод лагун и приморских равнин; 4 — пресных водоемов; 5 — морских засоленных водоемов; 6 — бассейнов с неустойчивым гидрохимическим режимом; 7 — лагун натриевого типа.

осадкообразования процессов диагенеза, эпигенеза и выветривания. Такая оценка возможна путем взаимоконтроля химических методов или посредством отбора на анализы отложений, об условиях образования которых можно судить либо по характеру палеонтологических остатков, либо по составу пород и их текстурным особенностям. По существу, во втором случае речь идет о палеоэкологическом и фациальном контроле [47].

ЧАСТЬ ВТОРАЯ

ПАЛЕОГИДРОХИМИЯ СЕВЕРА СРЕДНЕЙ СИБИРИ В ПОЗДНЕМ ПАЛЕОЗОЕ

ГЛАВА VIII

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ СЕВЕРА СРЕДНЕЙ СИБИРИ

Верхнепалеозойские отложения широко развиты на севере Средней Сибири, где они участвуют в строении всех основных структур: Таймырской и Верхоянской складчатых областей, северной окраины Сибирской платформы, полосы прогибов, окаймляющих Сибирскую платформу, а также стягают южную часть Таймыра и большую часть Северного Верхоянья, образуют обширные поля выходов по периферии Тунгусской синеклизы, протягиваются полосой вдоль северного борта Анабарской антиклизы и обнажаются в ядрах антиклинальных складок вдоль северного борта Лено-Анабарского прогиба. В пределах Енисей-Хатангского, Лено-Анабарского и северной части Приверхоянского прогибов верхнепалеозойские отложения залегают под толщей мезо-кайнозойских осадков, мощность которых на большей части территории прогибов не превышает 4—5 км и лишь на западе Енисей-Хатангского прогиба достигает 6—7 км. В пределах Тунгусской синеклизы эти отложения перекрыты толщей преимущественно триасовых лав и туфогенных пород. Их мощность в центральной части прогиба оценивается в 1,5—2 км.

Верхнепалеозойские отложения имеют преимущественно терригенный состав. Лишь на Таймыре в низах разреза верхнепалеозойской толщи (башкирский ярус) развиты карбонатные породы, главным образом известняки. Основными же типами пород, слагающих разрез верхнего палеозоя на севере Средней Сибири, являются песчаники, алевролиты, аргиллиты и глины. На Таймыре и Сибирской платформе широко развиты также каменные угли.

Почти повсеместно разрез верхнего палеозоя заканчивается вулканогенными образованиями (туфами и лавами преимущественно основного состава). Исключение представляют лишь северо-восточная окраина Сибирской платформы и Верхоянье, где следы вулканической деятельности улавливаются лишь по появлению обломков основных пород в составе терригенных осадков.

Мощность верхнепалеозойских отложений колеблется в широких пределах: на платформе от десятков до нескольких сотен метров, в зоне прогибов от нескольких сотен метров до 2,5 км, в пределах геосинклинальных областей Таймыра и Верхоянья от 2—3 до 5—8 км. Общая площадь развития верхнепалеозойских осадков на севере Средней Сибири составляет около 700 000 км².

Стратиграфическая основа исследований

Кризис, который переживает в настоящее время биостратиграфия верхнего палеозоя, не обошел и северные районы Сибири. Он вызван обилием нового обширного материала, который не укладывается в рамки существующих стратиграфических представлений и схем. К прежним проблемам (положение нижней границы пермской системы, границы между отделами перми) прибавились новые, не менее сложные. Так, подвергается сомнению возможность выделения в ряде регионов таких ярусов, как кунгурский, уфимский и татарский, стратотипы которых представлены отложениями лагунных фаций и в связи с этим имеют весьма специфическую палеонтологическую характеристику. Пермская комиссия МСК СССР приняла решение о расчленении отделов пермской системы на подотделы, объединив при этом эсельский и сакмарский, артинский и кунгурский, уфимский и казанский ярусы. Такое объединение применительно к северным районам выглядит, однако, достаточно искусственным и мало облегчает решение задачи стратиграфического расчленения отложений пермской системы.

Существенное значение для понимания стратиграфического объема верхнепалеозойских толщ, развитых на севере Сибири, имеет предпринятый в последние годы пересмотр возраста нижних горизонтов. Заслуга в этом вопросе во многом принадлежит В. И. Устрицкому [160, 161], который первый обратил внимание на значительно более широкое распространение отложений среднего карбона в Сибири, чем это представлялось ранее. Ревизия имеющихся палеонтологических коллекций и новые находки остатков фауны позволили пересмотреть возраст ряда толщ и существенно расширить «географию среднего карбона».

Трудности привязки местных схем к международной стратиграфической шкале привели к тому, что в настоящее время основной упор при стратиграфических исследованиях делается на выработку унифицированных региональных стратиграфических схем. Такое направление исследований поддерживается и МСК СССР. Естественно, что в настоящей работе стратиграфическая разбивка верхнепалеозойских отложений также основывается на эталонах, которые приняты для того или иного крупного региона. Привязка этих эталонов к международной стратиграфической шкале далеко не однакова у различных исследователей, в связи с чем корреляцию региональных стратиграфических схем приходится проводить не столько

с помощью международной шкалы, сколько путем сопоставления стратиграфических разрезов смежных зон.

К сожалению, и в пределах отдельных регионов сопоставление разрезов верхнепалеозойских отложений проводится по-разному. Между тем применительно к задачам, стоящим перед настоящим исследованием, проблема корреляции отложений приобретает первостепенное значение. Это обстоятельство поставило автора перед необходимостью обратиться к стратиграфической основе приводимых ниже сопоставлений.

Степень стратиграфической изученности и достоверности сопоставлений в рассматриваемых регионах весьма различна. Она во многом зависит от обнаженности верхнепалеозойских отложений, особенностей их строения и палеонтологической охарактеризованности.

На корреляционных схемах для отдельных регионов, приведенных в настоящей работе, в левой половине таблицы, рядом с единой стратиграфической шкалой, неизменно приводится унифицированная стратиграфическая схема верхнепалеозойских отложений Таймыра. Такое стремление привязать все региональные стратиграфические схемы к Таймырской шкале связано не только с тем, что стратиграфическое расчленение верхнего палеозоя на Таймыре в настоящее время более упорядочено, но в значительной мере и со спецификой строения и состава верхнепалеозойских толщ Таймырского полуострова, сочетающих в себе осадки морского, лагунного и континентального происхождения. Благодаря последней особенностям стратиграфическое расчленение верхнего палеозоя Таймыра основывается на комплексе палеонтологических остатков, включающем морскую фауну (аммоидаe, брахиоподы, пелециподы, фораминиферы), фауну солоноватых и опресненных водоемов (пелециподы и ракообразные), а также растительные остатки. В результате создаются благоприятные предпосылки для корреляции верхнепалеозойских отложений Таймыра как с морскими отложениями Северного Верхоянья, охарактеризованными исключительно остатками фауны, так и с континентальными отложениями Сибирской платформы, не содержащими никаких других остатков, кроме растительных.

Таймырская складчатая область. Наиболее разработана стратиграфия верхнепалеозойских отложений на Таймыре. Здесь выделен ряд биостратиграфических горизонтов, которые с той или иной степенью погрешности прослеживаются по всей территории Таймырского полуострова [99]. Позже эти горизонты получили палеонтологическое обоснование [161], и в настоящее время частные разрезы верхнего палеозоя Таймыра привязываются к схеме, составленной В. И. Устрицким и Г. Е. Черняком, как это и сделано в табл. 3.

Верхнепалеозойская толща на Таймыре представлена двумя крупными циклами осадконакопления. Каждый из них в свою очередь также распадается на ряд циклов, меньших по масштабу, но построенных по тому же принципу. Эти циклы (второго порядка)

Корреляционная региональная стратиграфическая схема верхнего палеозоя Таймыра

Таймырская складчатая область										
Система	Отдел	Ярус	Биостратиграфические горизонты	Западный Таймыр	Центральный Таймыр	Район Таймырского озера		Восточный Таймыр		
				Реки Крестьянка, Ефремова, Убойная (И. С. Грамберг, В. И. Устрицкий, Э. Н. Преображенская, 1966 г.)	Р. Фадью-Куда (И. С. Грамберг, В. И. Устрицкий, 1962 г.)	Р. Белоснежка (Э. Н. Преображенская, 1960 г.)	Р. Северная (И. С. Грамберг, В. И. Устрицкий, 1960 г.)	Возвышенность Туляй-Киряка (Э. Н. Преображенская, Г. Е. Черняк, 1960 г.)	Мыс Цветкова (И. С. Грамберг и др., 1955 г.)	
Пермская	Верхний	Татарский	Черноярский	Лавовая свита	Лавовая свита	Отложения отсутствуют	Лавовая свита	Индский ярус	Индский ярус	
				Туфо-лавовая свита	Туфо-лавовая свита		Туфо-лавовая свита	Отложения отсутствуют	Мариинская свита	
				Макаревичско-брежниковская свита	Черноярская свита		Черноярская свита			
				Крестьянская свита	Верхняя подсвита		Черноярская свита		Отложения отсутствуют	
					Байкальская свита		Черноярская свита			
				Байкальский	Верхне-байкальский	Байкальская свита	Байкальская свита	Байкальская свита	Скалистая свита	
				Нижне-байкальский	Нижняя подсвита	Нижняя подсвита	Нижняя подсвита	Нижняя подсвита	Очаповская свита	
				Кунгурский	Соколинский	Убойинская свита	Соколинская свита	Соколинская свита	Соколинская свита	
				Артинский	Быррангский	Ефремовская свита	Быррангская свита	Быррангская свита	Быррангская свита	
Каменноугольная	Верхний	Сакмарский	Турозовский	Верхне-турузовский	Эвенская свита	Турузовская свита	Отложения не вскрыты	Турузовская свита	Лапшевская свита	
				Нижне-турузовский						
Средний	Московский	Макаровский	Верхне-макаровский	Макаровская свита	Макаровская свита	Макаровская свита	Отложения не вскрыты	Макаровская свита	Отложения не вскрыты	
	Башкирский		Нижне-макаровский							
Нижний					C ₁	C ₁		C ₁		

Таблица 4

Корреляционная региональная стратиграфическая схема верхнего палеозоя Северного Верхоянья

Таймырская складчатая область			Верхоянская складчатая область							
Система	Отдел	Биостратиграфические горизонты	Хараулахский хребет			Орулгаинский хребет		Северное Верхоянье		
			Р. Булкур (Т. М. Емельянцев и др., 1960 г.)	Р. Чубуклах, нижнее течение (И. С. Грамберг и др., 1961 г.)	Реки Эмтенье и Чубуклах, верхнее течение (И. С. Грамберг и др., 1961 г.)	р. Лена, у Быковской протоки (Р. В. Соломина и др., 1965 г.)	Бассейн р. Джардрана (В. К. Дорогеев и др., 1966 г.)	Бассейн р. Собопола (Р. В. Соломина, Л. А. Мусалитин и др., 1965 г.)	Хребет Хараулах (В. А. Виноградов и др., 1966 г.)	Хребет Орулгаин (В. А. Виноградов и др., 1966 г.)
Триасовая		Лавовая свита	Индский ярус	Индский ярус	Индский ярус	?	?	?	Индский ярус	Индский ярус
Пермская	Верхний	Туфо-лавовая свита	Отложения отсутствуют	Верхний цикл	Верхний цикл	Хараулахская свита P_2	Хараулахская свита P_2	Нерская свита P_2	Тыринский горизонт P_2	Тыринский горизонт P_2
	Верхне-байкурский	Черноярский	Верхне-пермские отложения	Нижний цикл	Нижний цикл	Хараулахская свита P_2		Эндыбальская свита P_1+P_2	Деленжинский горизонт P_2	Деленжинский горизонт P_2
	Нижний	Соколинский Быррангский	Нижне-пермские отложения	Верхоянская свита	Верхоянская свита	Верхоянская свита P_1	Нижняя пермь P_1	Эйчиинская свита P_1	Нижняя пермь P_1	Нижняя пермь P_1
	Верхний	Верхне-турозовский	Турозовский	Верхне-турозовский		Соубольская свита $C_2+C_3?$	Верхний карбон + нижняя пермь C_3+P_1	Кыгылтасская свита P_1	Верхний карбон + нижняя пермь C_3+P_1	Верхний карбон + нижняя пермь C_3+P_1
	Средний	Макаровский	Макаровский		Отложения не вскрыты	Тиксинская свита $C_2+C_2?$	Юренчинская свита C_2	Суорганская свита C_2	Средний карбон C_2	Средний карбон, московский ярус C_2
	Нижний	Нижнекаменноугольные отложения				Балыкатская-ильонская свита C_1+C_2	Балыкатская свита C_1	Сетачанская свита C_2	Нижний карбон, визейско-намюрский ярус C_1	Нижний карбон, намюрский ярус C_1
						Визейский ярус	Агауканская свита C_1	Отложения не вскрыты	Нижний карбон, визейский ярус C_1	Нижний карбон, визейский ярус C_1
						II C_1 -турнейский ярус	$D_3+C_1?$			
			Cm	Cm						

Таблица 5

Корреляционная региональная стратиграфическая схема верхнего палеозоя прогибов севера Сибирской платформы

Таймырская складчатая область			Енисей-Хатангский, Лено-Анабарский и Приверхоянский (северная часть) прогибы					
Система	Отдел	Биостратиграфические горизонты	Тигано-Анабарская антиклиналь (М. К. Калинко, А. И. Бочарникова, 1956 г.)	Антиклиналь хребта Проицищева (И. С. Грамберг, Д. А. Вольнов, 1965 г.)	Улахан-Юряхская антиклиналь (Т. Н. Копылова и др., 1951 г.)	Антиклиналь Оленекской протоки (Д. С. Сороков и др., 1959 г.)	Булкурская антиклиналь (Т. М. Емельянцев и др., 1961 г.)	Чекуровская антиклиналь (Д. С. Сороков и др., 1959 г.)
Триас		Лавовая свита	Нижний триас	Индский ярус	Индский ярус	Индский ярус	Индский ярус	Оленекский ярус
	Пермская	Туфо-лавовая свита	Эффузивно-лавовая свита	Туфо-лавовая свита	Верхнекожевниковская свита	Верхнепермские отложения	Верхнепермские отложения	Верхнепермские отложения
		Черноярский	Мисайлапская свита	Отложения отсутствуют	Верхнепермские отложения		Отложения отсутствуют	Отложения отсутствуют
		Верхний подгоризонт	Верхнекожевниковская свита					
		Байкурский	Нижний подгоризонт	Нижнекожевниковская свита	Нижнепермские отложения	Нижнепермские отложения	Нижнепермские отложения	Нижнепермские отложения
		Соколинский						
		Быррангский	Тустахская свита					
		Турузовский	Отложения отсутствуют	Отложения не вскрыты	Отложения не вскрыты	Отложения не вскрыты	Отложения отсутствуют	Отложения отсутствуют
		Макаровский						
Каменноугольная	Нижний		C ₁	C ₁			Cm	Cm

Корреляционная региональная стратиграфическая схема

Таймырская складчатая область			Сибирская	
Си- стема	Отдел	Биостратиграфиче- ские горизонты	Норильский район (Ю. Г. Гор, 1965 г.)	Реки Горбиачин и Курейка (Ю. Г. Гор, 1965 г.)
Триасо- вая	Верхний	Лавовая свита	Сыверминская свита	Сыверминская свита
		Туфо-лавовая свита	Ергалахская свита	Авамская свита
		Черноярский	Амбарнинская свита	Пеляткинская свита
			Кайерканская свита	
		Байкурский	Шмидтинская свита	Ногинская свита
			Верхний подгоризонт	
			Нижний подгоризонт	
		Соколинский	Далдыканская свита	Верхняя подсвита
			Рудинская свита	
			Верхняя подсвита	
Пермская	Нижний	Быррангский	Бургуклинская свита	Нижняя подсвита
			Рудинская свита	
		Турузовский	Нижняя подсвита	Анакитская свита
		Макаровский	Апсеканская свита	
Каменноугольная	Верхний	C ₁	Брусская свита	C
	Средний			
	Нижний			

Таблица 6

Верхнего палеозоя севера Сибирской платформы

платформа (северная часть)

Р. Котуй (И. С. Грамберг, 1958 г.)	Р. Полигай (И. С. Грамберг, 1958 г.)	Р. Анабар (И. С. Грамберг, 1958 г.)	Оленек-Тюмятинский участок (В. Я. Кабаньков, 1955 г.)
Лавовая свита	Лавовая свита	T_3 ?	T_1
Туфо-лавовая свита	Отложения отсутствуют	Лавовая свита Туфовая свита	
Продуктивная свита	Угленосная свита	Угленосная свита	Верхнекожевников- ская свита P_2
Подугольная свита			Нижнекожевников- ская свита P_1
Песчаниковая свита	Песчаниковая свита	Песчаниковая свита	
Отложения отсутствуют		Отложения отсутствуют	Тустахская свита P_1
Cm_3	Cm_3	Cm_2	Cm_{2-3}

в основном и рассматриваются в качестве биостратиграфических горизонтов. Однако решающее значение при выделении биостратиграфических горизонтов придавалось фаунистической характеристике разреза, и поэтому в случае, когда фауна двух смежных циклов оказывалась сходной, они объединялись в один горизонт. Так, например, обстоит дело с быррангским горизонтом, который состоит из двух циклов второго порядка.

В соответствии с вышеупомянутым принципом толщу верхнепалеозойских отложений Таймыра расчленяют на шесть биостратиграфических горизонтов: макаровский, турузовский, быррангский, соколинский, байкурский и черноярский. Самая верхняя часть разреза, представленная вулканогенными образованиями, оставлена в ранге свиты.

Верхоянская складчатая область, Северное Верхоянье. В Верхоянской складчатой области стратиграфия верхнего палеозоя находится в стадии становления. Принятые на совещаниях в Якутске (1961 г.) и Новосибирске (1964 г.) стратиграфические схемы в ходе последующих исследований подверглись пересмотру. Делаются попытки выделить биостратиграфические горизонты [129], но пока еще единой для Верхоянья стратиграфической шкалы не существует.

В комплексе отложений, слагающих верхнепалеозойскую толщу Северного Верхоянья, преобладают осадки морского происхождения. Они охарактеризованы многочисленной и разнообразной по составу фауной, включающей представителей кораллов, мшанок, брахиопод, пелеципод, аммоноидей, гастропод, криноидей и фораминифер.

Приведенная в настоящей работе схема корреляции верхнепалеозойских отложений Северного Верхоянья (табл. 4) основана на последних исследованиях Р. В. Соломиной и др. [129], В. А. Виноградова [32], И. С. Грамберга и др. [49].

Енисей-Хатангский, Лено-Анабарский и Приверхоянский (северная часть) прогибы. Верхнепалеозойские отложения на большей части территории прогибов севера Сибирской платформы залегают на значительной глубине, под толщей более молодых мезозойских осадков. Лишь в пределах зоны передовых складок Верхоянья, на севере Приверхоянского и Лено-Анабарского прогибов они выходят на дневную поверхность, обнажаясь в ядрах антиклиналей. В Енисей-Хатангском прогибе наиболее древними отложениями, выходящими на дневную поверхность, являются триасовые осадки. Отложения верхнего палеозоя изучены здесь по керну глубоких буровых скважин, сосредоточенных главным образом в пределах Нордвик-Хатангского района.

В комплексе верхнепалеозойских отложений, развитых на территории прогибов севера Сибирской платформы, преобладают прибрежно-морские и лагунные осадки. Фауна в них представлена главным образом пелециподами и фораминиферами. Брахио-

поды редки, находки представителей других групп фауны единичны. Растительные остатки также весьма немногочисленны, что в какой-то мере объясняется спецификой каменного материала (преимущественно кернового). Более полно, чем листовая флора, представлены спорово-пыльцевые комплексы, изученные А. Ф. Дибнер [53].

Схема корреляции основных разрезов верхнепалеозойских отложений, развитых на территории мезозойских прогибов, приведена в табл. 5. В основу ее положены результаты исследований М. К. Калинко, А. А. Герке, А. Ф. Дибнер, О. Э. Лев и др. [38, 53, 55, 68, 86, 90].

Север Сибирской платформы. Верхнепалеозойские отложения принимают участие в строении всех основных структурных элементов, выделяемых на севере Сибирской платформы: зоны краевых поднятий северо-западной части Тунгусской синеклизы, Анабарской антеклизы и Оленекского поднятия. Преобладают в них терригенные осадки. Вулканогенные образования приурочены к верхней части разреза верхнепалеозойских толщ. Остатки фауны крайне редки. Стратиграфическое расчленение основывается на результатах изучения макрофлоры и палинологических исследований. Используемая в настоящей работе схема корреляции верхнего палеозоя севера Сибирской платформы (табл. 6) составлена автором по результатам исследований Н. А. Шведова, Г. П. Радченко, Ю. Г. Гора, В. А. Хахлова, А. И. Гусева, И. С. Грамберга и др. [39, 40, 53, 91, 111, 157, 166].

Сравнительная оценка использованного материала

Для работы, имеющей литологическую направленность, особое значение приобретает характер используемого материала, так как достоверность построений во многом зависит от методики отбора образцов, степени надежности их стратиграфической привязки, соблюдения масштаба исследований, однотипности лабораторных анализов.

Основу настоящего исследования составляет сеть опорных разрезов верхнепалеозойских отложений, изученных автором совместно с М. К. Калинко, В. И. Устрицким, Э. Н. Преображенской и Н. С. Спиро. Этими работами были охвачены северная часть Хатангской впадины, Таймырский полуостров, Северное Верхоянье и Лено-Анабарский прогиб. Сходные по масштабу и методике исследования проведены В. Я. Кабаньковым в 1953 г., Т. Н. Копыловой и В. Г. Корчагиным в 1955 г., Д. С. Сороковым в 1959 г., В. Л. Ивановым и А. Г. Войцеховской в 1964 г. в районе Оленекского поднятия, Т. М. Емельянцевым и А. И. Кравцовой в 1956 г., Д. С. Сороковым и др. в 1957—1960 гг. в Лено-Анабарском прогибе и северной части Ленского; В. Г. Корчагиным и М. Б. Жуковой в 1961 г., А. И. Бочарниковой и Н. М. Васильевой в 1965 г. в Норильском районе.

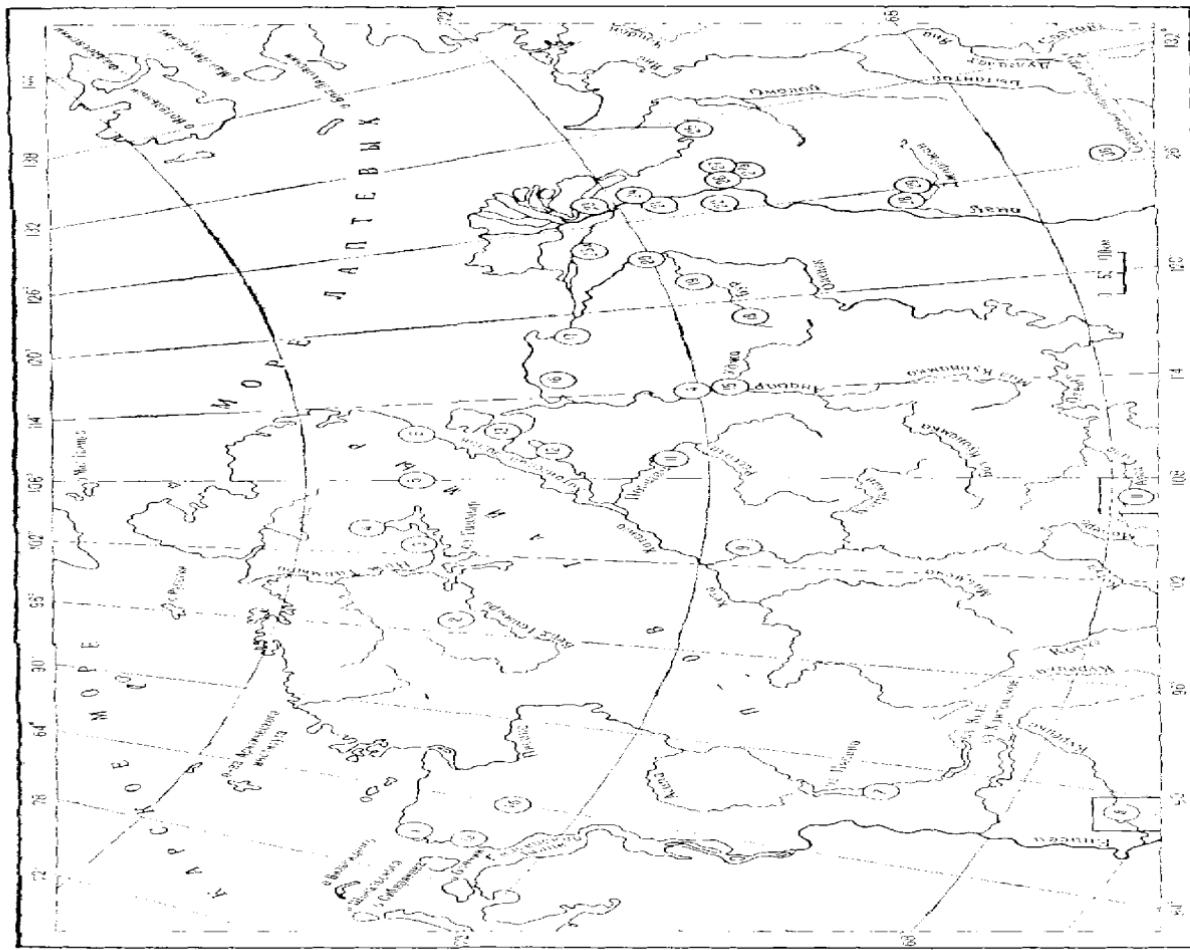


Рис. 23. Карта ареала распространения видов рыболовства в северной части севера Средней Сибири.
 1 - *Urophycis* (Урофікс); 2 - *C. graffae* (С. Граффа); 3 - *H. brevirostris* (H. б. - бородатий); 4 - *H. s. fimbriatus* (H. с. фібріатус); 5 - *H. s. fimbriatus* (H. с. фібріатус); 6 - *H. s. fimbriatus* (H. с. фібріатус); 7 - *H. s. fimbriatus* (H. с. фібріатус); 8 - *H. s. fimbriatus* (H. с. фібріатус); 9 - *H. s. fimbriatus* (H. с. фібріатус); 10 - *H. s. fimbriatus* (H. с. фібріатус); 11 - *H. s. fimbriatus* (H. с. фібріатус); 12 - *H. s. fimbriatus* (H. с. фібріатус); 13 - *H. s. fimbriatus* (H. с. фібріатус); 14 - *H. s. fimbriatus* (H. с. фібріатус); 15 - *H. s. fimbriatus* (H. с. фібріатус); 16 - *C. carpio* (С. карп).

1962 г.). 3 — ручей Белоснежка, озеро Таймыр (Э. Н. Преображенская, 1960 г.); 5 — водовышенность Тулая-Киряка (Э. Н. Преображенская, 1960 г.); 8 — мыс Цветкова (Я. И. Гасильян и др., 1961 г.); 6 — мыс Суренка (Я. И. Гасильян и др., 1961 г.); 10 — мыс Цветкова (И. С. Грамберг, 1955 г.); 7 — Норильский район (А. И. Бочарникова, Н. М. Васильев, 1965 г.); 11 — мыс Цветкова (И. С. Грамберг, 1955 г.); 9 — Котуяр (М. К. Калинин, И. С. Грамберг и др., 1961 г.); 11 — р. Понигай (М. К. Калинин, И. С. Грамберг и др., 1961 г.); 12 — район бухты Сылласко (П. С. Воронин, 1951 г.); 13 — Норильский район (М. К. Калинин, И. С. Грамберг и др., 1961 г.); 14 — р. Анабар (И. С. Грамберг, 1951 г.); 15 — мыс Цветкова (Я. А. Борщева, И. Б. Рубенчик, 1962—1965 гг.); 16 — район Улжка (Н. А. Борщева, И. Б. Рубенчик, 1962—1965 гг.); 17 — р. Копилова (Н. А. Борщева, И. Б. Рубенчик, 1959 г.); 18 — верховье р. Копилова (Т. Н. Копилова, 1959 г.); 20 — поселок Тымята (Т. Н. Копилова, 1959 г.); 21 — р. Сироков (А. Г. Водолеевская, 1959 г.); 22 — мыс Чекуровский (Д. С. Сироков, А. Г. Водолеевская, 1959 г.); 24 — хребта Прончева (И. С. Грамберг, 1950 г.); 25 — бассейн р. Чубулах (И. С. Грамберг и др., 1959 г.); 26 — мыс Чекуровский (Д. С. Сироков, А. Г. Водолеевская, 1959 г.); 27 — мыс Чекуровский (Д. С. Сироков, А. Г. Водолеевская, 1959 г.); 28 — мыс Чекуровский (Д. С. Сироков, А. Г. Водолеевская, 1959 г.); 29 — бассейн р. Чубулах (И. С. Грамберг и др., 1959 г.); 30 — бассейн р. Чубулах (И. С. Грамберг и др., 1959 г.).

Мин. А. Мусалитин, 1963 г.

Изучение разрезов в поле, как правило, носило комплексный характер. В нем помимо литологов принимали участие стратиграфы и палеонтологи. Описание разреза велось послойно, с отбором образцов из каждого типа пород. В случае однородных по составу толщ образцы отбирались не реже чем через 10 м один от другого (по разрезу). Особое внимание уделялось анализу циклического строения толщ. Определялся масштаб циклов, общая направленность их развития, фациальный профиль, закономерности в распределении палеонтологических остатков, приуроченность полезных ископаемых к определенным элементам циклов. Циклическое строение толщ обычно учитывалось и при стратиграфической разбивке разреза. Значительное внимание уделялось текстурным признакам пород. В конгломератовых толщах обычно наблюдалась ориентировка галечного материала, а для более точного определения состава гальки отбирались не менее ста образцов.

При камеральной обработке материала состав пород (петрографический и минеральный) обычно изучался литологом, участвовавшим в полевых работах. При исследовании минерального состава глинистых пород использовался электронный микроскоп, рентгеноскопия, термический анализ, метод окрашивания глин. Изучался, как правило, состав фракций $<0,001$ мм.

Комплекс химических методов включал водно-спиртовые, солянокислые (уксусно-кислые) и хлористо-аммонийные вытяжки. Широко применялся спектральный анализ. Органическое вещество осадочных пород изучалось с помощью люминесцентного анализа, хлороформной и спиртобензольной вытяжек и т. д.

Изученные разрезы распределены по площади исследований далеко не равномерно. Тем не менее они охватывают все наиболее крупные области развития верхнепалеозойских отложений (рис. 23).

Хотя большей частью исследованные разрезы могли быть использованы в качестве опорных при различного рода палеогеогра-

фических и палеогидрохимических построениях, возникла необходимость в дополнительных материалах, которые позволили бы с большей уверенностью интерполировать имеющиеся данные на участки между опорными разрезами. Сюда нужно прежде всего отнести материалы геологических съемок, а также различного рода маршрутные и площадные тематические исследования. Разумеется, по детальности полевых наблюдений и полноте камерального изучения каменного материала эти виды работ заметно уступают специализированным стратиграфо-литологическим исследованиям. Тем не менее они служат источником дополнительного материала, придающего нашим построениям необходимую убедительность. Существенное значение при этом имеет то обстоятельство, что лабораторное изучение коллекций большинства геологических съемок велось в тех же лабораториях и по этой же методике, что и при обработке материалов специализированных литологических исследований.

Неоднородность используемого фактического материала, безусловно, создавала значительные трудности при палеогеографических построениях. В одних случаях эти трудности носили стратиграфический характер, когда расчленение толщ на отдельных участках, а иногда и в целых регионах, не было произведено с необходимой детальностью, в других — чисто литологический, связанный с отсутствием крайне необходимых данных о составе отложений, их мощности, характере текстурных особенностей и т. д.

Особенно скучны эти данные по территории Северного Верхоянья. Несмотря на то, что мощность верхнепалеозойских отложений измеряется здесь тысячами метров, сведения о вещественном составе отложений, их текстурных особенностях, характере строения имеются лишь для небольшого числа пунктов, главным образом служивших объектом специальных литологических исследований.

За исключением материалов, полученных в результате тематических литологических работ в 1966 г., совершенно отсутствуют какие-либо сведения о вещественном составе верхнепалеозойских отложений обширной территории Западного Таймыра. Надо сказать, что и на остальной территории Таймырского полуострова при геологосъемочных работах минеральный анализ выполнялся для небольшого количества образцов.

Сведения о текстурных особенностях отложений единичны. Имеющиеся наблюдения носят поверхностный характер и, как правило, не сопровождаются замерами углов наклона слоев в косослоистых сериях, амплитуды волновой ряби и других текстурных элементов. Практически отсутствуют данные палеоэкологического характера, а также сведения о составе, размерах и ориентировке различного рода включений и конкреций.

Таким образом, из-за разнородности и неполноты материала геологических съемок при палеогеографических построениях мог быть использован лишь в качестве вспомогательного.

Так как геохимическое изучение осадочных пород, как специальное, так и попутное (при геологической съемке), проводилось по единой методике, разработанной в НИИГА, все имевшиеся данные могли быть использованы при обобщениях. Естественно, что в этом случае, как и при палеогеографических построениях, основу составляли материалы, полученные в процессе изучения опорных разрезов.

В связи с тем, что геохимическое изучение осадочных пород при геологических съемках проводилось лишь в редких случаях, сеть точек наблюдений геохимического характера на севере Средней Сибири довольно редка. Наименее изучена в геохимическом отношении северная часть Сибирской платформы. Лишь на северо-западной окраине платформы исследовано большое количество образцов, но они распределены неравномерно как по площади, так и по разрезу верхнепалеозойской толщи.

Недостаточна геохимическая изученность отдельных стратиграфических горизонтов Таймыра. Так, нет данных по геохимии верхнего карбона и самых низов пермской толщи (турузовский горизонт) Западного Таймыра. Единичны анализы, представляющие байкурский и черноярский горизонты верхней перми на Центральном Таймыре. На Восточном Таймыре совершенно не изучен ма-каровский горизонт (средний карбон).

На севере Верхоянья более полно изучены разрезы верхнепалеозойских отложений Хараулаха. На Орулгане геохимические исследования проводились попутно со стратиграфическими лишь в бассейне р. Собопола. Количество выполненных анализов невелико, но распределены они более или менее равномерно по всему разрезу.

Комплексный характер геохимических исследований соблюдался лишь при обработке опорных разрезов. В этом случае изучался состав легкорастворимых (спирто-водная вытяжка) и труднорастворимых солей (солянокислая или уксуснокислая вытяжка), а также алюмосиликатная часть породы. В большинстве же случаев исследователи ограничивались определением комплекса поглощенных элементов или состава труднорастворимых солей. Естественно, что эти виды анализов и являются преобладающими в общем числе имеющихся аналитических данных.

Лишь в единичных работах литологического плана рассматриваются процессы диагенетического и постдиагенетического преобразования верхнепалеозойских отложений севера Средней Сибири. Это направление исследований еще не получило развития. Некоторые аспекты проблемы диагенетического и эпигенетического преобразования осадочных пород рассматривались И. С. Грамбергом в 1958 г. (север Сибирской платформы), Т. М. Емельянцевым и А. И. Кравцовой в 1960 г. (район Булкурской антиклинали в Ленском прогибе), А. И. Бочарниковой в 1958 г. (Нордвикский район, Хатангская впадина) и А. И. Бочарниковой и Н. М. Васильевой в 1966 г. (Норильский район).

Заканчивая этот обзор, нельзя не подчеркнуть несомненную неоднородность и в ряде случаев неравноценность используемых в настоящей работе материалов. Разумеется, это не могло не сказаться на степени обоснованности некоторых выводов. Все же то обстоятельство, что основу настоящего исследования составляют достаточно детальные стратиграфические и литолого-геохимические исследования, позволяет надеяться, что основная часть построений будет принята геологами, работающими в Сибири.

ГЛАВА IX

ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ПАЛЕОГИДРОХИМИЧЕСКИХ ПОСТРОЕНИЙ

История геологического развития севера Средней Сибири рассматривалась в ряде работ, среди которых прежде всего должны быть отмечены исследования Т. Н. Спижарского, И. П. Атласова, В. Н. Сакса, М. К. Калинко, Б. Х. Егиазарова, Н. А. Сягаева, Я. И. Полькина, Ю. Е. Погребицкого и В. А. Виноградова. Большую роль в формировании взглядов на историю образования структуры севера Центральной Сибири сыграли крупные обобщающие работы В. А. Обручева, Н. С. Шатского, Т. Н. Спижарского, Ю. А. Косыгина, Ю. А. Притулы и ряда других исследователей.

Первые схемы палеогеографии рассматриваемой территории в каменноугольном и пермском периодах предложены Н. А. Гедройцем в 1951 г., Ф. Г. Марковым в 1954 г. и М. К. Калинко в 1959 г. В обобщенном виде позднепалеозойская палеогеография севера Средней Сибири представлена на палеогеографических картах Евразии и СССР, составленных О. Л. Эйнором и В. М. Синицыным.

Наиболее полное отражение история геологического развития севера Средней Сибири нашла в атласе палеогеографических и палеотектонических карт центральной части советской Арктики масштаба 1 : 5 000 000, составленном в 1965 г. группой геологов НИИГА под редакцией И. С. Грамберга и В. И. Устрицкого [104]. Эти карты явились частью Атласа палеогеографических карт СССР [7].

На палеотектонических картах помимо тектонической обстановки показано размещение формаций, развитых на территории Арктики, и таким образом сделана первая попытка рассмотреть палеотектонические предпосылки возникновения формаций. Разумеется, общая направленность работы (палеогеографическая) не позволила ее авторам дать сколько-нибудь подробную характеристику формаций.

В 1966 г. И. П. Атласовым, Я. И. Полькиным и Ю. П. Ершовым составлен набор палеотектонических карт севера Средней Сибири

в диапазоне от позднего протерозоя до позднего мела. Верхнепалеозойский этап палеотектонического развития представлен в этом наборе одной картой.

Поздний палеозой занимает особое место в геологической истории севера Средней Сибири. С ним связана не только перестройка структурного плана территории, но и смена палеогеографической обстановки, климата и типа осадконакопления. С позднего протерозоя и до конца среднего палеозоя в арктических районах Сибири господствовал аридный климат и преобладало карбонатное осадконакопление. Поздний палеозой стал тем рубежом, после которого на севере Средней Сибири установились и на протяжении всей последующей истории устойчиво сохранялись гумидный климат и терригенное осадконакопление.

Позднепалеозойско-триасовый этап палеогеографического развития севера Средней Сибири прошел под знаком постепенного увеличения площадей, занятых сушей, и сокращения акватории морских бассейнов. В среднекаменноугольную эпоху морские воды покрывали еще значительные пространства, однако в дальнейшем, несмотря на периодические трансгрессии, море вынуждено было оставить большую часть территории, которая в триасе превратилась в единую крупную Сибирскую сушу. Поднятия, возникшие в среднем карбоне, вначале росли крайне медленно, в связи с чем повсеместно на севере Средней Сибири преобладали глинистые осадки. В пермский период дифференциация тектонических движений стала более заметной и глинистые осадки сменились алевритовыми и песчаными. В конце пермского периода и в триасе на Таймыре широко распространялись грубообломочные породы.

Переход от карбонатного осадконакопления к терригенному на границе среднего и позднего палеозоя в основном был предопределен изменением структуры региона, возникновением крупных областей сноса и усилением прогибания в областях осадконакопления. Что же касается климатических изменений, то они, по-видимому, были вызваны причинами более общего характера, так как в начале позднего палеозоя охватили всю планету.

Основные структурные элементы севера Средней Сибири в позднем палеозое

Как следует из анализа имеющегося геологического материала, большая часть территории севера Средней Сибири развивалась в течение позднепалеозойско-триасового геотектонического этапа в платформенных условиях [104]. Наиболее крупная по размерам Центрально-Сибирская платформа располагалась в междуречье Лены и Оби. Она включала в себя также акваторию современного Карского моря. Вторая платформа, охватывающая пространство, покрытое в настоящее время водами Баренцева моря, и территорию Земли Франца-Иосифа, известна под названием Баренцевской. Третий платформенный участок занимал акваторию моря

Лаптевых (Лаптевский массив). В него входили Новосибирские острова.

Геосинклинальные прогибы располагались по окраинам Центрально-Сибирской платформы: Уральский и Пайхайско-Новоземельский прогибы на западе, Таймырский на севере, Верхоянский на востоке.

Существует точка зрения [102], разделяемая в настоящее время многими исследователями, согласно которой Таймырский прогиб следует рассматривать как внутриплатформенную структуру, активизированную в позднепалеозойско-триасовое время.

Центрально-Сибирская платформа распадалась на ряд генетически связанных положительных и отрицательных структур. К числу наиболее крупных из них следует отнести Анабарскую, Пур-Тазовскую и Қарскую антеклизы (по Ю. Е. Погребицкому — Карское сводовое поднятие), Приенисейское валообразное поднятие, Тунгусскую синеклизы и Предтаймырскую, Лено-Анабарскую и Ленскую краевые ступени Сибирской платформы.

Анабарская антеклиза приурочена к северо-восточной части Центрально-Сибирской платформы. Восточная периферия ее осложнена Куойско-Далдыканским и Оленекским поднятиями и разделяющим их Кютингдинским срединным грабеном.

Тунгусская синеклиза в пределах рассматриваемой территории занимает пространство между реками Енисеем и Котуем. На северо-западе она ограничена зоной краевых поднятий платформы, представленных Курейско-Летнинским, Кулюмбино-Горбиачинским, Хантайско-Рыбинским и Аяно-Амбардахским валами. На севере таким ограничением является Дудинско-Дудыптинский вал, который разделяет Тунгусскую синеклизы и Енисейско-Хатангский прогиб. Восточный борт Тунгусской синеклизы, по существующим представлениям, постепенно переходит в западный склон Анабарской антеклизы.

Я. И. Полькиным [105] установлен асимметричный характер строения Тунгусской синеклизы. Ее северный и восточный борта более пологие, чем западный. Общая амплитуда погружения синеклизы на протяжении позднего палеозоя оценивается в 400—450 м. Исключение представляет Горбиачинская впадина, где погружение достигало 1000 м.

Триасовый период рассматриваемого тектонического этапа в пределах Тунгусской синеклизы ознаменовался резким усилением прогибания (до 2000 м), которое сопровождалось дифференциацией территории на области поднятий и опусканий. Так возникли Курейская и Кочечумская впадины, разобщенные Дядупским поднятием.

Группа структур, объединяемая под общим названием Енисейско-Хатангского прогиба, представлена рядом впадин, мульд и разделяющих их поднятий (седловин, брахиантклиналей, сводовых поднятий). К числу их относятся Норильско-Вологочанская, Харелахско-Иконская, Большеавамская, Боярская и Дельканская.

Мощность верхнепалеозойских и триасовых отложений, накопившихся в этих впадинах, колеблется от 600 (Боярская впадина) до 4000 м (Дельканская впадина).

Анализ мощности и распределения фаций верхнепалеозойских осадков показывает, что на месте Енисей-Хатангского, Лено-Анабарского и Ленского юрско-меловых прогибов в позднем палеозое располагалась моноклиналь платформы, которая сочленялась с Таймырским и Верхоянским прогибами через краевые ступени, характеризующиеся переходной мощностью осадков и переходным типом структур. В зависимости от интенсивности складкообразовательных движений в сопряженных с платформой складчатых областях краевые ступени либо вовлекались в общую складчатую структуру этих областей (Ленская краевая ступень), либо становились областями развития складчатости промежуточного характера (Лено-Анабарская, Хатангская и Предтаймырская краевые ступени).

Представление о существовании Пур-Тазовской антеклизы является в известной мере гипотетическим. Оно основано главным образом на материалах геофизических исследований и палеогеографических построениях. Под Пур-Тазовской антеклизы понимается вся территория севера Западно-Сибирской низменности и западная часть акватории Карского моря, в пределах которой наиболее приподнятым был Пур-Тазовский участок.

Карская антеклиза, или Карское сводовое поднятие (по Ю. Е. Погребицкому), занимала север Таймырского п-ова, восточную часть Карского моря и Северную Землю. Это поднятие, существовавшее на протяжении всего рассматриваемого этапа, в начале верхнего палеозоя росло сравнительно медленно. В кунгурском веке рост резко ускорился, что сразу же нашло отражение в существенном погружении обломочного материала, накапливавшегося в Таймырском прогибе. Карская антеклиза сочленялась с Таймырским прогибом по глубинному разлому.

Существование жесткой глыбовой структуры в центральной части моря Лаптевых признается всеми исследователями. Однако строение ее трактуется по-разному [104]. В. И. Устрицкий и автор настоящей работы считают, что Лаптевский массив был частью обширной платформенной области, тянувшейся от Карского моря до Новосибирских островов. Эта область существовала как единое целое на протяжении всего позднего палеозоя и большей части триасового периода и распалась лишь в позднетриасовую эпоху.

Я. И. Полькин предполагает существование в пределах моря Лаптевых и его островов двух срединных массивов — Лаптевского и Новосибирского. Лаптевский массив с юга и востока был ограничен двумя ветвями Верхоянской геосинклинали, причем восточная ветвь вместе с Котельническо-Ляховским прогибом отделяла его от Новосибирского, а на западе он служил жестким упором для Таймырской геосинклинали, основная ветвь которой, обтекая массив, уходила на север.

С верхнепалеозойско-триасовым геотектоническим этапом связано заложение на северной и восточной окраинах Сибирской платформы геосинклинальных прогибов Таймырского и Верхоянского.

Таймырский прогиб рассматривается нами как миогеосинклиналь, возникшая в результате активизации древней Центрально-Сибирской платформы. От смежных платформенных областей — Карского поднятия и Сибирской платформы — прогиб отделен глубинными разломами. На западе Таймырской миогеосинклинальной прогиб слепо замыкается у Большехетской зоны глубинных разломов. Восточное окончание прогиба трактуется исследователями по-разному [104]. По мнению В. И. Устрицкого, Ю. Е. Погребицкого и автора настоящей работы, Таймырский прогиб огибал с юга Лаптевский массив (по Ю. Е. Погребицкому — выступ) и соединялся с Верхоянским прогибом. Я. И. Полькин и В. А. Виноградов считают, что Таймырская геосинклиналь вдоль западного края Лаптевского массива разворачивалась и распространялась на северо-восток, а Лено-Анабарская ветвь Верхоянской геосинклинали сообразно заходила южнее Таймырской складчатой зоны.

По представлениям Ю. Е. Погребицкого, Таймырский прогиб в пермское время распадался на Западно-Таймырскую и Восточно-Таймырскую впадины, разделенные Тарейским валом. Западно-Таймырская впадина имела изометричные контуры и слабо выраженную асимметрию. Максимальное прогибание достигало 6000 м. Восточно-Таймырская впадина была крупнее, более вытянутой и обладала сложным внутренним строением. Прогибание в Восточно-Таймырской впадине достигало 8000 м.

С нашей точки зрения, Таймырский прогиб представлял собой единое целое. Область максимального прогибания находилась на его центральную часть. Никаких признаков сокращения мощности верхнепалеозойских и триасовых отложений при приближении к Тарейскому валу не наблюдается. Это заставляет думать, что в рассматриваемый отрезок времени Тарейский вал себя никак не проявлял. Анализ палеогеографических карт, составленных для разных эпох и веков позднего палеозоя, так же не показывает каких-либо признаков существования двух обособленных впадин [104].

В начале триасового периода (индский век) в связи с частичной инверсией Таймырского геосинклинального прогиба на его южной окраине образовалась Таймырская предгорная впадина, а в центральной части Таймыра — Фадью-Кудинская межгорная впадина, в пределах которых стали формироваться паралические и молассовые толщи, характерные для геосинклинальных зон периода замыкания. Инверсия, начавшаяся в индский век, продолжалась до конца триасового периода, когда она сменилась общей слабой орогенией.

Верхоянская геосинклиналь возникла в визейский век, когда территория современного Верхоянского хребта была вовлечена в интенсивное прогибание. До этого она была частью Сибирской платформы. Область опускания ограничивали глубинные разломы.

В. А. Виноградов [32] указывает на существование побочных грабенообразных прогибов, отходивших от основного миогеосинклинального прогиба и заложенных в теле Сибирской платформы (например, Кюtingдинский прогиб). На севере, около губы Буорхая, Верхоянский прогиб распадался на две ветви: северо-северо-восточную и северо-западную.

Область максимального прогибания в каменноугольный и пермский периоды была приурочена к осевой зоне прогиба. Здесь мощность верхнепалеозойских и триасовых осадков достигала 8—10 км. Уже в позднепермскую эпоху Верхоянский прогиб начал смещаться к востоку. В триасовом периоде область наибольшего прогибания располагалась в пределах Яно-Индигирского прогиба, который был отделен от Верхоянской зоны слабого прогибания глубинным разломом.

Верхнепалеозойско-триасовый этап, хотя и сыграл исключительно важную роль в истории Верхоянской геосинклинали, не был завершающим. Развитие Верхоянской геосинклинали продолжалось до конца мелового периода.

Большая роль в формировании структуры севера Средней Сибири принадлежит зонам глубинных разломов, по которым происходило заложение геосинклинальных прогибов и смещение отдельных блоков платформенных областей. Здесь прежде всего должны быть названы Западно-Верхоянский глубинный разлом и Большехетская зона глубинных разломов, ограничивающие с востока и запада Восточно-Сибирскую платформу. Эти разломы устанавливаются вполне достоверно как по геофизическим данным, так и по резкому изменению мощности осадочных толщ на их границе.

Глубинные разломы отделяют Таймырскую геосинклиналь от Карского поднятия и Восточно-Сибирской платформы. Я. И. Полькин считает разлом на границе с Карским поднятием средне-позднекаменноугольным, но, скорее, всего, он заложен еще в ордовике. Глубинный разлом, разделяющий Таймырскую геосинклиналь и Сибирскую платформу, несомненно, более позднего заложения. Повидимому, он среднекаменноугольный и с ним связано окончательное оформление Таймырского позднепалеозойского прогиба.

Помимо глубинных разломов, приуроченных к границам разнородных структур, существовали разломы, связанные с внутренними структурными зонами. Эти разломы во многом определяли специфику тектонического развития блоков и комплекс связанных с ними формаций. В пределах Сибирской платформы к таким разломам относятся Имангдино-Летнинский, Байкурско-Котуйский, Мойеро-Нижнетунгусский и др. [105]. Особого внимания заслуживает никем не выделявшаяся ранее Анабаро-Кюtingдинская зона глубинных разломов, отделяющая Оленекский осколок от основного тела платформы. Эта зона разломов древнего заложения в той или иной форме проявляла себя на протяжении всей постледопротерозойской истории рассматриваемого региона. В кембрии она разделяла Оленекское и Куойское поднятие; в нижнем карбоне к юго-восточ-

ному ее окончанию был приурочен Кюtingдинский грабенообразный прогиб. В перми и триасе с Анабаро-Кюtingдинской зоной разломов связаны вертикальные перемещения Оленекского осколка платформы, определяющие особенности состава и мощность осадочных толщ, накопившихся в его пределах.

В пределах Верхоянской геосинклиналии В. А. Виноградов [32] устанавливает глубинные разломы трех направлений: субмеридиональные, северо-западные и северо-восточные. Первая группа представлена Центрально-Верхоянским, Западно-Верхоянским и Ыарысахско-Куогастахским разломами. В группе северо-западных разломов названы Северо-Кюtingдинский и Южно-Кюtingдинский. Третья группа (северо-восточные разломы) объединяет Мастахский и Тигиевский разломы. Все они оказали существенное влияние на темпы осадконакопления и состав накапливавшихся осадков.

История тектонических движений

Верхнепалеозойско-триасовый этап геотектонического развития севера Средней Сибири ознаменовался коренной перестройкой структурного плана этого обширного региона. Перестройка не была кратковременным актом, приуроченным к началу этапа, а растянулась на весь рассматриваемый отрезок времени, на протяжении которого наблюдаются периоды спада и резкого усиления тектонической активности. С этих позиций особого внимания заслуживают тектонические движения на рубеже раннего и среднего карбона, позднего карбона и перми, поздней перми и триаса, с которыми связаны наиболее крупные тектонические преобразования.

Позднепалеозойско-триасовый этап геотектонического развития не наступил одновременно на всем севере Средней Сибири. На востоке рассматриваемой территории его начало приходится на визейский век. С ним связано возникновение Западно-Верхоянского глубинного разлома и заложение Верхоянского эпикратонного геосинклинального прогиба. В прогибе и оперяющих Западно-Верхоянский разлом грабенах в это время резко возрастает скорость нисходящих движений, карбонатное осадконакопление сменяется терригенным, начинают накапливаться осадочные формации, имеющие трансгрессивный фациальный профиль. В пределах моря Лаптевых возникает и стабилизируется поднятие платформенного типа, которое становится основным поставщиком обломочного материала для северной части Верхоянского прогиба.

В конце раннего — начале среднего карбона активизируется территория Таймыра. Оживляются движения по глубинному разлому, разделяющему Таймырский прогиб и Карскую антеклизу. Увеличивается амплитуда погружения ложа прогиба, возрастает скорость осадконакопления, на Западном Таймыре карбонатное осадконакопление сменяется терригенным. В зоне, непосредственно прилегающей к разлому, погружение вначале было, по-видимому, наиболее интенсивным, так как здесь происходило накопление осад-

ков, не компенсировавших прогибание. Тектонические движения начала среднего карбона охватили также северо-западную часть Центрально-Сибирской платформы, где в это время возникает ряд мелких впадин и поднятий и начинают обрисовываться контуры Тунгусской синеклизы. Заметно увеличились размеры и амплитуда поднятия Пур-Тазовской антеклизы.

В целом все же нельзя не отметить относительной плавности тектонических движений начала среднекаменноугольной эпохи, обусловившей отсутствие тектонических несогласий и крупных стратиграфических перерывов между средне- и верхнепалеозойскими отложениями на большей части рассматриваемой территории, преимущественно тонкодисперсный характер среднекаменноугольных осадков и их относительную выдержанность по простиранию. В результате в основании верхнепалеозойской толщи на Таймыре и северо-западе Центрально-Сибирской платформы залегают осадки стабильного динамического комплекса, а отложения трансгрессивного ряда формаций, характерные для областей высокой тектонической активности, полностью отсутствуют [104].

В позднекаменноугольный период и сакмарский век пермского периода дальнейшее развитие получили все основные тенденции тектонического развития территории, наметившиеся еще в начале позднепалеозойского цикла. Более четкими стали контуры Верхоянского геосинклинального прогиба. На востоке прогиба достаточно четко обозначились поднятие и огибающая его северо-восточная ветвь геосинклинали.

Расширилась территория Таймырского прогиба. Скорость прогибания выравнялась, и по всей его площади стали накапливаться терригенные осадки. Определившееся в конце предшествующего тектонического этапа разделение Таймырского прогиба на западную и восточную впадины стало затушевываться.

На западе Центрально-Сибирской платформы продолжала расти Пур-Тазовская антеклиза и появился ряд новых небольших поднятий в пределах западного борта Тунгусской синеклизы.

Артинский и кунгурский века раннепермской эпохи ознаменовались резким усилением тектонических движений, которые приобрели контрастный характер. Заметно возросла амплитуда прогибания Верхоянской геосинклинали и, хотя область максимального погружения сместилась несколько к востоку, перепад мощности в зоне Западно-Верхоянского разлома достигал 1000 м. В то же время поднятия в пределах акватории моря Лаптевых привели к объединению двух обособленных массивов в один крупный, ограничивающий с севера Верхоянскую геосинклиналь.

Окончательно определилась южная граница Таймырского прогиба. Ею стал глубинный разлом, заложившийся в нижнепермскую эпоху и разделивший Таймырский прогиб и Сибирскую платформу. Увеличилась амплитуда погружения ложа прогиба, но одновременно более интенсивным стал и рост смежных поднятий Карской антеклизы. Усилился снос обломочного материала, в результате

те чего накапливавшиеся осадки не только полностью компенсировали прогибание, но и подавляли его. Формирующиеся толщи приобрели отчетливый регressiveный профиль, который в то время представлял собой единое целое. Следы ранее существовавшего разделения на западную и восточную впадины полностью исчезли. Область максимального погружения и наибольшей мощности осадков располагалась в центральной части прогиба.

До начала пермского периода, точнее, до артинского века северо-восточная часть Центрально-Сибирской платформы сохранялась как область устойчивого поднятия. Усиление тектонических движений в начале артинского века привело к тому, что и эта часть платформы стала погружаться, причем довольно интенсивно. А так как платформа представляла собой достаточно жесткую массу, то она реагировала на это образованием краевых ступеней, отделенных от основного тела платформы и смежных геосинклинальных прогибов зонами разломов. Такие краевые ступени возникли на границе Центрально-Сибирской платформы с Верхоянской геосинклиналью (Ленская и Лено-Анабарская) и Таймырским прогибом (Хатангская). Эти ступени стали связующим звеном между платформой и смежными геосинклинальными прогибами, что определило переходный характер свойственных им отложений.

В артинском веке оживились движения по Анабаро-Кюtingдинской системе разломов, отделявших Оленекский выступ платформы от основного ее тела. Оленекский осколок начал погружаться несколько раньше, чем прилегающий к нему по разлому северный склон Анабарской антеклизы. Однако темп погружения был весьма низким, а мощность накапливавшихся осадков небольшой (десятки метров). Северный склон Анабарской антеклизы оказался вовлеченным в прогибание лишь в конце позднепермской эпохи. Погружение здесь было более интенсивным, что отразилось и на мощности осадков, заметно большей, чем у одновозрастных отложений Оленекского поднятия.

В результате погружения западного и южного склонов Анабарской антеклизы заметно расширилась площадь Тунгусской синеклизы, и ее контуры приблизились к современным.

Как уже отмечалось, характерной чертой тектонических движений второй половины раннепермской эпохи была их дифференцированность. Повсеместно на севере Средней Сибири усиление нисходящих движений сопровождалось воздыманием смежных приподнятых участков. Такого рода движениями были охвачены уже упоминавшиеся Лаптевский и Новосибирский массивы, объединившиеся в единую платформенную сушу, а также Карское поднятие и Пур-Тазовская антеклиза Центрально-Сибирской платформы. Усилились поднятия и в пределах Байкало-Патомского орогена, поставлявшего обломочный материал для осадочных бассейнов южной и центральной частей Центрально-Сибирской платформы.

Заметно возросла скорость осадконакопления. Накапливавшиеся осадки не только компенсировали прогибание, но и подавляли

ею, что приводило к смене морских отложений лагунными и континентальными, а также к заметному погружению обломочного материала. Повсеместно на севере Средней Сибири стали формироваться осадочные толщи, имеющие четкий регressiveный профиль (регressiveный ряд формаций).

Ю. Е. Погребицкий [102] рассматривает интенсивные поднятия Карской антеклизы (Карское сводовое поднятие) в кунгуре как фазу орогении. С ней он связывает деформацию первичных структур фундамента и чехла платформы, их переработку в соответствии с новым структурным планом и появление формации гранитоидов. Отражением этих движений, по нашему мнению, явилось широкое развитие конгломератов в основании соколинского горизонта на Западном и Центральном Таймыре. На большей части территории севера Средней Сибири тектонические движения конца раннепермской эпохи не привели к складчатости или инверсии.

Для первой половины позднепермской эпохи (уфимский и казанский века) характерно некоторое ослабление восходящих движений в областях поднятий. В то же время погружение областей прогибания продолжало оставаться достаточно интенсивным, что, естественно, привело к изменению степени дисперсности накапливавшегося обломочного материала, который стал более мелким, и развитию трансгрессий на территориях, примыкающих к морским бассейнам.

В конце позднепермской эпохи тектонические движения вновь стали достаточно контрастными. Существенно увеличилась в размерах Пур-Тазовская антеклиза, усилились темпы ее поднятия. Я. И. Полькин считает, что Пур-Тазовский участок в позднепермскую эпоху стал частью эпиплатформенного горообразования, прослеживавшегося далеко на юг. Эта зона активизации, по-видимому, была сопряжена с Омской зоной глубинных разломов.

Возросла амплитуда поднятия Карской антеклизы. Вновь по всей территории севера Средней Сибири начали накапливаться осадочные толщи, имеющие регressiveный профиль. Особенно погруbel обломочный материал на Западном Таймыре в пределах зон, непосредственно примыкающих к быстро растущим поднятиям Карской антеклизы и Пур-Тазовского орогена.

Обычно тектоническим движениям конца позднепермской эпохи на севере Средней Сибири не придается существенного значения. Складкообразование и инверсию на границе перми и триаса многие исследователи отрицают вообще. Между тем тектоническим движениям конца пермского периода принадлежит весьма существенная роль в формировании структуры севера Средней Сибири. По существу, все основные тектонические преобразования, относящиеся к заключительной стадии позднепалеозойско-триасового этапа, определились уже в конце пермской эпохи. Так, с тектоническими движениями конца пермского — начала триасового периодов связаны первые проявления складчатости и инверсия на Таймыре, резкое смещение к востоку области прогибания в Верхоянской гео-

синклинали, возникновение многочисленных разломов на севере Сибирской платформы и на Таймыре и, наконец, первое массовое излияние основных лав.

Следы позднепермской складчатости вполне надежно устанавливаются на Восточном Таймыре, где триасовые отложения залегают на пермских с угловым несогласием и крупным стратиграфическим перерывом [48]. Однако можно полагать, что складкообразовательными движениями этого времени были охвачены и другие районы Таймыра. Об этом, в частности, свидетельствуют линейные складки и разрывные нарушения в северном борту прогиба, которые Ю. Е. Погребицкий считает доинверсионными [102].

Инверсия, в процессе которой вновь произошло разделение Таймырского прогиба на Западный и Восточный бассейны, началась в индском веке и растянулась до конца триаса. Инверсия и усиление поднятий оживили ранее существовавшие разломы и привели к образованию новых. Началось массовое излияние лав основного состава.

Складчатость, проявившаяся в конце перми — начале триаса на Восточном Таймыре, нашла отражение и на платформе, главным образом в пределах Хатангской краевой ступени. Здесь в ряде случаев на границе пермских и триасовых отложений установлены следы значительного стратиграфического перерыва и несовпадение плана их структур.

В Верхоянской геосинклинали на границе перми и триаса складчатости не было. Следы перерыва в осадконакоплении фиксируются в конце перми — начале триаса лишь в западной, краевой зоне Верхоянского прогиба [49, 55]. На остальной территории осадконакопление продолжалось. Область максимального прогибания настолько сместилась к востоку, что уже достаточно четко определились контуры триасового Яно-Индигирского прогиба [32]. Существенная роль при этом принадлежала усилинию нисходящих движений по Восточно-Верхоянскому глубинному разлому, контролировавшему западный борт Яно-Индигирского прогиба.

На Сибирской платформе с концом пермского — началом триасового периода связана активизация ранее существовавших и возникновение ряда новых региональных разломов, ограничивших контуры Тунгусской синеклизы и послуживших основными путями проникновения базальтовых лав на дневную поверхность. Оживились движения по Анабаро-Кютингдинской системе разломов, в результате чего Оленекский осколок в своем погружении стал опежать смежные участки Центрально-Сибирской платформы.

К концу триаса Таймырский прогиб полностью инверсировал и превратился в сравнительно невысокую горную страну. Закончилось излияние лав на севере Центрально-Сибирской платформы, и практически вся она за исключением северо-восточной окраины стала областью размыва. Лишь Верхоянье сохранилось как область устойчивого прогибания и осадконакопления.

Изменение соотношения площадей, занятых сушей и морем. Эволюция осадконакопления

В конце ранне-среднепалеозойского этапа палеогеографического развития севера Средней Сибири морские воды покрывали большую часть рассматриваемой территории. Ряд крупных, но сравнительно мелководных морских бассейнов был разделен массивами суши, часть которых составляли острова. Наиболее значительная по размерам суша располагалась на северо-западе, за рамками рассматриваемой территории. Она охватывала часть Северной Земли, север Карского моря и территорию Земли Франца-Иосифа и архипелага Шпицберген. В пониженных участках этой суши накапливались осадки кульмового типа, известные в настоящее время на Шпицбергене. Второй крупный массив суши находился на востоке Центрально-Сибирской платформы. Северо-восточная окраина этой суши была осложнена узким, но сравнительно глубоко вдающимся в суши заливом, приуроченным к Кютингдинскому грабену. В пределы рассматриваемой территории попадают также краевые части массивов суши, располагавшихся на севере Западно-Сибирской низменности (бассейн р. Пура) и в районе Новосибирских островов. В южной части Карского моря предполагается существование вытянутой в широтном направлении островной суши.

Массивы суши раннекаменноугольной эпохи почти все были низменными. Лишь на востоке Центрально-Сибирской платформы и севере Западно-Сибирской низменности, возможно, находились поднятия, поставлявшие обломочный материал в смежные области прогибания.

Турнейский век был временем максимального распространения моря в раннекаменноугольную эпоху. По существу, вся рассматриваемая территория, за исключением несколько обособлившегося Верхоянского моря, в это время представляла собой единый крупный эпиконтинентальный морской бассейн. Начало визейского века ознаменовалось довольно заметной регрессией, приведшей к значительному расширению площадей суши. Во второй половине визейского века море вновь трансгрессировало, хотя и не достигло границ турнейского времени. Намюрский век не принес существенных изменений в распределение площадей суши и моря.

На большей части территории севера Средней Сибири, занятой раннекаменноугольным морем, накапливались чистые известковые илы. Море было мелководным. Населявшая его фауна включала многочисленных представителей фораминифер, криноидей, одиночных и колониальных кораллов и брахиопод. Относительно более глубоководным был, очевидно, участок моря в северной краевой зоне Таймырского прогиба, где отлагались известково-глинистые илы со значительной примесью кремнезема, а фауна была малочисленной и однородной по составу. Осадки здесь также отличаются пониженной мощностью, что при наличии признаков углубления бассейна заставляет рассматривать их как осадки зоны некомпенсиро-

ванного прогибания. О существовании такой зоны, примыкающей к глубинному разлому на границе Таймырского прогиба и Карского сводового поднятия, говорилось в предшествующей главе.

Терригенные осадки в раннекаменноугольную эпоху накапливались на двух участках: в пределах западного борта Тунгусской синеклизы, где обломочный материал поступал с поднятия, растущего в бассейне р. Пура, и в районе нижнего течения р. Лены, куда приносился обломочный материал с островной суши, появившейся в визейском веке в море Лаптевых. Возникновение этой суши, так же как и усиление прогибания, приведшее к образованию крестяжских конгломератов, связано с заложением в теле Сибирской платформы Верхоянского геосинклинального прогиба. Особенно интенсивным прогибание было в Кюtingдинском заливе-грабене, где только в течение турнейского века накопилась толща песчано-глинистых и известково-глинистых осадков мощностью 1800 м. Периодически соленость вод в Кюtingдинском заливе заметно повышалась, о чем свидетельствуют прослой гипсов в толще осадков, вы полняющих Кюtingдинский грабен.

Среднекаменноугольная эпоха. Изменения палеогеографической обстановки, имевшие место в среднекаменноугольную эпоху, были, по существу, началом тех преобразований, которые к концу верхнепалеозойско-триасового этапа превратили большую часть территории Советской Арктики в обширный Сибирский континент. Со среднекаменноугольной эпохой на севере Средней Сибири связано резкое сокращение акватории морских бассейнов, разрастание и усложнение рельефа континентов, а также повсеместная смена карбонатного осадконакопления терригенным.

Башкирский век. Регрессия начала башкирского века привела к резкому увеличению размера всех континентов, унаследованных от предшествующего палеогеографического этапа. Особенно разрослась Карская суша, в состав которой в начале башкирского века вошла северная часть Таймырского полуострова. По-видимому, в первой половине башкирского века Карская суша соединялась с островами в море Лаптевых и с сушей, расположенной в районе Новосибирских островов. В пользу этого предположения свидетельствует отсутствие нижнебашкирских отложений на севере Таймыра и на Новосибирских островах. Заметно увеличилась в размерах суша, располагавшаяся в пределах Западно-Сибирской низменности. В раннебашкирское время она включала даже северо-восточную часть Пай-Хоя.

Хотя в целом башкирская суша сохраняла плоский, выровненный характер (преимущественно это была денудационная равнина), свойственная ей в раннекаменноугольную эпоху тенденция к воздыманию начинает вырисовываться все отчетливее. Появляются два повышенных участка на северо-востоке Центрально-Сибирской суши — в устье р. Лены и в районе пос. Джарджан. Заметно увеличивается в размерах и повышенный участок в пределах Западно-Сибирской суши.

Рост поднятий и усиление прогибания привели к тому, что в Верхоянском море карбонатное осадконакопление повсеместно сменилось терригенным. Увеличился снос обломочного материала и с поднятия, расположенного на востоке Западно-Сибирской суши. В результате в пределах существовавшего в то время эмбриона Тунгусской синеклизы преобладающим стало лагунное и континентальное осадконакопление, которое начало подавлять прогибание. По представлениям Ю. Г. Гора и Я. И. Полькина [104], этот участок в раннебашкирское время был аккумулятивной равниной с отдельными небольшими поднятиями, служившими местными источниками сноса.

Терригенные осадки стали накапливаться на северо-западе и востоке Таймырского моря, где, по-видимому, дифференциация тектонических движений была выражена более резко. На остальной территории Таймырского бассейна продолжалось карбонатное осадконакопление.

В позднебашкирское время морские воды покрыли северную часть Карской суши и территорию Новосибирских островов. Сократилась в размерах и Западно-Сибирская суза, северо-западная часть которой также оказалась захваченной трансгрессировавшим морем. На месте Тунгусской аккумулятивной равнины образовался морской пролив, который, по-видимому, уходил на юг, к Томь-Колыванской зоне и далее на соединение с южными морями [104]. По этому проливу происходил, вероятно, обмен фауной между Таймырским и южными морями. В частности, отмечается проникновение таймырских родов *Orulgania* и *Tangshanella* в пределы Томь-Колыванской зоны и Китая. О наличии связей между морями Северной и Южной Сибири говорят и находки в бассейне р. Васюган комплекса башкирских архедисцид, сходного с комплексом архедисцид Таймыра [14].

Башкирские карбонатные осадки повсеместно представлены известковыми илами. На юге Таймыра, где они накапливались в течение всего башкирского века, их мощность достигает 600—700 м. На севере нижнебашкирские отложения не найдены. Верхнебашкирские слои (холоднинская свита) сложены прибрежными обломочными известняками с многочисленными остатками толстостенных раковин брахиопод. Мощность отложений невелика — 60—80 м. Сходный состав имеют верхнебашкирские отложения и в районе Новосибирских островов.

Терригенные осадки в основном представлены глинами и алевритами. Песчаные осадки значительное развитие получили лишь в бассейне р. Джарджан, где, кстати, фиксируется и наибольшая мощность башкирских отложений — более 900 м.

Московский век. Позднебашкирская трансгрессия в московском веке сменилась регрессией. Хотя последняя и не была столь значительной, как в первой половине башкирского века, тем не менее она привела к тому, что морской пролив, соединявший моря Таймыра и юга Сибири, закрылся, а площади, принадлежавшие суше

в Западной Сибири и в районе Карского моря, увеличились. Западно-Сибирская суши присоединила к себе новые участки на севере, а Карская суши вновь приблизилась к Таймыру.

Отступив на севере Западной Сибири и в районе Таймыра, московское море в то же время проникло на западную окраину Карской суши, в район Земли Франца-Иосифа, где в настоящее время на о. Виктория встречена галька известняков с фауной московского яруса. Новые, хотя и ограниченные по размерам участки Центрально-Сибирской суши были покрыты водами Верхоянского моря.

Рельеф суши в московском веке существенных изменений не претерпел. По-видимому, несколько выше стала суши у северного побережья Таймырского моря, где повсеместно стали накапливаться терригенные осадки.

Осадконакопление, как и в башкирском веке, шло главным образом в пределах морских бассейнов. Следы лагунного и континентального осадконакопления надежно устанавливаются на трех участках: на месте морского пролива, разделявшего в позднебашкирское время Западно-Сибирскую и Центрально-Сибирскую суши, на восточном побережье Центрально-Сибирской суши и в центральной части Таймырского бассейна. На месте пролива образовалась прибрежная равнина, периодически заливавшаяся морем. К югу она переходила в аккумулятивную равнину. Формировавшиеся здесь осадки были представлены глинами и песками, реже глинами и алевролитами. Мощность отложений невелика — 35—70 м.

На восточном побережье Центрально-Сибирской суши в начале московского века возникла аккумулятивная равнина, которая позже была покрыта морскими водами. Отложившиеся здесь осадки имеют мощность около 700—800 м и представлены песками и алевритами.

Несмотря на то, что прогибание центральной части Таймырского бассейна было достаточно интенсивным, осадконакопление не только компенсировало, но временами и подавляло его. В результате в районе верхнего течения р. Верхней Таймыры и ее левого притока р. Фадья-Куда возникла аккумулятивная равнина, периодически заливавшаяся морем, в пределах которой стали накапливаться угленосные осадки. Это были преимущественно песчано-глинистые отложения, содержащие много растительных остатков и более редкие прослой с остатками морской фауны. Мощность их достигала 600 м.

В Таймырском и Верхоянском морях также шло накопление терригенных осадков: на западе Таймыра — главным образом алевритов и глин, на Центральном Таймыре — алевритов, глин и песков, на Восточном Таймыре — преимущественно глин или глин и песков. Прослои известняков изредка встречаются лишь на Западном Таймыре.

На севере Верхоянского бассейна (в районе бухты Тикси) накапливались главным образом песчаные, реже алевритовые осадки, мощность которых достигала 1000 м. Южнее, в верховьях

р. Джарджан более существенная роль принадлежала алевритам, но общая мощность отложений оставалась близкой к 1000 м.

Фауна, населявшая московское море, была представлена фораминиферами, брахиоподами, пелециподами и аммоноидеями. Она, несомненно, беднее башкирской. Наиболее распространенной группой были брахиоподы. Основную массу их составляли эндемичные виды и роды, свойственные Восточно-Арктической провинции, к которой принадлежала рассматриваемая территория. По сравнению с бакирским веком комплекс брахиопод существенно обновился [161].

Позднекаменноугольная эпоха. Регрессия, начавшаяся в московском веке, достигла максимума в позднекаменноугольную эпоху. В Западной Сибири после завершения складчатости в Уральской геосинклинали море отступило далеко на север, и к Западно-Сибирской суше присоединилась обширная площадь, охватившая Полярный Урал, Пай-Хой, всю западную часть Карского моря и южное побережье Новой Земли. Исчез пролив, разделявший Лаптевский и Новосибирский острова, и они объединились в единую островную сушу. Эта суши занимала большую часть моря Лаптевых и являлась поставщиком обломочного материала для северной части Верхоянского бассейна. В состав Центрально-Сибирской суши вошел район устья р. Лены. Размеры Карской суши заметно сократились, морские воды покрыли ее южную и восточную окраины. Акватория Таймырского бассейна расширилась и между Карской и Новосибирской сушей образовался пролив.

Позднекаменноугольная суши сохранила равнинный характер. Лишь в пределах Центрально-Сибирской суши в позднекаменноугольную эпоху возник возвышенный участок, в структурном отношении отвечающий Анабарской антеклизе.

Осадконакопление шло преимущественно в морях, и только в районе нижнего течения р. Енисея накапливались осадки лагунно-континентального характера. Здесь продолжали существовать унаследованная от среднекаменноугольной эпохи прибрежная равнина (переходящая к югу в аккумулятивную) и усложняющие ее рельеф мелкие поднятия. Накапливавшиеся осадки имели преимущественно песчано-глинистый состав. Весьма многочисленными были растительные остатки, в ряде случаев образовавшие скопления и в дальнейшем превратившиеся в прослой каменных углей. Мощность отложений, как правило, не превышала 40—50 м.

Осадки Таймырского моря в основном были представлены алевритами. Пески и глины имели подчиненное значение. Мощность осадков на Центральном и Восточном Таймыре достигала 700—800 м, на Западном — 400 м.

На севере Верхоянского моря также шло накопление алевритов. Их мощность в районе губы Буорхая доходила до 1600 м. К югу заметно увеличивалась роль песчаного материала, который в районе верхнего течения р. Яны уже составлял основную массу накапливавшихся осадков мощностью от 900 до 1100 м.

Позднекаменноугольные моря, по сравнению со среднекаменноугольными, были сравнительно малонаселенными. Фораминиферы крайне редки и представлены лишь мелкими формами. Достоверные находки аммоидей отсутствуют. Остатки пелеципод единичны. Наиболее распространены брахиоподы, но и в их составе отсутствуют многие виды и роды, обычные для среднего карбона, а новых видов крайне мало.

Раннепермская эпоха. Оживление тектонических движений обусловило значительное расширение площадей осадконакопления и ускорение темпов их прогибания. Более дифференцированным стал рельеф в областях сноса. В целом эти преобразования носили довольно плавный характер и растянулись на всю раннепермскую эпоху.

Сакмарский век. Заметные изменения в распределении площадей, занятых морем и сушей, имели место в сакмарском веке, главным образом на западе, где в связи с образованием Предуральского прогиба существенно сократились размеры Западно-Сибирской суши. Расширилась площадь лагунно-континентального осадконакопления на северо-западе Центрально-Сибирской суши, что привело к сужению Таймырского моря, превратившегося, по существу, в широкий морской пролив. На остальной территории севера Средней Сибири палеогеографическая ситуация, сложившаяся к концу каменноугольного периода, не претерпела сколько-нибудь существенных изменений.

Наиболее обширный морской бассейн располагался на северо-западе. Он охватывал северо-западную часть Баренцева моря, Новую Землю и Пай-Хой. Через Таймырский пролив это море соединялось с Верхоянским, где существовал второй крупный морской бассейн, охватывавший пространство между Леной и Яной.

Моря были мелководными. Лишь на западе, в районе Печорского бассейна и Новой Земли существовали глубоководные впадины, явившиеся северным продолжением глубоководного желоба Предуральского прогиба. Мощность накапливавшихся в этих впадинах тонкослоистых мергелей не превышала 40 м. На всей остальной территории шло отложение терригенных осадков. Характерной особенностью их в морских бассейнах был преимущественно мелкозернистый состав и значительная выдержанность по простиранию. Так, на Таймыре они представлены алевритами, глинами и мелкозернистыми песками, на севере Верхоянья — главным образом глинами и алевритами, а в более южных районах Верхоянья (хребет Орулган) — алевритами и мелкозернистыми песками.

На большей части территории Таймыра мощность сакмарских отложений выдерживается в пределах 200—400 м, и лишь на Восточном Таймыре фиксируются более высокие значения (500—700 м). Примерно те же колебания мощности свойственны и сакмарским отложениям Верхоянья (300—400 м).

Осадки лагунного и континентального происхождения известны на территории правобережья р. Енисея, которая в сакмарский век представляла собою низменную равнину, то покрывавшуюся опресненными морскими водами, то освобождавшуюся от них, чтобы стать ареной континентального осадконакопления. Такая смена режима в ряде случаев создавала условия, благоприятные для углеобразования. Накапливавшиеся осадки отличались пестротой гранулометрического состава, невыдержанностью прослоев по простирации, обилием растительных остатков. Частой смене состава осадков по простиранию способствовал ряд мелких поднятий, служивших местными источниками сноса. Мощность осадков, накапливавшихся в разделявших эти поднятия впадинах, испытывала значительные колебания, хотя в целом она была небольшой и лишь в редких случаях превышала 100 м.

Фауна, населявшая сакмарские моря, не отличалась разнообразием. Наиболее распространены были брахиоподы и мелкие фораминиферы. Судя по тому, что в их составе довольно много форм, общих для всей Арктики, моря Западно-Арктической и Восточно-Арктической провинций сообщались достаточно свободно [161].

Артинский и кунгурский века. Основные палеогеографические преобразования, относящиеся к этому времени, связаны с резким усилением дифференциации тектонических движений, определивших ускорение темпов роста областей поднятия и усиление прогибания в областях осадконакопления. Рост поднятий был достаточно плавным и в большинстве случаев не приводил к усложнению рельефа, который заметно изменился лишь на западе, где по окраине Западно-Сибирской суши стали вырисовываться контуры поднимающегося горного хребта.

Погружение тоже носило постепенный характер. На первом этапе оно приводило к проникновению морских вод далеко на суши. Однако в дальнейшем обильный привнос обломочного материала обусловил не только компенсацию прогибания, но и его полное подавление, что вызвало обмеление бассейна и смену морского осадконакопления лагунным и континентальным. Этот процесс нашел особенно яркое отражение в изменении палеогеографической обстановки на севере Центрально-Сибирской суши. В начале артинского века сюда впервые после значительного перерыва проникли морские воды. Они затопили всю низменную периферию суши и покрыли небольшие поднятия, существовавшие на ее северо-восточной окраине, в районе устья р. Лены. Несмотря на то, что погружение северной окраины суши продолжалось и в последующее время благодаря обилию обломочного материала, морское осадконакопление стало постепенно сменяться лагунным, появились признаки заболачивания, и к концу кунгурского века весь север Центрально-Сибирской суши стал ареной образования лагунно-континентальных осадков.

В начале артинского века морской режим существовал на Северном Урале, Пай-Хое, Новой Земле, Таймырском полуострове и в Верхоянье. Однако уже к концу артинского века наметилась регрессия, которая достигла максимума в кунгурский век. Морские бассейны сохранились лишь на Новой Земле и в Верхоянье. Таймырский пролив перестал существовать, и связь между морями Западно-Арктической и Восточно-Арктической провинций полностью прервалась. Возник огромный континент, охватывавший север Западно-Сибирской низменности, север Сибирской платформы, Таймыр и большую часть Карского моря.

В артинский век в пределах морских бассейнов накапливались главным образом глинисто-алевритовые осадки. Песчаный материал в заметных количествах фиксируется лишь в осадках, относящихся к концу века. Более существенную роль пески и песчанистые алевриты играли в составе осадков, формировавшихся в рассматриваемый отрезок времени на севере и северо-западе Сибирской платформы.

Регрессия, начавшаяся в конце артинского века и получившая максимальное развитие в кунгурском веке, привела к резкому сокращению акватории морских бассейнов. Повсеместно в связи с ростом поднятий произошло погружение обломочного материала. В основном возникали песчаные отложения, а в Печорском бассейне и на Урале, наряду с песками, стали накапливаться и галечники.

Мелководный характер бассейнов создавал благоприятные условия для их заболачивания, а частая смена поднятий опусканиями обеспечивала надежное захоронение накапливающегося обломочного материала. В результате на обширных площадях Печорского бассейна, Таймыра и северо-запада Сибирской платформы начали формироваться угленосные толщи. Даже в Северном Верхоянье, где в течение всей раннепермской эпохи устойчиво сохранялся морской режим, к концу кунгурского века глинистые и алевритовые осадки сменились песчаными и появились все признаки обмеления бассейна.

Мощность осадков артинского и кунгурского веков значительно колеблется. На платформе она измеряется десятками и первыми сотнями метров (до 300—350 м), а в прогибах достигает 2000—3000 м. Так, например, в Печорском бассейне мощность артинских и кунгурских отложений превышает 3000 м, на Западном Таймыре колеблется около 2000 м, на Восточном Таймыре и в Верхоянье находится в диапазоне 2000—3000 м. Промежуточный характер имеет мощность артинских и кунгурских отложений, сформировавшихся в пределах краевых ступеней платформы (1200—1800 м). Тем не менее переход от краевых ступеней платформы к геосинклинальным прогибам сопровождается весьма значительным перепадом мощности (до 1000 м).

Фауна, обитавшая в артинских и кунгурских морях, была представлена форамииниферами, криноидеями, мшанками, брахио-

подами, пелециподами и редкими аммоноидеями. В целом она сравнительно малочислена и однообразна по составу. Наблюдающиеся в ряде случаев скопления раковин какого-либо одного вида, как правило, связаны с возникновением специфической фаунистической обстановки, в условиях которой большая часть форм отмирала и преимущественное развитие получал какой-нибудь вид или род. Такого рода скопления образуют песчаные фораминиферы в Нордвикском районе, некоторые виды брахиопод на Таймыре (*Attenuatella*) и пелециподы в Верхоянье (*Kolymia*).

Начиная с артинского века, когда закрылся Таймырский пролив, связь Западно-Арктической и Восточно-Арктической провинций могла осуществляться лишь через расположенный на севере океанический бассейн. Это, естественно, вызвало обособление комплексов фауны, населявшей западноарктические и восточноарктические моря, и появление в составе фауны Восточно-Арктической провинции большого числа эндемичных родов и видов.

Позднепермская эпоха. В течение позднепермской эпохи продолжалось дальнейшее сокращение площади морских бассейнов. Казанская трансгрессия, довольно обширная на востоке, совершенно не затронула западные районы. В татарском веке море окончательно отступило в район Верхоянья. Большая часть рассматриваемой территории превратилась в огромный континент, охватывающий север Западно-Сибирской низменности, две трети Карского моря, Таймыр и весь север Сибирской платформы.

Уфимский и казанский века. С началом уфимского века связано объединение Западно-Сибирской и Карской суши и превращение их в единую колоссальную по площади область сноса, поставлявшую обломочный материал в Печорский, Таймырский и Тунгусский бассейны. На западной окраине этой суши на границе с Печорским бассейном поднимались горы. Продолжала существовать Лаптевская сушица, сохранившая примерно те же очертания, что и в предшествующие века. Оставалась стабильной и сушица в районе Верхоянья.

В то же время северная окраина Центрально-Сибирской суши вновь стала погружаться, но, судя по фаунистическому облику уфимских отложений, не резко. Трансгрессия развивалась постепенно и достигла максимума в казанский век, когда морские воды, по-видимому, полностью покрыли Оленекское поднятие и весь северный склон Анабарской антеклизы. В это время на востоке рассматриваемой территории лагунно-континентальный режим осадконакопления почти повсеместно сменяется морским. Углубляется морской бассейн в Северном Верхоянье, возвращается море на Восточный Таймыр и в Нордвикский район, на короткий период времени морские воды проникают на северо-запад Сибирской платформы вплоть до р. Енисея (на широте р. Хантайки). В конце казанского века море отступило в район Верхоянья, вновь по-

кинув Таймыр и север Сибирской платформы и оставил там обширные опресненные лагуны и прибрежные равнины.

Песчаные осадки, характерные для большей части севера Средней Сибири конца кунгурского века, в уфимском веке постепенно сменяются глинисто-алевритовыми. Даже на западе, где в течение всего уфимского века сохранялся лагунно-континентальный режим осадконакопления, роль песчаных осадков заметно сократилась, а галечный материал почти полностью исчез.

Наиболее тонкодисперсные, преимущественно глинистые осадки характерны для отложений начала казанского века, когда трансгрессия достигла максимума. Глинистые и глинисто-алевритовые толщи, сформировавшиеся в это время, известны на Таймыре, в Нордвикском и Лено-Оленекском районе, в Северном Верхоянье. Заметно увеличилась роль глинистых осадков и в казанских отложениях северо-западной окраины Сибирской платформы.

Отложения первой половины казанского века, имеющие преимущественно морское происхождение, характеризуются значительной выдержанностью по простиранию. Во второй половине казанского века, после того как море отступило и фациальная обстановка осадкообразования стала менее выдержанной, более пестрым стал и гранулометрический состав осадков. Периодическое заболачивание обширных заливов и лагун, оставшихся на севере Сибирской платформы на месте отступившего моря, создавало благоприятные условия для накопления больших масс органического вещества, а частая смена фациальной обстановки способствовала его захоронению и дальнейшему превращению в каменные угли. Угленосные отложения этого времени сохранились на северо-западе Сибирской платформы, на северном склоне Анабарской антеклизы и в районе Оленекского поднятия.

Разница в мощности осадков на платформе и геосинклиналях в уфимском и казанском веках хотя и значительна, но менее резко выражена, чем в предшествующий отрезок времени (артинский и кунгурский века). Да и мощность в целом заметно сократилась: на платформе до 150—250 м, а в геосинклиналях до 1000—2000 м. Лишь в Печорском бассейне мощность уфимских и казанских осадков превышает 2000 м.

Уфимский и казанский века были временем существенного обновления состава фауны. В морях заметно возросла роль пелепицопод, которые стали многочисленнее и разнообразнее. Среди фораминифер преимущественное развитие получили формы с известковой раковиной. Много новых видов и даже родов появилось у брахиопод. В то же время почти полностью исчезли мшанки.

К концу казанского века в связи с общим обмелением морских бассейнов соотношение основных групп фауны заметно изменилось. Потеряли ведущую роль брахиоподы, исчезли аммоноидеи, более однообразным стал состав фораминифер, но широко распространялись пелепицоподы и гастроподы. В небольшом количестве

ве появились остракоды. Характерной особенностью этого времени стало обилие фауны при относительной бедности ее видового состава.

Изменился состав фауны, населявшей обширные лагуны и заливы на северо-западе Сибирской платформы и на Западном Таймыре. В артинском и кунгурском веках здесь обитали главным образом солоноватоводные пелециподы. В позднепермскую эпоху им на смену пришел своеобразный комплекс пресноводных пелеципод, в составе которого преобладали представители родов *Microdontella* и *Anthraconaia*, широко распространенных в бассейнах центральной части Тунгусской синеклизы и Кузбасса.

Татарский век. Обширная регрессия, охватившая рассматриваемую территорию в татарский век, завершила процесс формирования позднепалеозойского Сибирского континента. Этот огромный материк объединил территорию Сибирской платформы, Западно-Сибирской низменности, Таймыра, Карского моря и окружающих его архипелагов — Новой Земли, Земли Франца-Иосифа и Северной Земли. Западная часть материка стала областью размыва. На востоке, в пределах Таймыра и северо-западного склона Сибирской платформы продолжалось осадконакопление, но оно повсеместно приобрело лагунно-континентальный характер. Морской бассейн сохранился лишь в Верхоянье. По сравнению с предшествующими веками он сильно деградировал: значительно сузился, обмелел и опреснился.

Тектонические движения в татарском веке носили достаточно контрастный характер, в связи с чем интенсивное прогибание областей осадконакопления на Таймыре и в Печорском бассейне сопровождалось не менее интенсивными восходящими движениями в смежных областях сноса. Возникали новые поднятия, усиливавшие снос обломочного материала. Одно из таких поднятий появилось в пределах области сноса, поставлявшей обломочный материал в Западно-Таймырский бассейн, что надежно устанавливается по увеличению роли грубообломочного материала в составе татарских отложений Западного Таймыра.

Погребение обломочного материала произошло по всей площади осадконакопления. Наиболее резко оно было выражено на Таймыре и в Печорском бассейне, где наряду с песчаными породами существенное значение приобрели галечники. Однако на севере Сибирской платформы и в Верхоянье на смену глинисто-алевритовым отложениям казанского века пришли преимущественно песчаные осадки татарского времени.

Общее поднятие территории и ее осушение привели к расцвету растительности, остатки которой накапливались и захоронялись среди отложений лагун и аллювиальных равнин в Печорском бассейне, на Таймыре и на северо-западе Сибирской платформы.

В связи с оживлением вулканической деятельности во второй половине татарского века в осадках Таймыра и севера Сибир-

ской платформы появилась примесь туфогенного материала. Затем продукты вулканических выбросов полностью вытеснили обломочный материал. Самый конец татарского века в этих регионах знаменуется широким развитием лавовых излияний. К этому времени относится образование толщи туфов и лав основного и щелочно-ультраосновного состава на северо-западе Сибирской платформы (авамская и ергалахская свиты), в бассейне р. Котуя (котуйская свита), на р. Анабаре (саскылахская свита) и в Нордвикском районе (мисайлапская и туфо-лавовая свиты). На Таймыре с вулканическими выбросами и лавовыми излияниями конца татарского века связано образование мощной толщи туфов и базальтов, которая широко распространена по всей площади Таймырского прогиба. Судя по широко развитой в лавовых толщах Таймыра миндалекаменной текстуре, образование лав нередко происходило в подводных условиях. На платформе следы подводного вулканизма устанавливаются лишь в Анабарском районе.

О каких-либо закономерностях в изменении мощности отложений татарского века говорить трудно, так как верхняя часть разреза татарского яруса в большинстве районов размыта. Во многом мощность татарских отложений зависит от интенсивности вулканических выбросов и излияний, но продукты их в ряде случаев также подверглись размыву. В настоящее время наибольшая мощность фиксируется на Центральном Таймыре (2200 м), где основную часть разреза составляют вулканогенные образования. Значительна мощность татарских отложений и в некоторых мелких впадинах северо-западной окраины Сибирской платформы (до 1200 м). Относительно выдержанной и небольшой является мощность морских отложений татарского века в Верхоянье (400—600 м).

Как уже отмечалось, морской бассейн, сохранившийся в татарском веке в Верхоянье, сузился, обмелел и опреснился. Это, разумеется, не могло не отразиться на обитавшей в нем фауне, из состава которой полностью исчезли аммоноидеи, криноидеи и весьма многочисленная еще в казанских морях группа брахиопод. Более или менее сохранили свои позиции пелециподы и гастроподы. Хотя представители этих двух групп нередко образовывали скопления, характерные для прибрежных частей мелководных бассейнов, родовой и видовой состав их стал крайне бедным. У пелеципод преимущественное развитие получили толстостенные, *Kolymia*, а также крупные гладкие пектениды. В числе новых родов, характерных главным образом для татарского века, Е. М. Люткевич и О. В. Лобанова [90] называют роды *Thracia* и *Corbula*. Среди гастропод, еще более однообразных по составу, чем пелециподы, преобладающим стал вид *Warthia imitatachanensis*.

Многочисленные опресненные заливы, лагуны и внутриконтинентальные бассейны на Сибирской платформе и на Таймыре

были населены пресноводными пелециподами, филлоподами и остракодами. Наиболее распространенными среди них были представители родов *Anthracomya*, *Palaeanodonta*, *Estheria* и *Darwiniula*.

Тектонические движения, проявившиеся на рубеже позднего палеозоя и раннего мезозоя, не внесли существенных изменений в распределение площадей, занятых морем и сушей. Они лишь несколько нарастили Сибирский континент, присоединив к нему в начале индского века значительную часть Верхоянья. Море отступило на северо-восток и вернулось обратно лишь в самом конце индского века.

Климат и его изменения

На протяжении раннего и среднего палеозоя на севере Средней Сибири господствовал жаркий климат. Это положение вряд ли у кого-нибудь может вызвать сомнения, так как в его пользу свидетельствуют и состав отложений нижнего и среднего палеозоя (преимущественно карбонатный), и характер встречающихся в них палеонтологических остатков (преимущественно теплолюбивых). Менее определенно можно говорить о том, что климат все время был сухим, так как широкое развитие на севере Средней Сибири морских бассейнов должно было приводить к его увлажнению. Тем не менее абсолютно достоверно, что всем периодам регрессий в нижнем и среднем палеозое сопутствовал аридный климат. Об этом со всей очевидностью свидетельствует тот факт, что как только на каком-нибудь участке рассматриваемой территории складывалась благоприятная фациальная обстановка и возникали лагуны или заливы, на нем сразу же начинали накапливаться доломиты, гипсы и соли. Отложения такого типа формировались в среднем и позднем кембрии на севере Сибирской платформы, в среднем ордовике — на Северной Земле, в позднеудловское время и в девоне — в Тунгусской синеклизе, Таймырском прогибе и на Северной Земле.

Жаркий климат сохранялся на севере Сибири и в течение раннего карбона. В обширных мелководных морях в это время продолжали накапливаться карбонатные отложения. Фауна, населявшая моря, была многочисленной и разнообразной. В составе ее значительная роль принадлежала такой теплолюбивой группе, как колониальные кораллы. На значительную сухость климата раннекаменноугольной эпохи указывают находки гипсов и солей в турнейских отложениях района нижнего течения р. Лены и в визейских отложениях Новой Земли.

На рубеже среднего и позднего палеозоя климат севера Средней Сибири начинает меняться, хотя и не резко, но все же достаточно быстро, если учесть, что в отложениях визейского века фиксируются достаточно надежные признаки аридности климата (гипсонасные толщи), а в отложениях московского века — не ме-

нее достоверны признаки гумидного климата (угленосные отложения).

По-видимому, начало гумидизации климата следует связывать с намюрским веком, отложения которого не содержат ни красноцветов, ни прослоев солей и гипсов. Однако, судя по широкому развитию в отложениях намюра карбонатных осадков и присутствию среди остатков фауны ряда теплолюбивых форм, климат был еще достаточно теплым.

Более или менее таким же он оставался и в башкирском веке, когда на большей части Таймыра, на Новой Земле и Пай-Хое продолжали накапливаться известковые илы, а фауна, обитавшая в морях, отличалась многочисленностью и разнообразием. Все же температура, по-видимому, понижалась, так как скорее всего именно этим объясняется полное исчезновение в башкирских морях Сибири колониальных кораллов. Растительность, покрывавшая берега башкирской суши, вряд ли была очень пышной, ибо растительные остатки этого времени весьма немногочисленны. В ее составе преобладали влаголюбивые и теплолюбивые формы, представленные в основном плауновыми [39, 109].

Во второй половине среднекаменноугольной эпохи климат на севере Средней Сибири стал умеренным. Карбонатное осадконакопление повсеместно, за исключением района Новой Земли и Пай-Хоя, сменилось терригенным. Хотя в основном это было связано с усилением роста областей сноса и увеличением количества приносимого обломочного материала, изменение климата также сыграло свою роль. Карбонатные прослои исчезли даже на платформе, где скорость осадконакопления была не очень велика и обломочный материал вряд ли мог полностью подавить карбонатное осадконакопление.

Отложения московского яруса на севере Средней Сибири представлены в основном мелкозернистыми породами, среди которых значительная роль принадлежит глинам. Характерно, что в составе тонкодисперсных фракций глин повсюду преобладающая роль принадлежит гидрослюде. Последняя, как известно, образуется на первой стадии разрушения силикатов и является показателем относительной вялости процессов химического выветривания, обычной для зон с холодным или умеренным климатом.

Понижение температуры привело к тому, что в московских морях вслед за колониальными вымерли и одиночные кораллы. Возможно, что похолодание нашло отражение и в существенном обновлении состава брахиоподовой фауны. Более пышной стала растительность. В составе ее широкое развитие получили папоротники, среди которых, как отмечает Г. П. Радченко [109], почти полностью отсутствовали типы, свойственные тропическим и субтропическим флорам верхнего палеозоя Вестфальской области (Западная Европа и Северная Америка). Ко второй половине среднекаменноугольной эпохи приурочено также массовое появление на Сибирской платформе кордайтовых — группы, характер-

ной для умеренного климата и широко распространенной в Ангариде и Гондване.

Таким образом, все признаки, которые можно рассматривать в качестве индикаторов климата, указывают на то, что начиная с московского века рассматриваемая территория становится областью умеренного и влажного климата. Такой она оставалась до конца позднего палеозоя. Разумеется, из этого утверждения не следует, что в течение позднекаменноугольной эпохи и пермского периода климат севера Средней Сибири вообще не претерпел никаких изменений. Он, конечно, менялся, но не настолько, чтобы выйти из разряда умеренного и гумидного.

Наиболее надежным показателем гумидности климата позднего карбона и перми является обилие растительных остатков в отложениях этого возраста, а также присутствие в их составе прослоев и пластов каменного угля, имеющих в ряде случаев весьма значительную мощность. Все это указывает на расцвет растительности, который возможен лишь при условии достаточного количества влаги как в атмосфере, так и в почве. Характерно также, что позднекаменноугольные и пермские отложения повсеместно представлены сероцветными толщами, характерными для гумидных зон, в то время как красноцветы, обычно рассматриваемые как признак сухого климата, среди верхнепалеозойских толщ севера Сибири совершенно отсутствуют.

Обращает на себя внимание крайняя вялость процессов химического выветривания, обусловившая присутствие среди отложений позднего Карбона и перми обломков пород и минералов, сравнительно малоустойчивых по отношению к выветриванию, таких как основные эфузивы, оливин, пироксен, основные плагиоклазы. Преобладание гидрослюд среди глинистых минералов также является показателем инертности химических процессов, которая в условиях гумидного климата может быть объяснена лишь умеренными или низкими температурами.

Принадлежность рассматриваемой территории к области с умеренным климатом подтверждается и составом палеонтологических остатков, обнаруженных в отложениях верхнекаменноугольного и пермского возраста. Как показали исследования В. И. Устрицкого, обобщившего материал по зоогеографии позднепалеозойских морей Арктики, в северном полушарии достаточно четко обособляются арктическая и тропическая области [160]. Каждой из этих областей свойствен специфический комплекс морской фауны, причем на протяжении позднего палеозоя, как считает В. И. Устрицкий, ореолы распространения арктических и тропических элементов фауны почти не смешиваются. Территория севера Средней Сибири целиком располагается в пределах арктической зоогеографической области, для которой характерно известное однообразие животного мира, населявшего моря, отсутствие в его составе таких теплолюбивых групп как рифообразующие кораллы, фузулииды и некоторые семейства брахиопод, и в то же время шир-

рое развитие специфических родов и видов, неизвестных в морях Тетиса. В. И. Устрицкий называет в их числе такой род брахиопод, как *Jacutoprotctus*.

К выводу о принадлежности позднепалеозойских морей севера Сибири к северному океаническому бассейну приходит и А. А. Герке [38], в течение многих лет изучавший местную фораминиферовую фауну. Он указывает на преобладание в составе фораминифер агглютинированных песчаных форм, свойственных относительно холодным водам эпиконтинентальных морей. Не расходятся с палеоклиматическими построениями, выполненными по фауне, и результаты анализа флоры, покрывавшей обширные пространства позднепалеозойской суши севера Средней Сибири. Повсеместно в пределах рассматриваемой территории была распространена флора тунгусского типа, для которой характерно преобладание крупных кордаитов и семенных папоротников. Каламиты, лепидодендроны и сигилярии, хотя и входили в состав тунгусского комплекса, но были развиты ограниченно и носили следы угнетения. Этот комплекс резко отличен от богатой и разнообразной тепло-любивой флоры вестфальского и катазиатского типа и всеми палеоботаниками единодушно рассматривается как показатель умеренного и влажного климата.

Колебания климата в течение позднекаменноугольной эпохи и пермского периода, судя по тем сравнительно немногочисленным данным, которыми располагает автор, не были значительными. Климат этой эпохи, по-видимому, ничем не отличался от климата московского века. Во всяком случае ни в составе осадков, ни в характере растительности мы не находим никаких следов климатических изменений. Состав фауны, населявшей позднекаменноугольные моря, был заметно беднее, чем среднекаменноугольный, что, скорее всего, связано с позднекаменноугольной рецессией, резко охудшившей условия обитания морской фауны.

Есть ряд признаков, свидетельствующих о том, что раннепермская эпоха была в позднем палеозое временем наибольшего похолодания. Так, В. Н. Андрианов и В. А. Андрианова [3] приводят сведения, указывающие на существование в первой половине пермской эпохи в районе Верхоянья климатических условий, благоприятных для накопления осадков ледово-морского происхождения. Эти осадки представлены несортированным псефито-алевритовым материалом, залегающим в виде прослоев среди глинисто-алевритовых пород. В псефитовом материале преобладают обломки известняков (реже кварца, изверженных и песчано-алевритовых пород) размером 0,01—0,10 м, но встречаются и валуны, достигающие в диаметре 0,8—1,5 м. Степень окатанности обломков различна, но преобладают угловатые или слабо окатанные. В ряде случаев на поверхности обломков наблюдалась штриховка ледникового типа. Мощность таких прослоев достигает 20 м.

В. Н. Андрианов и В. А. Андрианова наблюдали ледово-морские отложения лишь в Западном Верхоянье, но указывали, что аналогичные образования были встречены Е. С. Бобиным и Г. С. Гусевым в Аллах-Юньском районе в Южном Верхоянье.

В. А. Андрианов и В. А. Андрианова считают, что грубосбломочный материал поставлялся в Верхоянский морской бассейн плавающими льдами, и, следовательно, в начале раннепермской эпохи условия осадконакопления там были приблизительно такими же, как в современном Северном Ледовитом океане. Такой вывод, по мнению автора, малообоснован. Разумеется, присутствие среди нижнепермских отложений Верхоянья ледово-морских отложений является показателем достаточно сурового климата нижнепермской эпохи, но вряд ли он сопоставим с климатом современных арктических районов. Можно было бы привести ряд сопротивлений, указывающих на сомнительность подобной параллелизации, но, по-видимому, вполне достаточно упомянуть о довольно пышной растительности, покрывавшей в раннепермскую эпоху берега Верхоянского моря, которая, разумеется, не могла бы существовать в условиях сурового арктического климата. Ведь общеизвестно, насколько скучна растительность в пределах обширной зоны, примыкающей к современному Полярному бассейну.

Все же и в составе растительности раннепермской эпохи наблюдаются признаки похолодания. Судя по остаткам макрофлоры и результатам изучения спорово-пыльцевых комплексов, раннепермская эпоха на севере Средней Сибири была временем господства кордайтовой тайги. Остальные виды растительности имели подчиненное значение. О существовании сезонных изменений климата можно судить по плохо выраженным концентрическим годичным кольцам у крупных стволов кардайтовых (*Daxylon*). Значительный интерес представляет раннепермская группа хвойных, остатки которых широко распространены в далдыканской свите Норильского района. Эта группа, по мнению В. А. Хахлова [166], указывает на умеренный климат раннепермской эпохи.

Наконец, нельзя не подчеркнуть и то обстоятельство, что расцвет песчаных фораминифер, которых А. А. Герке считает обитателями холодных морей, приходится на севере Сибири именно на раннепермскую эпоху.

Похолодание в ранней перми сопровождалось, по-видимому, некоторым уменьшением влажности климата. В совокупности эти два фактора, как считает Н. М. Годлевский, обусловили относительно медленное течение химических реакций и связанное с этим высокое содержание фюзена в нижнепермских углях далдыканской свиты Норильского района.

В начале позднепермской эпохи в связи с обширной трансгрессией, охватившей всю восточную часть рассматриваемой территории, климат несколько смягчился: повысилась температура, увеличилась влажность. Гумидизация климата, естественно, от-

разилась на характере осадконакопления. Заметно возросла карбонатность морских осадков, появились отдельные, хотя и мало-мощные прослои известняков. Усилились процессы выветривания на суше, в соответствии с общим гумидным профилем литогенеза заметно увеличился вынос железа, с накоплением которого в осадках связано образование многочисленных конкреций и линз сидерита на севере Сибирской платформы. В составе глинистых минералов значительно развился каолинит, а на платформе и монтмориллонит.

В комплексе фауны наиболее заметные изменения произошли у пелеципод и фораминифер. Первые стали многочисленнее и разнообразнее, а холодноводные песчаные формы вторых уступили ведущую роль более теплолюбивым известковым. Более разнообразным стал и состав флоры. На смену однотипной кордайтовой ассоциации пришел комплекс, включающий наряду с кордайтами папоротники и саговые.

Ряд признаков указывает на то, что в конце позднепермской эпохи климат стал вновь более холодным и, возможно, более сухим. Так, Ю. Г. Гор [39] указывает на изменение характера жилкования у листьев кордайтовых, найденных в отложениях пеляттинской свиты Норильского района. Оно стало более мелким и частым, что, как считает этот исследователь, является результатом приспособления к более холодному и засушливому климату. С относительной сухостью климата конца позднепермской эпохи Ю. Г. Гор связывает появление своеобразных семенных папоротников *Comia* и *Callipteris*, а Е. С. Рассказова — возникновение на некоторых листьях кордайтовых «волосяного» покрова.

Не исключено, что в конце позднепермской эпохи в связи с усложнением рельефа климат стал более дифференцированным и вышеупомянутая ксерофитизация растительности носила местный характер. К такой мысли приводят находки в том же Норильском районе среди отложений кайерканской и амбарнинской свит листостебельных мхов, которые, несомненно, являются обитателями сырых мест.

Аридизация климата, наметившаяся в конце пермской эпохи, значительно ярче проявилась в триасе. И хотя вряд ли можно говорить о существенной перестройке климатической зональности на рубеже позднепермской и раннетриасовой эпох, климат триаса, безусловно, отличался большей сухостью и более высокими температурами.

В заключение кратко остановимся на положении рассматриваемой территории среди климатических зон осадкообразования, существовавших в позднем палеозое на поверхности Земли. Известен целый ряд работ, в которых рассматривается проблема климата прошедших эпох. К числу их относятся труды зарубежных ученых А. Вегенера и А. Кеппена [210], Ф. Лотца [199], М. Шварцбаха [173] и др., а также многочисленные исследования советских специалистов, среди которых прежде всего должны

быть названы работы А. А. Криштофовича [79], Н. М. Страхова [139, 142], В. Н. Сакса [126], Ю. М. Шейнманна [176], А. Б. Ронова и В. Е. Хаина [121, 122], Л. Б. Рухина [125] и В. М. Синицына [127, 128].

Остановимся на наиболее полной по охвату геологического времени (от кембрия до кайнозоя) монографии Н. М. Страхова «Основы теории литогенеза» [142], один из разделов которой целиком посвящен проблеме размещения климатических типов литогенеза на поверхности Земли в послепротерозойское время. Н. М. Страхов реконструировал положение климатических зон на поверхности Земли для большинства геологических периодов прошлого. Он пришел к выводу, что за послепротерозойское время последовательно сменились три типа климатической зональности, которые существенно отличались друг от друга расположением климатических поясов относительно современного экватора. Первый тип относился к раннему и среднему палеозою, когда плоскость экватора была ориентирована так, что пересекала меридианы 0 и 10° в. д. под углом 75° по отношению к современной экваториальной плоскости. Северный полюс располагался почти в центре Тихого океана, южный — у побережья Африки.

Второму типу — позднепалеозойскому — было свойственно уже иное расположение климатических зон. Плоскость экватора в позднем палеозое пересекала меридианы $0-10^{\circ}$ в. д. под углом 45° к современной экваториальной плоскости. Северный полюс находился вблизи Алеутских островов, а южный — у южной оконечности Африки.

Третий тип климатической зональности — мезо-кайнозойский — был близок к современному и неотличим от него. Н. М. Страхов отмечает, что хронологически климатические этапы соответствуют (с небольшим запозданием) основным этапам тектонического развития Земли. Так, ранне-среднепалеозойский этап заканчивается в карбоне, а позднепалеозойский — в триасе. Изменение положения оси вращения Земли и связанное с ним смещение климатических зон было особенно резким на рубеже этапов. В течение же самого тектонического этапа эти изменения были настолько медленными, что следы перестройки климатической зональности совершенно не улавливаются. Все эти положения в основном подтверждаются данными об эволюции климата севера Средней Сибири.

В раннем карбоне рассматриваемая территория целиком располагалась в пределах северной аридной зоны, как показано Н. М. Страховым на карте климатической зональности для времени от девона до турнейского века включительно. Н. М. Страхов считает, что переход к позднепалеозойскому плану климатической зональности произошел в визейское время. По нашим данным, резкое смещение климатических зон на севере Сибири имело место в намюре — башкирском веке, после чего этот район стал частью северной гумидной зоны с умеренным климатом. В

пределах этой зоны она и показана на вышеупомянутой карте, составленной для позднего палеозоя. Таким образом, если не считать небольших расхождений в определении времени основной перестройки климатической зональности, весь остальной материал вполне укладывается в палеоклиматические схемы, предложенные Н. М. Страховым.

Полностью подтверждается и его вывод об относительно резкой перестройке климатических зон на рубеже среднего и позднего палеозоя. Как уже было сказано, на севере Средней Сибири это привело к смене жаркого и сухого климата умеренным и влажным.

Более сложным представляется вопрос о положении плоскости экватора и полюсов в позднем палеозое. Климатические зоны, намеченные Н. М. Страховым для позднего палеозоя, имеют слишком извилистые границы, для того чтобы можно было уверенно определить положение экватора и полюсов. Как уже отмечалось, Н. М. Страхов считает, что северный полюс в позднем палеозое располагался в Тихом океане близ Алеутских островов. На основании результатов палеомагнитных исследований (довольно многочисленных в последние годы) разные авторы показывают верхнепалеозойский магнитный полюс на территории Северо-Востока СССР или в примыкающей к нему акватории Тихого океана.

Наконец, интересный и довольно убедительный материал приводит В. И. Устрицкий, реконструировавший положение северного полюса в позднем палеозое по распределению в северном полушарии животных и растительных организмов. На составленных им схемах палеогеографии Арктики в позднем палеозое ареал распространения холоднолюбивой фауны и флоры имеет форму правильного овала, который окружен находками остатков теплолюбивых организмов, относящихся уже к другому климатическому поясу. Центр этого овала, который В. И. Устрицкий рассматривает в качестве полюса, приходится на район нижнего течения р. Лены.

Таким образом, хотя все исследователи, пытавшиеся реконструировать положение позднепалеозойского северного полюса, считают, что он находился восточнее современного, они значительно расходятся в определении его конкретного положения. Окончательное решение этого вопроса, по-видимому, — дело будущего.

ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВА КАТИОНОВ ВОД АРКТИЧЕСКОГО ОКЕАНИЧЕСКОГО БАССЕЙНА В ФАНЕРОЗОЕ

Первая попытка использовать состав поглощенного комплекса глинистых пород в качестве показателя эволюции катионного состава морских вод в геологическом времени была сделана автором совместно с Н. С. Спиро и Ц. Л. Вовк в 1956 г. при анализе истории Арктического океанического бассейна. В результате было высказано предположение, что солевой состав Арктического бассейна в течение позднего палеозоя и последующего времени не оставался постоянным. При этом было обращено внимание на заметное отличие в составе катионов вод позднепалеозойских и мезозойских морей Арктики [135].

В дальнейшем, по мере накопления фактического материала, мы вновь возвращались к проблеме реконструкции солевого состава Арктического бассейна [46, 47]. Привлечение новых данных позволило уточнить время наиболее значительных изменений катионного состава вод морей Арктики. Эти изменения оказались приуроченными к рубежу позднего палеозоя и мезозоя.

В своих представлениях об изменении солевого состава Арктического бассейна мы опирались на данные о среднем составе поглощенных катионов глинистых отложений Арктики, вычисленные для отдельных периодов и эпох позднего палеозоя и мезозоя. При этом делались два допущения. Во-первых, принималось положение, что среди изученных отложений осадкам континентального происхождения принадлежит минимальная роль и что все лагунные отложения по своему солевому составу (не по концентрации) мало отличаются от морских. Во-вторых, предполагалось, что следы диагенетических преобразований поглощенного комплекса при осреднении будут сглаживаны и не смогут затушевывать основных черт солевого состава отложений различных эпох. Эти два допущения позволяли привлечь к осреднению практически весь имеющийся материал по составу поглощенного комплекса глинистых отложений Арктики.

Следует, однако, признать, что неизбежным следствием такого подхода должно явиться заметное влияние на состав поглощенных катионов фациального состава отложений. В условиях умеренного гумидного климата, господствовавшего в Арктике в позднем палеозое и мезозое, отложения окраинных зон морей, их заливов и лагун должны были нести следы опреснения. Естественно, чем шире были развиты прибрежно-морские и лагунные отложения в общем комплексе осадков того или иного периода, тем явственнее должны проступать следы опреснения в составе поглощенного комплекса отложений этих периодов. Кроме того, хотя

при осреднении большого числа анализов состава поглощенного комплекса влияние диагенетических преобразований в значительной мере нивелируется [129], полностью им все же пренебрегать нельзя.

Чтобы показать масштаб влияния этих двух факторов, ниже наряду с данными о среднем составе поглощенного комплекса всех глинистых отложений севера Средней Сибири приведены результаты расчетов среднего состава поглощенного комплекса чис-

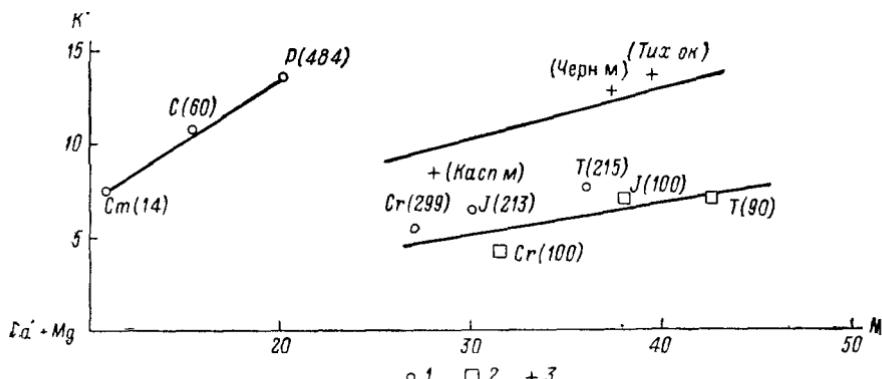


Рис. 24. Изменение во времени состава поглощенного комплекса глинистых пород севера Средней Сибири.

1 — глинистые породы севера Средней Сибири; 2 — морские глинистые породы севера Средней Сибири; 3 — доинные осадки современных водемов.
В скобках — количество исследованных образцов

то морских отложений, без следов заметных диагенетических и эпигенетических преобразований. Неизбежным следствием такого подхода явилось сокращение числа использованных анализов, но степень достоверности выводов, несомненно, возросла.

Представление о среднем составе поглощенного комплекса глинистых пород севера Средней Сибири дает рис. 24. Основной объем аналитических данных, использованных при осреднении (1211 анализов), характеризует верхнепалеозойские и мезозойские отложения. Данные по отложениям более древнего возраста (кембрийским) крайне недостаточны и приводятся исключительно с целью показать общую тенденцию изменения состава поглощенного комплекса палеозойских отложений.

Анализ распределения фигуративных точек состава поглощенного комплекса на диаграмме показывает, что мезозойские и палеозойские отложения достаточно резко обособлены друг от друга. Палеозойские отложения располагаются на диаграмме в области относительно высокого содержания щелочноземельных элементов. Им свойственны весьма близкие по значению содержания калия и натрия. С учетом данных по кембрию достаточно четко проступает общая для палеозойских отложений тенденция к по-

степенному увеличению с геологическим временем относительного содержания щелочных элементов при сохранении одного уровня значений величин отношений между натрием и калием, что обуславливает прямолинейный характер наблюдаемых изменений.

Мезозойские отложения в отличие от палеозойских содержат значительно больше щелочных элементов в составе поглощенного комплекса. Причем соотношение между калием и натрием, свойственное палеозойским отложениям, нарушается, и натрий становится преобладающим элементом. С геологическим временем состав поглощенного комплекса мезозойских отложений закономерно меняется: от триаса к юре происходит постепенное обогащение комплекса щелочноземельными элементами. При этом соотношения между натрием и калием, установившиеся в триасе, весьма близки к тем, которые наблюдаются в остальные периоды мезозоя. Таким образом, и в мезозое изменение состава поглощенного комплекса носит прямолинейный характер. В то же время направления изменений в течение этих двух эр прямо противоположны.

Закономерное изменение состава поглощенного комплекса на протяжении палеозойского этапа развития Арктического бассейна может быть связано с эволюцией его солевого состава. Отсюда следует вывод, что в течение палеозоя в составе морских вод Арктического бассейна постепенно возрастало содержание щелочных элементов. Возможно, однако, что наблюдающиеся изменения определяются эволюцией палеогеографической обстановки осадкообразования, обусловившей различное соотношение морских, прибрежно-морских и лагунных отложений в составе осадков различных эпох и периодов. В зависимости от типа лагун и заливов они могли либо увеличивать среднюю соленость того или иного комплекса осадков, либо, наоборот, понижать ее. Если связывать изменения состава поглощенного комплекса палеозойских отложений севера Средней Сибири с изменением солености, то неизбежным становится вывод о постепенном увеличении солености Арктического бассейна в течение палеозойской эры.

Ограниченный объем данных по палеозойским отложениям исключает возможность однозначного толкования затронутого вопроса. Более определенно можно говорить о причинах, вызвавших изменение состава поглощенного комплекса мезозойских отложений. Как уже отмечалось ранее, триасовый период на севере Средней Сибири был временем наибольшей дифференциации рельефа за всю послепротерозойскую историю этого региона. Обособление площадей, занятых морем и сушей, было максимальным, и отложения зон, переходных от суши к морю, играли в составе триасовых осадков крайне ограниченную роль. В соответствии с этим триасовые отложения севера Средней Сибири в основном представлены морскими и континентальными отложениями, причем подавляющую их часть составляют морские осадки.

В юрском периоде рельеф стал более выровненным, и роль прибрежно-морских и лагунных осадков в общем объеме накап-

ливающихся отложений заметно возросла. В условиях гумидного климата, господствовавшего на севере Средней Сибири в мезозое, эти отложения неизбежно должны были нести следы заметного опреснения. В меловом периоде обширные морские заливы, лагуны и заливавшиеся морем прибрежные равнины заняли большую часть территории севера Средней Сибири. В большинстве своем они имели опресненный характер, что неизбежно должно было сказаться и на геохимическом облике накапливавшихся осадков.

Как показывают экспериментальные исследования, изменение солености морских вод вызывает закономерное изменение состава поглощенного комплекса глинистых частиц, контактирующих с этими водами. На диаграмме поглощенного комплекса эти изменения у глин одного и того же минералогического состава выражены прямыми линиями, подобными той, которая отражает изменение состава поглощенного комплекса мезозоя севера Средней Сибири. Таким образом, есть все основания считать, что наблюдаемое в составе поглощенного комплекса мезозойских отложений постепенное (от триаса к мелу) увеличение содержания щелочноземельных элементов отражает эволюцию палеогеографической обстановки на севере Средней Сибири и связанные с ней изменения фациального состава отложений.

Для того чтобы ограничить влияние фациального фактора на возрастные изменения поглощенного комплекса мезозойских отложений, был рассчитан средний состав комплекса примерно 300 образцов (около 100 в каждой возрастной группе), морское происхождение которых не вызывало сомнений. При этом из их числа были исключены образцы, несущие следы заметных вторичных преобразований.

Как видно на диаграмме состава поглощенного комплекса (см. рис. 24), морские мезозойские отложения содержат больше щелочных элементов, чем полифациальные осадки, однако различия между триасовыми, юрскими и меловыми отложениями сохраняются. Остается прежним и линейный характер направленности возрастных изменений. Все это заставляет думать, что в юрском и меловом периодах опресненный характер был свойствен не только водам лагун и заливов, но и окраинным морским бассейнам Арктического океана.

Изменения состава поглощенного комплекса глинистых пород, сравнительно плавные на протяжении палеозоя и мезозоя, на рубеже этих двух эр приобретают резкий скачкообразный характер. Эти изменения, по-видимому, не могли быть вызваны некоторыми фациальными различиями палеозойских и мезозойских отложений севера Сибири, в частности более широким развитием среди мезозойских отложений морских осадков опресненного характера. Иначе в составе поглощенного комплекса мезозойских отложений мы должны были бы наблюдать увеличение относительного со-

держания щелочноземельных элементов, а не натрия, как это имеет место на самом деле.

Как известно, состав поглощенного комплекса глинистых пород может подвергаться изменениям в процессе диагенеза и эпигенеза. Однако если связывать наблюдающиеся отличия в составе поглощенного комплекса мезозойских и палеозойских отложений с процессами диагенеза и эпигенеза, то мы неизбежно должны будем признать, что эти процессы в отложениях палеозойского и мезозойского возраста во всех случаях проводили к прямо противоположным изменениям.

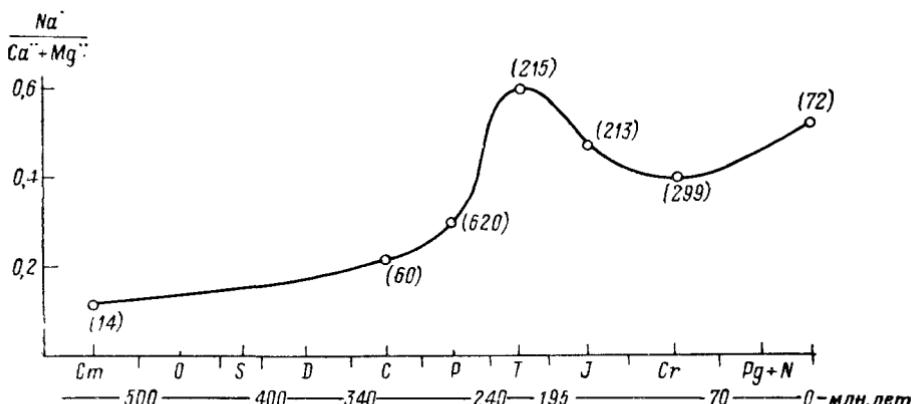


Рис. 25. Изменение во времени отношения $Na^+/(Ca^{++} + Mg^{++})$ в поглощенном комплексе глинистых пород севера Средней Сибири. В скобках — количество исследованных образцов.

положным результатам. Такое положение представляется маловероятным. В результате неизбежен вывод, что резкое различие состава поглощенного комплекса палеозойских и мезозойских отложений севера Средней Сибири связано с общим изменением солевого состава вод Арктического океанического бассейна на рубеже этих эр.

Хорошей иллюстрацией характера изменений относительного состава поглощенных катионов глинистых пород палеозоя и мезоя севера Средней Сибири являются кривые, изображенные на рис. 25 и 26. Одна из них отображает изменение во времени соотношения натрия и щелочноземельных элементов, вторая — относительного содержания натрия и калия. И та и другая показывают плавные и сравнительно небольшие по масштабу изменения относительного состава поглощенного комплекса на протяжении палеозоя и мезоя и весьма резкий, скачкообразный характер изменений этого состава на рубеже эр.

Крайне ограниченное развитие морских отложений палеогена и неогена на севере Средней Сибири не позволяет проследить ха-

рактер изменений состава поглощенного комплекса на протяжении этих периодов. Но, как свидетельствуют результаты исследований четвертичных морских осадков, для них характерно заметное изменение соотношения натрия и калия, что заставляет предполагать изменение катионного состава вод Арктического бассейна и в послемезозойское время.

Имеются некоторые основания полагать, что наблюдающиеся изменения катионного состава морских вод Арктического бассей-

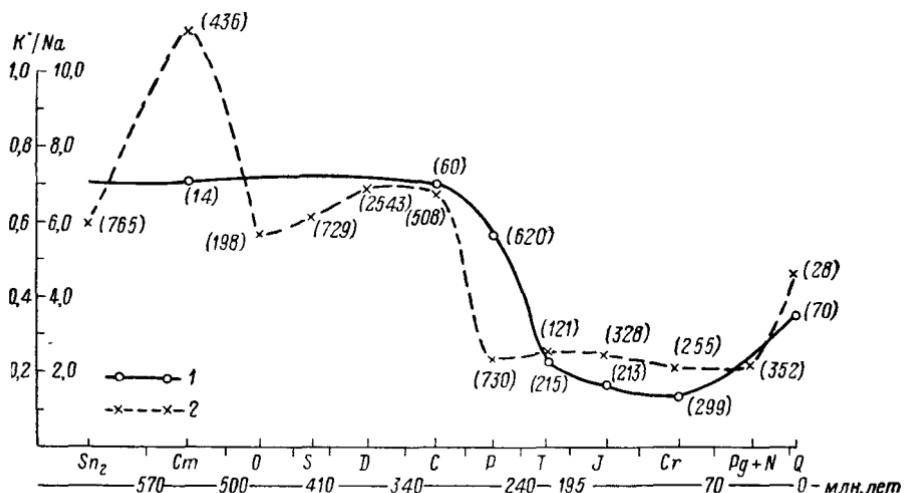


Рис. 26. Изменение во времени соотношения K/Na в поглощенном комплексе глинистых пород севера Средней Сибири (1) и в глинах Русской платформы (2) [29].

на свойственны не только ему, а носят более общий характер и отражают закономерные изменения в составе вод Мирового океана. Так, нельзя не обратить внимания на то, что характер и направленность изменений катионного состава вод Арктического бассейна весьма близки к тем, которые устанавливаются по ряду показателей в морском бассейне Русской платформы и в других регионах земного шара. Мы не будем останавливаться на этом вопросе подробно, так как он рассмотрен в первой части работы (см. гл. VI). Ограничимся лишь сравнением кривых, иллюстрирующих изменение относительного содержания калия и натрия в поглощенном комплексе глинистых пород севера Средней Сибири и в глинах Русской платформы. Эти кривые показывают удивительно близкий ход изменений во времени (см. рис. 26).

Как известно, соотношение натрия и калия в поглощенном комплексе глин в основном зависит от их содержания в водах бассейна седиментации. Что же касается этого соотношения в валовом составе глин, то оно определяется совокупностью факторов,

значение которых находится в прямой связи с генезисом глин. Естественно поэтому, что кривые изменения относительного содержания натрия и калия в глинах и в поглощенном комплексе могут иметь сходный характер лишь в том случае, если существует какая-то общая первопричина, от которой зависит и состав морских вод, и состав накапливающихся в них глинистых осадков. Такой первопричиной, как показывают результаты исследований А. П. Виноградова и А. Б. Ронова [29, 30], может быть изменение состава пород, разрушающихся в областях сноса.

Если считать, что изменения катионного состава вод Арктического бассейна отражают эволюцию солевого состава Мирового океана, то приходится признать, с одной стороны, относительную стабильность состава катионов океанических вод на протяжении геологических эр, а с другой — резкий, скачкообразный характер изменений в течение сравнительно коротких отрезков времени на рубеже геологических эр.

На относительную стабильность солевого состава Мирового океана в течение длительных промежутков времени указывал еще В. И. Вернадский [24], а позднее А. П. Виноградов [27, 28], А. Б. Ронов [118], М. Г. Валяшко [21], К. Николс [203], С. В. Бруевич [16] и ряд других исследователей. Более спорным представляется второй вывод. И все же, как показывают подсчеты, выполненные Н. С. Спиро и Ц. Л. Вовк [133], солевой обмен между сушеей и океаном осуществляется в сравнительно короткие сроки, соответствующие примерно геологическим эпохам или периодам. Это позволяет считать, что существенные изменения состава размывающихся горных пород неизбежно должны вызвать столь же существенные изменения в составе катионов океанических вод. Известно, что на рубеже палеозоя и мезозоя мощные тектонические движения привели к наиболее значительной во всей послепротерозойской истории Земли перестройке земной коры, и поэтому вполне возможно, что наблюдающиеся на границе палеозоя и мезозоя изменения состава катионов океанических вод являются отражением этой перестройки.

ДИАГЕНЕТИЧЕСКИЕ И ПОСТДИАГЕНЕТИЧЕСКИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ЛЕГКОРАСТВОРНЫХ СОЛЕЙ И ПОГЛОЩЕННОГО КОМПЛЕКСА ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД СЕВЕРА СРЕДНЕЙ СИБИРИ

**Основные направления и интенсивность диагенетических преобразований поглощенного комплекса верхнепалеозойских глинистых пород.
Зональное распределение областей диагенеза**

Совершенно очевидны трудности, стоящие на пути выделения процессов диагенетического и постдиагенетического преобразования легкорастворимых солей и поглощенного комплекса глинистых пород. Все же в некоторых случаях благодаря известным различиям в геохимической истории поровых вод и поглощенного комплекса удается выделить два или три этапа их преобразования.

Ранее уже отмечалось, что существует ряд признаков, указывающих на постепенный (по мере уплотнения пород) выход поглощенного комплекса из сферы взаимодействия с поровыми водами, который в связи с этим нередко сохраняет черты, уже утерянные поровыми водами (см. гл. V). Хотя потеря контакта между поровыми водами и поглощенным комплексом может начаться на различном «уровне» преобразования пород, все же условно можно считать, что она более или менее совпадает во времени с изменением термодинамических условий формирования осадка, т. е. с границей диагенеза и эпигенеза. Таким образом, сопоставление состава поглощенного комплекса и легкорастворимых солей можно рассматривать как один из возможных источников информации о направлении диагенетических и постдиагенетических преобразований.

При определении основных направлений диагенетических преобразований поглощенного комплекса глинистых пород севера Средней Сибири неизбежно приходится пользоваться методом сравнения, так как мы не в силах восстановить первоначальный состав поровых вод и комплекса отложений. Приходится исходить из допущения, что первоначально состав поглощенного комплекса диагенезированных пород находился в соответствии с фациальным обликом рассматриваемых отложений и, следовательно, не мог существенно отличаться по составу поглощенных катионов от однотипных (по фациальному облику) отложений, лишенных следов диагенетических преобразований. Таким образом, отправными моментами при оценке направления и интенсивности диагенетических преобразований являются фациальная принадлежность

осадка и состав поглощенного комплекса образцов, не претерпевших существенных диагенетических изменений.

Сопоставление среднего состава поглощенного комплекса глинистых пород изученных разрезов со средним составом поглощенного комплекса морских отложений (различной солености), почти или вообще не затронутых процессами диагенеза, позволяет выявить два основных направления изменения состава поглощенного комплекса верхнепалеозойских глинистых пород севера Средней Сибири. Одно из них характеризуется заметным увеличением содержания щелочноземельных элементов в составе комплекса. Это направление изменения свойственно каменноугольным и пермским отложениям Западного Таймыра и Северного Верхоянья (Хараулах), каменноугольным и нижнепермским отложениям Восточного Таймыра, верхнепермским отложениям северного склона Анабарской антиклизы. Второму направлению свойственно резкое увеличение в составе поглощенного комплекса содержания щелочных элементов. Примером могут служить отложения карбона (перми северо-запада Сибирской платформы, Центрального Таймыра и хребта Орулган (Верхоянье), а также пермские отложения Хатангской впадины [49].

Повышенное содержание кальция и магния в поглощенном комплексе глинистых пород может определяться опресненным характером вод бассейна осадкообразования (о чем в известной мере можно судить по фациальному облику осадков и составу палеонтологических остатков), а может быть связано и с диагенетическими преобразованиями. В последнем случае для осадков обычно характерна повышенная карбонатность. Таким образом, при определении причин, определяющих обогащение поглощенного комплекса кальцием и магнием, первостепенное значение приобретают оценка фациальной принадлежности отложений и анализ состава аутигенного комплекса минералов.

Повышенное содержание щелочных элементов в поглощенном комплексе глинистых пород севера Средней Сибири, по-видимому, можно рассматривать лишь как результат концентрирования поровых вод при диагенезе. Предполагать изначально высокую соленость бассейна осадкообразования в условиях гумидного климата, господствовавшего на севере Средней Сибири в течение всего позднего палеозоя, нет никаких оснований.

Осадки, несущие следы концентрирования поровых вод, могут быть разбиты на две подгруппы в зависимости от преобладания натрия или калия в составе щелочных элементов поглощенного комплекса. Согласно предложенной автором общей схеме диагенетических преобразований поровых вод [42] обогащение поглощенного комплекса натрием является следствием обменных реакций, протекающих в диагенезе в условиях концентрирования поровых вод. Повышенное содержание калия может быть как результатом высокой их концентрации, что устанавливается экспериментальными исследованиями [130], так и следствием десорбции

натрия водородным ионом, протекающей одновременно с концентрированием поровых вод в условиях повышенного содержания органического вещества.

Исследования предшествующих лет [48, 49] показали, что в развитии диагенетических процессов в каждом из изученных разрезов верхнепалеозойских отложений проявляется определенная устойчивость, обусловливающая преобладание какого-то одного направления диагенетических преобразований на протяжении значительных отрезков времени. Эта устойчивость, по-видимому, прежде всего связана с отмечавшейся уже ранее относительной стабильностью режима осадконакопления в пределах крупных палеогеографических зон. Имеет значение и то обстоятельство, что, как это было показано в гл. III, направление и интенсивность диагенетических преобразований почти или вообще не зависят от степени изначальной концентрации морских вод.

Интенсивность диагенетических преобразований в определенной степени контролируется фациальной зональностью. Так, для всех рассматриваемых отрезков времени, как правило, наименьшая интенсивность диагенетических преобразований фиксируется у осадков континентального происхождения. В этом можно убедиться на примере континентальных отложений ранней перми на северном склоне Анабарской антеклизы и отложений поздней перми на Западном Таймыре. Обычно слабо затронуты диагенетическими преобразованиями отложения открытых частей морских бассейнов, например осадки позднего палеозоя Хараулахского хребта (Северное Верхоянье). Более значительными являются диагенетические изменения состава поглощенного комплекса отложений морских заливов, лагун и приморских равнин. Об этом свидетельствуют преобразования, наблюдающиеся у позднекаменноугольных и пермских осадков Таймыра, у пермских осадков Хатангской впадины и западной окраины Сибирской платформы. Наиболее же высокая степень преобразованности поглощенного комплекса свойственна зоне перехода от морских отложений к континентальным, в чем можно убедиться на примере пермских отложений Оленекского района и района хребта Орулган [48, 49].

Хотя приуроченность зон диагенеза к определенным палеогеографическим и палеогидрохимическим зонам совершенно очевидна, она не является строгой, и в некоторых случаях границы палеогеографических зон и зон диагенетических преобразований не совпадают. Такое несовпадение фиксируется на Центральном Таймыре у отложений среднего и позднего карбона и в районе хребта Орулган у отложений ранней перми. Наблюдается и прямое отклонение от намеченных выше закономерных связей, например приуроченность зоны диагенетического обогащения поглощенного комплекса щелочноземельными элементами в позднепермскую эпоху к северной окраине Анабарской антеклизы, где были развиты осадки прибрежно-морской равнины и где, согласно выявленным зависимостям, следовало бы ожидать диагенетического кон-

центрирования поровых вод. Сам факт существования таких отклонений подчеркивает достаточно сложный характер связи между направленностью диагенетических преобразований и палеогеографической зональностью.

Изучение современных осадков (см. гл. III) показывает, что связь эта является опосредованной. В одной и той же палеогеографической обстановке в зависимости от состава осадка и степени обогащенности его органическим веществом направленность диагенетических преобразований может заметно меняться. Таким образом, эта направленность зависит от палеогеографической обстановки в той мере, в какой последняя в свою очередь определяет состав осадка, насыщенность его органическим веществом и физико-химическую обстановку диагенеза.

Постдиагенетические преобразования легкорастворимых солей и поглощенного комплекса верхнепалеозойских глинистых пород

На общем фоне диагенетических и постдиагенетических преобразований поровых вод, пожалуй, наиболее четко проступают следы изменений, связанных с процессами выветривания. Они фиксируются в составе легкорастворимых солей большинства образцов, отобранных из естественных выходов. О направленности этих изменений можно судить по результатам сопоставления одновозрастных и близких по фациальному облику образцов глинистых пород, отобранных из естественных выходов и из керна глубоких скважин.

К сожалению, сравнительный материал довольно ограничен, так как на севере Средней Сибири верхнепалеозойские отложения вскрыты на глубине лишь в двух районах близ побережья моря Лаптевых (Нордвикском и Оленекском). Непосредственно в их пределах верхнепалеозойские отложения на дневную поверхность не выходят, но на расстоянии двухсот-трехсот километров, ближе к складчатым областям, прослеживается ряд разрезов верхнепалеозойских отложений, которые по стратиграфическому объему и фациальной принадлежности весьма близки к одновозрастным отложениям, вскрытым в этих районах. В качестве объектов сопоставления в первом случае нами выбраны пермские отложения районов Нордвикского и мыса Цветкова (Восточный Таймыр), во втором — пермские отложения Оленекского района и Булкурской антиклинали (низовья р. Лены). Правомочность такого сопоставления обоснована в ряде опубликованных работ [48, 55].

На рис. 27 изображен состав легкорастворимых солей (водно-спиртовая вытяжка) пермских отложений районов Нордвикского и мыса Цветкова, образцы которых отобраны более или менее равномерно по всей толще пород. Несмотря на однотипность фациального облика отложений, разница в составе легкорастворимых солей глинистых пород весьма значительна. Соли пород Нордвик-

ского района характеризуются сравнительно однообразным, преимущественно хлор-натриевым составом, выдержаным по всему разрезу пермских отложений. В соответствии с этим на диаграмме почти все образцы группируются близ вершины, отвечающей 100 %-ному содержанию хлористого натрия.

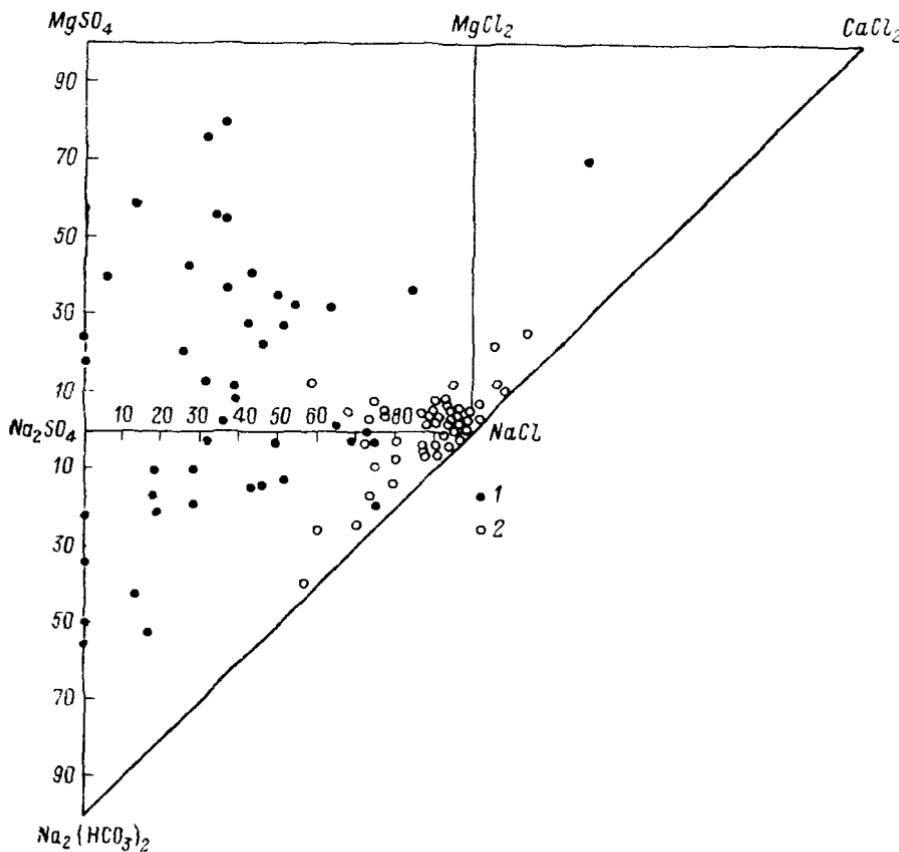


Рис. 27. Состав легкорастворимых солей пермских глинистых отложений района мыса Цветкова (1) и Нордвинского района (2).

На диаграмме пермских отложений района мыса Цветкова фигуративные точки состава легкорастворимых солей разбросаны значительно более широко. Характерной особенностью состава солей является повышенное содержание сульфатов натрия и магния. Несмотря на значительный разброс точек, большая часть их располагается на диаграмме в пределах поля, характерного для поверхностных вод [135]. Лишь сравнительно небольшое число об-

разцов глинистых пород из районов мыса Цветкова обладает составом, близким к составу легкорастворимых солей глинистых пород Нордвикского района.

Рис. 28 позволяет сравнить состав легкорастворимых солей пермских глинистых отложений районов Оленекского (керновый

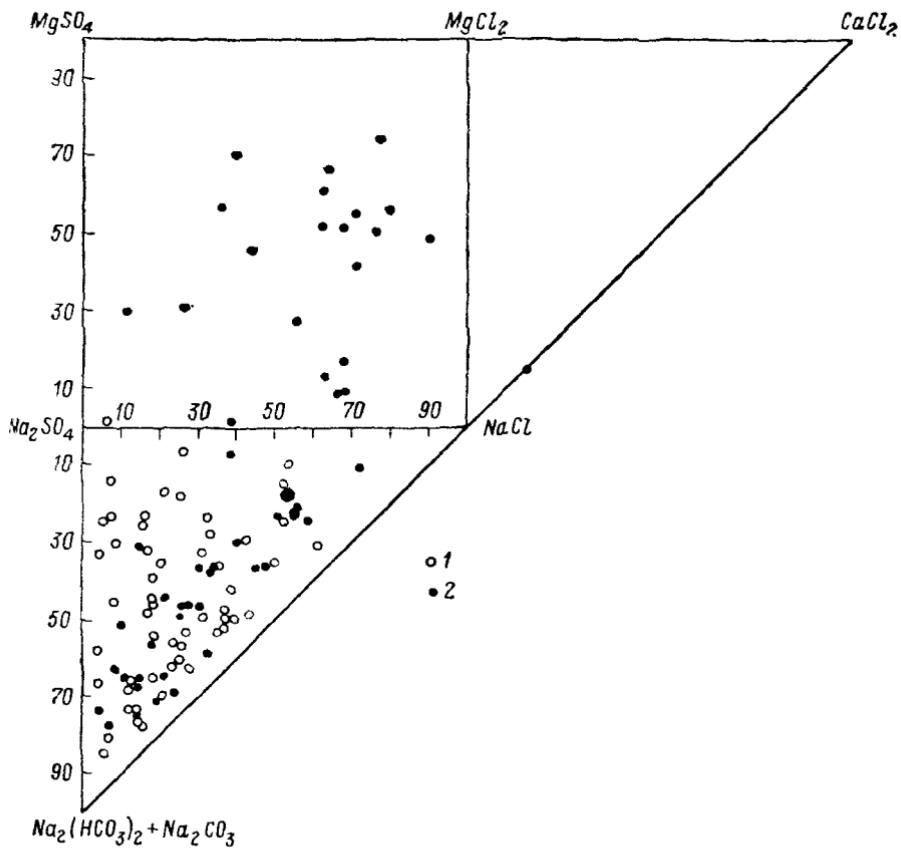


Рис. 28. Состав легкорастворимых солей пермских глинистых отложений Оленекского района (1) и Булкурской антиклинали (2).

материал) и Булкурской антиклинали (естественные выходы). И в этом случае, несмотря на близость фациального состава отложений (они представлены в основном морскими осадками), разница в составе легкорастворимых солей весьма ощутима. Преобладающим катионом в составе легкорастворимых солей глинистых пород Оленекского района является натрий. Он связан в основном с гидрокарбонатным ионом и хлором. В составе образцов из рай-

она Булкурской антиклинали обособляются две группы. Одна группа обладает составом, весьма близким к составу легкорастворимых солей глинистых пород Оленекского района. Фигуративные точки состава этой группы образцов (они приурочены к различным частям разреза пермских отложений) располагаются на диаграмме в пределах того же поля, что и образцы из Оленекского района. Судя по ряду признаков (высокой плотности пород, отсутствию следов окисления пирита и др.), это образцы отложений, сравнительно слабо затронутых процессами выветривания. Вторая группа существенно отличается по составу от первой. Для нее характерно преобладание сульфатов и хлоридов магния и натрия, в связи с чем она обособляется на диаграмме в пределах области, характерной для поверхностных вод.

Генетический смысл наблюдаемых отличий достаточно очевиден. Легкорастворимые соли глинистых пород Нордвикского и Оленекского районов, отобранных из керна глубоких скважин, характеризуются составом, обычным для поровых вод глубинных горизонтов: в составе анионов резко преобладают хлор и бикарбонатный ион, в составе катионов — натрий. Большая же часть образцов пермских отложений, отобранных из естественных выходов, несет следы воздействия поверхностных вод, что находит отражение в заметном увеличении роли сульфатного иона и магния.

В рассмотренных примерах обращает на себя внимание однобразие состава легкорастворимых солей пермских глинистых пород в Нордвикском и в Оленекском районах. Если учесть, что отложения Нордвикского района имеют полифациальный характер, а отложения Оленекского района далеко не однородны по составу (хотя среди них и преобладают морские осадки), то становится очевидной потеря зависимости состава поровых вод этих отложений от фациального облика осадков. Возможные причины этого явления были рассмотрены ранее (см. гл. IV). Отметим лишь, что основным фактором, обусловившим относительную выравненность составов поровых вод глинистых пород в каждом из рассматриваемых районов, являются, по-видимому, процессы фильтрации и диффузии.

Судя по тому, что пермские отложения Нордвикского района имеют полифациальный облик, первоначальный состав их поровых вод должен был быть неоднородным. Все же преобладающими среди них, несомненно, были морские воды, достаточно богатые хлоридами магния и натрия. Процессы диагенеза и постдиагенетические преобразования привели к тому, что различия между разнофациальными пачками полностью сгладились и преобладающим элементом солевого состава поровых вод стал хлористый натрий. Иловые воды превратились в глубинные поровые воды хлорнатриевого типа. Учитывая существенную роль солей хлористого натрия в первоначальном составе иловых вод глинистых осадков Нордвикского района, изменение их состава можно признать относительно ограниченным.

Иловые воды пермских отложений Оленекского района оказались переработанными более существенно. Фациальный облик пермских отложений Оленекского района свидетельствует о том, что в их составе также должны были преобладать иловые воды морского генезиса, богатые хлоридами натрия и магния. В современном же их составе резко преобладает бикарбонат натрия, т. е. они превратились в глубинные воды бикарбонатно-натриевого типа.

Таким образом, с известной долей условности (из-за отсутствия надежных данных о солевом составе пермских вод) на основе анализа состава легкорастворимых солей глинистых пород Нордвикского и Оленекского районов мы можем судить об общем направлении их диагенетических и постдиагенетических преобразований. Результаты исследований пермских отложений Нордвикского и Оленекского районов показывают, что направления этих изменений в рассматриваемых районах были различными. В то же время в каждом из отдельно взятых районов эти изменения носили однотипный характер.

Чрезвычайно важно было бы проследить направление диагенетических и постдиагенетических изменений поровых вод по всей площади развития верхнепалеозойских отложений севера Средней Сибири. Однако для этой цели, как мы уже убедились, могут быть использованы лишь образцы глинистых пород из керна скважин. К сожалению, число последних на севере Средней Сибири крайне мало.

В отличие от легкорастворимых солей поглощенный комплекс верхнепалеозойских глинистых пород в значительно меньшей степени подвержен процессам выветривания. В этом легко убедиться на примере пермских отложений районов Нордвикского и мыса Цветкова. Как было показано ранее, состав легкорастворимых солей пермских глинистых пород района мыса Цветкова несет следы воздействия поверхностных пресных вод и в связи с этим существенно отличается от состава легкорастворимых солей одновозрастных отложений Нордвикского района. На рис. 29 сопоставлены составы поглощенного комплекса глинистых пород этих двух районов. Сопоставление проведено по свитам, которые параллелизуются между собой достаточно уверенно [48].

При оценке результатов сопоставления необходимо иметь в виду то обстоятельство, что параллелизуемые свиты имеют не только общий возраст, но и близкий фациальный состав. Так, лапшевская свита Таймыра и тустанская свита Нордвикского района представлены паралическими осадками, очаповская свита Таймыра и нижнекожевниковская Нордвикского района — прибрежно-морскими и лагунными отложениями, скалистая свита Таймыра и верхнекожевниковская свита Нордвикского района — морскими осадками и, наконец, маринская свита Восточного Таймыра и мисайлапская свита Нордвикского района — лагунными образованиями.

Легко убедиться (см. рис. 29), что составы поглощенного комплекса отложений сопоставляемых свит весьма близки. Следовательно, есть все основания считать, что комплекс пермских глинистых пород мыса Цветкова не претерпел сколько-нибудь существенных изменений после выхода отложений на дневную поверхность. Более того, напрашивается вывод, что поглощенный комплекс рассматриваемых отложений проявил устойчивость по

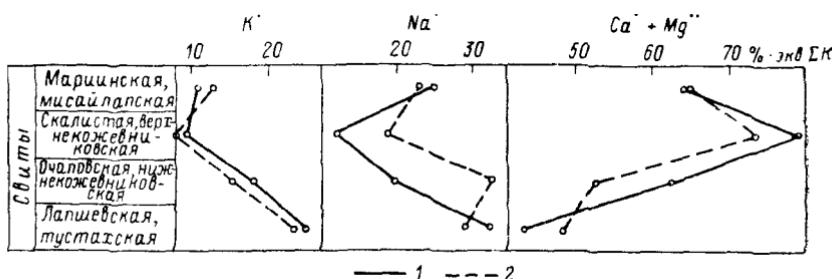


Рис. 29. Сопоставление состава поглощенного комплекса пермских глинистых отложений (по свитам) Нордвикского района (1) и района мыса Цветкова (2).

отношению не только к процессам выветривания, но и к процессам эпигенеза. Во всяком случае никакого выравнивания состава по всей толще пород, которое наблюдалось при изучении легко-растворимых солей как Нордвикского района, так и района мыса Цветкова, в данном случае не наблюдается. Состав поглощенного комплекса отдельных свит достаточно индивидуален и явно несет следы зависимости от фациальных условий образования осадков. Это устанавливается как при анализе среднего состава поглощенного комплекса рассматриваемых свит, так и при изучении отдельных образцов [48].

ГЛАВА XII

ПАЛЕОГИДРОХИМИЯ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ БАССЕЙНОВ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ НА СЕВЕРЕ СРЕДНЕЙ СИБИРИ

В основе излагаемых ниже палеогидрохимических построений лежат результаты исследований состава поглощенного комплекса глинистых пород верхнего палеозоя. В тех случаях, когда аналитический материал оказался достаточным (артинский и кунгурский, уфимский и казанский ярусы), при реконструкции палеогид-

рохимических условий накопления осадков использовался также состав труднорастворимых солей глинистых пород. Легкорастворимые соли глинистых пород верхнего палеозоя, несущие следы значительных вторичных изменений, для палеогидрохимических реконструкций не использовались.

Хотя поглощенный комплекс подвержен вторичным изменениям в меньшей степени, чем легкорастворимые соли, следы их устанавливаются и в его составе. Это в значительной мере осложняет реконструкцию первоначальных условий осадконакопления и заставляет искать пути, ослабляющие влияние вторичных процессов на проводимые палеогидрохимические построения. Одним из таких путей, несомненно, является более строгий отбор используемых образцов.

Как показывают результаты изучения современных и древних осадков, интенсивность диагенетических и постдиагенетических преобразований в значительной мере зависит от характера строения осадочной толщи, степени дисперсности осадка, его состава и насыщенности органическим веществом. Накопленный к настоящему времени опыт свидетельствует о том, что более интенсивно процессы диагенетического и постдиагенетического преобразования поровых вод и поглощенного комплекса идут в отложениях, неоднородных по составу (пачках чередования пород), относительно грубодисперсных (песчаных, алевритовых), отличающихся значительной карбонатностью и повышенным содержанием органического вещества. Знание этих условий открывает возможность выработки объективных критериев отбора образцов для палеогидрохимических построений. В качестве таких критериев в данной работе приняты однородность пласта, тонкодисперсность слагающих его осадков, их низкая карбонатность и относительная бедность органическим веществом. Соответственно из общего числа исследованных образцов для палеогидрохимических построений были отобраны результаты анализов образцов из глинистых пластов, мощность которых составляет не менее 20 м, содержание пелитовой фракции не менее 50%, карбонатность не превышает 2%, а содержание C_{org} не выше 1,0%.

При реконструкции палеогидрохимических условий накопления верхнепалеозойских отложений автор исходил из представлений, согласно которым состав катионов морских вод не оставался постоянным в течение палеозоя и мезо-кайнозоя. Это обстоятельство определило необходимость использования для интерпретации гидрохимических условий накопления осадков позднего палеозоя специальной генетической диаграммы, учитывающей специфику катионного состава верхнепалеозойских морских вод (см. рис. 22).

В качестве основного показателя при построении палеогидрохимических карт было принято соотношение щелочных и щелочноzemельных элементов в составе поглощенного комплекса. С помощью генетической диаграммы были определены пределы значений молекулярных отношений $(Na^+ + K^+)/(Ca^{++} + Mg^{++})$ для отложе-

ний морских вод нормальной солености 0,35—0,60; морских опресненных вод 0,25—0,35; сильно опресненных вод морских заливов, проливов и лагун 0,20—0,25; солоноватых вод лагун и приморских равнин 0,10—0,20 и пресных вод континента менее 0,10. На карты нанесены средние значения отношения $(\text{Na}^+ + \text{K}^+)/(\text{Ca}^{++} + \text{Mg}^{++})$ в поглощенном комплексе глин каждого изученного разреза. Линии равных значений этого отношения использованы для разграничения палеогидрохимических зон.

Палеогидрохимические карты по соотношению щелочных и щелочноземельных элементов поглощенного комплекса глинистых пород построены для средней и поздней каменноугольных эпох, сакмарского века, артинского — кунгурского веков, уфимского — казанского веков и татарского века.

В тех случаях, когда аналитический материал оказывался достаточным по объему, составлялись также палеогидрохимические карты, в основу которых было положено соотношение карбонатов магния и кальция в составе трудно растворимых солей глинистых пород. При определении границ палеогидрохимических зон были приняты следующие пределы значений молекулярных отношений $\text{MgO}/(\text{MgO} + \text{CaO})$: для отложений морских вод нормальной солености 0,40—0,50; опресненных морских вод 0,30—0,40; сильно опресненных морских заливов, проливов и лагун 0,25—0,30; солоноватых вод лагун и приморских равнин 0,15—0,25; пресных вод континента менее 0,15.

На карты наносились средние значения отношения $\text{MgO}/(\text{MgO} + \text{CaO})$. Такие карты составлены для артинского — кунгурского и уфимского — казанского веков. Они сходны с картами, построенными для тех же отрезков времени по соотношению щелочных и щелочноземельных элементов в поглощенном комплексе.

Отложения среднего и верхнего карбона на севере Средней Сибири сравнительно ограничены по площади. Это обстоятельство определяет сугубо схематический характер палеогидрохимических карт данного отрезка времени. О генетической принадлежности вод, в которых формировались отложения среднего и позднего карбона на рассматриваемой территории, дает представление генетическая диаграмма состава поглощенного комплекса этих отложений (рис. 30). Судя по расположению фигуративных точек состава поглощенного комплекса отложений среднего и позднего карбона на диаграмме, в их составе преобладают осадки морского происхождения.

Палеогидрохимическая карта, в основу которой положено количественное соотношение щелочных и щелочноземельных элементов, дает представление о характере палеогидрохимической зональности, существовавшей на севере Средней Сибири в среднем и позднем карбоне (рис. 31 и 32). Насколько позволяет судить довольно ограниченный по объему аналитический материал, морские воды, покрывавшие всю северную часть рассматриваемой территории, имели в основном нормальную соленость. В таких ус-

ловиях формировались осадки на Западном и Восточном Таймыре и на севере Верхоянья. Этот вывод вполне согласуется с фациальным обликом осадков среднего и позднего карбона этих районов и с составом свойственных им палеонтологических остатков, представленных многочисленными и разнообразными брахиоподами, а также пелециподами, аммоидиями, кораллами, мшанками и фораминиферами. Особенно показательно присутствие среди палеонтологических остатков кораллов и аммоидей, весьма чувствительных ко всяким изменениям солевого режима морских вод.

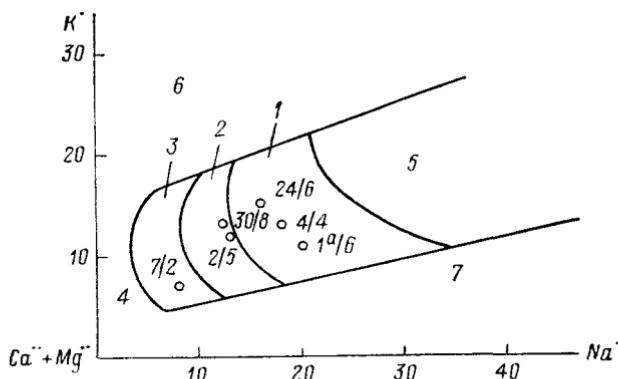


Рис. 30. Палеогидрохимические условия накопления осадков среднего и позднего карбона на севере Средней Сибири (по поглощенному комплексу глинистых пород).

Генетические области диаграммы. Отложения. 1 — морских вод нормальной солености; 2 — морских опресненных водоемов, 3 — солоноватых вод лагуны и приморских равнин; 4 — пресных водоемов; 5 — морских засоленных водоемов; 6 — бассейнов с неустойчивым палеогидрохимическим режимом; 7 — лагун натриевого типа.

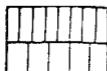
На Центральном Таймыре, в бассейне р. Фадья-Куда, и в Верхоянье, в бассейне р. Собопола среди отложений среднего и верхнего карбона наряду с осадками открытого моря фиксируются отдельные прослои и пачки пород, свидетельствующие о периодическом обмелении и заболачивании. Последнее, естественно, не могло не сказаться на составе поглощенного комплекса глинистых пород, который несет следы опреснения. В комплексе палеонтологических остатков, свойственных отложениям этих районов, своеобразие гидрохимического режима осадконакопления находит отражение в сочетании остатков морских организмов (брахиопод, пелеципод, фораминифер) с остатками наземной растительности (папоротников и папоротникообразных).

Территория северо-запада Сибирской платформы рассматривается на палеогидрохимической карте среднего и позднего карбона как область развития солоноватых вод лагун и приморских равнин. Фациальный облик отложений апсеканской свиты (C_{2+3}) Но-

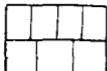
УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ К ПАЛЕОГИДРОХИМИЧЕСКИМ КАРТАМ СЕВЕРА СРЕДНЕЙ СИБИРИ

К палеогидрохимическим картам по соотношению щелочных и щелочноземельных элементов в поглощенном комплексе глинистых пород

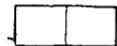
Палеогидрохимические зоны



Морские воды нормальной солености



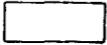
Морские воды опресненные



Сильно опресненные воды морских заливов, проливов и лагун



Солоноватые воды лагун и приморских равнин



Предполагаемые области развития пресных вод континента

Геохимические модули, границы



В числителе — номер точки наблюдения, в знаменателе — количество изученных образцов, в центре круга — среднее значение отношения щелочных и щелочноземельных элементов.



Границы областей размыва



Границы палеогидрохимических зон

Характерные экологические и систематические группы фауны и флоры



Аммонондей



Кораллы



Мшанки



Брахноподы



Пелециподы пресноводные



Пелециподы соленоватоводные



Пелециподы морские



Гастроподы



Кринонден



Фильтроподы



Известковые фораминиферы



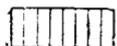
Песчаные фораминиферы



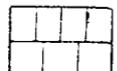
Растительность умеренного пояса

К палеогидрохимическим картам по соотношению $MgO/(MgO+CaO)$
в трудирастворимом комплексе глинистых пород

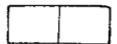
Палеогидрохимические зоны



Морские воды нормальной солености



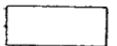
Морские воды опресненные



Сильно опресненные воды морских заливов, проливов и лагун



Солоноватые воды лагун и приморских равнин



Предполагаемые области развития пресных вод континента

Геохимические модули, границы

0,26 15
25

В числителе — номер точки наблюдения, в знаменателе — количество изученных образцов, в центре круга — среднее значение отношения $MgO/(MgO+CaO)$

— — —

Границы областей размыва

— · —

Границы палеогидрохимических зон

Рис. 31.

рильского района, представленной угленосными образованиями с многочисленными растительными остатками, вполне согласуется с такой трактовкой палеогидрохимического режима.

В сакмарском веке на востоке рассматриваемой территории палеогидрохимические условия накопления осадков мало изменились. Об этом свидетельствуют как положение фигуративных точек состава поглощенного комплекса глинистых осадков на генетической диаграмме (рис. 33), так и общая конфигурация палеогидрохимических зон на карте, составленной по соотношению щелочных и щелочноземельных компонентов (рис. 34). Основные изменения произошли на западе, где заметно сузился Таймырский морской бассейн. Он, по существу, превратился в морской пролив, воды которого, особенно в центральной части, заметно опреснились. Следы опреснения фиксируются не только в составе поглощенного комплекса. Они угадываются и в фациальном облике отложений, несущих признаки обмеления бассейна, и в характере палеонтологических остатков, значительно более однообразных, чем в среднем и позднем карбоне (исчезают кораллы, единичны находки аммоноидей).

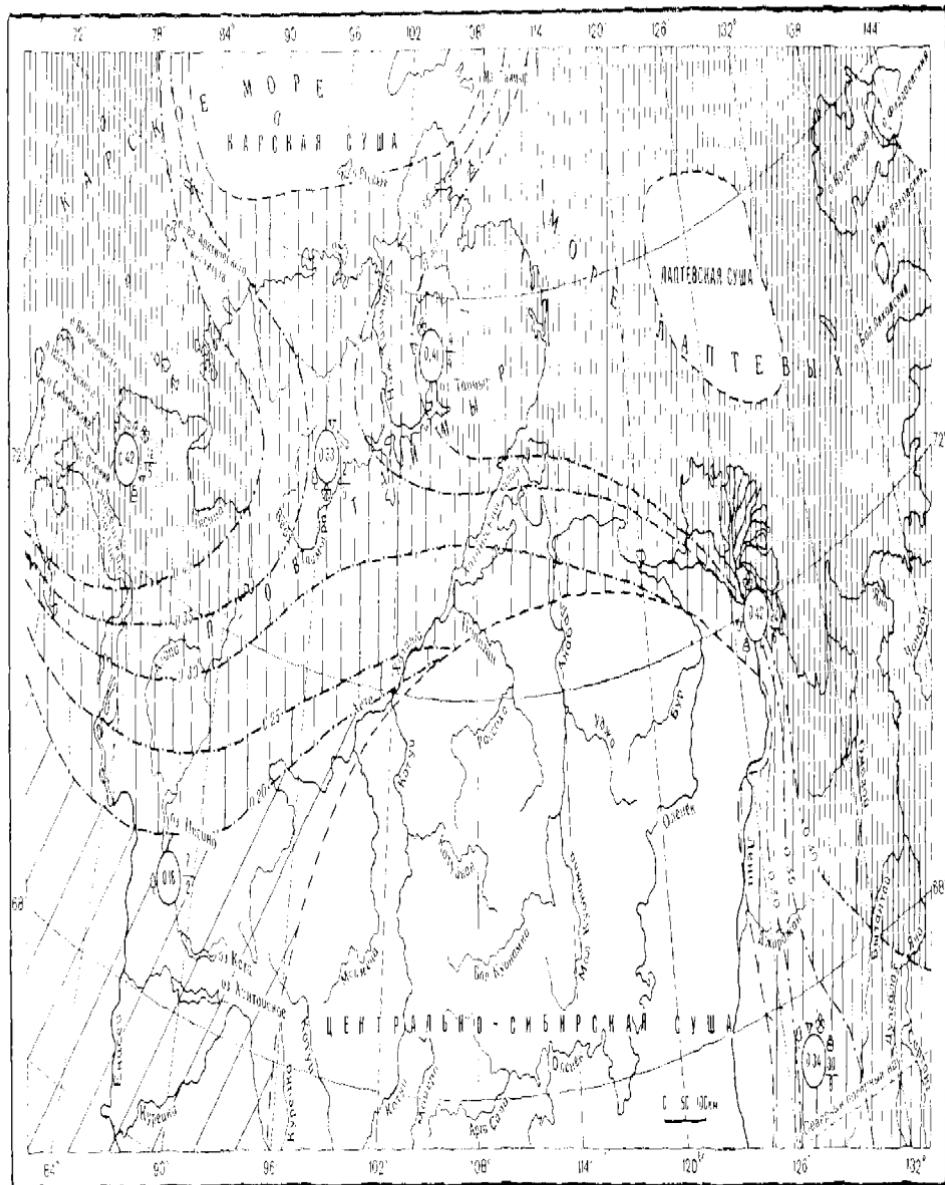


Рис. 32. Пахигидрохимическая карта по соотношению щелочных и щелочноземельных элементов в поглощении комплекса глинистых пород. Средний карбон — поздний карбон.

Условные обозначения см. на рис. 31.

Область развития солоноватых вод лагун и приморских равнин несколько сместилась к северу, заняв площади, принадлежавшие в карбоне Таймырскому морю. В пределах этой области в сакмарском веке продолжали формироваться песчано-глинистые осадки с многочисленными растительными остатками.

Тенденция к опреснению морских вод, наметившаяся в сакмарском веке, значительно более ярко проявилась в артинском и кунгурском веках. Это особенно четко видно на генетической диаграмме (рис. 35), где практически все фигуративные точки состава по-

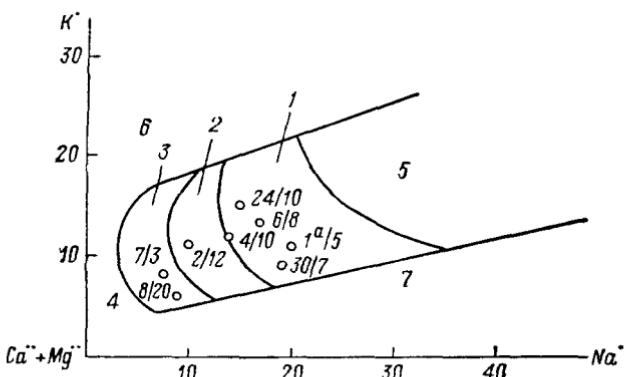


Рис. 33. Палеогидрохимические условия накопления осадков сакмарского века на севере Средней Сибири (по поглощенному комплексу глинистых пород).

Условные обозначения см. на рис. 30.

глощенного комплекса глинистых осадков артинского и кунгурского веков располагаются в пределах поля, характерного для отложений опресненных морских бассейнов. Соответственно и на палеогидрохимической карте (рис. 36), построенной по соотношению щелочных и щелочноземельных элементов (в поглощенном комплексе глинистых пород), следы опреснения устанавливаются по всей площади развития вод Таймырского моря и на западе Верхоянского морского бассейна. Лишь на северо-востоке рассматриваемой территории есть основания предполагать существование области развития морских вод нормальной солености.

Артинский и кунгурский века были временем частой и резкой смены палеогеографической обстановки осадкообразования. Кратковременные трансгрессии приводили к заметному расширению площадей, покрываемых морскими водами, последующие регрессии вызывали их обмеление. Соответственно менялась и палеогидрохимическая обстановка осадконакопления. Палеогидрохимическая карта севера Средней Сибири, составленная для артинского и кунгурского веков, отображает суммарный эффект этих изменений. В конечном итоге они привели к расширению площадей, по-

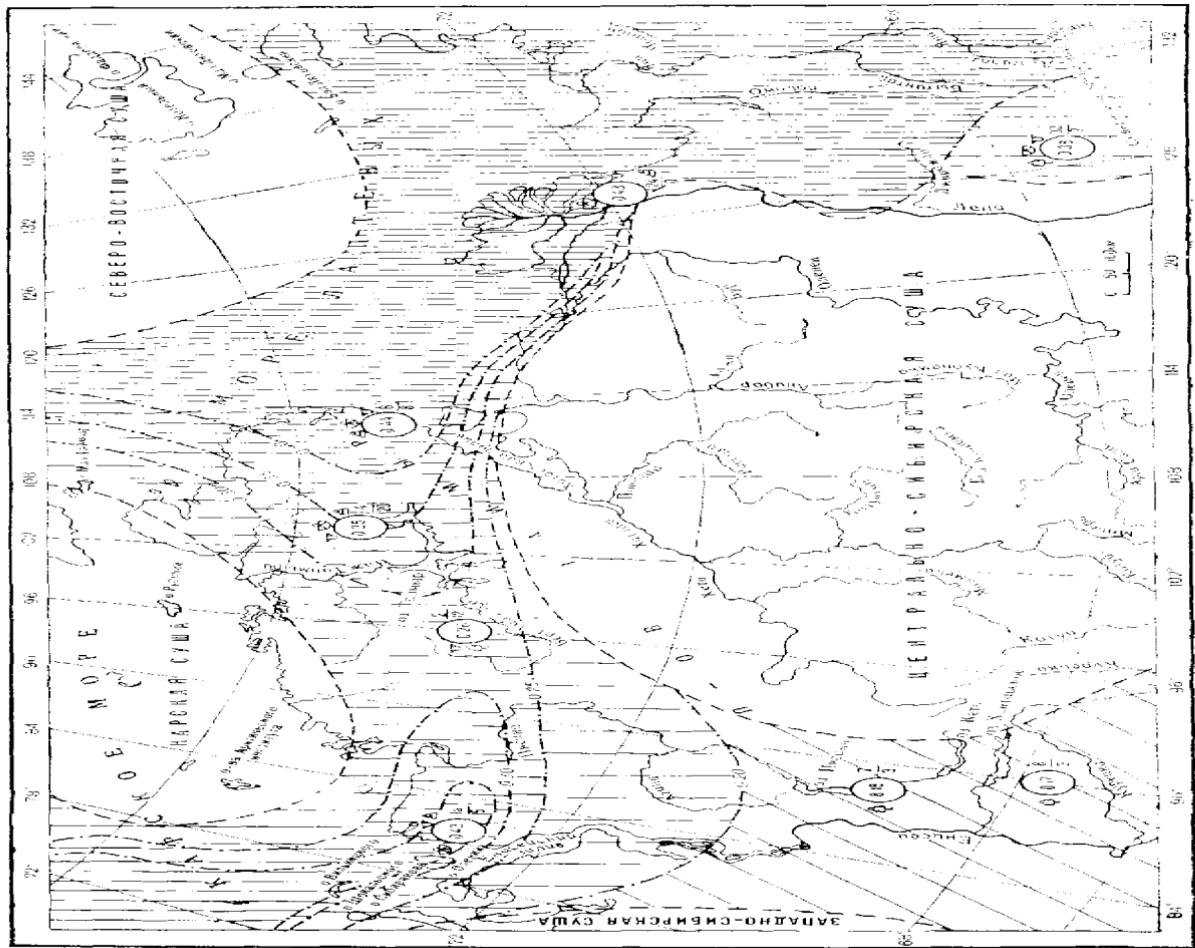


Рис. 34. Геологическая карта по состоянию геодинамики и гидрогеодинамики землетрясения в гороизменном районе.
Большое обозначение на рис. 31.
Большое обозначение на рис. 31.

крытых морскими водами, но в то же время определили и опресненный характер этих вод. Следы наиболее сильного опреснения устанавливаются на северо-западе Сибирской платформы и на Западном Таймыре, где в составе поглощенного комплекса глинистых пород особенно резко возрастает содержание щелочноземельных элементов. Несколько выше была соленость морских вод на территории Восточного Таймыра.

Заметно расширилась, главным образом за счет Центрально-Сибирской сушки, область развития солоноватых вод лагун и при-

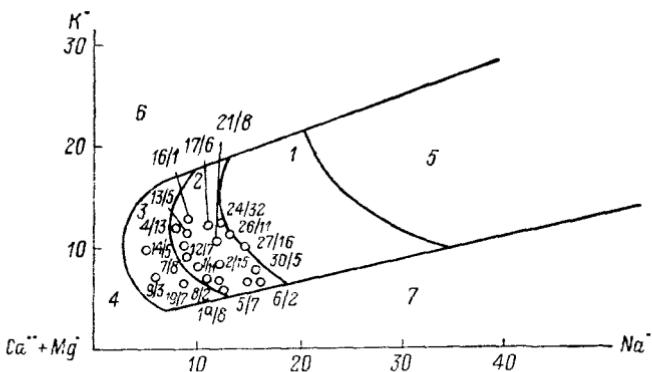


Рис. 35. Палеогидрохимические условия накопления осадков артинского и кунгурского веков на севере Средней Сибири (по поглощенному комплексу глинистых пород).

Условные обозначения см. на рис. 30

морских равнин. Она в это время охватывала всю северную окраину Анабарского поднятия.

Все эти выводы следуют из анализа палеогидрохимической карты севера Средней Сибири, построенной по соотношению щелочных и щелочноземельных элементов в составе поглощенного комплекса. Достоверность их подтверждается палеогидрохимическими построениями, базирующимиися на соотношении $MgO/(MgO + CaO)$ в составе труднорастворимых солей глинистых пород. На палеогидрохимической карте, составленной по этому соотношению (рис. 37), устанавливаются все те палеогидрохимические зоны (хотя и в иных цифровых значениях), которые выделены на карте, построенной по соотношению $(Na + K)/(Ca + Mg)$ в поглощенном комплексе (см. рис. 36). Положение этих зон на картах совершенно аналогично. Границы между однотипными палеогидрохимическими зонами, хотя и не полностью совпадают, но достаточно близки друг к другу.

Устанавливаемая палеогидрохимическая зональность находит отражение в фациальных особенностях отложений артинского и кунгурского ярусов, а также в составе свойственных им палеонтологических комплексов.

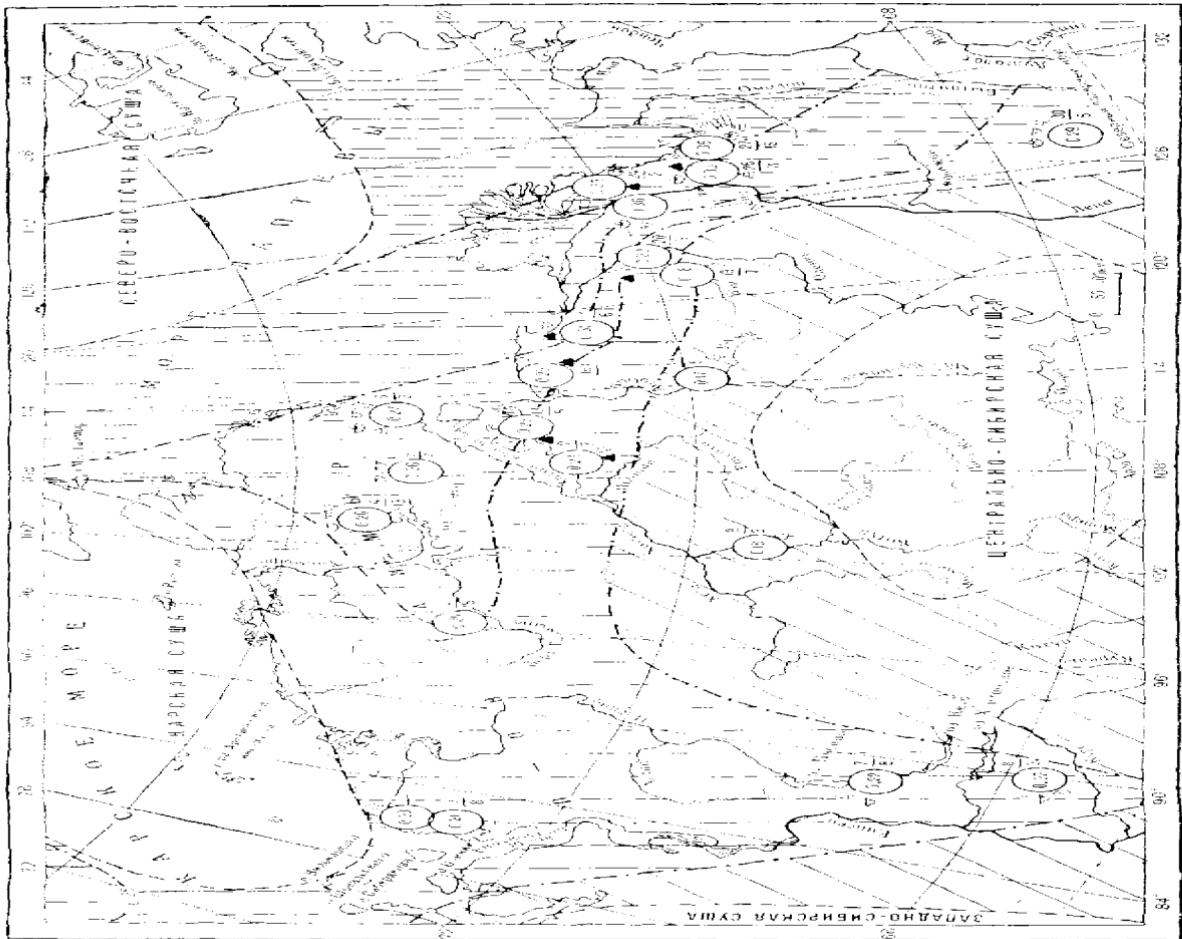


Рис. 36. Геологическая карта по соотношению залежей и месторождений золота в золотоносном комплексе Чертановской горы. Архангельский и Кургурский века.
Условные обозначения см. на рис. 37.

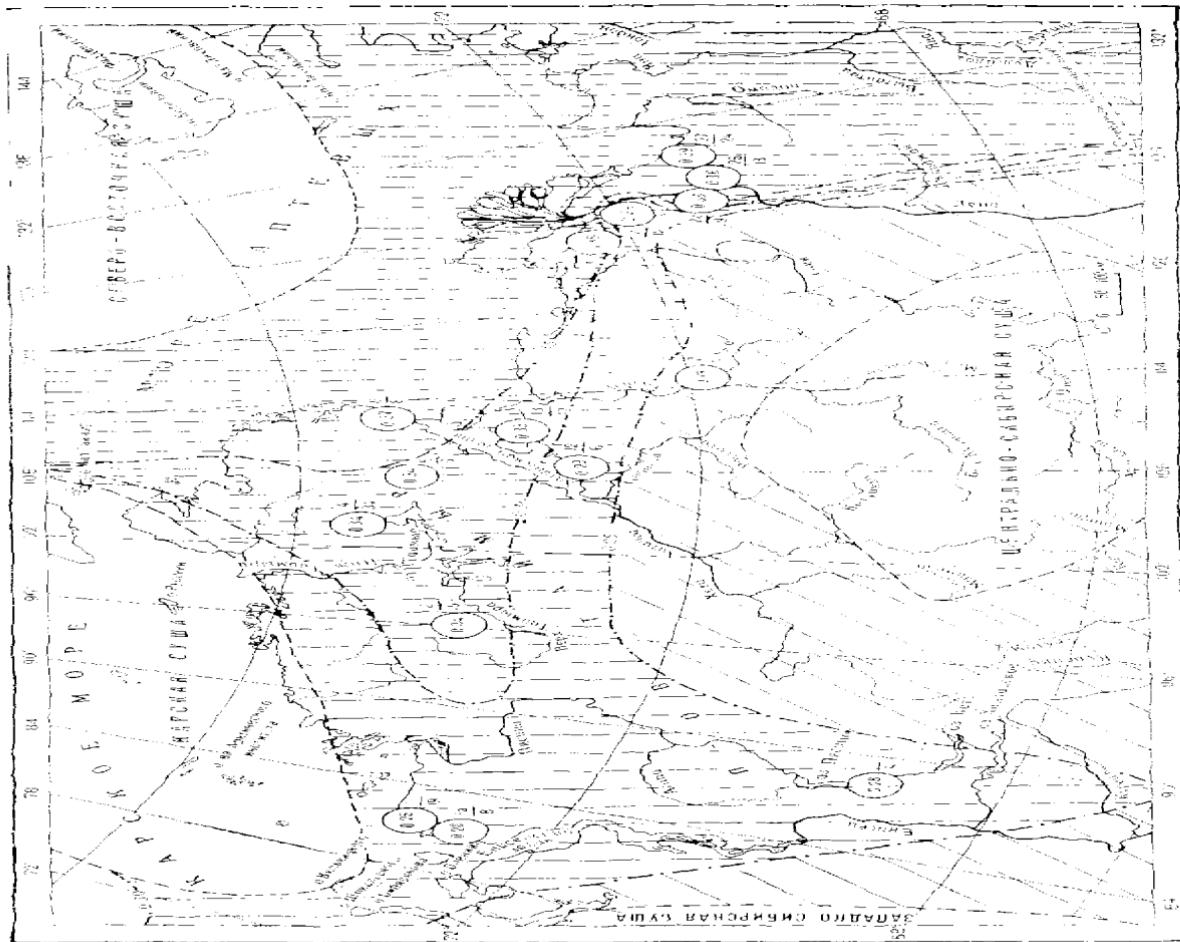


Рис. 3. Платформенная карта по соотношению $Mg/(Mg + Ca)$ в концентрации 10^{-3} в г/л.

погод. Артиллерии в Кыргызский Веке.

логических остатков (см. гл. IX). Так, сравнительно однородные по составу и текстурному облику алеврито-глинистые отложения Северного Верхоянья приурочены к открытой части морского бассейна, где фиксируется гидрохимический режим, наиболее близкий к нормальному морскому. Здесь наблюдается и наибольшее разнообразие состава фаунистических остатков, представленных многочисленными брахиоподами, пелециподами и криноидалями, более редкими мшанками и гастроподами и единичными аммоидалями. Значительно менее выдержаны по литологическому составу и текстурному облику артинские и кунгурские отложения Восточного Таймыра тяготеют к области развития опресненных морских вод. Мелководный и опресненный характер Восточно-Таймырского бассейна обусловил однообразие состава фауны, включающей главным образом брахиопод и пелеципод. Периодическое обмеление и заболачивание определило обилие растительных остатков.

Наибольшая пестрота литологического состава и комплекса текстур свойственна артинским и кунгурским отложениям Западного Таймыра, северо-западной окраины Сибирской платформы и Нордвик-Хатангского района, формировавшимся в сильно опресненных водах морских заливов, проливов и лагун. К концу артинского века Западно-Таймырский бассейн настолько обмелел, что Таймырский морской пролив перестал существовать. Связь Таймырского бассейна с океаном на западе оказалась прерванной, что способствовало прогрессирующему опреснению вод заливов и лагун на Западном Таймыре и северо-западе Сибирской платформы. Обитавшая в этих заливах и лагунах фауна была весьма специфична. Она представлена либо крайне однообразными по видовому составу брахиоподами, остатки которых обнаружены в низах разреза артинского яруса на Таймыре, либо своеобразным комплексом солоноватоводных пелеципод, встреченных в Норильском районе и в верхней части разреза артинских и кунгурских отложений на Западном Таймыре. Не менее специфичен был и состав фауны, населявшей воды Нордвик-Хатангского района, где преимущественное развитие получил своеобразный комплекс песчаных фораминифер [38]. С периодами обмеления и заболачивания заливов и лагун связано появление в составе артинских и кунгурских отложений прослоев, насыщенных растительными остатками, в дальнейшем превратившихся в прослой каменного угля.

На территории обширной приморской равнины, располагавшейся по периферии Анабарского поднятия, накапливались преимущественно песчаные и алевритовые осадки. Крайне невыдержаные по составу, со следами размывов и переотложения, с многочисленными включениями сингенетичных обломков глин и частой косой слоистостью, эти отложения, как правило, не содержат остатков фауны. Лишь в бассейне р. Котуя удалось обнаружить единичные раковины солоноватоводных пелеципод. Зато растительные остатки в виде растительного дегрита, обрывков листьев

и обломков стволов окаменелой древесины встречаются в изобилии.

К началу поздней перми Таймырский морской бассейн на западе полностью замкнулся. Западный Таймыр превратился в обширную приморскую равнину, покрытую солоноватыми водами лагун. Позднепермская трансгрессия, достигшая максимума в начале казанского века, заметно расширила границы Таймырского морского бассейна. Морские воды залили всю северную окраину

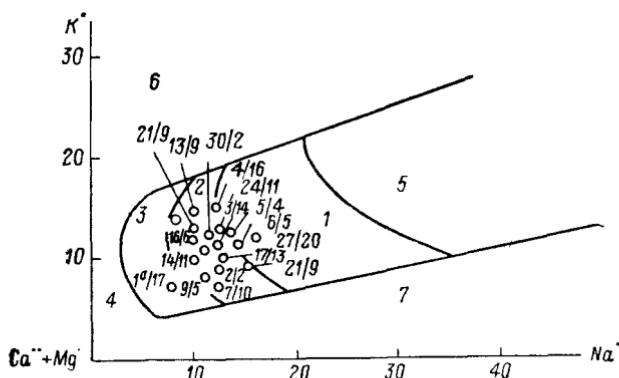


Рис. 38. Палеогидрохимические условия накопления осадков уфимского и казанского веков на севере Средней Сибири (по поглощенному комплексу глинистых пород).

Условные обозначения см. на рис. 30.

Сибирской платформы и вновь на короткий срок вернулись на Центральный Таймыр.

Во второй половине казанского века море отступило. Кратковременность трансгрессии определила сравнительную неустойчивость палеогидрохимического режима морских бассейнов. Тенденция к повышению солености морских вод, наметившаяся в первой половине казанского века, в дальнейшем развития не получила, и в целом позднепермские морские воды в пределах рассматриваемой территории сохранили опресненный характер. В этом убеждают как анализ положения фигуративных точек состава поглощенного комплекса глинистых осадков уфимского и казанского веков на генетической диаграмме (рис. 38), так и характер палеогидрохимической зональности, устанавливаемой на картах, составленных по соотношению щелочных и щелочноземельных элементов в поглощенном комплексе (рис. 39) и по соотношению $MgO/(MgO+CaO)$ в составе труднорастворимых солей глинистых пород (рис. 40). Обращает на себя внимание хорошая сходимость палеогидрохимических карт, в основе которых лежат совершенно разные гидрохимические показатели. Она сви-

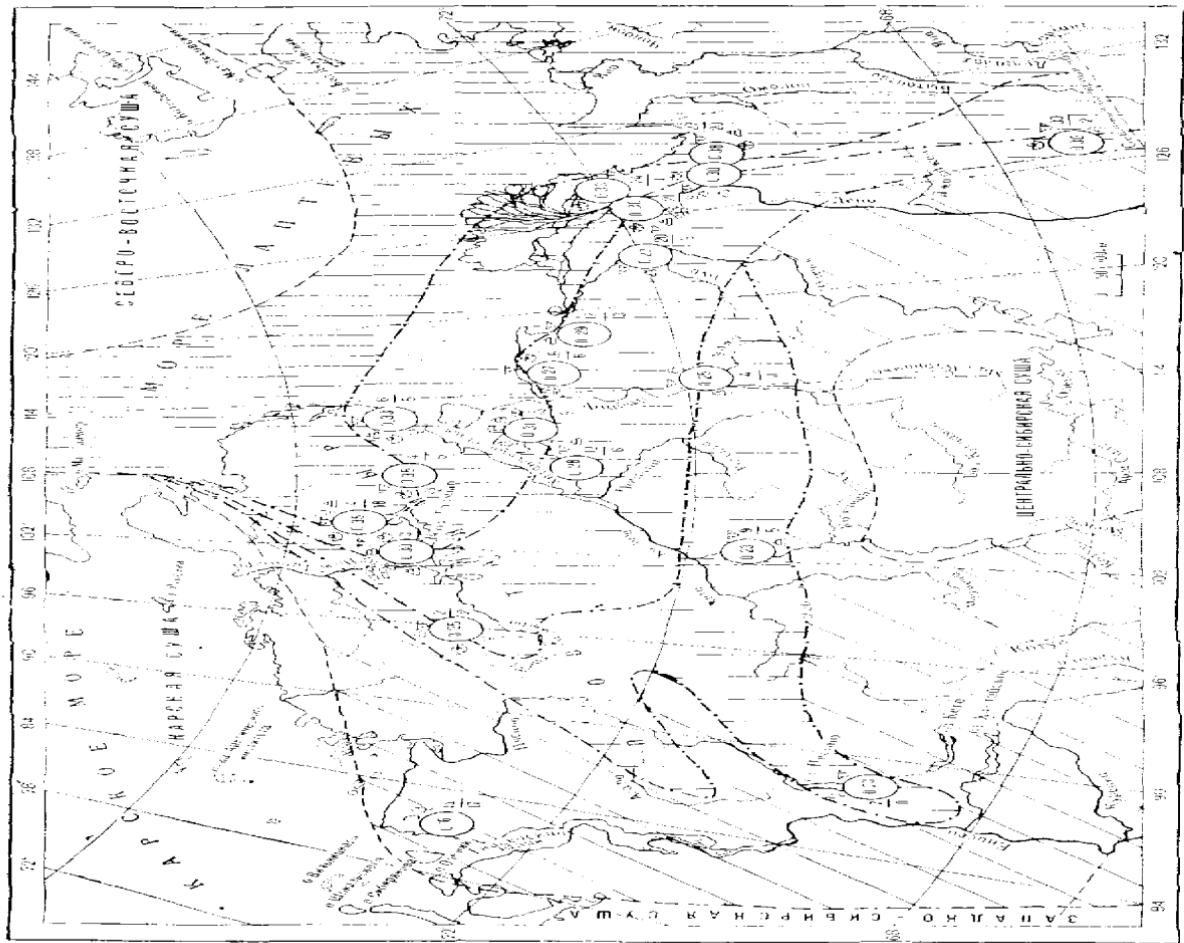


Рис. 39. Палеогеографическая карта по соотношению шелочных и щелочно-алカリйных элювий в постледовом времени
Природа города Уфимский и казанский века.
Условные обозначения см. на рис. 31.

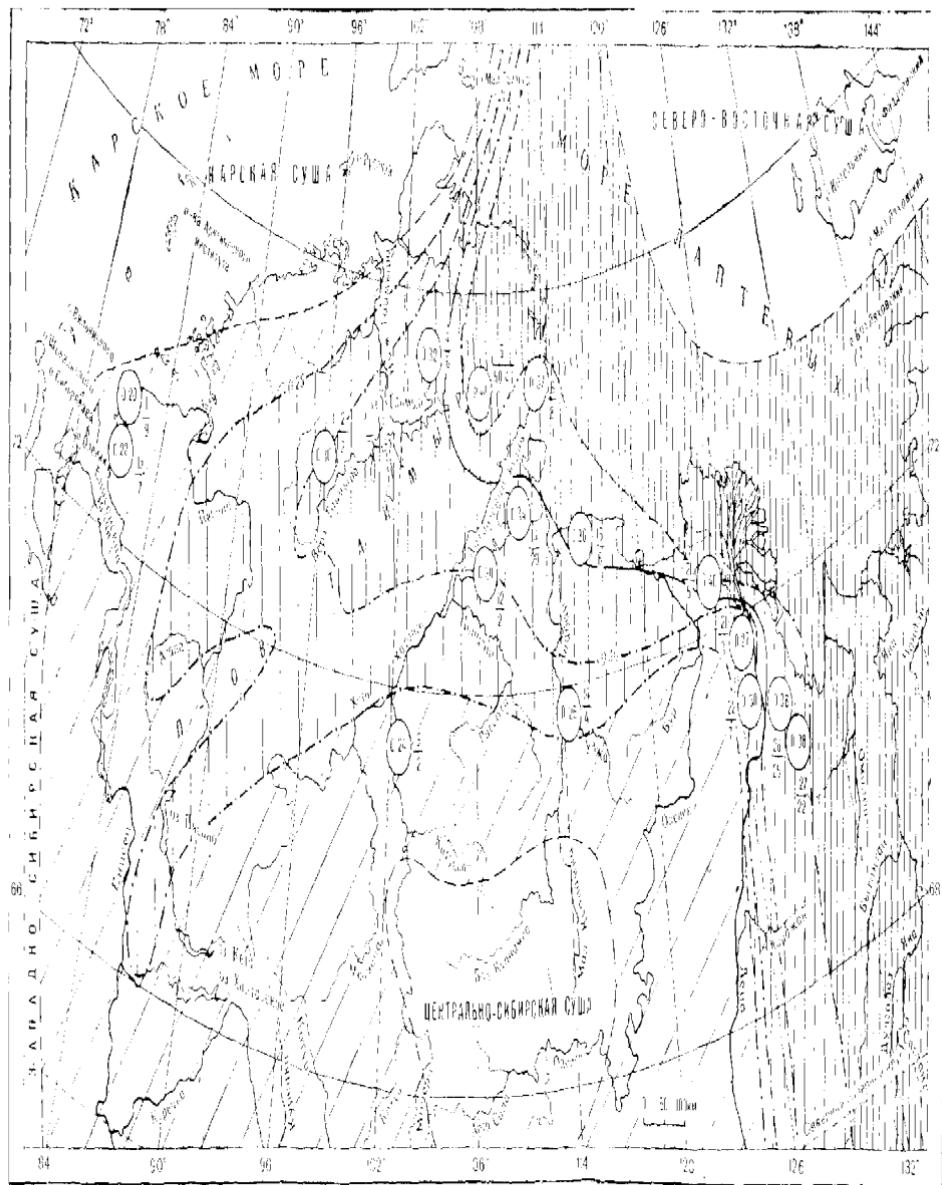


Рис. 40. Палеогидрологическая карта по соотношению $MgO/(MgO+CaO)$ в труднорастворимом комплексе глинистых пород. Уфимский и Казанский века.

Условные обозначения см. на рис. 31.

дательствует о достаточной надежности выполненных палеогидрохимических построений.

Намечающаяся на картах палеогидрохимическая зональность свидетельствует о постепенном опреснении морских вод по мере их проникновения в глубь континента. Так, область развития морских вод нормальной солености в уфимском и казанском веках ограничивалась восточной окраиной Таймыра и территорией Северного Верхоянья, где в это время формировались относительно однородные по составу морские терригенные отложения с многочисленными остатками брахиопод, пелеципод, криноидей и фораминифер.

Морские воды, покрывавшие большую часть Восточного и Центрального Таймыра, Хатангскую впадину, Лено-Анабарский прогиб и всю северную окраину Анабарского поднятия, имели ярко выраженный опресненный характер. На это указывают свойственные отложениям этих районов низкие значения отношения щелочных и щелочноземельных элементов в составе поглощенно-го комплекса и отношения магния к сумме щелочноземельных элементов в составе труднорастворимых солей (см. рис. 39, 40). Многочисленные признаки мелководья, фиксирующиеся в текстурном облике отложений в виде волноприбойных знаков, следов размыва и переотложения осадка, трещин усыхания и т. п., хорошо согласуются с выводом об опресненном характере вод бассейна, в котором они формировались. То же самое можно сказать и о составе палеонтологических остатков. Среди них крайне редки брахиоподы, сравнительно плохо переносящие опреснение. Пелециподы, легко приспосабливающиеся к опресненным условиям, распространены весьма широко [90, 161]. Нередко они образуют ракушниковые скопления, представленные раковинами какого-нибудь одного вида. Такая обедненность видового состава характерна и для фораминифер [38]. Периоды особенно сильного обмеления фиксируются в осадках по скоплению растительного детрита, обрывков растений и обломков окаменелой древесины.

Наиболее опресненный характер был свойствен водам морского залива, далеко вдававшегося в сушу и в период максимальной трансгрессии захватывавшего территории Котуйского и Норильского районов (см. рис. 39, 40). В этом заливе, время от времени превращавшемся в заболоченную лагуну, накапливались песчано-глинистые осадки с характерными текстурными признаками мелководья (волноприбойными знаками, следами усыхания и т. п.) и многочисленными растительными остатками. Неустойчивость гидрохимического режима определила, с одной стороны, скучность фауны (одни пелециподы), а с другой — характерное сочетание в ее составе солоноватоводных и пресноводных форм [12, 39, 90].

Отложения уфимского и казанского ярусов Западного Таймыра (крестьянская свита) дают представление о характере осадков, накапливавшихся в солоноватоводных бассейнах на обширных

площадях приморских равнин и лагун. Это крайне невыдержаные по площади и разрезу, часто причудливо перемежающиеся песчано-глинистые осадки с многочисленными следами размывов и переотложений, знаками ряби, поверхностями усыхания, ходами роющих организмов. Растительные остатки в них многочисленны и разнообразны. Наряду с обрывками листьев нередко можно встретить окаменелые обломки древесины, а иногда и части стволов с корневищами, захороненные в прижизненном положении. Остатки фауны крайне редки и сохраняются плохо.

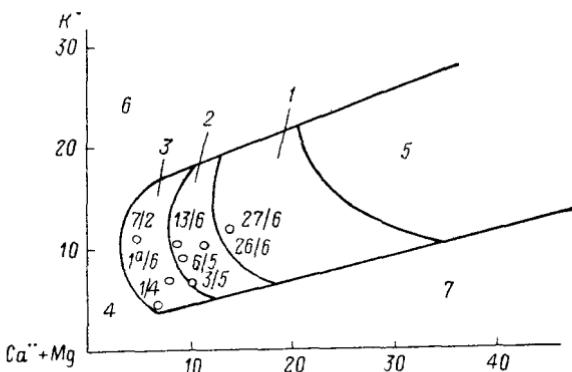


Рис. 41 Палеогидрохимические условия накопления осадков татарского века на севере Средней Сибири (по поглощенному комплексу глинистых пород)

Условные обозначения см. на рис. 30

Геохимические данные о составе водоемов татарского века весьма скучны. Судя по составу поглощенного комплекса глинистых пород, характерной особенностью этих водоемов были опресненные воды. Это со всей очевидностью следует из анализа положения фигуративных точек состава поглощенного комплекса глинистых пород татарского яруса на генетической диаграмме (рис. 41). По существу, все они располагаются в пределах полей, характерных для опресненных морских вод и солоноватых вод морских заливов, лагун и приморских равнин. Лишь на севере Верхоянья установлены глинистые осадки (верховья р. Чубукулаха), поглощенный комплекс которых указывает на палеогидрохимический режим, близкий к нормальному морскому.

О размещении основных палеогидрохимических зон на севере Средней Сибири дает представление палеогидрохимическая карта, в основу которой положено соотношение щелочных и щелочноземельных элементов в поглощенном комплексе глинистых пород (рис. 42).

В татарском веке Таймырский морской бассейн практически перестал существовать. От Таймырского моря остался лишь неболь-

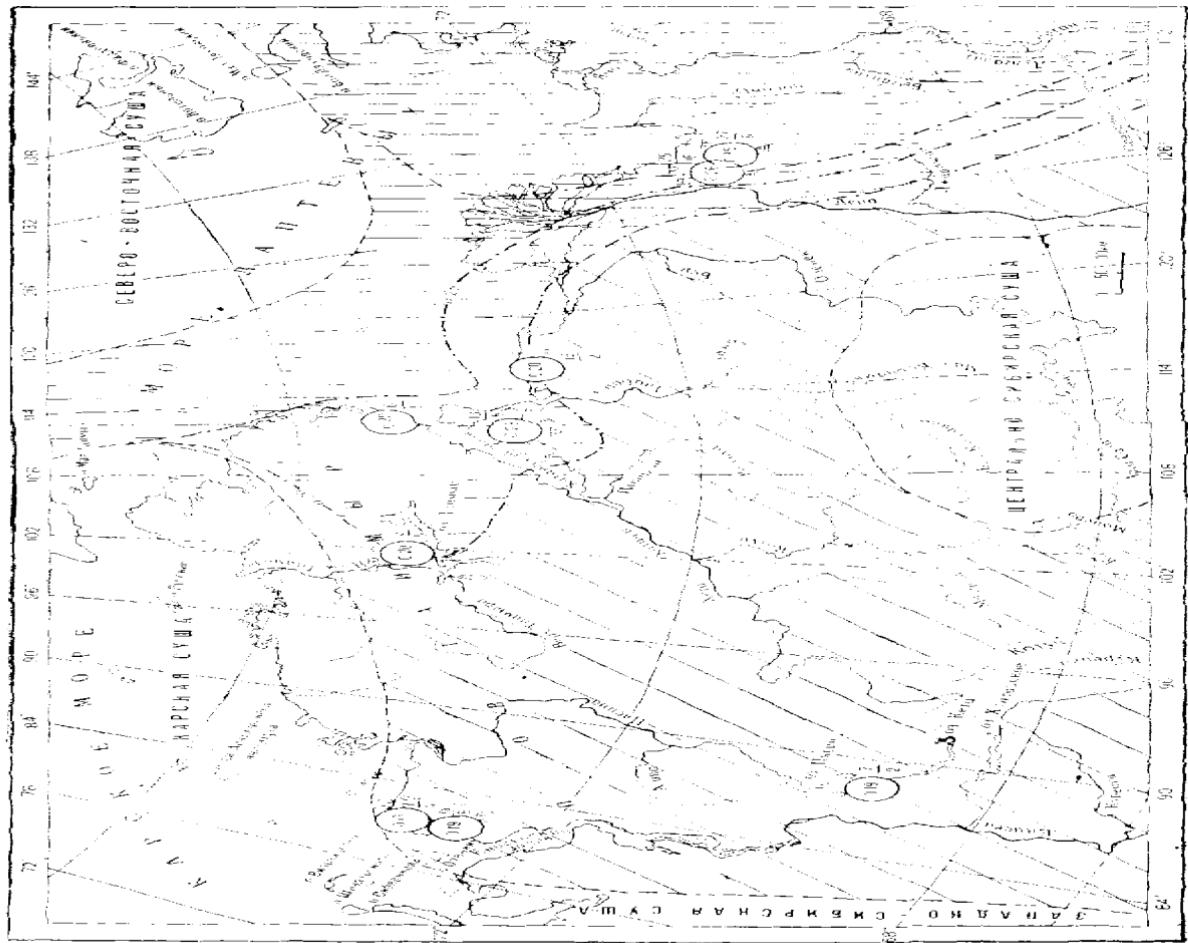


Рис. 2. Геологодинамическая карта по состоянию шелорда и щелочеселитовых залежей в поселениях коми-якутской губернии Татарской республики. Карту можно видеть на рис. 3.

шой опресненный морской залив, занимавший северо-восточную окраину Таймыра и Нордвикский район. Обмелело и опреснилось Верхоянское море. Обширные пространства севера Средней Сибири превратились в равнину, покрытую солоноватыми водами лагун, оставшихся на месте отступившего моря.

Фациальный облик отложений татарского яруса свидетельствует о мелководном характере бассейнов осадконакопления на севере Средней Сибири (см. гл. IX). Несомненно, мелководным был и морской бассейн на севере Верхоянья, где накапливались песчано-алевритовые осадки с многочисленными, но однообразными по составу остатками пелеципод и гастропод. Среди пелеципод наиболее широко были распространены *Kolymia*, раковины которых нередко достигали гигантских размеров. Гастроподы также были представлены одним-двумя видами (*Wartia imitatschanensis* Роров, *Mourlonia* sp.). И те и другие нередко образовывали ракушниковые скопления, представленные как целыми экземплярами, так и многочисленными обломками призматического слоя раковин.

Осадки, сформировавшиеся в опресненном морском бассейне на Восточном Таймыре и в Нордвикском районе, содержат многочисленные следы переотложения и размыва. Крайняя невыдержанность гранулометрического состава отложений в сочетании с пестротой фациального облика свидетельствует о достаточно частой и резкой смене условий осадкообразования. Неустойчивость палеогидрохимического режима определила своеобразие состава фауны, включающей представителей пелеципод, остракод и ракообразных [68].

На большей части территории Таймыра и северо-западе Сибирской платформы в солоноватоводных лагунах накапливались многочисленные растительные остатки. Редкие и весьма специфические по составу двустворчатые моллюски и ракообразные свидетельствуют о солоноватоводном, а иногда и пресноводном режиме этих лагун [39, 90].

Заканчивая обзор палеогидрохимических условий накопления осадков позднего палеозоя, нельзя не отметить некоторых характерных особенностей палеогидрохимии позднепалеозойских бассейнов, главной из которых является прогрессирующее во времени опреснение верхнепалеозойских бассейнов севера Средней Сибири. Этот вывод со всей очевидностью следует из анализа палеогидрохимических карт. Периодические трансгрессии, хотя и восстанавливали на короткий срок первоначальную соленость, все же не могли приостановить общего процесса опреснения морских вод, основной причиной которого, несомненно, являлось последовательное обмеление морских бассейнов в условиях господствовавшего в течение позднего палеозоя гумидного климата.

Следует подчеркнуть и вторую характерную особенность палеогидрохимического развития севера Средней Сибири. Неоднократно на протяжении рассматриваемого отрезка времени на этой

территории возникали условия, благоприятные для угленакопления, особенно в конце раннепермской и позднепермской эпох (кунгурский и татарский века). В меньшем масштабе угленакопление происходило в московском, артинском и казанском веках.

Палеогидрохимические построения свидетельствуют о том, что солевой режим бассейнов, в которых шло угленакопление, носил унаследованный характер. В начальной стадии своего развития эти бассейны по гидрохимическому режиму мало отличались от предшествовавших им окраинных морей. Происходившее в дальнейшем опреснение или изменение состава не стирало полностью унаследованных черт, а периодические трансгрессии нередко восстанавливали первоначальный гидрохимический режим.

Таким образом, геохимические исследования достаточно определенно указывают на то, что в позднем палеозое на севере Средней Сибири преобладал паралический тип угленакопления.

Обращает на себя внимание отсутствие среди изученных осадков отложений пресноводных водоемов, несмотря на то что в отдельные периоды позднего палеозоя лагунно-континентальное осадконакопление было развито весьма широко. Такое положение объясняется двумя обстоятельствами. Прежде всего тем, что в периоды регрессий, особенно значительных в конце ранней и поздней перми, на обширных приморских равнинах осадконакопление происходило главным образом в лагунах, оставшихся на месте отступившего моря. Хотя эти лагуны и были сильно опреснены речными потоками, в целом их солевой состав наследовался от морских вод. Необходимо учитывать также и то, что при составлении карт использованы данные о среднем составе поглощенного комплекса глинистых пород изученных разрезов. При осреднении, естественно, все отклонения нивелируются, и мы получаем представление о господствующем палеогидрохимическом режиме на том или ином участке в тот или иной отрезок времени.

Изучение состава поглощенного комплекса отдельных образцов нижнепермских отложений северной окраины Сибирской платформы и верхнепермских отложений Западного Таймыра и Норильского района показало, что отдельные пачки пород в этих районах накапливались в пресноводных бассейнах [47]. Однако в общей массе осадков, сформировавшихся на обширных пространствах приморских равнин в ранней перми на севере Сибирской платформы, а в поздней перми на Западном Таймыре и в Норильском районе, пресноводные отложения (речные, озерные) составляли, несомненно, лишь ничтожную часть и не могли оказать существенного влияния на палеогидрохимический облик отложений всего комплекса осадков того или иного района.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Накопленный к настоящему времени опыт свидетельствует о том, что при оценке перспектив нефтегазоносности малоизученных территорий существенная роль принадлежит палеогеографическим и палеогидрохимическим исследованиям, которые помогают восстановить палеогеографическую и палеогидрохимическую обстановку накопления осадков, вскрыть основные закономерности формирования осадочных толщ и на этой основе определить условия, наиболее благоприятные для образования полезных ископаемых осадочного происхождения.

В отличие от палеогеографии, базирующейся на ряде фундаментальных разработок, палеогидрохимические исследования пока еще не имеют столь надежной теоретической и методической основы. Тем не менее уже сейчас существуют объективные предпосылки для использования палеогидрохимических исследований при решении важнейших вопросов, связанных с восстановлением условий формирования осадочных толщ.

Наиболее полное представление о составе вод бассейна осадкообразования дают поровые воды (или легкорастворимые соли) глинистых пород, разумеется, если это воды седиментационного происхождения. Однако поровые воды обычно несут следы довольно существенных преобразований. В этом случае достаточно остро встает вопрос об использовании всех прямых и косвенных показателей состава и солености древних бассейнов. Таких показателей немного, и среди них, безусловно, наиболее информативен поглощенный комплекс.

Если поровые воды (или легкорастворимые соли) непосредственно отражают состав вод бассейна осадкообразования, то связь поглощенных катионов с седиментационными водами является более сложной. Экспериментальные исследования показали, что состав поглощенных катионов глинистых осадков меняется в зависимости от состава и концентрации контактирующих с ним растворов. В процессе опытов было установлено, что различные по минералогическому составу глины адсорбируют катионы в разных соотношениях, но направленность и прямолинейный характер изменений состава поглощенного комплекса при изменении кон-

центрации равновесного раствора являются общими для всех минеральных типов глин.

Серьезным препятствием на пути использования состава поровых вод и поглощенного комплекса глинистых пород для палеогидрохимических реконструкций следует считать те преобразования, которые они испытывают под влиянием процессов диагенеза и эпигенеза. Одним из наиболее распространенных процессов диагенетического преобразования поровых вод является их концентрирование. В составе поглощенного комплекса оно находит отражение в увеличении относительного содержания щелочных элементов. Нередко наблюдается диагенетическое обогащение поровых вод бикарбонатом натрия или карбонатами кальция и магния. Эти процессы вызывают сдвиг адсорбционного равновесия и последующие реакции обмена.

Масштаб диагенетических преобразований поровых вод и поглощенного комплекса может быть различным. Он определяется совокупностью факторов, среди которых первостепенное значение имеют тип бассейна осадконакопления, характер обстановки в осадке (аэробный, анаэробный), строение разреза, степень дисперсности отложений, содержание органического вещества и интенсивность биохимических процессов, степень карбонатности осадка.

Основной движущей силой постдиагенетических преобразований является приспособление осадков (а в их составе и поровых вод) к новым термодинамическим условиям. Это определяет специфические черты постдиагенетических преобразований поровых вод и поглощенного комплекса глинистых пород, важнейшими из которых являются:

1) тенденция к увеличению солености поровых вод с глубиной по мере погружения осадка;

2) тенденция к выравниванию химического состава поровых вод (за счет процесса диффузии) по всей осадочной толще и противостоящая ей дифференциация солености по литологическим типам пород;

3) затухание обменных реакций по мере уплотнения пород и стабилизации состава поглощенного комплекса на ранней стадии постдиагенетических преобразований (когда изменение состава поровых вод еще продолжается);

4) постепенное (с течением геологического времени и глубиной погружения) обогащение поровых вод натрием и кальцием и обеднение магнием и калием.

Интенсивность проявления всех этих процессов находится в зависимости от ряда факторов, среди которых ведущая роль принадлежит характеру строения осадочной толщи, степени дисперсности пород и особенностям их вещественного состава.

Многочисленные данные свидетельствуют о том, что очень часто состав поровых вод образцов испытывает значительно более глубокие изменения, чем свойственный им поглощенный комплекс.

Это обстоятельство позволяет считать, что еще в период диагенетических преобразований в осадке возникают специфические условия, определяющие относительную устойчивость поглощенного комплекса по отношению к диагенетическим и особенно постдиагенетическим преобразованиям. При определении этих условий мы пока не можем выйти за рамки предположений. И все же представляется достаточно очевидной ведущая роль двух факторов: выхода части поглощенного комплекса из сферы взаимодействия с поровыми водами при уплотнении осадка и увеличения относительного объема связанной воды и усиления ее защитной роли по отношению к поглощенному комплексу.

Успешное использование любого геохимического показателя при палеогидрохимических построениях во многом зависит от степени соответствия солевого состава современных морских вод и вод морей прошедших геологических эпох. Сопоставление данных химического состава разновозрастных карбонатных, глинистых и песчаных пород Русской платформы, карбонатных и глинистых пород Северной Америки и глауконитов различных районов СССР позволяет с достаточной уверенностью говорить об общности временных необратимых изменений состава осадочной оболочки Земли. Направленность этих изменений определяется совокупностью причин, среди которых в качестве ведущей выступает изменение химического состава размывавшихся материнских пород. Последнее, несомненно, оказывало решающее влияние не только на состав накапливавшихся осадочных пород, но и на соотношение таких элементов, как калий, натрий, кальций и магний в бассейнах осадконакопления, прежде всего в морских и океанических водах. Применительно к основным катионам морских вод эти изменения сводятся к уменьшению с геологическим временем относительного содержания калия и щелочноземельных элементов и увеличению содержания натрия.

Примечательно, что все показатели эволюции солевого состава океанических вод фиксируют границу палеозойской и мезозойской эр как переломный «момент» в развитии океана.

Анализ теоретических предпосылок палеогидрохимических построений и накопленный опыт позволяют определить степень информативности каждого из комплексов соединений, входящих в состав терригенных осадочных пород.

В свете проведенных исследований наиболее надежным источником информации о палеогидрохимических условиях накопления осадков следует считать поглощенный комплекс глинистых пород. При благоприятных условиях, к которым прежде всего должны быть отнесены низкое содержание в породах органического вещества, однородность гранулометрического состава, высокая дисперсность и слабая карбонатность, поглощенный комплекс позволяет получить представление о соотношении катионов в водах бассейнов прошедших геологических эпох. В осадках, неоднородных по гранулометрическому составу, богатых органическим ве-

ществом и содержащих повышенное количество карбонатов, поглощенный комплекс обычно отражает диагенетический этап преобразования осадочных пород.

Поровые воды (легкорастворимые соли) в силу их подвижности и большей геохимической активности обычно подвергаются в процессе диагенеза и эпигенеза значительной переработке, и поэтому их состав в большинстве случаев позволяет получить представление лишь о наиболее поздних этапах формирования осадочных пород.

Труднорастворимые соединения (и прежде всего карбонаты) также могут быть использованы при палеогидрохимических построениях, но при том условии, что основная масса их имеет хемогенное происхождение.

При интерпретации результатов аналитических исследований должны быть приняты во внимание изменения солевого состава морских и океанических вод в течение геологического времени. С этой целью рекомендуется использовать генетические диаграммы состава поглощенного комплекса, учитывающие особенности катионного состава морских вод палеозоя и мезозоя.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алиева Г. А. Сравнительное изучение горных растворов и пластовых вод мезозойских отложений Прикумской нефтеносной области.— В кн.: Поровые растворы и методы их изучения. Минск, 1966.
2. Андрианов В. П. Верхнепалеозойские отложения Западного Верхоянья. М., «Наука», 1966.
3. Андрианов В. Н., Андрианова В. А. Некоторые данные о ледовом типе литогенеза, о климатическом и температурном режиме осадконакопления верхоянского терригенного комплекса в позднепалеозойское время.— В кн.: Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Якутской АССР, вып. 10. Якутск, 1962.
4. Анисимов Л. А. Гравитационное уплотнение пород и формирование подземных рассолов.— В кн.: Вопросы геохимии и гидрогеологии Волгоградской области. Волгоград, 1965. (Тр. ВНИИНГ, вып. 8).
5. Арсланбекова З. А. Поровые растворы нефтяных месторождений Дагестана.— В кн.: Поровые растворы и методы их изучения. Минск, 1966.
6. Арахагельский А. Д., Заламанзон З. С. Несколько слов о диагенезе морских глинистых отложений.— ДАН АН СССР, 1930, № 18, сер. А.
7. Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления. М., Госгеолтехиздат, 1961. Авт.: В. Д. Наливкин, А. Б. Ронов, А. П. Вноградов и др.
8. Атласов И. П. Основные этапы развития геологической структуры северной части Лено-Енисейской области.— В кн.: Нефтегазоносность севера Сибири. Л., 1958. (Тр. НИИГА, т. 92).
9. Бабина Н. М., Конторович А. Э. Некоторые черты геохимии щелочных и щелочноземельных элементов в водах юры и нижнего мела Западно-Сибирской низменности.— В кн.: Вопросы литологии и геохимии Сибири, 1967. (Тр. СНИИГИМС, Сер. Литолог. и геохим., вып. 46).
10. Берлин Т. С. Методы использования обменной способности глин.— В кн.: Метод. рук-во по петрографо-минералог. изуч. глин. М., 1957.
11. Берлин Т. С., Звягин Б. Б. Исследование обменной способности глин. Там же.
12. Бетехтина О. А. Верхнепалеозойские неморские пелециподы (двустворки) Сибири и Восточного Казахстана. М., «Наука», 1966.
13. Богомолов Г. В. Химический состав подземных вод и водных вытяжек западной части Русской платформы.— В кн.: Поровые растворы и методы их изучения. Минск, 1966.
14. Богуш О. И., Юферов О. В. Фораминиферы карбона и перми Верхоянья. М., «Наука», 1966.
15. Бруевич С. В. О солевом составе вод Мирового океана и его изменения во времени.— «Океанология», 1965, т. 5, вып. 2.
16. Бруевич С. В. Об устойчивости химического состава океанской воды в постпротерозойское время.— «Океанология», 1968, т. 8, вып. 6.
17. Бушинский Г. И. О генетических типах бокситов.— В кн.: Бокситы, их минералогия и генезис. М., 1958.
18. Валяшко М. Г. Классификационные признаки соляных озер. Л., Госхимиздат, 1952. (Тр. Всес. науч.-исслед. инст. Галургии, вып. 23).

19. В а л я ш к о М. Г. Метод установления генезиса соляных пород по их химическому составу и его применение к месторождениям Предкарпатья.— В кн.: Вопр. минер. осад. образований. Ч. 3 и 4. Львов, 1956.

20. В а л я ш к о М. Г. Закономерности формирования месторождений солей. М., Изд-во Моск. ун-та, 1962.

21. В а л я ш к о М. Г. О постоянстве состава воды Мирового океана.— Вестн. Моск. ун-та, 1963, № 1.

22. В а н т-Г о ф ф Я. Г. Океанические соляные отложения. М.—Л., Химтепериздат, 1936.

23. В е б е р Дж Н. К вопросу об отношении O_{18}/O_{16} древних океанов — «Геохимия», 1965, № 6.

24. В е р н а д с к и й В. И. История минералов земной коры. Ч. 2. История природных вод. Вып. 1, 2, 3. (1933—1935).— В кн.: История минералов земной коры, т. 4, вып. 2. Л., 1960.

25. В и к т о р о в М. М. Графические расчеты в технологии солей. Л., Госхимиздат, 1949.

26. В и к у л о в а М. Ф. Общая характеристика глин.— В кн.: Методическое руководство по петрографо-минералог. изуч. глин. М., 1957.

27. В и н о г р а д о в А. П. Химическая эволюция земли.— В кн.: Чтения имени В. И. Вернадского, т. 1. М., 1959.

28. В и н о г р а д о в А. П. Образование океанов.— Изв. АН СССР, 1967, № 4. Сер. Геол.

29. В и н о г р а д о в А. П., Р о н о в А. Б. Эволюция химического состава глин Русской платформы.— «Геохимия», 1956, № 2.

30. В и н о г р а д о в А. П., Р о н о в А. Б. Состав осадочных пород Русской платформы в связи с историей ее тектонических движений.— «Геохимия», 1956, № 6.

31. В и н о г р а д о в А. П., Р о н о в А. Б., Р а т ы н с к и й В. М. Эволюция химического состава карбонатных пород.— В кн.: Совещание по осадочным породам. М., 1952.

32. В и н о г р а д о в В. А. Тектоника Верхоянского мегантиклиниория и Ленского прогиба (севернее полярного круга).— Уч. зап. НИИГА, 1965, Сер. Регион. геол., вып. 5.

33. В о р о н о в П. С. Стратиграфия, литология и перспективы нефтеносности юго-восточного побережья Хатангского залива. Л., Гостоптехиздат, 1961. (Тр. НИИГА, т. 116).

34. В ы в е т р и в а н и е и л и т о г е н е з. М., «Недра», 1969. Авт.: В. П. Казаринов, В. И. Бгатов, Т. И. Гурова и др.

35. Г е д р о й ц К. К. Учение о поглотительной способности почв. Изд. 1. Л., Сельхозгиз, 1922.

36. Г е д р о й ц К. К. Химический анализ почвы. Л., Сельхозгиз, 1932.

37. Г е к к е р Р. Ф. Введение в палеоэкологию. М., Госгеолтехиздат, 1957.

38. Г е р к е А. А. Фораминыферы пермских, триасовых и лейасовых отложений нефтеносных районов севера Центральной Сибири. Л., Гостоптехиздат, 1961. (Тр. НИИГА, т. 120).

39. Г о р Ю. Г. Стратиграфия и флора верхнепалеозойских угленосных отложений Норильского района. Л., Гостоптехиздат, 1965. (Тр. НИИГА, т. 147).

40. Г р а м б е р г И. С. Стратиграфия и литология пермских отложений северо-восточного края Сибирской платформы. Л., Госгеолтехиздат, 1958 (Тр. НИИГА, т. 84).

41. Г р а м б е р г И. С. Палеогидрохимия севера Средней Сибири в пермский период.— В кн.: Палеогеография и фосфатоносность пермских и мезо-кайнозойских отложений Сибири и Дальнего Востока. Л., 1964. (Тр. Инст. геологии и геофизики СО АН СССР, вып. 28).

42. Г р а м б е р г И. С. Основные направления диагенетического преобразования поровых вод и поглощенного комплекса морских глинистых отложений.— В кн.: Физические и химические процессы и фации. М., 1968.

43. Г р а м б е р г И. С. О возможности использования поглощенного комплекса глинистых пород для палеогидрохимических построений.— В кн.: Сб. статей по геохимии осадочных пород. Вып. 4. Л., 1969. (Тр. НИИГА, т. 161).

44. Грамберг И. С., Спиро Н. С. Опыт использования геохимических данных для корреляции и фациального анализа пермских отложений Хатангской впадины.— В кн.: Сб. статей по геохимии осадочных пород. Вып. 1. Л., 1959. (Тр. НИИГА, т. 98).

45. Грамберг И. С., Спиро Н. С. Опыт использования геохимических данных для фациального анализа триасовых отложений севера Сибири.— В кн.: Сб. статей по геохимии осадочных пород. Вып. 2. Л., 1961. (Тр. НИИГА, т. 119).

46. Грамберг И. С., Спиро Н. С. Эволюция состава вод Арктического океанического бассейна на протяжении верхнего палеозоя и мезозоя.— В кн.: Химия земной коры. Т. 2. М., 1964.

47. Грамберг И. С., Спиро Н. С. Палеогидрохимия севера Средней Сибири в позднем палеозое и мезозое. Л., «Недра», 1965. (Тр. НИИГА, т. 142).

48. Грамберг И. С., Спиро Н. С., Аплонова Э. Н. Стратиграфия и литология пермских отложений северной части Хатангской впадины. Л., Гостоптехиздат, 1960. (Тр. НИИГА, т. 71).

49. Грамберг И. С., Спиро Н. С., Аплонова Э. Н. Стратиграфия и литология пермских и триасовых отложений северной части Приверхоянского прогиба и сопредельных складчатых сооружений. Л., Гостоптехиздат, 1961. (Тр. НИИГА, т. 118).

50. Гуляева Л. А. Содержание хлора в осадочных породах девона. ДАН СССР, 1951, т. 80, № 6.

51. Гуляева Л. А. Геохимия терригенных отложений девона Урало-Поволжья.— ДАН СССР, 1953, т. 92, № 5.

52. Давиташвили Л. Ш. История эволюционной палеонтологии от Дарвина до наших дней. М., Изд-во АН СССР, 1948.

53. Дибнер А. Ф. Споро-пильцевые комплексы верхнепалеозойских отложений северо-востока Сибирской платформы и верховьев реки Вилюя и их стратиграфическое значение.— В кн.: Сб. статей по палеонтол. и биостр. Л., 1958. (Тр. НИИГА, вып. 9).

54. Емельянов Т. М. Геологические исследования в районе рек Хеты, Хатанги и Таймырского п-ова в 1935—1936 гг.— В кн.: Геол. исслед. Нордвик-Хатангского района и Таймырского полуострова по работам 1933—1936 гг. М., Изд. ГГУ ГУСМП, 1939.

55. Емельянов Т. М., Кравцова А. И., Пук П. С. Геология и перспективы нефтегазоносности низовьев р. Лены. Л., Гостоптехиздат, 1960. (Тр. НИИГА, т. 108).

56. Зайцева Е. Д. Емкость обмена катионов морских осадков и методы ее определения. М., 1958. (Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. 26).

57. Зайцева Е. Д. Обменные катионы осадков Черного моря. М., 1962. (Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. 54).

58. Зайцева Е. Д. Емкость обмена и обменные катионы осадков Тихого океана.— В кн.: Химия Тихого океана. М., 1966.

59. Затенская Н. П. Поровые воды глинистых пород и их роль в формировании подземных вод. М., Изд-во АН СССР, 1963.

60. Затенская Н. П. Экспериментальные исследования по диффузии солей в глинистых породах.— В кн.: Постседиментационные изменения четверт. и плиоцен. глинистых отложений Бакинского архипелага. М., 1965. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 115).

61. Иванов А. А. Основы геологии и методика поисков, разведки, оценки месторождений минеральных солей. М., Госгеолиздат, 1953.

62. Иванов А. И. Новые данные по стратиграфии пермотриасовых эфузивных образований Таймырского полуострова.— В кн.: Сб. статей по геологии Арктики. Вып. 7. Л., 1958. (Тр. НИИГА, т. 67).

63. Иллюниева Г. В. Метод определения содержания окисных и карбонатных пород.— В кн.: Методические исследования по геохимии терригенных осадочных пород. Л., 1956. (Тр. НИИГА, т. 86).

64. Кабанков В. Я. Результаты геологоразведочных работ на поиски нефти в Лено-Оленекской области.— В кн.: Нефтегазоносность севера Сибири. Л., 1958. (Тр. НИИГА, т. 92).

65. Казаков Г. А. Исследование пригодности глауконитов для определения абсолютного возраста осадочных пород.— В кн.: Химия земной коры. Ч. 2, М., 1964.

66. Казаринов В. П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. Л., Гостоптехиздат, 1968.

67. Казаринов В. П. Осадочные комплексы Западной Сибири.— «Сов. геология», 1960, № 8.

68. Калико М. К. История геологического развития и перспективы нефтегазоносности Хатангской впадины. Л., Гостоптехиздат, 1959. (Тр. НИИГА, т. 104).

69. Капченко Л. Н. О гипотезах концентрирования глубинных рассолов осадочной оболочки за счет удаления из растворов молекул воды.— «Литология и полезные ископаемые», 1965, № 2.

70. Карцев А. А. Палеогеохимические исследования майкопских отложений Грузии. М., 1953. (Тр. Моск. нефт. инст. им. Губкина, вып. 13).

71. Ковда В. А. Происхождение и режим засоленных почв. Ч. 1. М., Изд-во АН СССР, 1946.

72. Комарова Н. А. О диффузии солей в почвах.— «Проблемы почеведения», 1937, сб. 4.

73. Копелиович А. В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. М., «Наука», 1965.

74. Коржинский Д. С. Фильтрационный эффект в растворах и его значение для геологии.— Изв. АН СССР, 1947, № 2. Сер. Геол.

75. Коробов Д. С. О роли стронция в карбонатных породах как индикатора солености древних водоемов.— Уч. зап. Саратовск. ун-та, 1960, № 74.

76. Косыгин Ю. А., Трофимук А. А. Тектоника и перспективы нефтегазоносности платформенных областей Сибири.— Изв. АН СССР, 1965, № 1. Сер. Геол.

77. Котенева Т. В. Схема рационального химического анализа глинистых пород.— В кн.: Методич. исслед. по геохимии терригенных осадочных пород. Л., 1956. (Тр. НИИГА, т. 86).

78. Кошカラев О. Д. Грунтовые воды и соляные озера Сибири.— Бюлл. инст. Галургии, 1938, № 9.

79. Криштофович А. Н. Ботанико-географическая и климатическая зональность в конце палеозойской эры.— «Природа», 1937, № 2.

80. Крюков П. А. Методы выделения почвенных растворов.— В кн.: Современные методы исследования физико-химических свойств почв. М., 1947, вып. 2.

81. Крюков П. А. Некоторые вопросы исследования горных растворов.— В кн.: Химия земной коры. Т. 2. М., 1964.

82. Курнаков Н. С. Введение в физико-химический анализ. Изд. 4. Л.—М., Изд-во АН СССР, 1940.

83. Лазуркин В. М. Геологические исследования в Северном Верхоянье.— Инф. бюл. НИИГА, 1957, вып. 4.

84. Лапина Н. Н. Новые данные по стратиграфии нижнего карбона устья р. Лены.— Геологический сб., № 5. 1960 (Тр. ВНИГРИ, вып. 163).

85. Лебедев В. И. К седиментационно-диагенетической теории образования хлоридно-кальциевых вод.— Вестн. Лен. ун-та, 1965, № 6. Сер. Геол. и геогр., вып. 1.

86. Лев О. М. Остракоды из мисайлапской и эфузивно-туфовой свит верхней перми Нордвикского района.— В кн.: Сб. по палеонт. и биостр. Л., 1957, вып. 4 (Тр. НИИГА).

87. Ломтадзе В. Д. Результаты исследования воды, отжатой из глинистых отложений различной степени литификации.— Изв. высш. учебн. завед., 1959, № 9. Сер. Геол. и разн.

88. Ломтадзе В. Д., Котова М. С. Поровые воды глинистых отложений северо-западных районов СССР.— В кн.: Поровые растворы и методы их изучения. Минск, 1966.

89. Люткевич Е. М. Нахождение пелеципод верхней перми на Западном Таймыре.— ДАН СССР, 1941, т. 31, № 4.

90. Люткевич Е. М., Лобанова О. В. Пеленкопы перми Советской Арктики. Л., 1960. (Тр. ВНИГРИ, вып. 149).

91. Материалы к стратиграфии и угленосности западной части Тунгусского бассейна.— В кн.: Инф. сб. ВСЕГЕИ. Л., 1960. Авт.: И. К. Яковлев, Н. Г. Вербицкая, А. Л. Яншии и др.

92. Миддендорф А. Ф. Путешествие на север и восток Сибири. Ч. 1. Слб., 1860.

93. Мусалитин Л. А. Об основных вопросах стратиграфии верхнепалеозойских отложений Пермоянья.— В кн.: Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Якутской АССР. М., 1962, вып. 9.

94. Нагорский М. П. Зависимость между CaO и MgO в осадочных породах и ее значение для выяснения климата прошлого. Новосибирск, 1962. (Тр. СНИИГГИМС, вып. 5).

95. Наливкин Д. В. Геологические районы СССР.— «Проблемы Сов. геологии», 1933, № 1.

96. Наливкин Д. В. Учение о фациях. Л., Геолразведиздат, 1933.

97. Наливкин Д. В. Палеогеография палеозоя Арктики. М., 1937. (Тр. XVII МГК, т. 5).

98. Нестерова И. Л. Поглощенные основания глинистых пород и их изменение по разрезу.— В кн.: Постседиментационные изменения четвертичных и плиоценовых глинистых отложений Бакинского архипелага. М., 1965. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 115).

99. Новая стратиграфическая схема верхнепалеозойских отложений Таймыра.— В кн.: Сб. статей по палеонтол. и биостр. Л., 1961, вып. 24. (Тр. НИИГА). Авт.: Н. А. Шведов, В. И. Устрицкий, Г. Е. Черняк и др.

100. Номикас Л. И., Крюков П. А. Горные растворы осадочных отложений района Кавказских минеральных вод (КМВ) и некоторые вопросы формирования подземных вод этого района.— В кн.: Поровые растворы и методы их изучения. Минск, 1966.

101. Обручев В. А. Геологический обзор Сибири. Т. 1. М., ГИЗ, 1927.

102. Погребицкий Ю. Е. Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы. Л., «Недра», 1971. (Тр. НИИГА, т. 166).

103. Перозио Г. Н. Вторичные изменения мезозойских отложений центральной и юго-восточной частей Западно-Сибирской низменности. М., «Наука», 1967.

104. Позднепалеозойско-раннемезозойский этап палеогеографического развития Советской Арктики.— В кн.: Палеогеография центр. части Сов. Арктики. Л., Госгеолтехиздат, 1967. (Тр. НИИГА, т. 150). Авт.: И. С. Грамберг, Я. И. Полькин, Д. С. Сороков и др.

105. Полький Я. И. История геологического развития северо-западной части Сибирской платформы.— В кн.: Сб. статей по геологии Арктики. Л., 1959, вып. 13. (Тр. НИИГА, т. 65).

106. Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород. Ч. 1 и 2. Л., Госгеолтехиздат, 1940.

107. Пушкина З. В. Поровые воды глинистых пород и их изменение по разрезу. М., 1965 (Тр. ГИН АН СССР, вып. 115).

108. Пчелина Т. М. Литолого-петрографическая характеристика мезозойских пород Сангарского района Ленского бассейна.— В кн.: Литологическая характеристика пород и состав углей Ленского бассейна. Л., 1960. (Тр. НИИГА, т. 112).

109. Радченко Г. П. Тунгусский бассейн.— В кн.: Запасы углей и горючих сланцев СССР. М., 1958.

110. Радченко Г. П. К вопросу о первом проявлении ботанико-географической и климатической зональности в Северной Евразии. М., Госгеолтехиздат, 1957. (Тр. 1 сес. Всесоюз. палеонт. о-ва).

111. Радченко Г. П., Шведов Н. А. Верхнепалеозойская флора угленосных отложений западной части бассейна р. Н. Тунгуски. Л., 1940. (Тр. АНИИ, т. 157).

112. Рассказова Е. С. Ископаемая флора катской свиты Тунгусского бассейна. М., 1962. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 67).

113. Ратеев М. А., Покидин А. К., Хеиров М. Б. Глинистые минералы, их распределение и генезис в сводном разрезе «Аляты — море». В кн.: Постседим. изменения четверт. и плиоц. глинист. отлож. Бакинск. архипелага. М., 1965. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 115).

114. Рельтов Б. Ф., Новицкая Н. А. Осмотические явления в связных грунтах при неравномерном их засолении. — Изв. ВНИИГ им. Б. Е. Веденеева. М., 1954, вып. 51.

115. Родионова К. Ф., Мочалова Е. М. Обменные основания глинистых пород продуктивной толщи девона Татарии и Башкирии как возможный показатель солености вод девонских бассейнов. — В кн.: Вопр. геол. нефтяных месторождений. М., 1960. (Тр. ВНИИ, вып. 23).

116. Родионова К. Ф., Новикова К. А. Хлор в нижнепалеозойских и девонских отложениях центральной части Русской платформы. Л., Гостоптехиздат, 1953.

117. Ронов А. Б. Органический углерод в осадочных породах. — «Геохимия», 1958, № 5.

118. Ронов А. Б. К послекембрийской геохимической истории атмосферы и гидросферы. — «Геохимия», 1959, № 5.

119. Ронов А. Б. Общие тенденции в эволюции состава земной коры океана и атмосферы. — «Геохимия», 1964, № 8.

120. Ронов А. Б., Михайловская М. С., Солодкова И. И. Эволюция химического и минералогического состава песчаных пород. — В кн.: Химия земной коры. Т. 1. М., «Наука», 1963.

121. Ронов А. Б., Хайн В. Е. Каменноугольные литологические формации мира. — «Сов. геология», 1955, сб. 48.

122. Ронов А. Б., Хайн В. Е. Пермские литологические формации мира. — «Сов. геология», 1956, сб. 54.

123. Руслаков И. М. Стратиграфия верхнепалеозойских отложений центральной части Восточного Таймыра и условия их образования. — В кн.: Сб. статей по геологии Арктики. Л., 1958, вып. 9. (Тр. НИИГА, т. 85).

124. Рухин Л. Б. Основы литологии. Л., Гостоптехиздат, 1953.

125. Рухин Л. Б. Климаты прошлого. — Изв. Всес. геогр. об-ва, 1955, т. 87, вып. 2.

126. Сакс В. Н. Климаты прошлого на севере СССР. — «Природа», 1947, № 12.

127. Синицын В. М. Древние климаты Евразии. Ч. 1. Палеоген и неоген. Л., изд-во ЛГУ, 1965.

128. Синицын В. М. Древние климаты Евразии. Ч. 2. Мезозой. Л., изд. ЛГУ, 1966.

129. Спиро Н. С. Поглощенный комплекс морских отложений. — В кн.: Сб. статей по геохимии осадочных пород. Вып. 4. Л., «Недра», 1969. (Тр. НИИГА, т. 161).

130. Спиро Н. С., Бонч-Осмоловская К. С. Состав поглощенного комплекса глин для случаев равновесия с растворами типа морской воды. — В кн.: Сб. статей по геохимии осадочных пород. Вып. 1. Л., 1956. (Тр. НИИГА, т. 86).

131. Спиро Н. С., Бонч-Осмоловская К. С. Состав поглощенных оснований глин в случае равновесия с водами различного типа. Там же.

132. Спиро Н. С., Бонч-Осмоловская К. С. Исследования состава поглощенного комплекса илов. — В кн.: Сб. статей по геохимии осадочных пород. Вып. 3. Л., 1967. (Тр. НИИГА, т. 149).

133. Спиро Н. С., Вовк Ц. Л. Пути изменения солевого состава Мирового океана. — В кн.: Сб. статей по геохимии осадочных пород. Вып. 2. Л., 1961. (Тр. НИИГА, т. 119).

134. Спиро Н. С., Грамберг И. С. О связи между составом карбонатов глинистых пород и фациальными условиями осадкообразования. — В кн.: Сб. статей по геохимии осадочных пород. Вып. 1. Л., 1959. (Тр. НИИГА, т. 98).

135. Спиро Н. С., Грамберг И. С., Вовк Ц. Л. Методика сравнительного изучения химического состава терригенных осадочных пород. — В кн.: Методы

дические исследования по геохимии осадочных пород. Л., 1956. (Тр. НИИГА, т. 86).

136. Спиро Н. С., Грамберг И. С., Вовк Ц. Л. Об использовании марганца для реконструкции окислительно-восстановительного потенциала в период осадкообразования.— В кн.: Сб. статей по геохимии осадочных пород. Вып. 1. Л., 1959. (Тр. НИИГА, т. 98).

137. Стадий изменения физико-химических свойств глинистых пород.— В кн.: Постседиментационные изменения четверт. и плиоцен. глинистых отложений Бакинского архипелага. М., 1965. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 115). Авт.: Н. Г. Коробанова, А. П. Ковалева, А. Н. Копылова и др.

138. Стадников Г. Л. Глинистые породы. М., Изд-во АН СССР, 1957.

139. Страхов Н. М. Климатическая зональность верхнего палеозоя на северо-западе Евразии.— «Сов. геология», 1945, сб. 6.

140. Страхов Н. М. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования.— Изв. АН СССР, 1953, сер. Геол., № 5.

141. Страхов Н. М. Химическое изучение осадочных пород в генетических и корреляционных целях.— В кн.: Методы изучения осадочных пород. Т. 2. М., 1957.

142. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 1, 2, 3. М., Изд-во АН СССР, 1960—1962.

143. Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеотехиздат, 1968.

144. Страхов Н. М., Залмайзой Э. С. Распределение аутигенноминералогических форм железа в осадочных породах и его значение для литологии.— Изв. АН СССР, 1955, № 1. Сер. Геол.

145. Сулии В. А. Гидрогеология нефтяных месторождений. М.—Л., Госгипотехиздат, 1948.

146. Тагеева Н. В., Тихомирова М. М. Некоторые черты раннего диагенеза осадков северо-западной части Черного моря.— ДАН СССР, 1957, т. 112, № 3.

147. Тагеева Н. В., Тихомирова М. М. Геохимия поровых вод при диагенезе морских осадков. М., Изд-во АН СССР, 1962.

148. Тагеева Н. В., Тихомирова М. М., Корунова В. В. Вода при диагенезе морских осадков.— В кн.: Современные осадки морей и океанов. М., 1961.

149. Теодорович Г. Н. Осадочные геохимические фации.— Бюл. МОИП, 1947, отд. геол., т. 22, вып. 1.

150. Теодорович Г. Н. Литология карбонатных пород палеозоя Урало-Волжской области. М., Изд-во АН СССР, 1950.

151. Теодорович Г. И. Осадочные геохимические фации по профилю окислительно-восстановительного потенциала и вероятные нефтепроизводящие их типы.— ДАН СССР, 1954, т. 35, № 3.

152. Тест Б. И., Осицова З. В., Сычев В. Я. Мезозойские отложения Жиганского района. Л., Гостоптехиздат, 1962. (Тр. НИИГА, т. 131).

153. Тимофеева З. В. Основные черты аутигенного минералообразования четвертичных и плиоценовых отложений.— В кн.: Постседим. изменения четверт. и плиоц. отлож. Бакинск. архипелага. М., 1965. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 115).

154. Тод Г., Монстэр А. Распространенность изотопов серы в эвапоритах и древних океанах.— В кн.: Химия земной коры. Т. 2. М., 1964.

155. Толмачев И. П. Объяснительная записка к географической и геологической карте стоверстного масштаба района Хатангской экспедиции 1905 г.— Изв. Географ. об-ва, 1912, т. 48, вып. 6 (отд. оттиск, 1915).

156. Урванцев Н. И. Предварительный отчет о работе Норильской экспедиции 1919 г.— «Гориоразведочное дело в Сибири». 1921, № 1.

157. Урванцев Н. И. Норильское каменноугольное месторождение. Л., 1931. (Тр. Глави. геологоразв. упр., вып. 95).

158. Урванцев Н. И. Тектоническое строение полярной области между реками Енисеем и Леной. В кн.: Тезисы докладов XVII МГК. М., 1937.

159. У словные обозначения и методические указания по составлению атласа литолого-палеогеографических карт СССР. М., Госгеолтехиздат, 1962. Авт.: В. Д. Наливкин, В. Н. Верещагин, Г. С. Ганешин и др.

160. Устрицкий В. И. Обоснование корреляции средне- и верхнекаменно-угольных отложений Таймыра и Северного Верхоянья.— В кн.: Сб. статей по палеонтол. и биостр. Л., 1962, вып. 30 (Тр. НИИГА).

161. Устрицкий В. И., Черняк Г. К. Биостратиграфия и брахиоподы верхнего палеозоя Таймыра. Л., «Недра», 1963 (Тр. НИИГА, т. 134).

162. Ферсман А. Е. Геохимия. Ч. 2 и 4. М., изд-во ОНТИ, 1934, 1939.

163. Фивег М. П. Геологические условия седиментации соленосных формаций и их калийных горизонтов.— В кн.: Мат-лы по геол. нефти. Т. 1. Докл. и мат-лы сов. геологов. М., 1956.

164. Флерова Л. И. О содержании иода и брома в поровых растворах мезозойских отложений Западной Сибири.— Изв. вузов, завед. 1966. Сер. Геол. и разв., № 6.

165. Хабаков А. В. Динамическая палеогеография, ее задачи и возможности. М., 1948 (Тр. Второго Всесоюз. географ. съезда, т. 2).

166. Хахлов В. А. Стратиграфия Норильского угленосного бассейна.— «Сов. геология», 1960, № 1.

167. Хачвакян М. А. Комплекс адсорбированных на глине катионов.— В кн.: Гидрохим. мат-лы. М.— Л., 1948, т. 14.

168. Цыба Н. П., Крюков П. А. Сравнение методов исследования горных растворов.— В кн.: Гидрохим. мат-лы. М., 1959, т. 29.

169. Чекановский А. А. Дополнительные сведения к карте Нижней Тунгуски (с картой).— Изв. Русск. географ. об-ва, 1876, т. 12, отд. 2.

170. Чекановский А. Л. Диевики экспедиции А. А. Чекановского по рекам Нижней Тунгуске, Оленеку и Лене в 1873—1875 гг.— Зап. ИРГО, 1896, т. 20, № 1.

171. Шатский Н. С. Проблема нефтеносности Сибири.— «Нефтяное хозяйство», 1932, № 9.

172. Шатский Н. С. О тектонике Арктики.— В кн.: Геология и полезные ископаемые севера СССР, Т. 1. М., 1935.

173. Шварцбах М. Климаты прошлого. М., Изд. иностр. лит., 1955.

174. Шведов Н. А. К стратиграфии пермских угленосных отложений Западного Таймыра.— «Проблемы Арктики», 1940, № 8.

175. Швецов М. С. Петрография осадочных пород. Изд. 2. М., Госгеолиздат, 1948.

176. Шейнман Ю. М. Верхнепалеозойские и мезо-кайнозойские климатические зоны Восточной Азии.— Бюлл. МОИП, 1954, отд. геол., т. 29, вып. 6.

177. Шилова Е. И., Коровина Л. В., Зеленова А. Ф. Почвенный раствор, его особенности и методы изучения.— В кн.: Тезисы докладов на II Всес. съезде почвоведов. Харьков, 1962.

178. Шишкина О. В. О солевом составе иловых вод дальневосточных морей и прилегающей части Тихого океана.— В кн.: Исслед. Курило-Камч. впадины и сев.-зап. части Тихого океана. М., 1958 (Тр. Ин-та океанол., 27).

179. Шишкина О. В. Метаморфизация химического состава иловых вод Черного моря.— В кн.: К познанию диагенеза осадков. М., 1959.

180. Шишкина О. В. Изменение солевого состава иловых вод в процессе диагенеза.— Труды Океаногр. комиссии АН СССР, 1960, т. 10, № 2.

181. Шишкина О. В. Химия грунтовых растворов Тихого океана. Основной солевой состав.— В кн.: Химия Тихого океана. М., 1966.

182. Шишкина О. В., Быкова В. С. К вопросу о химическом составе иловых вод Атлантического океана.— В кн.: Мат-лы 6-го рейса научно-исслед. судна «Михаил Ломоносов». Киев, 1962. (Тр. Морск. гидрофиз. ин-та АН УССР, т. 25).

183. Эйнор О. Л. Брахиоподы нижней перми Таймыра (бассейн реки Пясины). Л., 1939. (Тр. АНИИ, т. 135).

184. Энгельгардт В. Поровое пространство осадочных пород. М., «Недра», 1964.

185. Юркевич И. А. Исследования по методике фациально-геохимического изучения осадочных пород. М., Изд-во АН СССР, 1958.

186. Юркевич И. А., Иванова Г. Б. Хлор в осадочных породах как индикатор условий их формирования.— В кн.: Среда и процессы нефтеобразования. М., 1964.

187. Яншин А. Л. Перспективы и научные проблемы поисков калийного и фосфатного сырья в Сибири.— Бюл. МОИП, 1964, отд. геол., т. 34 (5).

188. Beurlein K. Der Faunenschnitt an der Perm-Triasgrenze.— Z. Deut. Geol. 1936, Bd. 108.

189. Biogeochemistry of sediments in experimental Monol.— J. Sediment. Petrol., 1963, vol. 33, No 1. Авт.: S. Rittenberg, K. Emery, J. Hulsemann e. a.

190. Chave Keith. Evidence on history of sea water from chemistry of deeper subsurface waters of ancient basins.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1960, vol. 44, No 3.

191. Chilingar C. Ca/Mg and Sr/Ca ratios of calcareous sediments as a function of depth and distance from shore.— J. Sediment. Petrol., 1963, vol. 33, No 1.

192. Emery K., Rittenberg S. Early diagenesis of California basin sediments in relation to origin of oil.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1952, vol. 36, No 5.

193. Erschler B. Über die Grenzen der Anwendung der Ultrafiltration zum Nachweis des kolloiden Zustandes.— Kolloid Z., 1934, Bd. 68, Nr 3.

194. Fischer A. Brackish ocean as the cause of the Permo-Triassic marine faunal crisis.— Problems in Palaeoclimatology, Ld., 1964.

195. Howarth J. Some factors concerning the nature and origin of glauconite.— Amer. Mineral., 1951, vol. 46.

196. Interstitial waters of recent marine muds of Cape Cod.— Science, 1961, vol. 134. Авт.: R. Siever, R. Garrels, J. Kanwisher, R. Berner.

197. Kelley W., Liebig G. Base exchange in relation to composition of clay with special reference to effect of sea water.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1934, vol. 18, No 3.

198. Kullenberg B. On the salinity of the water contained in marine sediments.— Medd. Oceanogr. Inst. Göteborg, 1952, No 21, ser. B, vol. 6.

199. Lotze F. Steinsalz und Kalisalze. Geologie. Berl., 1938.

200. Mc Kelveg J. and Milne I. The flow of salt solutions through compacted clay. Proc. 6-th Nation. Clay Conf., 1960.

201. Mikkelsen V. The salinity of the water contained in brackish-water sediments compared with the content of diatoms and other organisms of the same sediments.— Medd. Dansk. Geol. For., 1956, vol. 13, Nr 2.

202. Millot G. Les deux grandes voies de l'évolution des silicates à la surface de l'écorce terrestre.— Rev. questions sci., 1967, t. 28, No 3.

203. Niccolis C. The geochemical history of the oceans.— Chemical Oceanography. Ld., 1965.

204. Robey W. Geologic history of sea water.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1952, vol. 62, No 9.

205. Rubin T. The salinity of the ocean.— Science, 1954, vol. 119, No 3080.

206. Siever R., Beck K., Berner R. Composition of interstitial waters of modern sediments.— J. Geol., 1965, vol. 73, No 1.

207. Sitter L. Diagenesis of oil field brines.— Bull. Amer. Petrol. Geol., 1947, vol. 31, No 1.

208. Twenhofel W. Principles of sedimentation. N. Y., 1939.

209. Weber J. Possible changes in isotopic composition of the oceanic and atmospheric carbon reservoir over geologic time.— Geochim. et Cosmochim. Acta, 1967, vol. 31, No 1.

210. Wegener A., Köppen A. Die Klimate der geologischen Vorzeit. Berl., 1926.

211. Wyllie M. Some electrochemical properties of shales.— Science, 1948, vol. 108, No 1.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
ЧАСТЬ ПЕРВАЯ	
Общие проблемы палеогидрохимии	
терригенных осадочных толщ	
Глава I. Сравнительная оценка существующих методов исследований	6
Глава II. Природные воды и их связь с составом поглощенного комплекса глинистых осадков	12
Глава III. Основные направления диагенетического преобразования поровых вод и поглощенного комплекса глинистых пород	18
Глава IV. Постдиагенетические преобразования поровых вод и поглощенного комплекса глинистых пород	23
Глава V. Условия сохранения связи состава поглощенного комплекса глинистых частиц с составом и концентрацией вод бассейна осадкообразования	34
Предпосылки, определяющие возможность сохранения первичных признаков поглощенного комплекса в литифицированных осадках	35
Исследования, свидетельствующие о возможности сохранения зависимости состава поглощенного комплекса глинистых пород от состава и концентрации вод бассейна осадкообразования	39
Глава VI. Проблема эволюции солевого состава вод морей прошедших геологических эпох	48
Основные источники воды, анионов и катионов солевой массы океана	—
Существующие представления об эволюции солевого состава вод Мирового океана с течением геологического времени	49
Некоторые показатели, свидетельствующие об эволюции солевого состава вод Мирового океана	54
О скачкообразном характере изменения солевого состава вод Мирового океана на рубеже палеозоя и мезозоя	64
Глава VII. Некоторые рекомендации по методике палеогидрохимических исследований	65
ЧАСТЬ ВТОРАЯ	
Палеогидрохимия севера Средней Сибири	
в позднем палеозое	
Глава VIII. Некоторые общие сведения о верхнепалеозойских отложениях севера Средней Сибири	73

Стратиграфическая основа исследований	74
Сравнительная оценка использованного материала	85
Г л а в а IX. Палеотектонические и палеогеографические предпосылки палеогидрохимических построений	90
Основные структурные элементы севера Средней Сибири в позднем палеозое	91
История тектонических движений	96
Изменение соотношения площадей, занятых сушей и морем. Эволюция осадконакопления	101
Климат и его изменения	113
Г л а в а X. Эволюция состава катионов вод Арктического океанического бассейна в фанерозое	121
Г л а в а XI. Диагенетические и постдиагенетические преобразования легко-растворимых солей и поглощенного комплекса верхнепалеозойских глинистых пород севера Средней Сибири	128
Основные направления и интенсивность диагенетических преобразований поглощенного комплекса верхнепалеозойских глинистых пород. Зональное распределение областей диагенеза	—
Постдиагенетические преобразования легко-растворимых солей и поглощенного комплекса верхнепалеозойских глинистых пород	131
Г л а в а XII. Палеогидрохимия позднепалеозойских бассейнов осадконакопления на севере Средней Сибири	136
Заключение	157
Список литературы	161

ТРУДЫ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО ИНСТИТУТА
ГЕОЛОГИИ АРКТИКИ

Том 173

Игорь Сергеевич Грамберг

ПАЛЕОГИДРОХИМИЯ ТЕРРИГЕННЫХ ТОЛЩ
(на примере верхнепалеозойских отложений севера Средней Сибири)

Редактор издательства Б. П. Пустынцев

Технический редактор И. Г. Сидорова

Корректоры В. Н. Михалевич, Р. С. Янбекова

Переплет художника Ю. И. Прошледова

Сдано в набор 31/V 1973 г. Подписано к печати 2/X 1973 г.
М-07619. Формат 60×90¹/₁₆. Бумага № 2. Печ. л. 10³/₄. Уч.-изд. л. 11,84.
Тираж 500 экз. Заказ 495/866. Цена 1 р. 42 к.

Издательство «Недра». Ленинградское отделение.

193171. Ленинград, С-171, ул. Фарфоровская, 12.

Ленинградская картографическая фабрика объединения «Аэрогеология»