

*А.Г. ВОЛОГДИН*

**ЗАКОНОМЕРНОСТИ  
ФОРМИРОВАНИЯ  
ПОЛЕЗНЫХ  
ИСКОПАЕМЫХ  
ОСАДОЧНЫХ  
ОТЛОЖЕНИЙ**

А. Г. ВОЛОГДИН

553.068

ЗАКОНОМЕРНОСТИ  
ФОРМИРОВАНИЯ  
ПОЛЕЗНЫХ  
ИСКОПАЕМЫХ  
ОСАДОЧНЫХ  
ОТЛОЖЕНИЙ

Под редакцией д-ра геол.-минерал. наук В. К. ЧАЙКОВСКОГО

1369



МОСКВА «НЕДРА» 1975



Вологдин А. Г. Закономерности формирования полезных ископаемых осадочных отложений. М., «Недра», 1975, 271 с.

Тема монографии — обзор теоретических представлений о закономерностях распространения полезных ископаемых, связанных с осадочными отложениями, и поиски разрешения этой проблемы с привлечением достижений сопредельных дисциплин (биогеохимии, микробиологии, почвоведения и др.).

Для изучения закономерностей формирования осадочных полезных ископаемых особое место должно отводиться изучению факторов концентрации. Среди них можно выделить три основных типа — физический, химический и биологический. На основе фациального изучения факторов концентрации удалось установить естественный ряд известных и предполагаемых геохимических фаций, подразделяющихся на пять групп. Всего насчитывается до 100 фаций, перспективных на содержание полезных ископаемых и расположенных в пространстве по направлению континентального стока от суши к морю.

С целью наиболее эффективных поисков концентраций всех видов полезных ископаемых в осадочных породах рекомендуется новый метод комплексного палеогеохимического их изучения. Он базируется на последовательном анализе по стратиграфическим уровням геохимических процессов геологического прошлого Земли, происходивших в конкретных условиях морских, лагунных и континентальных фаций. Очередные задачи исследовательских работ изложены в заключительной части книги.

Работа представляет интерес для геологов и литологов, работающих в области изучения и поисков осадочных месторождений. Она может быть использована также при составлении прогнозных карт разного масштаба.

Табл. 31, ил. 27, список лит. — 55 назв.

*Труд этот посвящаю памяти моего сына,  
младшего лейтенанта артиллерии  
ВИКТОРА ВОЛОГДИНА,  
павшего смертью героя в боях за Родину  
1 февраля 1945 года в Померании*

Автор

---

## ОТ РЕДАКТОРА

Одной из весьма актуальных проблем практического использования современных достижений науки вообще и геологии осадочных полезных ископаемых, в частности, является обобщение все возрастающих в объеме результатов исследовательских работ, умение разрабатывать на их основе наиболее эффективные методы изучения и применять их на практике. Во многих случаях можно видеть тщательное, почти скрупулезное применение одних методов и частичное или полное забвение других, имеющих иногда даже большее отношение к изучению данного объекта. Правда, помехой оптимальному использованию рациональных способов исследования во многих геологических организациях помимо пробелов в опыте и знаниях руководителей работ является недостаток аналитических подразделений с соответствующим оборудованием.

Не касаясь сложного вопроса технических возможностей аналитических исследований, можно прийти к выводу, что широкому и практически необходимому развитию учения об осадочных полезных ископаемых во многом препятствует недостаток обобщающих работ в данной отрасли знаний. Опубликованные результаты исследований, как бы они ни были содержательны и глубоко научны, до сих пор освещают в основном лишь части проблемы, касаясь либо отдельных полезных ископаемых, либо только теоретических вопросов, тогда как суть проблемы заключается в практическом применении совокупности методологических достижений науки ради повышения эффективности поисков осадочных полезных ископаемых. С этой, возможно несколько устаревшей, но весьма важной точки зрения предлагаемая книга отвечает современным потребностям геологической службы. В ней впервые проводится попытка положить начало большой и безотлагательной работе по систематизации и обобщению всесторонних подходов к научному осмысливанию изучаемых объектов. Большая заслуга автора и в том, что он широко использует результаты ряда смежных отраслей естествознания, так или иначе связанных с литологией. Среди них он особо выделяет ранее в той или иной мере обходившиеся вниманием такие отрасли, как биогеохимия, микробиология, почвоведение и пр.

А. Г. Вологдин закончил работу над рукописью примерно 15—20 лет назад, т. е. до большого отрезка времени, в течение которого были достигнуты

крупнейшие успехи в области геологических наук, методов и средств исследования. Это, естественно, сказалось в более или менее заметном несоответствии некоторых положений автора с современным уровнем науки. Кроме того, и сам автор считал, что его работа должна рассматриваться еще как черновой вариант, только приближающийся к цели, выраженной в названии монографии. Поэтому наше желание сблизить представления А. Г. Володина с современными, не нарушая принципиальных сторон работы, вызывало значительные трудности при редактировании, усугубляемые к тому же отсутствием автора, скончавшегося в сентябре 1971 г.

При подготовке рукописи к опубликованию мы исходили из оценки основного значения редактируемой работы. Она представлялась нам определенной вехой в истории развития науки об осадочных полезных ископаемых, ориентиром для общего направления предстоящих исследований, несмотря на известное отставание отдельных концепций и установок автора от современных взглядов. С этой точки зрения мы прилагали максимум внимания к сохранению основных положений и аргументации автора. Нам казалось, что любая более или менее существенная корректировка или доводка их несовместима с уважением к памяти об ученом, его воззрениям и, наконец, с нашим желанием сохранить направляющее значение работы и ее методологическую ценность для развертывания дальнейших изысканий в области закономерностей образования осадочных месторождений полезных ископаемых.

Вместе с тем значительную часть рукописи пришлось сократить главным образом за счет рассуждений автора полемического характера, частью из-за их излишней пространности или вследствие их несоответствия с данными, ставшими известными после составления рукописи. Нам представлялось, что такое сокращение улучшит работу, освободив ее от излишних длиннот и некоторых устаревших, неточных, а иногда и просто ошибочных положений автора. К сожалению, не все в этом отношении удалось сделать. Особенно это касается содержания раздела «Закономерности образования вторичных концентраций элементов осадочных толщ», в которой автор устанавливает и описывает ряд геохимических фаций, выделяемых только по величине рН осаждения того или иного элемента, что, конечно, недостаточно. В настоящее время имеется много новых данных по равновесиям соединений ванадия, урана, фосфора, железа, марганца, алюминия и других элементов в растворах, по величинам рН и  $E_h$  их осаждения. Известно также и немало новых работ по содержанию и роли органического вещества в осадочных породах. Переработка этого раздела помимо морального ущерба нарушила бы целенаправленность изложения и, следовательно, полноту и правильность представлений об идеях автора.

К тому же упомянутый геохимический ряд фаций при всех его недостатках очень характерен как доказательство реальности существования такой или близкой к нему серии частично рудоносных фаций, закономерно сменяющих друг друга в плане и вертикальном разрезе.

Работа А. Г. Вологодина не лишена некоторой полемичности, связанной, как и всякая полемическая работа, со спорностью ряда положений. Но это та спорность, которая может только стимулировать прогрессивное развитие геологической мысли.

Большую помощь при научном редактировании работы оказали сотрудники Лаборатории осадочных полезных ископаемых, среди которых особо следует отметить Л. П. Листову, Г. П. Бондаренко и О. Г. Лазура, а также сотрудники Института минералогии, геохимии, кристаллохимии редких элементов Д. П. Сердюченко и Т. Ф. Бойко.

*В. Чайковский*

## ПРЕДИСЛОВИЕ

---

Работа партии и Советского правительства по новому мощному подъему народного хозяйства, по ускоренному развитию социалистического сельского хозяйства ставит и перед геологической службой и перед наукой соответствующие серьезные задачи. Никто так хорошо не знает всех возможностей улучшения научной и практической деятельности, как сами научные работники. Рост знаний выражается в выявлении новых научного и практического значения материалов, в разработке новых методов исследования, а отсюда и в разработке новой теории, более перспективной, более эффективной при ее практическом применении. Долг советских научных работников — непрестанная борьба за развитие передовой научной теории, создаваемой на основе диалектического материализма, на конкретном фактическом материале, с постоянным учетом государственных народнохозяйственных интересов.

Раздел геологической науки — учение об осадочных горных породах — понимается исследователями по-разному, как и состояние ее современного уровня развития. Так, по Н. М. Страхову (1951<sub>3</sub>), современная литология еще не владеет общей теорией осадкообразовательного процесса и не вскрыла даже главных присущих ему закономерностей, а для исчерпывающего историко-геологического анализа седиментационного процесса еще не настало время. При этом задачей науки исследователь считает «раскрытие общего хода и закономерностей породообразования и рудообразования на поверхности Земли, их всесторонних связей с физико-географической и историко-геологической обстановкой и их прогрессивного (необратимого) развития в истории Земли. Знание закономерностей осадочного процесса должно лечь в основу поисков и разведки полезных ископаемых» (стр. 13). Между тем Л. В. Пустовалов (1951<sub>2</sub>) утверждает, что советская наука об осадочных породах «в отличие от зарубежной создала основы теории осадочного породообразования», наметила присущие ему закономерности, подлежащие дальнейшему развитию и совершенствованию. Одной из важнейших задач исследователь полагает развитие «учения об осадочных формациях как о закономерных комплексах осадочных пород и полезных ископаемых, возникающих в определенных геологических условиях (тектонический режим, климат и пр.)» (стр. 5). Предложенное им учение о химической дифференциации позволило ему к настоящему времени в общих чертах наметить последовательность отложения в осадок некоторых компонентов, правда почти без должной характеристики причин этих явлений. По-видимому, результаты работ Л. В. Пустовалова ведут литологическую науку более верно и более быстро к конкретному разрешению ее научных и практических задач.

Если сравнить объем исходного материала, положенного упомянутыми исследователями в основу ими разрабатываемой теории, то он оказывается резко различным и в качественном и в количественном отношениях. Л. В. Пустовалов изучает горные породы осадочного происхождения различного геологического возраста, в том числе и рудные образования, классифицируя их по геохимическим группам, в порядке вышеотмеченной, выявленной им последовательности их формирования по отношению к области денудации.

Н. М. Страхов изучает современные осадки ряда морей и озер, преимущественно их немногие компоненты, как Fe, Mn, P, SiO<sub>2</sub>, Ca и Mg, в основном в их кларковых концентрациях нерудного характера, с попытками подхода к пониманию древнего осадконакопления с помощью им предлагаемого «сравнительно-литологического метода», довольно пока беспомощного в вопросах выявления в водных бассейнах высоких концентраций рудных элементов, интересующих геологопоисковую и геологоразведочную практику.

Как известно, большая часть минеральных образований, рассматриваемых нами как полезные ископаемые, имеет осадочное происхождение. Общая стоимость полезных ископаемых, добываемых из осадочных толщ, не менее чем в 2 раза превышает общую стоимость всех остальных добываемых полезных ископаемых. Между тем закономерности природного размещения и образования фаций таких осадков в общей их системе еще научно не выяснены.

Многочисленные критические статьи по вопросам литологии, а также литологические совещания, конференции и работы отдельных литологических объединений научных работников (например, литологический кружок НИТО при ВНИГРИ, Ленинград) показывают, что наша литологическая наука еще не достигла уровня, требуемого советской геологической службой. В настоящее время мы лишь начали выходить из стадии описания и формальной классификации исходных материалов в процессе и в результате в основном эмпирического к ним подхода. Теория Л. В. Пустовалова о химической дифференциации вещества и ее же новая трактовка Н. М. Страховым как осадочной — механической, химической и биологической дифференциации носит еще слишком общий характер и не охватывает многих природных материалов и явлений или охватывает их односторонне. Это не позволяет рассматривать ее как руководящую идею при геологопоисковых работах.

Наука едина. Ее стремительный беспредельный рост в связи с накоплением человеческого опыта и его осмысливанием, в связи с непрерывным подъемом культуры издавна по необходимости привел к специализации знаний, а это в свою очередь к новым успехам, особенно советских ученых, применяющих научные достижения в народном хозяйстве. Между тем специализация — это не значит разобщение одной ветви знания от другой, создание промежуточных стен между ними. Стремление к независимому развитию какой-либо ветви знания влечет за собой, как говорят, «варку в собственном соку», что приводит часто к неиспользованию или недоиспользованию имеющихся в единой науке возможностей.

Специализация, обеспечивающая неуклонный рост науки и ее верное служение практике, должна для правильного и успешного поднятия «потолка знаний» теснейшим образом примыкать к смежным научным дисциплинам, т. е. должна развиваться с обязательным использованием достижений, полученных путем применения к родственному и сходному материалу других руководящих идей (теорий) и других методов исследования. По существу специализация — это искусственно суженная конечная цель научного исследования, не ограниченного в его путях и методах.

Современным течениям литологической мысли пока свойственно некоторое недоиспользование предоставляемых единой наукой возможностей. В связи с этим следует взглянуть на многие явления и процессы, имеющие место в биосфере при образовании исходного материала осадочных пород, с несколькими иными позиций, с попыткой использования возможностей смежных наук, с некоторой переориентировкой целеустремленности. Поскольку принцип химической дифференциации (осадочной дифференциации) в основном применяется

для понимания расчленения исходного вещества земной коры на фракции, компоненты и отдельные элементы часто в направлении их рассеяния в бассейнах биосферы, то имеет смысл рассмотреть литологические процессы с позиции концентрации тех или иных компонентов и химических элементов, особенно имеющих народнохозяйственное значение. На этом пути и следует строить общую теорию формирования осадочных пород, а значит и осадочных полезных ископаемых, в пределах всей меняющейся в ходе времени древней биосферы на материале литосферы.

Предлагаемый труд, созданный не специалистом литологом в узком смысле, а региональным геологом-осадочником, представляет собой опыт использования для решения очередных задач литологической науки достижений сопредельных дисциплин (в основном в свете идей советской биогеохимии). Диалектическая обработка исходных фактических материалов, далеко не всегда применявшаяся ранее, может разрешить ряд важных вопросов и поставить на обсуждение советской научной общественности ряд других, не менее важных.

Работу просмотрели Е. Н. Шацкий, М. С. Швецов, Н. М. Страхов, А. А. Сауков, А. Б. Ронов и А. И. Перельман. Все их советы и замечания, критические указания по мере возможности автором были приняты во внимание с внесением в работу исправлений и дополнений. Автор приносит всем упомянутым лицам большую благодарность.

Сложность темы, обилие исходного фактического материала и его частных трактовок, недостаточная изученность многих природных явлений современности для раскрытия соответствующих явлений геологического прошлого сказались в некоторой неполноте и диспропорции при рассмотрении отдельных вопросов. Автор не столько разрешил, сколько поставил на обсуждение основной вопрос литологии — об общей теории образования рудных и нерудных осадочных пород в биосфере. Многое осталось незатронутым или освещенным недостаточно, но автор надеется, что его труд поможет дальнейшему развитию литологической науки для рационализации поисков и разведки многообразных осадочных полезных ископаемых.

## ВВЕДЕНИЕ

Геология как наука создавалась и развивалась трудами практических деятелей горного дела и ученых почти всех стран мира. Зачатки этой науки в виде знания и использования в быту горных пород и самородных металлов, а позднее и искусственно из руд выделяемых металлов археологами установлены уже в остатках самых ранних человеческих культур.

Прямым предшественником геологии являлась геогнозия (землеознание). Лишь с прошлого века геология встала на путь успешного неуклонного развития в связи с ростом во всех странах различных видов горных промыслов, в связи с накоплением обильного фактического материала, требовавшего объяснения.

Многокорневое развитие геологической науки как крупного раздела естествознания вследствие диалектичности природных процессов во многом шло правильными путями, с правильным пониманием древних геологических процессов, чему, отчасти, помогало и наблюдение соответствующих современных явлений природы.

На основе сборов каменного материала земной коры довольно рано возникло учение об ископаемых организмах (палеонтология с ее основными разделами — палеозоологией и палеоботаникой), учение о подземных водах (гидрогеология), учение о рудах и рудных месторождениях и т. п., получившие самостоятельное развитие. При этом в самостоятельный раздел выделились знания о составе и условиях формирования изверженных горных пород — петрография; отделилась от петрографии особая наука вулканология. Значительно позднее обособилась наука об осадочных горных породах (литология); в развитии ее видную роль сыграли уже советские ученые, так же как и в развитии учения о фациях, исторической геологии, палеофаунистики, нефтяной и угольной геологии, четвертичной геологии, тектоники, геоморфологии, учения о почвах, геохимии и биогеохимии.

Основы почти всех отмеченных наук в нашей стране были заложены еще М. В. Ломоносовым, по многим вопросам науки на десятилетия и столетия опередившим иноземную науку.

Ко времени Великой Октябрьской революции был накоплен значительный материал благодаря проведению во многих районах страны систематической геологической съемки, изучению геологии многих металлоносных и угленосных районов, опубликованы работы, отразившие открытия и достижения русской геологической мысли, в основном школы А. П. Карпинского.

Советская геологическая служба, хозяйственно воспринявшая старое геологическое наследство, резко увеличила размах работ во всех частях территории Советского Союза. Геологической съемкой как методом общего познания истории геологического развития изучаемого участка земной коры стала систематически покрываться вся территория, начиная с наиболее важных, уже промышленно освоенных площадей. Новый поток материалов геологической съемки и других видов исследовательских работ обусловил подъем советской геологической науки, в особенности ее тенденцию к дробной

специализации. Одновременно получили бурное развитие и все другие отрасли естествознания.

К сожалению, геология до сих пор не свободна от устаревших взглядов и теорий, что, несомненно, тормозит получение от нее практической пользы инженеру-разведчику, горному деятелю, иногда отнимает у нас время, средства и кадры на непроизводительные работы в поле и на научно-исследовательский труд в лаборатории. Еще В. И. Вернадский в одном из своих трудов писал, что геология полна пережитками прошлого. На основе неудовлетворительного состояния теории известны издавна делящиеся крупные разногласия в среде тектонистов, литологов, стратиграфов. Осветить сущность таких разногласий было бы делом очень важным, вполне возможным и своевременным. Именно эта мысль и вдохновила автора на обзор состояния одной из ветвей геологического знания и на попытку внести улучшения в существующую методику исследований, с целью принести конкретную пользу делу выявления и учета некоторых полезных ископаемых, тающихся в недрах нашей страны.

Тема настоящей монографии — свод теоретических представлений о закономерностях распространения полезных ископаемых, связанных с осадочными отложениями, и поиски разрешения этой проблемы — избрана вследствие особого отставания, а отчасти и запутанности теоретической базы в этой области науки (литологии), наличия в ней противоречий, часто нецелесообразности к решению конкретных задач, интересующих народное хозяйство. Отставание этой науки, иначе именуемой «петрографией осадочных пород», легко видеть хотя бы при сопоставлении ее с собственно петрографией, изучающей изверженные породы, располагающей более богатым комплексом методов исследования пород и минералов.

Осадочные полезные ископаемые и вмещающие их породы в Советском Союзе были объектом изучения многих исследователей, которые каждый в своем профиле и на своем фактическом материале вносили более или менее крупный вклад в развитие науки, на пользу практики. В. П. Батуриным (1947) в интересах нефтяной геологии была выполнена выдающаяся работа по генетическому изучению терригенных отложений с учетом роли руководящих минералов. Известны работы Л. В. Пустовалова, Б. П. Кротова и Н. М. Стрехова по изучению различных железных руд и многие другие исследования. Но при относительно высоком уровне советской литологии ряд вопросов, особенно в части классификации, происхождения и систематики пород, оказывается весьма недоработанным. Возможно, поэтому достижения науки не в полной мере используются на практике. Основная причина этого — недостаточное внимание геологов к вопросам осадочной петрографии, довольствующихся весьма бедным ассортиментом различаемых в поле типов осадочных горных пород. Установлено много случаев пропуска пород с органическими остатками и пород с ценными компонентами. Между тем фактическое разнообразие осадочных пород необычайно велико, признаков они имеют очень много, а практическое их значение часто может определить промышленное развитие крупных районов.

Геологическое познание любого района нашей страны создается обычно на основе последовательного его изучения, с постепенным повышением детальности геологических съемок.

Но даже районы, охваченные детальными геологическими исследованиями, в большинстве случаев нельзя считать окончательно изученными, поскольку в их пределах всегда могут обнаружиться ранее пропущенные полезные ископаемые. Причиной этого являются обычно недостаточная изученность осадоч-

ных пород, промахи в аналитическом изучении материалов по рудам района (не на все элементы состава руд), невнимание к рыхлым четвертичным отложениям и к породам кор выветривания (зон окисления земной коры).

Таким образом, геологическую съемку обычного типа нельзя признать завершающей изучение района. Она может являться таковой лишь для очень редких случаев, когда исследователь одинаково внимательно и детально изучал бы осадочные и магматические (изверженные) породы и в поле, и в лаборатории, выявляя их петрографический, минеральный и химический состав. Геолог-съемщик, подержавший в руке за полевой период работ тысячи кусков горных пород, для лабораторного изучения отбирает только небольшую часть их, преимущественно пород с рудопроявлениями и изверженных, реже осадочных с остатками фауны и флоры.

Исследование в основном ведется по естественным выходам (промежуточные площади обычно покрыты более или менее мощным чехлом рыхлых четвертичных отложений и слоем почвы). Площадь скалистых выходов по сравнению с общей площадью, за исключением горных районов, типа Тянь-Шаня и Памиро-Алая, обычно ничтожна. Из этого следует, что при существующих методах исследования имеют место неравномерность и неполнота изучения материала по площади и по составу и, что всего печальнее, большие потери научного материала для соответствующих заключений из-за недоизученности района, а также и прямые потери в отношении полезных ископаемых, часто остающихся невыявленными. Так, «Второе Баку», — огромная нефтеносная область, тянущаяся с юга на север от Каспия до Баренцева моря, от Урала — на востоке до Волги и Печоры — на западе, было открыто работами П. И. Преображенского как нефтеносная только в 1929 г. при бурении на калийные соли в Чусовских Городках. Район Нижне-Ангарского железорудного бассейна ранее изучался геологами-исследователями Енисейского края, искавшими только золота. Он был закартирован примерно в 1910 г. в масштабе 1 : 84 000; при этом нормальные осадочные отложения района лабораторно, по-видимому, совсем не изучались. Поэтому пластовые месторождения осадочных бобовых гематитовых железных руд, широко здесь развитых, были открыты только в 1934 г., а разведывать их начали лишь в 1946 г. Каратауское месторождение фосфоритов в Казахстане было открыто лишь в 1935 г. Фосфориты первоначально здесь были приняты за бокситы. Аятское месторождение осадочных железных руд Северного Казахстана было открыто только в 1946—1947 гг.

Примеров такого рода можно было привести довольно много. Почти все они связаны с ранее уже изучавшимися геологическими площадями и с проявлением случайности при их открытии. Следует отметить, что часто недостаточное химико-минералогическое исследование полевых образцов не было виной исследователя, а вызывалось недостаточной пропускной способностью химической, минералогической и других лабораторий ведущего работы учреждения.

Необходимость на прошедшем этапе быстрого народнохозяйственного освоения больших площадей и срочного разрешения вопросов растущей промышленности заставляла геологов придавать большое значение мелкомасштабным съемкам — региональному геологическому картированию. Страдающим же разделом повсюду, как оказывается, были осадочные горные породы, описываемые обычно грубо, суммарно, неточно, на основе их поверхностного осмотра, почти без химических и минералогических анализов, несмотря на их широкое распространение и действительное геолого-экономическое значение.

В итоге оказывается, что часто крупные по размерам площади равнинного характера изучались, а иногда изучаются и до сих пор лишь в отношении их самых верхних горизонтов, т. е. четвертичных и третичных отложений, а состав коренных осадочных и иных скальных пород остается неизвестным (Западно-Сибирская низменность, пустыни Средней Азии и др.), так же как и сопровождающие их полезные ископаемые.

В прошлом весьма незначительное внимание уделялось микроэлементам комплексных руд, допускалось неиспользование многих малых и редких металлов из числа так называемых спутников, часто ушедших в отвал или в шлак.

Несовершенное, часто примитивное исследование осадочных отложений ведет к огрубленным представлениям о геологии района, к неточностям литологических и стратиграфических сопоставлений, к частой потере палеонтологических материалов, нужных для определения возраста, но главное — почти всегда к потере информации о значительной части запасов ценных полезных ископаемых. В лучшем случае такие потери могут быть восполнены при повторных исследованиях района.

Между тем развитие геологических наук, их успехи в Советском Союзе дают возможность правильного подхода к изучению осадочных пород и в отношении их вещественного состава, и условий происхождения, и определения их возраста (литология—петрография осадочных пород, учение о фациях, историческая геология, палеофаунистика и др.). К сожалению, литологи изучают вещество пород обычно в отрыве от работ палеонтологов, а биогеохимики до сих пор еще серьезно не занялись изучением вещественного состава ископаемых остатков животных и растений, что позволило бы выяснить роль организмов в образовании тех или иных минеральных концентраций биогеохимического происхождения, в частности имеющих практическую ценность. Между тем организмы являются, кроме того, и показателями среды обитания.

Среда и населяющие ее организмы составляют единство (мичуринский биологический закон). Поэтому изучение ископаемых организмов позволяет сделать заключение о глубинности, солености (химизме), температурном режиме и течениях «ископаемой» среды обитания, что часто бывает крайне необходимо знать. Кроме того, организмы в прошлом, как и теперь, нередко являлись и являются концентраторами минеральных и органических веществ, часто практически ценных. Между тем эта роль организмов часто должным образом не оценивается, хотя роли в геологических процессах микроорганизмов В. И. Вернадский (1926, 1933) справедливо придавал планетарное значение.

Труд видного советского почвовед-геолога Б. Б. Польшова «Кора выветривания» (1934 г.), являющийся развитием и приложением идей В. И. Вернадского, до сих пор не оценен достойным образом геологами-литологами. Б. Б. Польшов, рисуя грандиозную картину процесса выветривания, видел прежде всего его единство и считал проявления разнообразия в формах коры выветривания лишь отдельными стадиями этого процесса, определяющимися различной миграционной способностью химических элементов. При этом он придавал огромное значение биологическому круговороту веществ, приписывал исключительно большую геологическую роль совокупности организмов биосферы, живого вещества Земли (по В. И. Вернадскому), что практикой наших исследований постоянно подтверждается.

Самые интересные для рассматриваемой темы мысли Б. Б. Польшова заключаются в его представлениях о почве, о геохимической взаимосвязи от-

дельных элементов географической среды, о взаимосвязи различных типов природных ландшафтов в виде соответствующего ряда их от областей сноса (денудации) к областям накопления осадков (аккумуляции) в крупных и малых формах земной поверхности.

К сожалению, многими геологами все еще недооцениваются достижения мировой микробиологии, уделяющей между тем специальное внимание вопросам геологической деятельности организмов (геологическая микробиология), объясняющей многие практически важные геологические процессы, как, например, отложение осадочных железных и марганцевых руд при участии бактерий, формирование залежей гидроокиси алюминия (бокситов), фосфатов кальция (фосфоритов и пр.).

Многие геологи не уделяют должного внимания изучению достижений физической химии, коллоидной электрохимии, химической физики, общей и специальной гидрологии, гидробиологии и пр., часто прямо затрагивающих практически и теоретически важные вопросы геологии.

Настоящий этап геологического познания территории Советского Союза имеет особое значение. Непрерывно совершенствующиеся теория и практика работы геологов смогли обеспечить и обеспечивают развитие соответствующих видов промышленности и народного хозяйства. Геологическая служба участвует в гигантской социалистической стройке всем своим опытом, всеми своими кадрами, многолетним планированием деятельности с учетом непрерывно растущих потребностей промышленности в нефти и угле, в черных и цветных металлах, в рудном и нерудном сырье.

Каждый из видов научного знания, возникающего на основе изучаемых фактов и теоретических выводов, должен завершаться выводами обязательно практического, народнохозяйственного значения. Каждый ученый, развивая свою науку, должен неуклонно и непрестанно разрабатывать связующие мосты от теории к практике, чтобы тем самым облегчить использование теоретических достижений практическими деятелями, инженерами и руководителями промышленных предприятий.

К сожалению, не все научные теории, и, в частности, ни теория «осадочной химической дифференциации» Л. В. Пустовалова, ни «сравнительно-литологический» метод Н. М. Страхова, не сопровождаются пока сколько-нибудь надежными «мостами» для перехода от литологической теории к практическим на ее основе открытиям месторождений осадочных полезных ископаемых. Эти теории пока не содержат свода руководящих идей в отношении выявления строгих закономерностей, на основе которых практики геологоразведочного дела могли бы решать свои конкретные задачи.

В связи с отсутствием до сих пор приемлемой теории вторичной концентрации элементов под влиянием конкретных местных факторов геохимии часто рассматривают осадочные породы и природные водные бассейны как механические ореолы «рассеяния» и водные ореолы «рассеяния» элементов. Такие взгляды, безусловно, заслуживают пересмотра. Идея А. А. Саукова о сорбционных ореолах представляется положительной, так как она допускает возможность концентрации элементов высокодисперсными минеральными и органическими веществами, но и этот взгляд слишком узок.

Изучая условия рассеяния элементов, А. Е. Ферсман писал (1939<sub>2</sub>, стр. 172), что задачей поискового метода является «выявление мест концентрации . . . , что по существу связано с основными законами геохимического распределения». Он дал при этом понятие об ореолах вторичного рассеяния, в частности о механических, обусловленных физическими законами (в случаях устойчивых

минералов в зоне выветривания), а также о физико-химических ореолах и рассматривал их как признаки искомым коренных месторождений.

Учитывая пробелы в учении об осадочных породах и задачи данной монографии, представляется необходимым дополнить это учение «мостом» между теорией и поисковым делом. В отношении полезных ископаемых осадочного происхождения он мыслится нами в виде некоторой новой теории и отчасти нового метода полевого и лабораторного исследования древнего и современного осадконакопления в бассейнах морских и «пресных». Сделать это можно на основе выявления закономерностей размещения практически значимых концентраций минерального и органического вещества, а также выявления самих факторов вторичной концентрации как конкретных причин формирования в определенных условиях того или иного типа осадка.

Для разработки поставленной задачи необходимо предельно использовать материалы отечественных исследователей (от работ Ф. Ф. Беллинсгаузена до работ М. В. Кленовой, А. Д. Архангельского и др.) по литологии осадков современных морей и океанов. Из зарубежных можно отметить ценную, но не лишенную крупных недостатков работу по геологии моря Ф. Шепарда (1948, 1951 гг.), работу по морской микробиологии Цобелла и др.

Многочисленные колонки донных осадков, полученные благодаря усовершенствованию советскими исследователями ряда типов грунтоотборных труб, позволяют делать многие важные заключения о составе и природе осадков, о времени и скоростях их отложения. От специального изучения этих материалов во многом зависит не только успех разработки вопросов формирования многих осадочных пород, но и успех выявления закономерностей одновременно образующихся типов осадков (т. е. на одном стратиграфическом уровне), в зависимости от геохимических особенностей морских бассейнов и континентального стока.\*

Советская литологическая наука раскрыла закономерности некоторой связи между составом и свойствами осадочных полезных ископаемых и их вмещающих осадочных (нерудных) пород. Признано, что осадочные породы укладываются в генетические ряды, возникающие закономерно в общем ходе геологического процесса разрушения вещества земной коры, горных пород и слагающих их минералов. Принимается также, что процесс образования осадков в водных средах биосферы имеет периодически-поступательный характер с необратимостью его в геологической истории Земли в связи с эволюцией земной коры и эволюцией живого вещества биосферы (закон необратимости). Установлено, что отлагающийся осадок связан с породившей его средой на всех стадиях формирования и преобразования (закон единства среды и осадка). Идея о взаимосвязи среды и осадка была высказана еще М. В. Ломоносовым, который первый усмотрел происходящие на Земле перемены именно как геологические процессы в их извечном непрерывном ходе, подобно тому, как, по его убеждению, вода океанов некогда была пресной.

Одним из крупных достижений советской литологической науки являлась предложенная Л. В. Пустоваловым (1940) новая теория. Анализируя огромный по объему и сложности литологический материал, исследователь вскрыл многие важные закономерности природного размещения типов осадков; многое он разрешил в предварительной форме, наметив пути дальнейшего развития науки. Это прогрессивное учение, в деталях еще не лишенное недостатков, действительно раскрыло для исследовательской мысли новые пути и просторы.

\* В предлагаемой работе этот материал, к сожалению, остался учтенным недостаточно.

Передовая идея химической дифференциации вещества решалась ее автором еще несколько однобоко из-за некоторого недоучета биологических факторов и из-за недостаточности внимания исследователя к конечным процессам.

Также недостаточно и отчасти неверно использовались результаты микробиологической науки и другими исследованиями (Страхов, 1951<sub>2</sub>). Не подлежит сомнению, что одной из основных причин неудовлетворительного состояния литологии является замкнутость работ ведущих ученых в кругу главным образом литологических исследований.

Заканчивая на этом беглое рассмотрение состояния литологической науки, мы должны признать большую трудность разрешения основной проблемы — создания теории общего осадконакопления, образования осадочных пород и полезных ископаемых. Тем более ясно, что силами одного исследователя не так-то много вопросов можно разрешить. Это — дело большого коллектива.

В данном случае представляется возможным и необходимым привлечь внимание исследователей в области литологии, региональной геологии, учения о полезных ископаемых к пока слабо освещенному вопросу о первопричине многих природных явлений, о закономерных связях некоторых типовых известных, а отчасти и предполагаемых осадков сред биосферы, поскольку на основе несколько нового подхода к пониманию литологических процессов намечаются конкретные новые приемы полевого исследования по поискам осадочных полезных ископаемых.

Цель предлагаемой работы — поиски путей повышения эффективности литологических исследований, повышения ее помощи геологопоисковому делу. Это — попытка вывести нашу литологическую науку из ее нынешнего состояния путем признания действительности ряда факторов и явлений биосферы, путем использования ряда важных идей биогеохимии, открывающих перед исследователями новые возможности разрешения научных и практических задач. Намечается новое направление исследовательских работ, представляющееся практически исполнимым, рациональным и своевременным.

Общепринятые методы геологической съемки, стратиграфических и тектонических исследований в результате приводят к составлению отчетных работ с ответами на ряд основных вопросов геологического строения, с очерком полезных ископаемых, геологической картой, профилями и стратиграфической колонкой как венцом анализа истории геологического развития изученной исследователем площади. Между тем лишь с этого момента может быть начат на более высоком уровне настоящий анализ истории формирования осадочных толщ с поисками закономерностей размещения соответствующих фаций в пространстве и геологическом времени, с раскрытием поэтапных местных проявлений и распространения концентраций осадочных полезных ископаемых, с характеристикой проявлений органической жизни, развития масс органических веществ, с прослеживанием их влияния на порообразование, с характеристикой процессов диагенеза и сопутствовавших им явлений в среде фаций\*.

Предлагаемый метод заслуживает быть названным «палеогеохимическим». По существу это последовательный анализ по стратиграфическим уровням геохимических (биохимических, биогеохимических, химических) процессов геологического прошлого Земли, происходивших в конкретных условиях морских, лагунных и континентальных фаций на фоне менявшейся под

---

\* В настоящее время указанные автором пробелы в значительной мере восполняются в соответствии с повышенными требованиями к задачам геологических исследований. — *Прим. ред.*

влиянием тектонических процессов палеогеографической обстановки земной поверхности. В основание метода кладутся достижения передовой советской научной мысли ряда смежных, объединяемых общностью материала разделов естествознания.

В отношении теории рудных процессов, связанных с магмой и изверженными породами, в разных странах, но в особенности в Советском Союзе, сделано очень много. Выявлены важные закономерности и высказаны идеи, серьезно помогающие геологоразведочной практике. Многие авторы детально разбирают условия концентрации магматогенных, гидротермальных и иных рудных месторождений этой группы с рассмотрением физико-химического состояния среды рудообразования. Что же касается нерудных ископаемых или рудных месторождений осадочных толщ, то иногда мы имеем детальный разбор условий их образования, но обычно далеко не со всех нужных сторон и без четкого разграничения деятельности основных ведущих факторов. Многие вопросы трактуются лишь в предположительной форме. Между тем интересы нашего народного хозяйства требуют знания всех закономерностей размещения в природе всех природных производительных сил, в том числе, конечно, и полезных ископаемых осадочных толщ. В настоящей монографии, посвященной именно этому вопросу, по существу нуждающемуся в привлечении к его разработке широкого круга специалистов, мы попытаемся подойти к выяснению, а отчасти и выяснить ряд поставленных вопросов, и прежде всего вопросов места и времени концентрации осадочных полезных ископаемых.

Для успешного развития советской геологической науки давно нужно было бы пересмотреть учения о фациях, о процессах динамической и общей геологии, о развитии растительного и животного мира в ходе геологической истории Земли, о подземных водах (в обобщении идей гидрогеологии с гидрологическими, гидротехническими, гидрохимическими представлениями, а также, конечно, и об образовании осадочных пород и полезных ископаемых с выявлением всех сторон этого природного явления и соответствующих закономерностей. При этом совершенно необходим обмен результатами в сфере всего круга геологических наук, в особенности биологических, химических, физических и даже технических, а также и наук общественно-исторических.

Можно отметить как неопровержимый факт, что геология слишком долго игнорировала достижения микробиологии, проявившей большую активность в изучении геологической деятельности микроорганизмов. Между тем внедрению выводов микробиологии в геологию часто мешает излишний скептицизм, влияние старых школ.

Геологи недоиспользуют достижений современного советского почвоведения, упорно и успешно разрешающего задачи выяснения путей формирования мелкозема из крепких скальных горных пород, где биологические, биогеохимические и химические факторы совместно с физическими производят разрушающую и созидающую работу, где живое вещество почвы (сумма живых организмов почвы) и образованные им органические вещества оказываются такими важными в процессах геологического значения.

Геологи еще очень мало используют достижения советской геохимии и биогеохимии, поднятых до больших высот трудами В. И. Вернадского, А. Е. Ферсмана и их учеников и сотрудников. Между тем именно эти учения приходят на помощь геологу в его стремлении разобраться до конца в вопросах породо- и рудообразования. Именно они совместно с достижениями физической химии, электрохимии и другими отраслями науки дают нам наибольшее ко-

личество прямых указаний на характер происхождения и роль многих факторов природной концентрации химических элементов.

Местные проявления деятельности факторов концентрации, иначе сказать, концентраторов, определяются границами природных фаций в самом их узком понимании. Фа́ция большинством геологов обычно определяется сравнительно широко. Мы понимаем ее как участок природной среды — части биосферы, характеризующийся единством физико-химических, биологических и геологических процессов. В таком толковании фации мы по существу не расходимся ни с кем из авторов, рассматривавших когда-либо этот вопрос, а лишь подчеркиваем комплексность условий, управляющих процессами жизни и осадкообразования. Площадь распространения условий данной фации назовем фа́циальной зоной; слой породы однородного сложения, минерального и химического состава с остатками прижизненно однородного комплекса животных и растений, можем называть, по Д. В. Наливкину (1933), ископаемой фацией или по Н. Б. Вассоевичу (1948<sub>1</sub>) литофа́цией. Для случаев особо узкого, строгого понимания самой фации мы будем именовать ее фа́циальной нишей, аналогично пониманию палеоэкологами палеонтологических и палеобиологических ниш.

В свете фа́циального анализа далее мы попытаемся рассмотреть конкретные факторы концентрации, а затем и изложить сущность палеогеохимического метода исследования геотектонических областей с целью выявления данных о развитых в их пределах осадочных полезных ископаемых.

1369



В возникновении и развитии жизни на Земле, в огромном разнообразии геологических процессов, протекающих в биосфере, основную роль играла и играет вода, распространеннейший минерал биосферы. Вода в природе находится в постоянном движении, в постоянных переходах из одной ее фазы физического состояния в другую (лед—вода—пар). Насыщенная углекислотой и кислородом атмосферы она падает в виде дождя на земную поверхность, часть ее при этом испаряется, часть стекает во внутренние бассейны и в мировой океан, часть уходит в глубь земли. При этом она производит ту или иную геохимическую работу.

### МАТЕРИКОВЫЕ ВОДЫ И ТВЕРДЫЙ СТОК

Насыщенная дополнительно кислотными компонентами органического вещества почв вода как активный химический растворитель воздействует на омываемые ею горные породы, растворяет их нестойкие минеральные компоненты и обогащает инертными стойкими минералами почвенную и подпочвенную зоны (подзоны), создавая там при этом и ряд новых минеральных образований — вадозовых, по В. И. Вернадскому. Из почвенно-грунтовой зоны часть воды проникает дальше вглубь, создавая «зону окисления» (окислительные реакции) и лежащую ниже «зону цементации» (восстановительные реакции), а часть воды затем выходит на дневную поверхность и поступает в состав материкового стока.

Грунтовые и подземные воды, насыщаясь от горных пород многими химическими элементами, особенно благодаря органическим кислотам, углекислоте и кислороду, производят затем огромную работу по перемещению этих элементов. Они выносят на дневную поверхность растворенные минеральные и минерально-органические вещества и, смешиваясь с дождевыми и другими поверхностными водами, несут в растворе, во взвеси и путем волочения по дну вещества земной коры в сторону общего стока.

Опуская описание многих интересных сторон деятельности природных вод суши, разбираемых в курсах гидрогеологии, гидрохимии, гидрологии, почвоведения, геологии, метеорологии, гидротехники, мелиорации и пр., отметим здесь самое необходимое, что связано с рассматриваемой темой.

Наиболее легко в воде растворяются соли щелочных металлов, менее растворимы соли щелочноземельных металлов и др. В результате этого явления воды, стекающие по земной поверхности в сторону мирового океана, и воды бессточных котловин всегда в той или иной степени минерализованы, кроме того, они в разной степени обогащены газами ( $H_2S$ ,  $CO_2$ ,  $CH_4$ ,  $O_2$ ,  $N$  и т. д.); состав их всегда тесно связан с окружающей литологической, геологической и географической (ландшафтной) обстановкой.

На химическом составе водных сред, развитых на дневной поверхности, коренным образом сказывается петрографический состав и геологическое строение данной области суши. Каждый из геотектонических типов районов, каждый из типовых природных ландшафтов имеет свой тип вод, соответственно

меняющихся при переходе в другие районы. В связи с этим имеется множество схем классификации природных вод, составленных на основе различных идейных установок. Для рассматриваемых вопросов пригодна и интересна самая простая классификация континентальных вод, основанная на их метаморфизме, — от почвенно-грунтовых относительно кислых вод к щелочным морским\*.

В соответствии с особенностями климата и геологическим строением омываемой площади грубо можно выделить три типа гидрохимических зон:

1) преимущественно карбонатно-кальциевых вод, свойственных почвенно-грунтовой зоне и областям с обильными осадками;

2) преимущественно сульфатных вод, свойственных областям с некоторым недостатком влаги, с большой испаряемостью: степи, полупустыни и т. п.;

3) преимущественно хлоридных вод, свойственных областям пустынь, засоленных озер и лиманов.

Очень большую роль в развитии процессов растворения химических элементов, в разрушении горных пород областей выветривания играют органические вещества. В наземных водах, так же как и в подземных, они представлены компонентами воднорастворимого почвенного происхождения — гумусом и другими органическими веществами торфяно-болотных фаций, которые в условиях застойных бассейнов и миграции представляют собой сложные комплексы с обилием металлоорганических соединений. Поэтому свойства подземных вод оказываются во многом зависящими от жизнедеятельности различных организмов, существующих на поверхности Земли.

В. А. Приклонский и Ф. Ф. Лаптев (1949), отмечая очень высокую растворяющую способность подземных вод, выделяют две группы затрагиваемых этим процессом минеральных веществ. Первая группа — это простые соли, являющиеся продуктами выветривания горных пород. Вторую группу нерастворимых, но гидrolитически разлагаемых водами минералов представляют разнообразные силикаты, алюмосиликаты и ферросиликаты, составляющие до 75% от минералов земной коры. При выветривании в присутствии углекислоты они отдают в воду свои основания (Na, K, Ca, Mg и др.), заменяя их водородом из воды. Некоторые элементы при этом частично переходят в раствор в виде коллоидов (Si, Al, Fe и др.).

В. А. Приклонский и Ф. Ф. Лаптев полагают, что в природных водах присутствуют все известные химические элементы, но большинство из них содержится в таких ничтожных количествах, что они практически никакого значения не имеют. Однако надо иметь в виду, что даже при ничтожных содержаниях элементов, но больших массах мигрирующих вод происходит миграция огромных масс элементов. Между тем, к большому сожалению, подземные воды и воды континентального стока обычно анализируются на небольшое число основных компонентов твердого остатка, это ионы  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$ ,  $\text{NO}_2^-$ ,  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{OH}^-$ ,  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Mn}^{2+}$ ,  $\text{NH}_4^-$  и  $\text{H}^-$ . Присутствие и поведение других элементов обычно не исследуется и потому мы о них почти ничего не знаем\*\*.

\* В настоящее время имеется и хорошо обоснованная трехгрупповая классификация природных вод на основе их химизма (М. Г. Валяшко, 1964 г.). — *Прим. ред.*

\*\* За последние два десятилетия набор элементов, определяемых в водах, возрос, накоплен значительный фактический материал по микрокомпонентам природных вод, обобщенный, в частности, в работах Т. Ф. Бойко (1963, 1964, 1966, 1968 гг.), С. С. Крайнова и др. (1967, 1968, 1969 гг.), Г. А. Голевой (1969 г.), в сводках цифровых данных Ливингстона (1963 г.), Уайта и др. (1963 г.) и др. — *Прим. ред.*

Твердый сток рек как проявление эрозионной деятельности материковых вод представляет собой значительную часть непрерывно идущей миграции вещества, начинающейся в наземных условиях на водоразделах и временно или надолго завершающейся во внутренних и внешних водоемах. Его основные факторы — сила тяжести, вода, ветер. Известно, что при ветровой эрозии на высотах часто снимается до 4—6 мм в год почвенного покрова или до 40—60 т на гектар почвы; иногда же ветровая эрозия достигает 20—24 см в год, т. е. в подвижное состояние приводятся огромные массы почвенного мелкогозема, вступающего (после почвенных процессов) в новые связи со средой миграции.

Не подлежит сомнению, что в соответствии с особенностями строения рельефа суши, его контрастностью, общими и местными вертикальными движениями значительная часть мигрирующего материала часто способна застревать в пути, отлагаясь во впадинах рельефа уже, существующих и возникающих вновь. Так, по подсчетам Г. В. Лопатина (1950) для бассейна верхнего и среднего течения Днепра на Средне-Русской и Подольской низменностях, бассейна р. Кубани и для южной части Урала вынос реками взвешенного вещества составляет около 3—20% от массы материала, смытого с высот. Не останавливаясь здесь на вопросе об эродирующей способности рек, на геоморфологических особенностях прилегающих к ним площадей, в общем можно сказать, что большая часть мигрирующего материала, претерпевая те или иные изменения состава и сложения, задерживается на более или менее длительные этапы времени, входя в состав собственно континентальных, материковых, образований, в большинстве случаев в литологическом отношении еще мало изученных \*. Следует при этом учитывать также и возврат обломочного материала из водных сред на сушу, в стороны от речных артерий и от моря, с образованием дюнного ландшафта. Огромных размеров такие процессы достигали и достигают в настоящее время в районах низменных морских берегов при наличии устойчивых ветров, направленных в сторону суши. Это характерные фации дюнных песков с их переходами к фациям более тонкозернистым (до лёссов).

Влекомый по дну, во взвеси и растворенный материал в той или иной степени изменяется в связи со свойствами меняющейся среды. Гидродинамические, гидрохимические и гидробиологические свойства среды играют при этом соответствующую роль.

Влияние гидродинамического режима на гранулометрический состав влекомого материала достаточно известно. Гидрохимическая характеристика материкового стока на каждом отдельном его участке определяется его связью с почвенными водами (растворами), с их ионным и газовым составом, с их растворимым органическим веществом, связью с различными по минерализации грунтовыми и подземными водами, в меньшей мере с собственно метеороными водами, роль которых наиболее заметна в сезон паводков.

Существующие представления о химизме речных вод обычно складываются из данных о суммарной минерализации и роли в ней компонентов «ведущего» характера. На основе последних выделяются типы вод и рассматривается их пространственное размещение соответственно размещению климатических зон, иногда с учетом геоморфологических и физико-географических данных.

По условиям современной эпохи, в какой-то степени сходным с условиями

---

\* Позже появилось значительное число работ, посвященных этой проблеме (Л. Б. Рухин, Н. М. Страхов и др.). — *Прим. ред.*

прошлых геологических периодов, легко выявляются гидрокарбонатные воды, существенно кальциевые, обычно малой минерализации (меньше 200 мг/л). Они распространены преимущественно в областях тундровых и подзолистых почв севера. Исключительная активность этих вод отмечается в литературе редко. Между тем именно этим водам с их малой минерализацией и огромным дебитом в ряде случаев приходится придавать, по нашему мнению, основное значение в выносе химических элементов, хотя чаще всего и в низкой концентрации. При характеристике минерализации современных вод этого типа учитывается их широкое распространение в областях развития мерзлоты, ограничивающей распространение вод в глубину земной коры. В геологическом прошлом на соответствующих площадях вымывающая роль таких вод, несомненно, была значительной вследствие их кислого характера.

Воды сульфатного типа, присущие степным, засушливым районам, с малым количеством атмосферных осадков, обычно именуемые водами повышенной минерализации, в отношении их твердого остатка тесно увязываются с морскими осадками. Подземные воды этого типа и образуются часто при размыве древних морских осадков. Почвенные и грунтовые воды сульфатного типа генетически обусловлены влиянием климата. При их повышенной общей минерализации они по существу беднее компонентами, чем гидрокарбонатные воды, точнее химическими элементами, способными мигрировать лишь при участии кислых вод. Воды этого типа — щелочные. Кроме сульфатов они несут обычно и галоиды. Твердый остаток их сильно изменяющийся, иногда достигает 1000—4000 мг/л.

Наиболее минерализованные поверхностные воды — хлоридные, свойственные областям сухого климата, пустыням, еще более бедны компонентами. Хлор в них преобладает над другими анионами. В условиях бессточных озер и полутшнурованных морских заливов и в лиманах из таких вод осаждаются соли.

## МОРСКИЕ ВОДЫ

Морская вода не есть простой раствор морских солей. Ее нельзя рассматривать без учета жизнедеятельности живущих в ней организмов. По существу морская среда является сложным естественноисторическим телом, в котором физические и химические процессы находятся под сильным, часто ведущим влиянием биологических факторов.

Химически морская вода является сложным электролитом. Группа основных ионов в ее твердом остатке составляет 99,48—99,97% (Харвей, 1948):  $\text{Na}^+$  30,4%;  $\text{Mg}^{2+}$  3,7%;  $\text{Ca}^{2+}$  1,16%;  $\text{K}^+$  1,1%;  $\text{Sr}^{2+}$  0,04%;  $\text{Cl}^-$  55,2%;  $\text{SO}_4^{2-}$  7,7%;  $\text{Br}^-$  0,19%;  $\text{H}_3\text{BO}_3$  0,07%;  $\text{HCO}_3^-$  и  $\text{CO}_3^{2-}$  0,35%.

Угольная кислота находится в диссоциированном состоянии, в виде бикарбонатов, борная кислота — в недиссоциированном виде; pH изменяется от 7,0 до 9,0, чаще от 8,5 до 8,2.

Второстепенные компоненты солевого состава вод морей и океанов, составляющие от 0,02 до 0,03% твердого остатка, представлены следующими элементами в мг/л<sup>3</sup> (Х. В. Харвей и др.): \* N в виде нитратов 1—600; N в виде нитритов 0,1—50; N в виде аммонийных солей — 5—50; N в виде органических соединений — 30—200; Al 160—1900; Ba 50; V 0,02—0,3; Bi 0,2; Ga 0,5; Ge?; Fe в истинном растворе 10<sup>-6</sup>; Au 0,004—0,008; I 50; Y 0,3; Cd?; Si 10—1250; Co 0,1;

\* Сведения о форме нахождения компонентов в морской воде, ее структурных особенностях и составе в свете новейших данных имеются в сводке Хорна (1972 г.) — *Прим. ред.*

La 0,3; Li 100; Mn 0,0001; Cu 4—10; Mo 0,3—0,7; As в виде арсенита 7—24; Ni 0,1; Sn 3; Ra 0,3—0,9·10<sup>-7</sup>; Hg 0,3; Rb 0,01; Pb 4—5; Se 4; Ag 0,15—0,3; Sc 0,4; Sb ?; Tl ?; Ti ?; Th 0,5; C органического происхождения 1200—2000; U 0,15—2,2; P в виде ортофосфата 1—60; F 1300—1400; Cr ?; Cs 2; Ce 0,4; Zn 8—14.

В морской воде присутствуют растворенные разнообразнейшие по составу вещества биологического и химического происхождения, разнообразная взвесь органического и минерального происхождения, а также растворенные газы — O<sub>2</sub>, CO<sub>2</sub>, N, NH<sub>3</sub>, H, H<sub>2</sub>S и др., определяющие и сопровождающие развитие жизни в море, ход и характер процессов минералообразования.

Материалы по химическому составу морских вод и проявлениям в них жизни, по физико-химическим, гидродинамическим и другим свойствам вод заставляют нас изучать строение водных масс бассейнов, их пространственное деление на отдельные, отличные одна от другой зоны.

Состав воды, представляющий собой смесь гидролей (H<sub>2</sub>O — гидроль), изменяется под влиянием температуры и давления (табл. 1).

Таблица 1

Изменение соотношения гидролей в морской воде, %. По данным Раман Рао (Зубов, 1938)

Гидроль	Лед	Вода			
	0°	0°	4°	38°	98 °C
(H <sub>2</sub> O)	0	19	20	29	36
(H <sub>2</sub> O) <sub>2</sub>	41	58	59	50	51
(H <sub>2</sub> O) <sub>3</sub>	59	23	21	21	13

Вследствие этого вода определяется как «сложная равновесная смесь численно и структурно разнородных молекул и молекулярных агрегатов, построенных из газообразного химически деятельного гидроля, представляющего в свою очередь непрременную смесь «изотопных соединений водорода и кислорода» (Зубов, 1938, стр. 8).

В отношении изотопического состава этих элементов принято считать, что они представлены в следующих пропорциях:

$$O^{16} : O^{18} : O^{17} = 630 : 1 : 0,2$$

$$H^2 : H^1 = 1 : 5000.$$

При различных комбинациях изотопов кислорода и водорода воды должно существовать 18 различных по составу «вод» от H<sup>1</sup>H<sup>1</sup>O<sup>16</sup> до H<sup>3</sup>H<sup>3</sup>O<sup>18</sup>; это и послужило основанием для представления о тяжелой воде биосферы (окиси дейтерия — D<sub>2</sub>O), что подтверждается различиями физико-химических свойств этих соединений\*.

Выяснено, что молекулярный состав морских вод и их соли имеют прямое влияние на процессы жизнедеятельности организмов. В частности, талые морские воды, состоящие на 81% из дигидролей и тригидролей, обуславливают в северных морях бурное развитие фитопланктонной и бактериальной жизни, поэтому можно полагать, что огромное разнообразие жизнепроявлений и химических процессов в морской среде базируется на отмеченном выше сложном составе воды.

\* Новые данные см. в работе Хорна (1972 г.) — Прим. ред.

На вещественный состав морских и океанических вод влияют меняющиеся концентрацию раствора подток пресных вод, атмосфера, испарение воды, образование и таяние льдов, выпадение метеорных осадков (вода, пыль), донный осадок, продукты подводного вулканизма, биогеохимическая деятельность морских организмов, биохимическая деятельность растений и животных в отношении обмена веществ (газообмен и пр.) в морской среде.

Установленное относительное постоянство состава морской воды в связи с изменчивостью и иным составом пополняющих моря пресных вод свидетельствует о присутствии в биосфере факторов регулирования состава морской среды в виде непрерывного извлечения в осадок из вод материкового стока и на стыке этих вод с морскими и из морских вод огромных количеств многих химических элементов. Создается впечатление о существовании в материковом стоке, в морях и океанах барьерного характера «фильтров», задерживающих и осаждающих на дно соответствующие элементы и соединения. Эти «фильтры» и есть комплекс активно проявляющих свою геологическую (химическим, физическим и биологическим путями) деятельность факторов концентрации, связанных с соответствующими фациями и определяющих эти фации.

## ПОВЕДЕНИЕ В МОРЯХ НЕКОТОРЫХ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

Весьма интересно проследить распространение некоторых элементов, имеющих важное значение в промышленности.

М е д ь в водах Ламанша, например, содержится в количестве  $10 \text{ мг/м}^3$ . В опресненных водах моря против устья Миссисипи меди от  $15$  до  $25 \text{ мг/м}^3$  (Х. В. Харвей), но по мере удаления от берега содержание быстро падает. В  $160 \text{ км}$  от берега оно доходит до  $5 \text{ мг/м}^3$  в верхних слоях и до  $10\text{--}11 \text{ мг/м}^3$  на глубине. Уменьшение содержания меди в верхних слоях скорее всего можно приписать деятельности организмов с последующим отложением ее на дне бассейна в составе ила. Х. В. Харвей по этому вопросу пишет, что ионы меди находятся в большей концентрации в непосредственной близости к поверхностям органического вещества; между последним и медью может происходить соединение.

Медь входит в состав гемоцианина дыхательного пигмента многих морских беспозвоночных. Устрицы, имеющие «медную» кровь, не могут существовать без меди, как и множество других организмов суши и моря. Поэтому устричные банки образуются в море против устьев рек, приносящих нужные устрицам кальций и медь. Установлено, что ядовитость окисной меди определяется в  $1000 \text{ мг/м}^3$ , т. е. величиной, до которой концентрация меди в морской воде никогда не доходит. Убыль меди в морской воде прибрежной зоны сопровождается обогащением ею придонного осадка, т. е. в прибрежной зоне морей происходит меденакопление.

Ж е л е з о вдали от берегов содержится в количествах от  $1$  до  $60 \text{ мг/м}^3$ . При анализе воды оно задерживается плотной фильтровальной бумагой, что указывает на его взвешенное состояние. Это объясняется гидролизом железоорганических соединений в морской воде. Адсорбентами железа в море в основном являются железобактерии и водоросли, накапливающие его в виде гидроокиси и фосфорнокислого железа. Железная взвесь, по-видимому, представляет собой ожелезненные мертвые клетки железобактерий континентальных и прибрежных морских вод.

В пресных же водах содержание железа в среднем составляет  $2,75\%$ , реже до  $16\%$  их твердого остатка. Железобактерии пресных и солоноватых

вод способны создавать большие по запасам концентрации железа в составе оолитовых, бобовых и иных пластовых железных руд, а также бурых железняков и гематитов, как, например, озерные руды Карелии и миоценовые железные руды Керченского полуострова. При этом в лагунах, заливах и проливах осаждаются наибольшая часть приносимого пресными водами железа. В зоне берегового прибоя, в прибрежных условиях, концентрация железа в осадке редко приводит к образованию его промышленных скоплений.

Отложение карбонатных железных руд Х. В. Харвей приписывает лагунным условиям, способствовавшим выпадению карбоната кальция в результате обменной реакции. Образование при этом сидерита за счет микробиогенного железа в присутствии бикарбонатов раствора и вещества карбонатного ила следует отнести к процессам диагенеза осадка в условиях изоляции этой фации от водной среды фации железонакопления, т. е. в анаэробной зоне. Таким образом, железо переносится, по-видимому, разными путями, пока не превратится в карбонатную железную руду, если не выпадет из морской воды непосредственно в виде карбоната железа.

Марганец в водах океанов присутствует в количествах от 1 до 10 мг/м<sup>3</sup>. В донных илах Тихого океана его установлено 0,06—0,25%, в Черном море (по Н. М. Страхову, 1947<sub>2</sub>) в глубоководных осадках от 0,03 до 0,14%. Д. В. Наливкин (1933) отмечает связь марганцenaкопления в морских условиях с фацией фосфоритовой и глауконитовой, что не совсем верно. Можно говорить лишь о их соседстве с временным частичным наложением осадков фаций друг на друга, причем фация накопления марганца в прибрежно-морских условиях всегда располагается относительно ближе к континенту, чем другие. В геологическом прошлом накопление марганца в шельфовых и открытых морях (островной режим, лагуны) временами резко усиливалось, что следует связывать с эпохами размыва на суше свежих продуктов вулканических процессов или размыва древних осадочных и иных концентраций марганца и марганецсодержащих изверженных горных пород.

Фосфор в морях и океанах как биофильный элемент активно участвует в процессах жизни. Области ее процветания (фотическая зона, придонная зона мелководья) бедны фосфором. Области разложения органических веществ характеризуются содержанием фосфора до 40—80 мг/м<sup>3</sup>. Течения, вихревые (турбулентные) и конвекционные движения ведут к перемешиванию вод и частичному поднятию фосфора в верхние слои воды. В застойных условиях и в сероводородной зоне (Черное море), на глубине 2000 м, содержание фосфора в воде достигает 263—277 мг/м<sup>3</sup>. Концентрация его в морской воде в ходе геологического времени приводила, как приводит и в настоящее время в условиях особых фаций, к отложению фосфата кальция в виде конкреций фосфатов или их пластовых залежей.

Д. В. Наливкин фацию фосфоритонакопления связывает с областями морских течений на небольших глубинах и со значительным количеством органических веществ в результате массовой гибели организмов. Микроскопическое изучение пластовых фосфоритов указывает на несомненное участие в концентрации фосфата кальция микроорганизмов. Среда осаждения фосфора — типично морская, щелочная, с рН, вероятно, не ниже 8,8\*.

---

\* Отложение фосфатов кальция в морских условиях, очевидно, полигенетично и происходило хемогенным и биогенным путем, местами при участии вулканических процессов (см. работы Казакова, 1948 г.; Г. И. Бушинского, 1966 г. и др.). — *Прим. ред.*

Кремний в морской воде находится в растворе в виде кремнекислоты. На его содержании резко сказывается жизнедеятельность усваивающих кремнезем организмов. В верхних слоях воды содержание кремнезема падает до  $20 \text{ мг/м}^3$ , тогда как на глубинах, в частности на глубине 3000 м к западу от Африки, содержание кремнезема достигает  $1400 \text{ мг/м}^3$  (Харвей, 1948).

Радий в Тихом океане у поверхности содержится в количестве  $0,3 \cdot 10^{-7} \text{ мг/м}^3$ , а на глубине 900 м  $0,9 \cdot 10^{-7} \text{ мг/м}^3$ , т. е. с глубиной его содержание увеличивается в 3 раза. В морских растениях и животных концентрация достигает стократной величины по сравнению с его содержанием в среде. Радиом относительно богаты глубоководные илы некоторых участков дна современных океанов.

Углерод в океанической воде кроме вещества ее живого населения обильно представлен растворенными органическими соединениями, природа и состав которых относительно мало изучены. Эти соединения представляют собой сложный комплекс веществ, частью хомогенных, являющихся продуктами синтеза и полимеризации простых органических соединений, частью продуктами жизнедеятельности морских растений и животных, а также и продуктами автолиза отмерших организмов. Многие из этих веществ входят в состав металлоорганических соединений и наравне с органическими являются субстратом соответствующих микробиологических процессов. В составе органического вещества моря исследователи выделяют белковые, углеводные, жировые и другие соединения.

В захороненном состоянии в составе осадков органическое вещество моря играет несомненно важную роль в процессах диагенеза рыхлых осадков, влияя на структуру и текстуру, состав и сложение формирующихся пород. Сохранившаяся от разложения его часть в виде углеводородных соединений в ископаемом состоянии является исходным материалом для нефте- и газообразования.

Перечисленные компоненты морских и океанических вод (немногие из многих известных) относятся к числу биофильных, обуславливающих жизнь морских организмов, а последние в соответствующих условиях осуществляют геологическую работу по созданию природных концентраций этих и других элементов, иногда в виде промышленных скоплений полезных ископаемых осадочных толщ.

## СОЛИ РЕК И МОРЕЙ

Солевой состав морей и океанов, по представлениям большинства ученых, считается связанным с вымывающей деятельностью подземных вод, с солевым стоком речных систем. Полагают, что соленость первичного океана возрастала в ходе геологического времени. При этом к началу палеозойской эры соленость морей вошла по отношению к суше в некоторое подвижное равновесие (Виноградов, 1944)\*. Между тем соленость морей и рек неоднородна. Реки выносят преимущественно карбонаты и сульфаты; в водах морей и океанов преобладают хлориды (табл. 2). При этом речные воды обычно содержат твердого остатка несколько менее 0,5%. Общая концентрация морских солей в среднем около 35%.

Как видно из приведенных показателей, для того чтобы соли рек приняли «морской» состав, необходимо удаление почти нацело карбонатов, а также и многих других элементов — фосфора, кремния и пр. Действительно, мы

\* О происхождении и эволюции океанических вод см. работу М. Г. Валяшко, 1970 г. — *Прим. ред.*

Солевой состав речных и морских вод, % (Зенкевич, 1951)

Соли	Речная вода	Морская вода
Хлориды . . . . .	5,2	88,64
Сульфаты . . . . .	9,9	10,80
Карбонаты . . . . .	60,1	0,34
Соединения азота, фосфора, кремния и органическое ве- щество . . . . .	24,8	0,22
Сумма . . . . .	100,0	100,0

и наблюдаем результаты такого процесса по составу осадочных отложений, по веществу ископаемых органических остатков, где видное место занимают именно карбонаты, кремнезем, фосфаты и т. п. При этом состав морских солей водной среды за историческое время уже как бы не претерпевает никаких сколько-нибудь заметных изменений.

Мы располагаем колоссальным палеонтологическим материалом, остатками растительных и животных организмов (раковины, кости, органическое вещество) — свидетелей химической среды их обитания, относящихся ко всем геологическим периодам, но мы еще не использовали его ни в какой степени для раскрытия повременного состава солености морских вод. Нужно думать, что именно этим путем и анализом вещества пород нам со временем удастся приблизиться к выяснению данного вопроса\*.

Современному составу вещества морских организмов А. П. Виноградовым (1944), последователем и продолжателем работ В. И. Вернадского, было уделено серьезное внимание. Его исследования показали, что кроме явлений сорбции в концентрации химических элементов из состава морских вод огромную роль играли организмы. Таким образом, процессы в материковом стоке, организмы и химические процессы, происходящие в морях, и есть те факторы, которые в конечном счете определяют относительное постоянство солевого состава морских вод. Движение солевых запасов в морях и реках показано в табл. 3\*\*.

В огромном влагообороте на поверхности Земли, выражающемся в течение года в испарении воды с поверхности мирового океана (около 334 тыс. км<sup>3</sup>), в испарении с поверхности суши (62 тыс. км<sup>3</sup>), в возвращении в океан в виде осадков (297 тыс. км<sup>3</sup>), в выпадении в виде осадков на сушу (99 тыс. км<sup>3</sup>), в стоке с речными водами в моря и океаны (около 30 тыс. км<sup>3</sup>), соли играют роль остаточного вещества (сброса), перемещаемого в общем с суши в море, а из толщи морских и океанических вод в донные осадки, частью в состав живого вещества биосферы. При этом биофильные компоненты солевого состава водных сред своим участием в биологических (биохимических) процессах обуславливают развитие органической жизни, вследствие чего они или оборачиваются или переходят в осадок, иногда с их значительной относительной концен-

\* Этой теме посвящена работа Л. А. Зенкевича (1970). — *Прим. ред.*

\*\* Более новые данные см. в работах А. П. Виноградова (1967 г.), Т. Ф. Бойко (1969 г.) и др. — *Прим. ред.*

трацией. Именно этим путем большие массы кальция, магния, железа, марганца, фосфора и многих других химических элементов уходят из состава морских и океанических вод. В телах морских организмов установлено до 60 химических элементов.

Как уже отмечалось, солевой состав океанической воды, по мнению большинства исследователей, обусловлен выносом химических элементов с суши в результате «выветривания» горных пород. Между тем до океана доходила и доходит не вся масса элементов, а лишь некоторая часть. Причинами этого явления А. А. Сауков (1951) считает различную растворимость элементов, различную способность их к гидролизу и сорбции. Для характеристики этого явления он приводит таблицу по В. М. Гольдшмидту (табл. 4), из которой отчетливо видны высокая подвижность натрия и отчасти магния, явный недостаток в воде океанов и морей больших масс множества элементов, в особенности двухвалентных и многовалентных.

Специальными подсчетами В. М. Гольдшмидта (1938 г.) установлено, что в морских водах от приносимых туда масс химических элементов сохранилось лишь следующее количество: марганца 0,0007%, железа 0,0002%, никеля 0,0001%, молибдена 0,008%, цинка 0,03%, меди 0,02%, мышьяка 0,7%, селена 1,0%, ртути менее 1,0%.

В настоящее время нам совершенно ясно, по крайней мере для более значительной их части, природные факторы концентрации химических элементов. Поэтому перед нами раскрывается не только картина дефицита большинства химических элементов в морских и океанических водах, но и картина условий их местной концентрации на путях от пород земной коры на суше к глубинам морей и океанов. К этому мы должны добавить, что создается впечатление о «дефиците» химических элементов и в осадочных породах, но в этом проявляется в основном лишь дефицит наших знаний вследствие недостаточного исследования осадочных образований на все элементы таблицы Менделеева. Этот недостаток наших знаний о судьбе многих химических элементов в биосфере, водах континентального стока и в осадочных отложениях требует к себе серьезного и срочного внимания со стороны исследователей.

В процессах природной миграции и осаждения химических элементов необходимо рассмотреть с химической позиции необычайно важные явления, связанные с геохимической ролью растворенных органических веществ. Сорбционная и поглощающая роль гуминовых кислот по отношению к очень многим химическим элементам увеличивает их подвижность в природных водных средах. Она частично препятствует вытеснению их в осадок там, где им естественно надлежит выпадать. Она способствует тому, что железо, марганец, алюминий и ряд других элементов, «проскакивая» через зоны нормального осаждения в виде некоторых типов металлоорганических соединений, проникают

Таблица 3

Соотношение между ежегодным приносом солей реками и содержанием их в океане (Зубов, 1938)

Составные части морских солей	Приносится реками, млн. т	Содержание в океане, млрд. т
CO <sub>2</sub>	961	96
SO <sub>4</sub>	332	3553
Cl	155	25 538
Br	—	86
NO <sub>3</sub>	25	—
Na	258	14 130
K	58	511
Ca	558	553
Mg	93	1721
(Al, Fe) O <sub>3</sub>	75	—
SiO <sub>2</sub>	319	—
Сумма	2834	46 188

Соотношение между весовыми количествами элементов, принесенных в океан и находящихся в настоящее время в морской воде, мг/кг

Элемент	Принесенные в море и океан	Находящиеся в настоящее время в морской и океанической воде	Отношение, %
Na	16 800	10 700	64
K	15 000	370	2,5
Li	39,0	0,11	0,3
Rb	200,0	0,2	0,1
Cs	6,0	0,002	0,03
Mg	12 600	1300	10,0
Sr	250,0	10,0	4,0
Ca	21 600	420	1,9
Ba	23,4	0,05	0,2
Al	52 600	0,6	0,0012
Sc	3,0	0,00004	0,0013
V	19,0	0,0003	0,0016
La	11,0	0,0003	0,003
Si	160 000	0,001	0,0006
Ce	26,0	0,0004	0,002

далеко в глубь морей и океанов, где гетеротрофные бактерии и другие факторы, разрушая эти соединения, ведут к осаждению элементов. Роль гуминовых кислот в таких процессах вполне доказана. Она изучена экспериментально, например, при мероприятиях по очистке вод для котельных установок от железа, марганца и алюминия.

### ВЕРТИКАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Вертикальная гидрохимическая зональность в озерах, лагунах, морях и океанах представляет большой интерес. Ее проявление в древних морских осадках еще слабо раскрыто, поскольку в наших руках в лучшем случае оказывается материал лишь донных осадков — конечный результат взаимодействия этих зон.

По Л. А. Зенкевичу (1951, стр. 9), современные вертикальные зоны моря охарактеризованы в табл. 5. К сожалению, эта физико-химическая характеристика для нас недостаточно конкретна, она не содержит указаний на pH, Eh и другие параметры среды, в особенности жидкой фазы донного осадка.

Активность осадка отражается и на составе придонного слоя воды. В соответствующих условиях это определяет выпадение из него или растворение в нем тех или иных соединений.

Вода — среда миграции и отложения минерально-органических осадков во всех видах подвижных и относительно застойных водоемов является средой жизни — бактерий, водорослей и многообразных животных, состав которых в ходе геологического времени непрерывно претерпевал изменения, но некоторые морфолого-биохимические и экологические группы организмов несомненно проявляли относительно высокую устойчивость биохимических функций. Это в основном бактерии и водоросли различных групп, а также многообразные порообразователи, жизнедеятельность которых

Современные вертикальные зоны моря

Зона	Подзона	Характеристика	Глубина, м
Окислительная	Верхняя	Обогащение воды кислородом путем фотосинтеза и обмена с атмосферой	0—100
	Нижняя	Слабое потребление зоопланктоном кислорода	>100
Окислительно-восстановительная	—	Значительное потребление кислорода животными, в процессах гниения и за счет обмена с грунтом	Обычно придонный слой воды и самая верхняя пленка грунта
Восстановительная	—	—	Обычно верхний слой донных отложений

связана с водой, с биофильными химическими элементами и климатом, поскольку количественно эти организмы составляют преобладающую часть живого вещества многих фаций гидросферы.

Биофильные элементы и соединения — азот, фосфор, кислород, калий, железо, углекислота и многие другие, — являясь жизненным субстратом организмов, стимулируют или лимитируют развитие последних. В связи с этим определенное влияние оказывают и источники биофильных элементов: атмосфера — источник свободного кислорода, азота и углекислоты, минеральный подток — источник всех других биофильных элементов. Поэтому, а также и при известной роли лучистой энергии, для развития водорослевых ценозов в водоемах возникает вертикальная зональность — гидрохимическая, гидробиологическая и геохимическая. Она имеет прямое влияние на процессы формирования осадков и на их минерально-органический состав. Дополнительным источником солей служит и донный осадок.

Бактерии и фитопланктон, извлекая из среды и часто при отмирании увлекая с собой в осадок те или иные комбинации биофильных элементов и соединений и находясь с ней в некотором подвижном равновесии, обуславливают постоянное обеднение среды теми или иными компонентами, что должно компенсироваться поступлением их новых порций из воды, атмосферы и отчасти осадка.

Как указывает С. И. Кузнецов (на материалах озерных отложений), осадкам водоемов свойственна микрizonaльность. «Неравномерность физико-химических условий среды по вертикали в иловых отложениях, с одной стороны, является экологическим фактором, обуславливающим неравномерность распределения микроорганизмов, а с другой — оказывается результатом

деятельности самих микроорганизмов. Таким образом, и сами микробиологические процессы илообразования, естественно, располагаются по вертикали в закономерные ряды, которые можно рассматривать как последовательно сменяющиеся фазы образования ила. Формирование ила идет в тончайших слоях, измеряемых нередко долями миллиметра» (1952, стр. 49).

Бактериальное живое вещество придонной зоны и толщи осадков своей жизнедеятельностью определяет положение здесь нижней кислородной границы, которая при этом может оказаться в толще воды (сероводородная фация), на границе жидкой и твердой (ил) среды или в толще ила, и соответствующим образом может влиять на характер осадконакопления, на процессы, протекающие в микрозонах осадка.

В иловых осадках вертикальные изменения физико-химического состояния происходят относительно быстро (табл. 6). Неравномерность физико-химических условий в толще иловых осадков озер по вертикали является результатом жизнедеятельности микроорганизмов: она влияет на послойное видовое распределение самих микроорганизмов с обособлением тончайших слоев осадка со специфическими микробиологическими и биогеохимическими процессами.

Таблица 6

Вертикальные изменения физико-химического состояния иловых осадков озер Бисерового и Пиявочного (Кузнецов, 1952)

Глубина отложения сапропеля, м	Оз. Бисерово			Оз. Пиявочное		
	Eh	$\gamma_{H_2}$	pH	Eh	$\gamma_{H_2}$	pH
0,0	-0,106	8,5	6,1	+0,189	18,5	6,0
0,1	-0,064	11,0	6,5	+0,004	12,3	6,1
0,3	-0,139	8,3	6,5	+0,009	12,8	6,4
0,6	-0,038	12,2	6,7	—	—	—
1,0	-0,049	12,6	7,1	+0,011	13,3	6,4
2,5	—	—	—	+0,156	15,4	6,7
4,0	—	—	—	+0,044	14,6	6,6

С. И. Кузнецов (1952) и Б. В. Перфильев (1930) назвали эти слои «микроразонами». Мощность их измеряется иногда долями миллиметра. В каждом отдельном случае они характеризуются своими комплексами биологических и физико-химических процессов, находящихся более или менее длительно в состоянии подвижного равновесия с выше- и ниже расположенными микрозонами.

По Б. В. Перфильеву, механизм образования микрозон обуславливается установлением подвижного химического равновесия двух встречных диффузионных потоков противоположного характера. Из водной массы в глубь ила диффундируют окисленные соединения, получающиеся за счет окисления закисных соединений кислородом, растворенным в водной массе. Противоположный ток создается диффузией восстановленных соединений, образовавшихся в результате анаэробного распада иловых отложений в более глубоких слоях.

Различия окислительно-восстановительной обстановки в толще иловых осадков по вертикали в результате двух названных потоков определяют оптимальные условия для соответствующих групп микроорганизмов, каталитически влияющих на химические реакции преобразования иловых отложений,

вследствие чего и образуется часто наблюдаемая цветная, вещественно раз-  
личная микрозональность осадка.

Изучение состава и расселения бактериальных ценозов в современных  
водных бассейнах имеет исключительное значение. Организмы как индикаторы  
среды дают при этом совершенно ясные указания на оптимальные для  
них условия существования, т. е. на наибольшую местную обеспеченность  
их связи со средой, поддерживающей жизнедеятельность предоставлением им  
пищевых веществ и принятием от них продуктов их деятельности. Взаимодей-  
ствие бактериальных ценозов и среды их жизни, как известно, теснейшее.  
Поэтому для нас особенно ценны указания на вертикальное размещение бакте-  
рий в водоемах, подтверждающие наличие в последних специфических в био-  
логическом и экологическом отношениях зон и микрозон.

Обычное увеличение к донной зоне бактериального населения водоемов,  
отмечаемое, в частности, С. И. Кузнецовым (1952) для бассейнов озерного  
типа, подчеркивает его зависимость от состава водной среды, глубинности  
донного осадка. Количество бактерий особенно возрастает (примерно в 10—  
20 раз и более) в верхних слоях донного ила, причем они там находятся в веге-  
тативной стадии. Поэтому с достаточной уверенностью можно полагать, что  
в геохимических и биогеохимических процессах гидросферы роль преимуще-  
ственно принадлежит придонному слою воды, связанному по составу абио-  
тических и биотических компонентов с верхними слоями воды бассейна и об-  
ласти подтока вод, а также с атмосферой, и в основном (в порядке взаимовлия-  
ния) с донным осадком. Именно придонный слой воды любой из образующихся  
фаций, по-видимому, и следует в основном принимать во внимание при изу-  
чении процессов формирования донного осадка, тогда как его окончательное  
литолого-минералогическое оформление обуславливается химическим соста-  
вом и деятельностью микроорганизмов жидкой фазы самого рыхлого донного  
осадка.

## ПОНЯТИЕ О ФАЦИЯХ

Фациальный анализ получил в нашей стране огромное развитие и помогает решать конкретные прикладные задачи в геологии рудных и нерудных ископаемых, в нефтяной и угольной геологии, галургии и других областях. Учение о фациях прошло важный этап своего становления, в течение которого широко обсуждались различия в понимании фаций, их взаимосвязи и практического значения. Ряд дискуссий по этим вопросам значительно обогатил наши представления о фациях, фациальном анализе, хотя многое в этой проблеме остается вскрытым далеко не достаточно.

Перенос и отложение веществ земной коры происходит в результате разрушения горных пород и деятельности текучих вод и отчасти воздушных потоков с выносом рек в море около 20 140 млн. т, или 13,4 км<sup>3</sup> в год (по Пенку). Сток растворенных минеральных веществ всей суши Земли составляет до 5000 млн. т в год. По подсчетам Г. В. Лопатина (1950), 130 750 тыс. км<sup>2</sup> площади суши (без Антарктики, Гренландии и Канадского архипелага) дают годовой сток воды в количестве 35 224 км<sup>3</sup>, взвешенных наносов 12 675 тыс. т. Суммарный сток наносов и растворенных веществ определен в 17 564 млн. т, или 11 700 млн. м<sup>3</sup>, со средним понижением за год поверхности суши на 0,09 мм (1 м за 11 100 лет), при средней мутности рек 360 г/м<sup>3</sup>. Пребывание и отложение этих веществ происходит в конкретных средах природы — фациях.

Понятие «фа́ция» было введено в геологию швейцарским ученым Д. Грессли в 1838 г. для обозначения связи между петрографическим составом осадочной породы и ее палеонтологическим содержанием. Пониманию этого термина способствовала почти одновременно возникшая идея сходства между прошлыми и современными геологическими процессами (принцип актуализма К. Прево, 1837 г.).

Д. Грессли считал, что осадок в пределах своего горизонтального распространения обнаруживает довольно определенные изменения в петрографическом составе пород и в палеонтологических признаках комплекса их ископаемых, причем эти изменения подчинены особым и постоянным законам (по Д. В. Наливкину, 1933). Для таких изменений типов осадка Д. Грессли и предложил название — «фа́ция отложений». Он выделял пресноводную, солоноватоводную, морскую литоральную, морскую пелагическую и другие фации (обстановки) формирования осадочных отложений, полагая при этом, что одновременно могут существовать различные фации и что на разных стратиграфических уровнях могут появляться одинаковые фации. Особенность определения фации у Д. Грессли состоит в совмещении представлений об обстановке осадконакопления с представлением о породе, что некоторые геологи считают ошибочным в толковании понятия. С последним вряд ли можно согласиться, имея в виду закон единства фации и осадка \*. Процессы

\* Закон единства между физико-географической средой и образующимися в ней осадками особо подчеркивается Г. Ф. Крашенинниковым (1971 г.). — *Прим. ред.*

эволюции в осадкообразовании, в образовании сред фаций в то время, естественно, еще не учитывались.

Понятие о фации в русскую геологическую литературу было введено Н. А. Головкинским в 1869 г. Оно быстро получило всеобщее признание в качестве одного из важнейших геологических понятий. Окончательно же оформилось в особое учение только в советское время благодаря трудам Д. В. Наливкина, который в работе «Учение о фациях» (1933) подытожил богатый опыт русских и иностранных геологов, занимавшихся изучением фаций. Два издания этого ценного труда были встречены деятелями советской геологии с большим интересом. К настоящему времени этот курс заметно устарел\*.

Как и большинство предыдущих исследователей, Д. В. Наливкин классифицировал типы фаций по характеру осадков, включая в понятие «фация» и амплитуду времени ее существования в виде мощности слоев. Учитывая сезонные влияния, изменения погоды, течения, изменения климата, колебания уровня моря, скорости роста организмов, типы слоистости пород обломочного происхождения, различные знаки на поверхности осадков (след капель дождя, ползания животных и т. п.), конкреции, цвет отложений и пр., Д. В. Наливкин раскрыл «живую» фацию прошлых геологических эпох во всем многообразии ее проявлений. Он определял понятие о фации как о части земной поверхности, на всем протяжении обладающей (обладавшей) одинаковыми физико-географическими условиями и одинаковой фауной и флорой. Часть пласта осадочной горной породы, пласт или свиту пластов, на всем своем протяжении обладающих одинаковыми литологическими свойствами и органическими остатками, он называл «ископаемой» фацией.

Последователи Д. В. Наливкина, в частности Н. Б. Вассоевич, Ю. А. Жемчужников, Л. Б. Рухин, А. В. Хабаков и др., изучая состав и сложение осадочных пород, выясняя их происхождение, во многом уточнили и детализировали учение о фациях. В свете их толкований понятия о фации и о связанных с ней типах осадков, а также на основе разработки вопроса о слоистости осадочных пород фации предстали перед нами как система природных обстановок, находящихся в условиях их непрерывно-прерывистых перемещений во времени и пространстве, иногда с частой повторяемостью во времени, с их боковыми смещениями (миграция фаций), с одновременным параллельным по соседству развитием других фаций.

## ПУТИ РАЗВИТИЯ И ВАЖНЕЙШИЕ ЗАДАЧИ УЧЕНИЯ О ФАЦИЯХ И ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ

Обзор состояния литологической науки показывает, что мы не имеем ее конкретных выводов в отношении многих и многих компонентов, составляющих осадочные отложения, не имеем соответствующей теории, объясняющей развитие природных концентраций полезных ископаемых осадочных толщ, за исключением угле- и нефтеобразования, соленакпления и отчасти железно- и марганценакопления. В стремлении разобраться в сущности природного процесса отложения осадков на дне бассейнов мы, очевидно, обязаны всесторонне рассмотреть типы фаций, с тем чтобы не опустить и не потерять данных об основных факторах осадкообразования.

---

\* В 1955 г. вышла новая двухтомная монография Д. В. Наливкина «Учение о фациях». — *Прим. ред.*

В биосфере с ее мощными геологическими факторами — космическими и солнечными излучениями, кислородом и углекислотой атмосферы, водой и органической жизнью — создается непрерывная цепь обстановок (фаций) и условий, при которых твердое вещество растворяется, мигрирует и отлагается в новых, вторичных, соединениях, так называемых вадозовых, гипергенных, поверхностных. Фация, в нашем представлении, — это арена сложного взаимодействия твердых, жидких и газообразных веществ среды с переплетением физических, химических и биологических процессов в конкретной обстановке участка земной поверхности или бассейна, со своей предысторией, временем относительно спокойного развития, длинным или коротким. Соответственно и следы существования фации могут быть значительными (мощный пласт породы) или ничтожными (тонкий прослой).

Для полной характеристики фаций водной среды нам нужно знать ее глубинность, пределы скоростей и режим движения водных масс, направление движения, соленость воды, окислительно-восстановительный потенциал среды, концентрацию свободных водородных ионов, видовой и количественный состав растений, животных и бактерий, качественную и количественную характеристики минерального и химического состава приносимого терригенного материала, биогенные компоненты осадка, хемогенные компоненты осадка (первичные и наложенные при участии реакций замещения и сорбции), взаимодействие компонентов осадка друг с другом (ранний диагенез) и со средой, термический режим среды и зоны осадконакопления, влияние климата, длительность времени существования данной фации, геологическое время ее существования, приуроченность к типу геотектонических движений, к части геотектонической области.

Под биогенными компонентами осадка данной фации мы подразумеваем фито- и зообентос (донное население), нектонные организмы, микроорганизмы, органическое вещество, отложенное в составе осадка и взвешенное и растворенное в водной среде фации. Каждая из групп живого населения фации биохимически отлична от других групп. Органические вещества отличаются огромным разнообразием по составу и свойствам.

Организмы сами по себе и продукты их разложения (остаточное органическое вещество и прижизненные выделения) в соответствующих условиях среды и в разных средах определяют состав и свойства захороняющегося органического осадка. С процессами преобразования осадка органического происхождения часто, как известно, связаны уголь, нефть и горючие сланцы. При участии организмов происходит накопление железа и многих других химических элементов. Организмы могут избирательно извлекать из среды их обитания многие, в том числе и экономически важные химические элементы и их соединения, концентрирующиеся затем в осадке (германий в углях, ванадий в битумах).

Часто остаточное органическое вещество в процессе его осаждения на дно и концентрации там в составе осадка в условиях контакта с водной массой, а также его переработки химико-биологическими агентами (бактерии, ферменты) проявляет способность сорбции по отношению к некоторым химическим элементам среды. Эта сорбция может выражаться в концентрации химических элементов в десятки, сотни, даже тысячи раз большей, чем эти элементы содержатся в водной среде фации. Кроме того, полуразложенное бактериальными процессами органическое вещество выделяет в водную среду более или менее значительное количество органических и других кислот и

газов, сильно влияющих на физико-химическую характеристику среды, на ее рН, Eh, pCO<sub>2</sub> и т. д.

Минеральные компоненты осадка по происхождению и составу разделяются на терригенные, являющиеся продуктом разрушения горных пород области размыва — денудации (суша, береговая зона), и на хемогенные, т. е. отложенные химическим путем из раствора. Перенос и отложение первых прежде всего осуществляется под влиянием силы тяжести (гравитационный фактор), во вторую очередь под влиянием физико-химического состояния среды осаждения, ее электролитических свойств, температуры, вязкости, часто проявляющей избирательные свойства в отношении компонентов осадка.

Химические, гидрхимические осадки, выделяющиеся в порядке реакций окисления (бикарбонат кальция морской воды в карбонат кальция), замещения (кальций на магний в известково-доломитовом иле), или при повышении концентрации растворов (лагунные фации), в ходе процессов их осаждения прежде всего и сильнее всего подчинены физико-химическим особенностям среды. Уже во вторую очередь они обнаруживают подчиненность силе тяжести, в зависимости от условий проявления которой они могут быть отложены на месте или отнесены в другое место.

Процессы формирования минеральных осадочных образований в морских и пресноводных условиях сходны, но имеется и большое количество конкретных отличающих их черт. Сходство обусловлено физическими особенностями транспортировки и осаждения, а различия — химическими факторами, управляющими процессами формирования осадка, причем химико-минералогическое состояние осадка всегда тесно связано с химическими свойствами среды. Поэтому каждому типу природной обстановки накопления осадков соответствуют особые условия. Каждая фация характеризуется своим комплексом физико-химических, палеогеографических и историко-геологических черт (признаков), которые обуславливают определенный ход физических, химических и биологических явлений с конечным их видимым результатом — осадком. Движения земной коры и вызываемые ими палеогеографические изменения лика земной поверхности определяли размещение участков суши и морей с большим разнообразием фаций и типов осадков, их мощностей, процессов и иногда вовлекали недиагенетизированные или диагенетизированные осадки в новый цикл осадкообразования, если ранее образованные осадочные породы попадали в условия геологического выветривания и размыва.

По формулировке Н. М. Сисакяна (1954, стр. 7), «Обмен веществ в широком смысле представляет собой закономерное, необходимое единство противоречивых процессов превращения неорганических веществ в живое и живого в неживое, осуществляемых посредством ассимиляции и диссимиляции на основе единства организма с окружающей средой, с условиями его жизни». Обмен веществ в виде питания и выделения, ассимиляции и диссимиляции — есть важнейшая из форм жизнепроявления, утверждающая связь среды и жизни в ее эволюции, проявляющая в ходе геологического времени, в неповторимом развитии жизни наследственность и ее изменчивость. Стадийность в индивидуальном развитии организмов не может не иметь прямых связей с общим ходом эволюции, с историей развития соответствующей группы организмов. Она имеет свое отчетливое морфологическое выражение, обусловленное биохимическим развитием вещества, его внутреннего и внешнего изменения отчасти под влиянием меняющейся во времени среды (связь филогенеза с онтогенезом, закон рекапитуляции). Питание и выделение организма, а также его вещество при отмирании и есть те связи его со средой, которые влияют

и на саму среду, в частности водную, тех или иных геохимических фаций биосферы, и на формирующийся осадок.

Донный осадок какой-либо фации гидросферы, ее продукт во времени, имеет со средой теснейшую связь генетического порядка, выражающуюся обменными процессами ( $O_2$ ,  $CO_2$ , N,  $NH_3$  и пр.), обуславливающими проявление геохимической и биохимической вертикальной зональности, в основном под влиянием проявлений аэробной и анаэробной жизни.

Известно, что между верхней пленкой накапливающегося в водоеме осадка и придонным, вышележащим, слоем воды протекают весьма активные химические и биохимические процессы: происходит отложение биогенных элементов, карбоната кальция и пр., потребление живыми организмами растворенного кислорода с накоплением остаточного органического вещества в быстро возникающей восстановительной обстановке.

В глубине осадка, ниже зоны исчезновения свободного кислорода, развивается анаэробная зона со своими сложными биогеохимическими и химическими процессами, часто с образованием сероводорода за счет органического вещества или восстановления сульфата кальция, в конечном счете ведущими к превращению осадка в твердую породу (процессы диагенеза). Таким образом, в придонной зоне бассейна и в толще его рыхлых осадков фактически всегда имеет место серия сменяющих друг друга сверху вниз геохимических фаций с их специфическими биогеохимическими и химическими свойствами, с их влиянием на состав вод бассейна и осадка. При этом основным геологическим фактором является продолжительность накопления определенного типа осадка под действием климатического и тектонического режимов данного участка биосферы.

Следует отметить, что диагенетические процессы раскрыты еще недостаточно. Многое здесь оказывается неясным вследствие слабого внимания исследователей к вопросам выделения конкретных путей (физических, химических и биологических) и порядка преобразования рыхлого осадка (песка, ила), его компонентов, в осадочную породу, каменный уголь, соляной пласт, фосфоритовые, глауконитовые, марказитовые конкреции и т. д.

В настоящее время известно множество факторов, определяющих образование типов осадков. Дискуссия по этому вопросу выявила различные точки зрения, что указывает на важность и своевременность поисков факторов основного, ведущего, значения. Наиболее важными признаны: тектонический режим земной коры, климат, свойства фаций гидросферы, взаимодействие продуктов выветривания со средами осадкообразования, жизнедеятельность организмов.

Именно так складывались общепринятые литологические представления при наметке пути для дальнейшего развития науки. Поскольку жизнедеятельность организмов обычно во многом определяет свойства сред гидросферы, то оба эти фактора по существу неразделимы в их воздействии на последующую судьбу продуктов выветривания минерального вещества в средах его вторичного отложения.

Из общего обзора состояния литологической науки выясняется общая тенденция литологов рассматривать вопросы изучения осадочных пород часто с точки зрения рассеяния вещества, расчленения его на все более и более простые соединения и фракции осадков без учета их синтеза, их усложнения, конкретных явлений вторичной концентрации, появления новых соединений, обусловленных фациями. Общее впечатление почти от всех попыток классификации осадков и условий порообразования — это как бы пропускание

продуктов разрушения горных пород области выветривания через систему сит с разной, все уменьшающейся величиной отверстий. Именно такой классификацией большинство литологов и ограничиваются. Между тем представляется необходимым взглянуть на процесс осадочного породообразования и с точки зрения концентрации в конечном результате однородного по составу минерального или органического вещества.

Факторы концентрации существуют, существовали и в биосферах геологического прошлого Земли. Арена их геологической работы — конкретные фации, прослеживаемые и восстанавливаемые по возможности ближе к их природной сущности по их следам, по типам и составу первичных осадков. Поэтому изучение фациального характера отложений, раскрытие их природного разнообразия в каждом районе, для каждой исследуемой серии осадочных отложений — наша обязательная задача, а цель исследований — раскрытие закономерностей в развитии (во времени и пространстве) фациальных смен и установление естественных рядов фаций с конкретным выявлением подчиненных тому же процессу скоплений полезных ископаемых.

Раскрытие картины разнообразия и природного естественного размещения отдельных фаций требует знания до мельчайших поддающихся выявлению подробностей состава пород и стратиграфического разреза осадочных отложений исследуемого района. Обычного типа геологические отчеты, в частности посвященные результатам геологической съемки некоторых площадей, не дают возможность понять картину размещения фаций соответствующих этапов ее геологического развития и, тем более, выявить все интересующие нас полезные ископаемые осадочного происхождения.

В связи с этим во многих районах вопрос об осадочных полезных ископаемых нельзя считать разрешенным. Наоборот, его приходится и необходимо считать открытым до тех пор, пока послойным изучением осадочных толщ с применением специальных методов район не будет полностью проверен в отношении всех его полезных ископаемых. Поэтому во многих уже геологически заснятых районах нужна постановка дополнительных тематических литолого-стратиграфических исследований с поисками полезных ископаемых той или иной известной уже их группы с одновременным выяснением перспектив обнаружения других полезных ископаемых. В детально неизученных районах указанные литолого-стратиграфические исследования необходимо включить в число обязательных элементов работы полевого геолога-съемщика и стратиграфа.

Описанию метода специальных поисковых научно-исследовательских работ далее мы уделяем особое внимание. Что же это за путь для выявления нужных нам данных о фациальности осадочных отложений района, о фации каждого из выявленных и изученных слоев осадочной горной породы? Таким путем является детальное послойное палеонтолого-литологическое стратиграфическое изучение разрезов по характерным направлениям геологического строения района, по выраженным осадочными породами стратиграфическим уровням с нанесением полученных данных полевого и лабораторного исследования слоев выявленных пород на рекомендуемый нами график — фациограмму и на палеофациальные (палеогеографические) карты.

Способ составления фациограммы как прием очень полезный для раскрытия особенностей геологического развития изучаемого района автором был предложен еще в 1943 г. С тех пор в том и другом виде фациограммы вошли в обиход многих геологов регионального профиля. Некоторыми они именуются «литограммами». Часто ими заменяют менее выразительные стратиграфические

колонки, не используя в полной мере этот прием для анализа геологической истории соответствующего древнего водоёма.

Для построения фациографической кривой, с достаточной точностью отражающей историю формирования осадочных толщ района, требуется: 1) большое внимание исследователя к выделению по ходу древних материковых стоков всех типов осадков (пород), всех литологических смен в ходе осадконакопления; 2) точный учет мощностей выделяемых стратиграфических элементов разреза; 3) знание вещественного состава каждого типа осадка (породы), а также родственных его отношений (по закону сродства фаций) с другими осадками (породами) изучаемой области. На основе последнего необходимо в каждом крупном изучаемом районе выявлять специфический естественный литолого-геохимический ряд фаций. Выделенные типы осадков (пород) и есть основа для составления фациограммы для определенного участка древней области осадконакопления, есть легенда фациограммы.

Существует ли такой естественный ряд фаций в природе? Если взглянуть на некоторые грубо составленные карты размещения фаций в бассейнах, то кажется, что иногда фации размещены в них незакономерно, как, например, современные осадки Атлантики у берегов Южной Америки, в частности у берегов Бразилии (Зубов, 1938, стр. 72), или в районе Мексиканского залива, вблизи устья реки Миссисипи (там же, стр. 71). Между тем это лишь результат прихотливого размещения границ фаций, особенно в условиях мелководья вследствие сочетания вертикальной и горизонтальной зональностей. Почти все исследователи терригенных (обломочных) пород составляют такие естественные ряды по убывающей крупности зерна, справедливо полагая (что подтверждается и практикой) существование фаций, различающихся внешне по убыванию или возрастанию величины зерна осадка (гранулометрический ряд), по убыванию или возрастанию содержания в осадках какого-либо компонента.

Для системы река—открытое море, для участков моря от его прибрежной зоны — вглубь, где обычно имеет место в общем спад скоростей движения воды и смена терригенных осадков осадками открытого моря с его биогермами (рифами) и биогенными карбонатными илами, такие ряды существуют. Для древних и для современных бассейнов одинаково типичны фациальные смены осадков от грубообломочных прибрежных до илов открытого моря, если сильные донные течения и островной режим не нарушают этого единого ряда, создавая в разных направлениях повторение смен осадков.

Но не только литологический состав осадка характеризует фацию. В значительно большей степени ее характеризуют физико-химическое состояние водной среды, концентрация свободных водородных ионов (рН), окислительно-восстановительный потенциал (Еh) и пр., определяющие ход литологических физико-химических, биологических и биогеохимических процессов. В ходе процессов, протекающих в той или иной системе сред, величина названных показателей может претерпевать сильные местные изменения под влиянием кинематики среды, динамики развития местного или привнесенного живого вещества и создаваемых им масс органического материала. При этом все сколько-нибудь различающиеся фации теснейшим образом связаны друг с другом единством происхождения и преобразования их вод, единством движений вод через фациальные зоны, а в каждой отдельной фации — единством комплексов организмов и комплексов осадков.

При обеспеченности благоприятного газообмена и притока соответствующих веществ органическая жизнь развивается интенсивно, что может суще-

ственно изменить  $E_h$  и  $pH$  среды, создать запасы растворенных и осаждаемых на дне бассейна органических веществ в виде торфа, сапропеля, гумусовых и фульвиновых кислот и пр. Запасы растворенных органических и минеральных соединений в водной среде фации играют роль буфера, защищающего данную фацию от изменения ее характера под влиянием воздействия водных сред соседних фациальных зон. Действенность буфера часто прямо связана с энергией жизнедеятельности живого вещества фации. Ею часто определяется площадь и длительность времени формирования данного осадка.

Резкое изменение в характере внешнего воздействия на среду фации, нарушающее влияние буфера и вызывающее изменения обстановки жизнедеятельности организмов данной фации (ухудшение питания, заполнение осадками ванны фации) приводит к резким сменам одного осадка другим, а затем через соответствующий большой или малый промежуток времени та же фациальная зона иногда может надвинуться сюда вновь, опять с существенно органогенным или минералогенным осадконакоплением на соответствующей площади в силу закона сосуществования фаций.

Именно этой активной буферной ролью проявления жизни и образуемых в результате жизнедеятельности веществ мы можем объяснить часто наблюдаемую относительную чистоту от минеральных примесей вещества торфяников, бурых и каменных углей, фосфоритов, осадочных бурых железняков и лимонитов и пр. Этим свойством жизнепроявления живого вещества в его тесной взаимосвязи с природной обстановкой следует объяснять возникновение, существование и миграцию (или исчезновение) фаций образования отмеченных полезных ископаемых в динамике их развития во времени и пространстве, в окружении их другими фациями, в общей подчиненности мощным факторам  $pH$  и  $E_h$ .

Мы считаем, что все фации проявляют свою физическую, химическую и биологическую деятельность под контролем кислотности-щелочности среды, окислительно-восстановительного потенциала и прочих физико-химических показателей среды, т. е. все фации являются геохимическими.

## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФАЦИЙ

Поведение химических элементов по отношению друг к другу в природных и других реакциях в значительной мере зависит от их ионного потенциала [ $z$  (заряд иона)/ $R_i$  (радиус иона)]. Ионы элементов с высоким ионным потенциалом имеют большой заряд и малый радиус, с низким — малый заряд и большой радиус. Ионы с низким ионным потенциалом образуют истинные растворы. При испарении воды они собираются в осадках в виде кристаллов солей. Их образуют щелочные и щелочноземельные элементы. Ионы со средними по величине потенциалами способны захватывать гидроксильную часть молекулы воды и вызывать гидролиз — выпадение из воды в осадок гидратов соответствующих элементов. Ионы с наиболее высокими ионными потенциалами способны давать еще более прочные соединения с водой и кислородом с образованием ионнорастворимых в воде кислот.

Таким образом, ионный потенциал в качестве одного из важнейших свойств вещества в отношении воды как растворителя приводит к тем или иным с ней взаимоотношениям. Кроме того, он же определяет и способность сорбции ионов.

Окислительно-восстановительные реакции, подчиненные показателю  $E_h$ , характеризуются изменением валентности химических элементов вследствие

перехода электронов от одних атомов или ионов к другим, причем окисление связано с потерей электронов, восстановление — с их присоединением. Окислитель, присоединяя к себе электроны, восстанавливается, восстановитель же, отдавая их, сам окисляется. При окислении алгебраическая величина валентности повышается, при восстановлении — понижается соответственно числу переходящих электронов. В этих реакциях, проходящих в водной среде, участвует и вода. Процесс окисления чаще ведет к выпадению нового соединения в осадок. Таким образом, Eh среды как в лабораторной, так и в природной обстановке образует естественные барьеры, определяя тем самым место, время и масштаб окислительно-восстановительных реакций, конечным выражением которых часто является донный осадок природных фаций. К сожалению, в литературе все еще недостает данных о природной роли Eh.

Естественно, что преобладание окислительных процессов приурочивается к кислым пресным водам континентов, к области жизнедеятельности растительных биоценозов, к прибрежным зонам бассейнов, где пресная и морская вода интенсивно насыщается кислородом в полосе прибоя волн, что вызывает понижение рН среды, повышение интенсивности реакций окисления. Последнее, как мы знаем, стимулирует жизнедеятельность аэробных бактерий и животных водной среды.

Вследствие указанной роли береговой зоны в каждом бассейне от берега в глубь его наблюдается перепад вышеотмеченных показателей, влияющих на ход процессов в местном естественном ряду фациальных зон. В открытых же частях бассейнов обогащение кислородом осуществляется через верхние слои воды, что способствует образованию вертикальной зональности. Неспроста барьерные коралловые рифы занимают по отношению к зоне берегового прибоя совершенно особое топологическое место, так же как и так называемые береговые рифы.

Поскольку под влиянием давления и температуры растворимость кислорода в водах изменяется, в чем сказывается и деятельность растительного и животного населения водной среды, то, таким образом, в пределах последней должны иметь и имеют место определенная не только горизонтальная, но и упомянутая вертикальная зональность. При горизонтальной зональности мы вправе ожидать обнаружения литологически различных осадков, различных типов осадочных полезных ископаемых разной практической ценности. Вертикальная зональность бассейна в виде обогащения кислородом верхних слоев воды, меньшего содержания его в более глубоких слоях и придонного их обеднения (иногда это сероводородная фация, например, в Черном море) влечет за собой изменения в судьбе формирующегося в слоях воды осадка, проходящего различные гидрохимические фациальные зоны. В связи с этим осадки придонных фаций иногда представляют собой продукт наложения одних процессов на продукты других процессов, в частности сорбции, реакций замещения и пр. Этими явлениями объясняется и местная сложность состава глубоководных морских илов, образование и судьба карбонатных микробиогенных илов («кальциевые» бактерии) и т. д.

В связи с вышеотмеченным мы должны признать выявление признаков геохимической, гидрохимической и биогеохимической характеристики среды в современных и древних водных бассейнах основным путем к решению проблемы природного, естественного размещения фациально различных зон по типам и составу их осадков. Поэтому построение фациограмм для изучаемых отложений данного геотектонического района по серии ориентированных пересечений местности необходимо для раскрытия разнообразия древних

ископаемых фаций, выяснения их размещений во времени и пространстве по возможности со всесторонней их характеристикой. Поскольку фадиограмма по сравнению со стратиграфической колонкой способна отобразить степень подвижности земной коры, место данных фаций по отношению к области «питания» или к береговой зоне, дать материал для выявления естественного ряда фаций, то она становится сама по себе ценнейшим документом — объектом специального дальнейшего его изучения в интересах познания истории развития области с целью разрешения конкретных вопросов геологической практики.

Самое простое составить фадиограмму по литологической характеристике фаций в зависимости от гранулометрического состава осадков, в порядке уменьшения величины зерна и увеличения содержания собственно морских осадков (карбонатных или иных илов), с нанесением, например, данных об осадках (слоях) вправо от вертикальной «нулевой» линии (береговая или химически нейтральная зона), а для континентальных и пресноводных — влево, с обозначением мощностей отдельных элементов разреза в избранном масштабе снизу вверх.

Существование естественных рядов фаций не подлежит сомнению, но их литологические признаки в разрезах толщ часто показывают как бы нарушения их порядка смен друг друга, что бывает связано с характером геологической жизни самого древнего бассейна, с наличием в нем течений, размывавших одни осадки и формировавших другие, также островного режима. К неправильной расшифровке фациальных признаков может привести неправильное понимание тех или иных фаций из их естественного ряда. Течения могут изменять рН и Eh вод, значительно сдвигать в стороны изолинии фациальности (изохемы). Линейная зональность вдоль морских берегов может сильно нарушаться подтоками пресных вод континента, с частым проникновением их глубоко в пределы бассейна, если они не устремляются вдоль морского берега, влево или вправо от места впадения в море, под влиянием создаваемых морем галечных или песчаных кос при участии устойчивых ветров или под влиянием вращения Земли.

Можно построить фадиограмму по биогеохимическим данным, в зависимости от градаций физико-химического состояния водной среды, определяющего формирование осадка, а также развитие химических и биологических процессов в среде фаций, что, как мы увидим далее, может быть выявлено при более детальном изучении района.

Существование биогеохимических зон вдоль берега моря, но не всегда ему параллельно, хорошо подтверждается поясовым развитием барьерных рифов, строящихся сложными кораллово-мшанковыми и иными биоценозами. Влияние пресных континентальных вод на изгибы изохем морских фаций отчетливо видно в разрывах тех же барьерных рифов против устьев рек; в этих местах со стороны открытого моря развиваются устричные банки, так как континентальные воды приносят карбонаты кальция, меди и другие минеральные вещества.

Огромное количество химических анализов морских организмов, собранных и изученных А. П. Виноградовым, указывает на важнейшее (геологического значения) свойство живого вещества — концентрировать в своем теле химические элементы из бедной ими среды, а также на связи фаций с путями перемещения и с составом питательных веществ (органические и минеральные компоненты континентальных вод), приносимых с суши и собственно морских. Устрицы, как упоминалось, наглядно показывают их зависимость от вод суши.

Опуская изложение деталей сбора данных для химической характеристики фаций, перейдем к рассмотрению материалов по естественному ряду биогеохимических фаций, как комплексу природных обстановок, арен проявления определенных физических, химических, биологических, а также и литолого-минералогических процессов.

Элементарные участки земной поверхности, пресноводных бассейнов и рек суши, а также и моря, соответствующие определению «фация», мы будем именовать фаціальными зонами. Фацию мы понимаем в самом узком и строгом значении ее определения как элемента пространства (трехмерного, плюс время) с совмещением этого понятия для живого населения фации (экологическая ниша). Действующая «живая» фаціальная зона есть, таким образом, экологическая ниша для соответствующих биоценозов, рассматриваемая как трехмерное естественнoисторическое тело, существующее во времени, т. е. с учетом четвертого измерения.

В качестве основы для разрабатываемой здесь теории концентрации полезных ископаемых осадочных отложений мы берем физико-химическое состояние среды — водной фации, рассматриваем свойственный ей естественный ряд природных сред (фаций), представление о которых мы получаем по данным изучения протекающих в этих средах ионных процессов, по конкретным величинам рН, Eh и др.

Поведение ионов химических элементов как в гидрохимических, так и в биохимических процессах подчинено одним и тем же законам и потому вполне отвечает понятию «единства организма и среды», сформулированному И. В. Мичуриным как закон.

Важным открытием является предложение А. Е. Ферсмана (1934) определять количество энергии, необходимое для построения соединений элементов, в виде его энергетических коэффициентов — эквов и эквоов.

Поскольку гидроксильный ион состава гидратов химических элементов обладает сильной способностью к поляризации, а степень ионизации (электрической диссоциации), расщепление соединения в растворе на ионы, зависит от величины поляризации, то трудно растворимые гидраты образуются при участии сильно поляризующих катионов, т. е. катионов с малыми ионными радиусами и большими электрическими зарядами. Как уже говорилось, соотношение радиуса иона с зарядом характеризуется валентностью элемента. Для нас первостепенный интерес представляют данные геохимии о связи между выпадением из раствора гидратов химических элементов, их эквами и соответствующими значениями рН среды. Так, А. Г. Бетехтин (1950, стр. 345) соотношения между эквами некоторых катионов и величинами рН, при которых происходит выпадение ряда гидратов из раствора, дает в виде следующей таблицы (табл. 7). К сожалению, в нее включено мало химических элементов. Несколько неточно приведены показатели рН: без указания пределов и связи между значениями рН и концентрацией растворов. Из таблицы видно, что первые шесть гидратов характерны для условий зоны окисления земной коры и отчасти для почвенных процессов, обусловленных высокими кислотными свойствами сред.

Группа гидратов, образуемых при рН от 4 до 7, относится к ряду поверхностных континентальных фаций. Она развивается в природных условиях на суше и ее окраинах в связи с существованием естественных рядов конкретных обстановок в виде переходов от кислых пресных вод к щелочным морским, а часто и к щелочным континентальным водам. В связи с этим фактор рН является определяющим осаднение гидратов — осадителем соответствующих

Вэки катионов и величины рН при выпадении гидратов

Гидраты	Вэки катионов	Величины рН при выпадении гидратов	Гидраты	Вэки катионов	Величины рН при выпадении гидратов
Mn(OH) <sub>4</sub>	2,28	2,0	Cu(OH) <sub>2</sub>	1,05	5,3
Si(OH) <sub>4</sub>	2,15	2,6	Fe(OH) <sub>2</sub>	1,06	5,5
Ti(OH) <sub>4</sub>	2,10	—	Pb(OH) <sub>2</sub>	0,82	6,0
Sn(OH) <sub>4</sub>	1,98	~2,0	Ni(OH) <sub>2</sub>	1,09	6,7
Zr(OH) <sub>4</sub>	1,96	~2,0	Hg(OH) <sub>2</sub>	1,05	7,4
Fe(OH) <sub>3</sub>	1,72	2,0—2,5	Mn(OH) <sub>2</sub>	0,97	8,5—8,8
Al(OH) <sub>3</sub>	1,65	4,1	Mg(OH) <sub>2</sub>	1,07	10,5
Mn(OH) <sub>3</sub>	1,50	4,0—5,0?	Ca(OH) <sub>2</sub>	0,85	>11,0
Zn(OH) <sub>2</sub>	1,10	5,2			

элементов. При постепенном изменении ионного состава вод от кислых к щелочным происходит последовательное выпадение химических элементов:  $Al^{3+}$ ,  $Mn^{3+}$ ,  $Cu^{2+}$ ,  $Zn^{2+}$ ,  $Fe^{2+}$ ,  $Pb^{2+}$ ,  $Ni^{2+}$ . Эта последовательность есть доказательство существования химического ряда фаций, но поскольку природная водная среда представляет собой и место развития жизни с ее геологической ролью, то это и биогеохимический ряд фаций, который мы можем представить (см. далее) в ином, значительно пополненном виде.

При рН больше 7 создается ряд щелочных фаціальных сред, к которому А. Г. Бетехтиным отнесены всего лишь четыре гидрата элементов —  $Hg^{2+}$ ,  $Mn^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$  и  $Ca^{2+}$  с возможными для их выпадения значениями рН от 8,5 до 11,0. Большие величины рН принадлежат лишь особым природным фаціальным обстановкам, которые здесь не рассматриваются.

В щелочных водах возникает обстановка для выпадения гидрата ртути, о котором мы практически в осадочных отложениях почти ничего не знаем. Естественно, что со всеми названными химическими элементами, а также и с теми, которые будут выявлены впоследствии, тесно связаны химически родственные элементы, находящиеся с ними в парагенетических отношениях. Так, с медью в природных условиях часто ассоциируются то ванадий с ураном, то свинец и другие элементы. Современные и ископаемые фации с рН  $\approx 5,3$  представляют особый интерес для поисков самого совершенного в биосфере топлива, концентрации энергии, — радиоактивных элементов, которые, по-видимому, могут ассоциироваться в осадках и со свинцом (при рН = 6,0).

Из вышеприведенных данных видно, что  $Mg^{2+}$  ассоциируется с  $Ca^{2+}$  (это хорошо известно по доломитам), а с последним фосфор (в фосфоритовой фации по соседству с фацией карбонатных морских илов). В ассоциации с кремнеземом из морских вод может отлагаться глауконит.

Природную последовательность фаций можно выразить в виде кривой (рис. 1). Большие пробелы в ряду фаций при переходных условиях свидетельствуют о влиянии биогеохимического фактора на процесс накопления осадка. Поэтому ряды фаций, выделяемых нами по литологическому признаку, должно рассматривать и как геохимические ряды, соединяющие в себе элементы и химические и биологические. Если мы сможем опознавать эти фации в поле, то можно считать, что путь к поискам конкретно нас интересующих природных фаций и к выявлению их осадков найден.

А. Г. Бетехтин не дает, кроме как для  $Mn^{3+}$  и  $Mn^{2+}$ , пределов изменения рН среды в процессе выделения гидратов; эти пределы при высоких концентрациях растворов выражаются более или менее значительными перепадами рН, а также некоторыми смещениями фаций. Схема в целом легко разбирается на три части соответственно процессам, происходящим в земной коре, в кислых средах на ее поверхности и в щелочных водах морей и океанов. Она отчетливо доказывает существование в природе гидратного ряда геохимических фаций.

А. А. Сауков (1951), рассматривая гипергенные поверхностные процессы минералообразования, отмечает их подчиненность температуре, давлению,

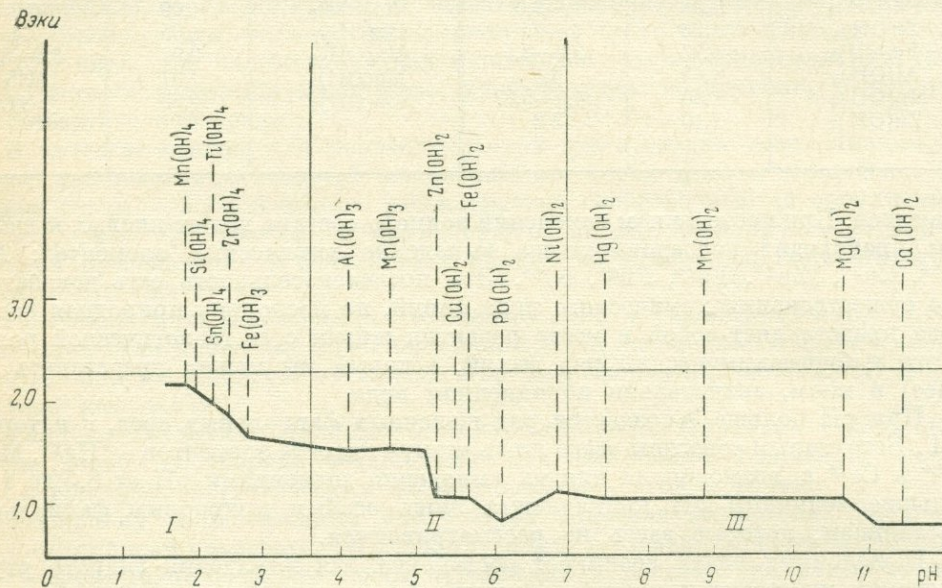


Рис. 1. Гидрохимическая кривая фаций в свете пространственной связи рН и эквок в обстановках, близких к природным.

I — зона окисления земной коры и почвы, II — кислые воды континентов и лагун (плавней), III — щелочные воды морей и океанов

концентрации водородных ионов, кислородному потенциалу, физико-химическому состоянию вещества, роли организмов и продуктов их жизнедеятельности. Он считает, что отдельные соединения (например, гидраты окислов) выпадают из растворов при строго определенной величине рН, и приводит следующий гидратный ряд:

Гидраты	рН	Гидраты	рН
$Sn(OH)_4$	2.0	$Pb(OH)_2$	6.0
$Fe(OH)_3$	2.0	$Ni(OH)_2$	6.7
$Th(OH)_4$	3.5	$Co(OH)_2$	6.8
$Al(OH)_3$	4.1	$Hg(OH)_2$	7.3
$Zn(OH)_2$	5.2	$Mn(OH)_2$	8.5—8.8
$Cu(OH)_2$	5.4	$Mg(OH)_2$	10.5
$Fe(OH)_2$	5.5		

При этом А. А. Сауков полагает, что в морской воде, где  $pH = 7-8$ , в значительных количествах не могут содержаться те элементы, гидраты которых выпадают при меньших значениях рН. В растворах останутся элементы, гид-

раты которых выпадают лишь при бóльших значениях рН (Mg, Ca, K, Na и др.). Из этого следует признание за кислыми водами континента роли геохимического «барьера». Между тем, учитывая литологический состав терригенно-морских отложений, можно составить условный естественный ряд типов осадков, связанных единством происхождения и условиями закономерного замедления течения воды в системе река—море при постепенном возрастании роли собственно морских осадков:

Типы осадков	Ряды фаций
Галька крупная, брекчия	<div style="display: flex; align-items: center;"> <div style="margin-right: 10px;"> <p style="font-size: 2em;">}</p> <p>рек и прибой</p> </div> <div style="margin-right: 10px;"> <p style="font-size: 2em;">}</p> <p>прибрежных, полуэстаги- ческих</p> </div> </div>
Гравий (1,0—2,0 мм)	
Песок крупнозернистый (0,5—1,0 мм)	
Песок среднезернистый (0,25—0,5 мм)	
Песок мелкозернистый (0,1—0,25 мм)	
Алеврит (0,01—0,1 мм)	<div style="display: flex; align-items: center;"> <div style="margin-right: 10px;"> <p style="font-size: 2em;">}</p> <p>шельфа, пелаги- ческих</p> </div> </div>
Глина (0,001—0,01 мм)	
Мергель	<div style="display: flex; align-items: center;"> <div style="margin-right: 10px;"> <p style="font-size: 2em;">}</p> <p>контин- енталь- ного склона</p> </div> <div style="margin-right: 10px;"> <p style="font-size: 2em;">}</p> <p>морских глубин</p> </div> </div>
Известняк рифовый	
Доломит	
Ил глауконитовый	
Ил фосфоритовый	
Ил карбонатный (Ca)	
Ил глобигериновый	
Ил красный	

Эти грубые градации осадков практически должны расчленяться более подробно по их минеральному составу, по акцессорным, редким минералам и химическим элементам, по текстуре и структуре пород, по степени «выветренности» — химической измененности неустойчивых минеральных компонентов и пр. с целью максимальной индивидуализации, распознаваемости их отдельных типов и, конечно, с целью выяснения практического значения каждого из этих типов. Для каждого района исследований должен составляться по местному фактическому материалу свой естественный ряд литологических фаций.

Подобные ряды необходимо составлять и для озерно-континентальных, озеро-болотных фаций, где присутствуют обычно те же обломочные породы, а кроме того, и продукты вторичного перемыва осадков (каолиновые и монтмориллонитовые глины, стекольные пески и пр.). В одном конце такого ряда могут занять место почвенные фации торфообразования (угленакопления), ассоциирующиеся с тонкозернистым минеральным осадком (глиноземные илы, каолины), а в направлении другого конца, по течению вод, расположатся различные мелкоземные осадки до морских илов включительно. Гранулометрический ряд осадков занимает в общей схеме свое (подвижное) место.

При использовании фациограммы для раскрытия местных и общих закономерностей накопления осадков, очевидно, нулевую линию можно располагать по галечной фации (прибрежной); при совместном рассмотрении пресноводных и морских осадков первые расположатся по одну, а вторые — по другую сторону от нулевой линии фациограммы, проходящей примерно по границе между кислыми и щелочными водами, которую необходимо устанавливать по рН настояев осадочных пород.

Наша очередная задача — научиться глубже исследовать литологический полевой материал, чтобы получать от него ответ на ряд новых вопросов, которых мы ранее к нему, к сожалению, не предъявляли. Прежде всего это

касается раскрытия особенностей фаций, в которых формировались осадки, раскрытия признаков геохимической и биогеохимической стороны явлений и как они отражаются на составе и признаках осадка и возникшей при его диагенезе горной породы. Кроме того, что еще более важно, мы должны попытаться раскрыть наиболее полно природное разнообразие таких фаций.

Подбор материала по условиям выпадения гидратов из водных растворов, из природных вод, позволяет значительно расширить наши знания о составе естественного гидратного ряда фаций\*. Выявленные фации, естественно, принадлежат к тому же их литологическому ряду, который, хотя и имеет место в природе, но далеко не всегда ясен в отдельных частях, на что впервые указал Л. В. Пустовалов (1940).

При грубом, к сожалению, господствующем до сих пор подходе к изучению осадочных пород мы теряем возможность ориентироваться в разрезе отложений древних осадков и выделять там горизонты и слои с теми или иными концентрациями содержащихся в них химических элементов. Поэтому лишь при коренной перестройке исследований осадочных горных пород мы сможем определять их истинное происхождение и научное и практическое значение. Однако уже геохимический подход к познанию литологических фаций (с учетом рН природных вод) дает основание выделять несколько десятков обстановок. Эти геохимические фации за немногим исключением являются и биогеохимическими, поскольку геологическая деятельность организмов протекает в тех же природных фациях биосферы, под воздействием тех же физико-химических свойств среды и во многом влияет на состав осадка.

Отмеченная роль рН как «осадителя» гидратов свидетельствует о ведущем значении этого показателя в выявлении фаций. Все переходы фациальных сред со сколько-нибудь различающимися геохимическими свойствами соответствуют особым геохимическим фациям, число которых сейчас определить даже невозможно. Это дело специальных исследований, очень перспективных в отношении выявления новых геохимических фаций, а значит и установления мест и условий промышленных концентраций определенных элементов. В то же время мы можем утверждать, что русская, в основном советская наука продвинула вперед решение многих из затронутых вопросов, накопила огромное количество фактических данных, на основе которых стремительно развиваются знания. Преодоление некоторых отставаний в развитии литологической науки должно дать толчок дальнейшему ее прогрессу, поскольку наряду с пересмотром одного какого-либо вопроса одновременно пересматривается много других.

## МИГРАЦИЯ ФАЦИЙ

Изучение состава морских вод и строения водных масс современных морей и океанов в динамике их движений показывает наличие не только горизонтальных фациальных зон, но и вертикальных, различающихся по физико-химическим свойствам, содержанию  $\text{CO}_2$ ,  $\text{O}_2$  и солевому составу, а также по временному опреснению верхнего слоя вод атмосферными осадками и тающими льдами. Большое значение при этом имеют сгонно-нагонные явления и волнения под влиянием ветра и сейш. В результате всех этих явлений, а также течений верхние слои воды морей и океанов характеризуются значительно

---

\* Поскольку этот ряд целиком определяется ролью рН в растворах, то его более подробное описание мы приводим в разделе о концентраторах, а полный список фаций во избежание повторения — в выводах по данной теме.

большей подвижностью, большей смешиваемостью по сравнению со склонными к застойности водами морских глубин. Поэтому формирование осадков в основном зависит от состава и свойств относительно глубоких придонных вод и в меньшей мере поверхностных при проявлении повышенной биогеохимической деятельности таких агентов, как фитопланктон, бактериальное живое вещество, в частности денитрифицирующие кальциевые и другие бактерии, газообмен с атмосферой.

Роль верхних слоев воды особенно значительна в отношении переноса взвешенного и растворенного терригенного минерального и органического вещества. Огромные его массы, прорываясь сквозь естественный ряд геохимических фациальных зон смешивания пресных вод с морскими, уносятся в открытое море. Там они пополняются космической и вулканической пылью и продуктами разветвления сухих почв пустынных областей, поступают в круговорот биогеохимических процессов и отлагаются на дне с относительно низкими «кларковыми» концентрациями химических элементов в осадке. Для осадков фаций открытого моря характерно обилие рассеянных элементов по сравнению с концентрированными в фациальных зонах, где смешивались и смешиваются воды древних и современных морских бассейнов с водами континентов. Поэтому количественные соотношения между мигрирующими и относительно застойными массами морских вод в наибольшей степени определяют соотношение между суммарным количеством рассеянных и концентрированных химических элементов в морских осадках (для железа, например, эти количества относятся примерно как 80 000 : 1).

В практическом отношении наиболее интересна область смешивания пресных вод с морскими, т. е. краевая прибрежная зона морского бассейна, именно те ее части, которые характеризуются наибольшим притоком масс пресной воды; это районы устьев относительно крупных рек, заливы, лиманы и эстуарии. Роль промежуточных межустьевых участков морской прибрежной зоны в концентрации терригенных элементов относительно невелика.

Наблюдение с воздуха и с корабля цветности вод морских заливов северных морей и устьев крупных рек, впадающих в эти заливы, показывает на обширность площадей распространения мутных речных вод в заливах и на продвижение их вправо от устья обычно в 3—5 раз дальше, чем в сторону открытого моря (рис. 2).

Зоны развития песчаных кос и островов ближней части дельт сменяются в открытом море зонами распространения вод, отлагающих иловый осадок (морские глины), а далее окрашенных фитопланктоном зеленых прозрачных вод моря, где в мелководьях просвечивают скопления водорослей, а местами наблюдаются светлые пятна устричных банок. Еще дальше располагаются голубовато-синеватые воды открытого моря, приурочивающиеся к большим глубинам; фитопланктон здесь слабо развит.

Подпор пресных вод морскими создает на обширных площадях условия для отложения песков и илов (дельтовые фации) с местным обильным накоплением донных органических масс (морские и лагунные сапропели) и плавника (плавающей древесины) на отмелях побережья и на берегах островов (фация древесного плавника).

Воды прибрежных зон материков и островов влияют на опреснение моря незначительно. Мелкозем — продукт геологической деятельности берегового прибоя в виде гальки, песка и ила вследствие ветрового волнения воды и приливо-отливных ее движений распространяется обычно на несколько километров,

тогда как в районах дельт он прослеживается на несколько десятков километров от берега (см. рис. 2).

Развитие комплекса литологически различных фаций в условиях подвижной зоны земной коры обуславливает миграцию фаций в пространстве и времени их отступление от берега моря (поднятие суши) и наступление на берег (погружение суши). Это можно видеть по хорошо изученным нормальным разрезам, представленным переслаиванием различных осадочных пород.

Скорость движения измеряется мерой длины в единицу времени, а время, в геологии — мощностью слоев, скоростями накопления осадков, отчасти поддающимися определению в годах (ленточные глины, тонкослоистые осадки

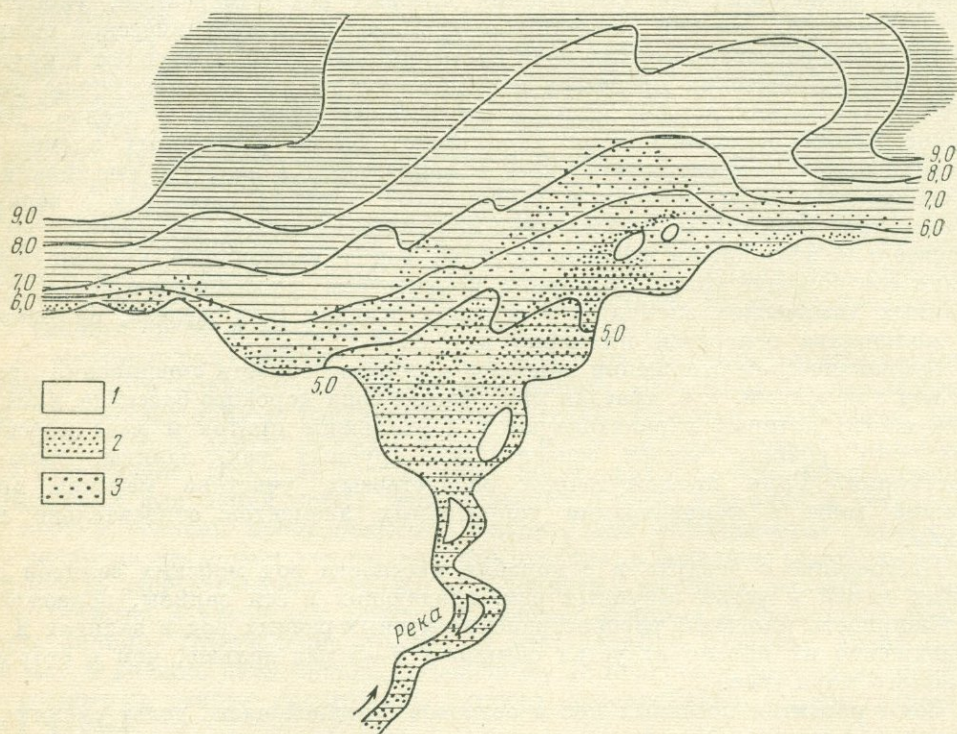


Рис. 2. Схема строения области смешивания пресных вод с морскими (в северном полушарии Земли) в изохетах.

1 — суша; 2 — пески; 3 — илы. Горизонтальной штриховкой разной плотности показаны ступени рН

и пр). Скорости и амплитуды колебательных движений земной коры в ходе геологического времени, хорошо вскрываемые с помощью фациограмм стратиграфических разрезов, указывают на самые разнообразные их соотношения и их влияние на процессы формирования фациально различных донных осадков древних бассейнов.

Формирование осадков при более или менее однообразных вертикальных движениях отражено на блок-диаграмме (рис. 3) в виде миграции ряда смежных фациальных зон; ход времени показан снизу вверх, смена одновременных фаций — по горизонтальной линии. В зависимости от ширины фациальных зон, амплитуды и скорости вертикальных колебательных движений земной

коры, а также, конечно, и от изменения количества переносимого терригенного материала и влияния факторов осаждения (факторов концентрации однородных компонентов осадков) картины пространственной миграции фаций получаются самыми разнообразными. На рис. 3 ширина фациальных зон в ходе времени оставалась примерно постоянной, но амплитуды колебаний при малых скоростях движений были значительными: слои формировались в общем относительно мощные, но сильно мигрирующие то в глубь бассейна, то к береговой зоне.

На рис. 4 дан пример резко различной ширины фациальных зон — от узких (для алевритов и морских глин) внизу до широких в средней части

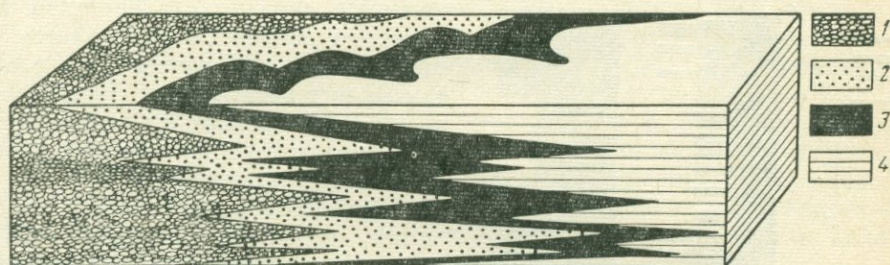


Рис. 3. Схема формирования осадков прибрежной зоны моря в условиях поднятий и опусканий донного участка земной коры.

1 — валуны и галька; 2 — гравий и песок; 3 — алевриты и глины; 4 — карбонатные илы

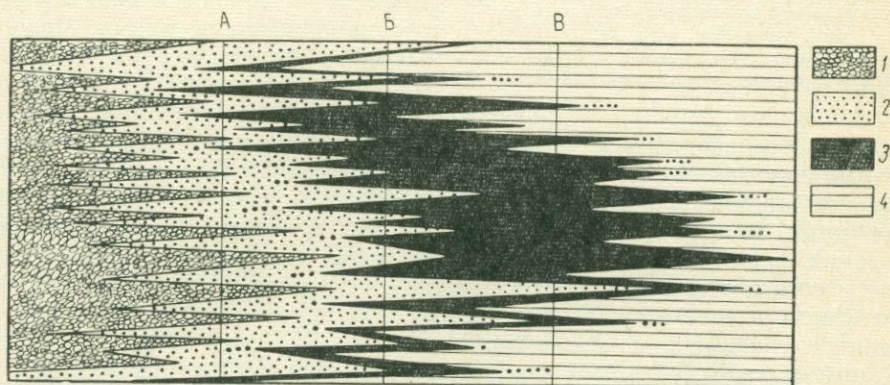


Рис. 4. Схема формирования отложений прибрежной зоны морского бассейна в условиях переменной скорости вертикальных движений земной коры.

1 — валуны и галька; 2 — гравий и песок; 3 — алевриты и морские глины; 4 — карбонатные илы открытого моря (мергели и известняки). АБВ — разрезы, охарактеризованные фациограммами (см. рис. 5)

диаграммы и снова до узких сверху. Сочетание значительной ширины фациальной зоны алевритов и глин со скоростями и амплитудой вертикальных колебаний на нашем примере привело к временному и местами мощному накоплению мелкоземного терригенного материала, на месте которого при благоприятных условиях могли формироваться практически интересные медно-ванадиевые, марганцевые или железные осадочные руды. Напротив, малая ширина

фациальных зон в сочетании с повышенными скоростями вертикальных движений и со значительными амплитудами их ведет к формированию лишь малых концентраций химических элементов в осадках, практически мало или совсем не интересных в зависимости от ценности полезного ископаемого.

Составление нормального стратиграфического разреза удобнее всего производить с помощью фадиограмм, обычно четко вскрывающих ритм вертикальных движений земной коры и боковые смещения фациальных зон. На фадиограммах рис. 5 отчетливо виден бережной характер отложений разреза А и мористый — разреза В. Несмотря на различие в литологическом составе пород разрезы хорошо коррелируются по ритмике движений дна бассейна.

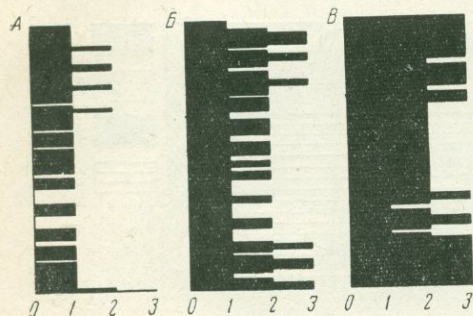


Рис. 5. Фадиограммы по разрезам терригенно-морских отложений прибрежной зоны морского бассейна в условиях переменной скорости вертикальных движений земной коры (см. рис. 4).

0 — валуны и галька; 1 — гравий и песок; 2 — алевриты и глины; 3 — карбонатные илы

видимому, обеспечивающей железобактериям необходимые количества усвояемого ими кремнезема (?). В бурых железняках пластового типа, как известно, содержание кремнезема иногда достигает 10%. Зоны накопления других металлов (цинк, никель и пр.), намечаемых нами в естественных рядах физико-химических фаций по рН в их литологическом выражении, пока в сущности еще неизвестны. Если наш теоретический подход к этому вопросу правилен, то эти фации в соответствующих местах стратиграфических разрезов осадочных толщ нужно еще искать и изучать.

Таким образом, обычный литологический критерий как показатель рудоносности осадочных толщ оказывается не надежным. Для раскрытия истинной картины осадконакопления в древнем бассейне и закономерностей этого процесса нам остается лишь один путь — рассмотрение деятельности выявляемых концентраторов химических элементов в конкретных природных обстановках — фациях, определяемых в первую очередь физико-химическим состоянием их сред как частей единой системы пресная вода—морская вода.

Отмеченная цепь фациальных зон в отдельных ее частях прослеживается в стратиграфических разрезах постоянно, что заставляет признавать существование этой цепи в природе неоспоримым фактом. Местами мы наблюдаем кажущиеся отклонения от порядка смен фаций. Эти отклонения говорят лишь о большей сложности строения осадков ископаемого морского бассейна и вполне объяснимы местными проявлениями сильных морских течений, не-

Если интересующее нас полезное ископаемое связано с алевритами и глинами, то разрез Б оказывается более интересным, чем разрез А, а разрез В самым интересным, так как в средней части фадиограммы он вскрывает наиболее мощную пачку предположительно рудоносных пород.

Практика геологических исследований осадочных месторождений медных и марганцовых руд показывает на независимость отложений медных и марганцовых руд от состава вмещающих пород. Руды этих металлов образуются в условиях их одновременного осадения то с морскими илами и песком, то с карбонатными илами. Между тем железные осадочные руды чаще требуют более определенной постоянной обстановки: связаны с фацией песков, по-

ровностями дна, существованием островного режима, местных фаций засоленных лагун и т. п., как это имеет место и в современных морях, но всегда с подчиненностью процесса накопления морских осадков закону Вальтера—Головкинского, который мы согласно современным представлениям должны читать так: лишь такие осадочные породы могут залегать одна над другой, какие отлагаются рядом одна с другой в условиях смежных физико-химических обстановок. Только подчинение осадконакопления этому закону и служит основанием для идеи о существовании в каждой системе суша—море геологического прошлого и одновременности единого непрерывного естественного ряда фациальных зон.

В соответствии с изложенным процесс формирования донных осадков любого бассейна за счет масс минерализованных пресных вод, притекающих с суши, и за счет продуктов газообмена с атмосферой и недрами Земли при участии физических, химических и биологических факторов концентрации представляется сложной, но стойкой, закономерно построенной системой явлений с закономерным перемещением в пространстве и времени фациальных зон под влиянием тектонических вертикальных движений (бассейны платформ) или, кроме того, проявлений одновременного складкообразования (бассейны геосинклиналей). На последующее размещение фациальных зон влияет также и результат накопления осадков предыдущих фациальных зон в виде поднятий уровня дна, создания рифов, банок, отмелей и пр.

Для построения картины природного размещения физико-химически различных водных сред, в частности для современных областей смешивания пресных вод с морскими, мы, к сожалению, конкретными данными не располагаем. Ранее океанографы исследовали в основном внутренние части морей и океанов. Для фациального же анализа особенно интересна подробная картина перепадов солености и рН в низовьях и дельтах крупных рек и в смежных с ними частях морей. Имеются же лишь характеристики типичных пресных вод, а затем уже типично морских, с  $pH = 8,1$  и выше. Весь промежуток от  $pH = 4,0$  или от  $pH = 6,0$  до  $8,1$ , соответствующий обширному комплексу обстановок — от почвенных на суше до устойчиво щелочных пресных и морских с местной специфичностью промежуточных перепадов рН, исследован пока слабо. Между тем следы этих «уступов» рН мы видим вполне отчетливо по отрывочным данным современного и древнего рудообразования.

В областях смешивания континентальных вод с морскими изолинии солености и рН образуют более или менее значительные выступы в сторону моря относительно тех же изолиний для междулучных участков морских побережий, между устьями крупных рек. Схематически расположение переходных фаций от кислых речных вод до нормальных щелочных морских в соответствии с характером движений речных вод в морском бассейне в условиях северного полушария показано на рис. 2.

В зависимости от состава смешивающихся вод, условий их смешивания, проявлений сезонности в величине стока в опресняемой части моря располагаются более или менее устойчивые, но иногда склонные к некоторым боковым и поступательно-отступательным перемещениям фациальные зоны, различающиеся по величине рН. Каждая из ступеней величины рН, иногда выражающаяся в десятых и даже сотых долях этого показателя, имеет свой физико-химический смысл, определяя и направляя химические и биологические процессы в определенной части окраины морского бассейна. Поэтому мы можем обозначать состояние областей смешивания континентальных и морских вод

рядом изолиний их химического состояния (изохем) в одних случаях относительно устойчивых, в других — относительно подвижных.

Изолинии физико-химического состояния водных масс, проводимые по данным для глубинной (придонной) зоны, естественно, могут пересекать по любым направлениям площади осадконакоплений предыдущих фациальных зон, причем состояние водных масс не оказывает при этом иногда заметного воздействия на одновременно сажающийся химически неактивный терригенный материал. Лишь в отношении его некоторых мелких фракций электролитические и иные свойства фациальных зон области смешивания морских вод с континентальными оказываются иногда мощными факторами осаждения, поскольку они прежде всего изменяют величину зарядов взвешенных минеральных и органических частиц.

Относительная устойчивость фациальных зон в большой мере обуславливается характером пространственных соотношений между придонными менее подвижными водами и движущимися (течение, волнение) массами верхних слоев бассейна, транспортирующими взвесь и растворенные вещества. В еще большей мере стабилизируют фациальную обстановку буферные свойства некоторых растворенных веществ.

Щелочной резерв, удельная щелочность и карбонатная щелочность являются весьма важными и интересными свойствами химического состояния среды. Между резервной щелочностью и общей соленостью морской (или опресненной) воды существует прямая пропорциональность, выражающаяся формулой

$$\frac{\text{Щелочной резерв} \times 10^3}{\text{Cl, \%}} = 0,123 \text{ (удельная щелочность).}$$

Океанографические исследования показывают, что удельная щелочность придонных слоев воды выше, чем поверхностных вследствие их большей химической связи с осадком, за счет растворения его карбонатных компонентов, если биоценоз фации (комплекс живущих в ней организмов) не снижает щелочность поглощением из воды углекислого кальция и не меняет сильно режима углекислоты и кислорода.

К сожалению, мы располагаем измерениями удельной щелочности тоже в основном для областей открытого моря, и их еще очень мало для областей дельт, эстуариев и смежных с ними частей моря.

Стабилизирующее (буферное) влияние на относительную устойчивость фации оказывает массовое развитие какого-либо типа живого вещества моря, способное существенно менять физико-химическую характеристику среды (рифовая фация, устричные банки, скопления водорослей и пр.) и, поскольку здесь играет роль количественная сторона, то фация тем устойчивее, чем больше масса организмов, проявляющих в ней свою жизнедеятельность, чем выше энергия их жизнедеятельности.

Систему размещения ряда смежных фаций больше всего стабилизирует массовое скопление отмершего органического вещества, сопровождаемое массовым же развитием определенных групп микроорганизмов. Среди последних, как мы можем судить по составу осадочных пород начиная с протерозойских, уже отмечались признаки жизнедеятельности группы сероводородных бактерий, выделявших  $\text{H}_2\text{S}$  и  $\text{NH}_3$ , группы серных бактерий, способных накапливать элементарную серу, целлюлозные бактерии, сбразивающие клетчатку, жировые бактерии, превращающие жиры в углеводородные соедине-

ния, и др. с установлением в каждом отдельном случае особого физико-химического состояния водной среды с соответственной мощностью создаваемого при этом буфера.

Выделение массы слабых кислот при бактериальном разложении органических (чаще растительного происхождения) остатков, особенно фации торфообразования, плавней, лагунных грязей, черных вонючих морских илов и пр. ведет к созданию устойчивых кислых сред с низкими показателями рН и с резким влиянием последних на процессы осадконакопления. Так, при  $\text{pH} = 4,0$  органические илы способствуют осаждению гидратов алюминия, а образующиеся по соседству перепады рН в сторону повышения этого показателя должны оказывать воздействие на другие элементы и соединения водной среды бассейна, осаждая одни из них и препятствуя осаждению других.

Как известно, угленакопление в наибольших размерах происходило в эпохи завершения поднятий земной коры именно в периферических и внутренних водных (озерно-болотных) бассейнах и продолжалось в эпохи ингрессий. Эти и близкие к ним фации накопления и разложения растительных масс (в частности, фации плавника), влияя на рН среды, создавали в общем цепь различных физико-химических обстановок. Последние могли служить, как и в современных фациальных зонах, естественными ловушками химических элементов из мигрирующих водных масс, с последовательным их отложением в виде вторичных концентраций и образованием при благоприятных условиях промышленных скоплений элементов, т. е. месторождений полезных ископаемых.

В свете изложенного возникновение концентраций органических веществ в водах и на дне бассейнов оказывается фактором мощного воздействия на активность водной среды, на характер и интенсивность накопления химических элементов в составе осадков фациальных зон. В ряду обособляющихся фаций между фацией углеобразования (континентальные и «морские» торфяники, лагунные мангровые заросли и пр.) и фациями нормально морскими располагаются фациальные зоны с рН от 3,0 до 8,8. Здесь происходит последовательное выпадение ряда практически интересных гидратов, карбонатов, фосфатов, боратов, многих металлов с последующим выпадением в результате реакций замещения и сорбции химически родственных элементов, что в осадочных породах в конечном счете часто выражается парагенезом многих вторичных минералов.

Наиболее эффективны в отношении проявления деятельности факторов концентрации фациальные зоны со стороны суши, где в концентрации элементов в осадках кроме солевого состава среды (осадители, вытеснители) иногда играет роль и терригенный мелкозем (илы — как факторы концентрации). В этом процессе велика роль и морских вод, характеризующихся огромными запасами элементов-вытеснителей. Поэтому одной из очередных задач специальных геохимических—географических исследований является выяснение типов современных пространственных размещений фациальных зон в областях смешивания пресных и морских вод с изучением эффективности и химизма местных проявлений осадконакопления.

Возвращаясь к вопросу о связи процессов формирования осадков с вертикальными движениями земной коры (см. рис. 2 и 3), необходимо отметить различия в вещественном составе донных осадков в эпохи поднятия (регрессия моря) данного участка земной коры и эпохи его погружения (ингрессия моря). Эпохи поднятия, как известно, ведут к усилению выветривания, размыва коренных пород суши и сноса континентальных масс, что обуславливает

поступление в водоемы огромных количеств продуктов разрушения горных пород почвенными и иными процессами при сильном проявлении гравитационного фактора концентрации вследствие понижения базиса эрозии континентов. В связи с этим обломочные массы выносятся далеко в море. Фациальные зоны смещаются в ту же сторону. Накопление химических элементов происходит довольно интенсивно, особенно в областях концентрации растительного органического вещества, если оно не разубоживается обильной подмесью химически инертного терригенного материала.

Авторы работ, посвященных процессам угленакопления, связывают последние с эпохами складчатости и считают, что они приурочены к краям складчатых областей и к смежным частям платформ, при этом большая роль отводится областям передовых прогибов. Области и эпохи опускания связываются ими с площадями и эпохами угленакопления, с местным выравниванием впадин накапливающимися в них осадками. По-видимому, вулканизм, обычно проявляющийся одновременно со складчатыми процессами, выделяя в моря и атмосферу огромные массы ювенильной кислоты, на какой-то этап геологического времени стимулирует массовое развитие наземной и водной растительности. К тем же эпохам накопления материала для образования угля непосредственно относятся и процессы формирования нефтематеринских (преимущественно типа сапропелевых) отложений в условиях фациальных взаимопереходов.

Таким образом, различия в типах движений земной коры непосредственно вызывали проявление тех или иных особенностей в местах и условиях формирования осадочных отложений, и, если вековые колебательные движения приводили лишь к боковым смещениям естественного ряда фациальных зон, то вертикальные движения, связанные с эпохами складкообразования, меняли размещение фаций в бассейнах коренным образом, вызывая существенные качественные различия в составе осадков.

## ФАКТОРЫ КОНЦЕНТРАЦИИ

Наука об осадочных горных породах — литология в настоящее время рассматривает осадконакопление в бассейнах как процесс непрерывно развивающийся в условиях постоянной смены сред образования, комплексов размываемых пород на суше и на дне морей в связи с тектоническими движениями.

По Л. В. Пустовалову, тектоническое развитие земной коры является определяющим фактором формирования осадков, представляющих собой продукты определенной среды с ее физическими, химическими и биологическими (биогеохимическими) свойствами. При этом он признает состав всех осадочных пород не случайным, а закономерным в едином ряду пород, связанных между собой последовательностью образования. Сравнительно-литологический метод Н. М. Страхова, можно назвать теорией ритмов осадконакопления. Он рассматривает литологические процессы и явления в свете гипотезы о необратимой эволюции осадкообразования на фоне тектонического развития земной коры, предполагаемого падения содержания в атмосфере свободной углекислоты и повышения роли макрожизни (животных и растений) в пороодообразовании.

Для обоих этих течений характерна недооценка значения геологической деятельности микроорганизмов; это идет в разрез с важнейшими достижениями отечественной микробиологии, заслуживающими широкого использования не только в научном, но и в практическом отношении, при поисках месторождений полезных ископаемых.

Для решения этой задачи необходимо выяснять закономерности природного размещения естественных концентраций химических элементов и их соединений, выявлять картину их развития в ходе геологического времени и в пространстве, искать методы открытия и исследования таких концентраций.

Поскольку физико-химические процессы на Земле в ходе разрушения коренных горных пород, переноса их вещества и отложения его в других местах всегда подчинялись законам химии и физики, то вполне естественно создание Л. В. Пустоваловым его схемы химической дифференциации, которую при правильном понимании во всех ее элементах мы, очевидно, можем класть в основу изучения процессов осадконакопления в любом древнем «ископаемом» бассейне. Это, естественно, требует знания общего хода палеогеографического и геохимического развития земной коры во времени и пространстве. К этому знанию мы должны стремиться. Особенности геохимической характеристики бассейнов геологического прошлого нам нужно знать для выявления всех возможных данных по солевому и газовому их составу, по составу палеоатмосферы для различных геологических периодов и их эпох. Не подлежит сомнению, что общими усилиями геологов, геохимиков, биогеохимиков, почвоведов, микробиологов и других специалистов эта задача будет разрешена более или менее скоро\*.

Проявление деятельности природных факторов концентрации, значение которых мы должны признать и уделить им должное внимание, весьма много-

\* Нынешнее состояние знаний по этим вопросам отражено в работах М. Г. Валяшко (1970 г.), А. П. Виноградова (1967 г.), Н. М. Страхова (1960—1962 гг.) и др. — *Прим. ред.*

образно. Полной картины их геологической роли, проявляющейся последовательно и постепенно, сложно и в разных условиях, мы пока дать не можем. Для этого обязательно нужны специальные исследовательские полевые и экспериментальные работы. Но с помощью ранее накопленного опыта многое нам становится ясным уже теперь. Например,  $pH = 4,0$  определяет обстановку концентрации на дне мелководного бассейна растительных масс (фация торфяников). Одновременно рядом может происходить садка кремнезема фитогенного происхождения (диатомовые водоросли?) и выпадение гидратов алюминия из раствора (при  $pH = 4,14$ ) и т. д.

Если считать, что изменение величины  $pH$  по мере перехода пресных кислых вод континента в морские происходит закономерно, то в природе должны иметь место и все промежуточные ступени — до  $pH = 7,0$  (нейтральная реакция) и далее в направлении щелочных вод моря. Таким образом, в бассейне при  $pH = 5,2$  может образоваться осадок, в дальнейшем порода, в которой следует искать возможную (обусловленную наличием достаточных для осаждения соединений) концентрацию гидроокислов цинка, при  $pH = 5,4$  — соединений меди и парагенетически с ней связанных ванадия, урана и других элементов, при  $pH = 5,5$  садится гидрат закиси железа, быстро переходящий в окись. Поэтому в соответствующей части изучаемого разреза мы и находим осадочные железные руды в виде бурых железняков и лимонитов. При  $pH = 6,0$  отлагается свинец, при  $pH = 6,7$  — никель; нейтральная зона вод характеризуется фацией глауконита. В щелочной группе вод может садиться осадочная ртуть ( $pH = 7,4$ ), если ее несут пресные воды суши.

Таким образом, содержание свободных водородных ионов в водной среде есть и ценнейший показатель состояния среды и мощный концентратор ряда металлов, способный создавать и создавший в истории Земли огромные скопления некоторых из названных элементов. Это один из важнейших факторов концентрации.

Сила тяжести, как известно, определяющая условия формирования всех россыпных месторождений золота, платины, олова, шеелита, монацита и других полезных ископаемых, есть физический фактор концентрации, без которого не обходится никакая садка веществ, выделяющихся из раствора.

Устрица способна накопить в своей раковине до 3 кг углекислого кальция, железобактерии способны создавать месторождения железных руд. Это факторы концентрации биологического ряда.

### ФИЗИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ КОНЦЕНТРАЦИИ

Сила тяжести как фактор концентрации полезных ископаемых проявляется многообразно. Она прежде всего определяет ход процесса механической концентрации минеральных масс в процессе разрушения коренных горных пород с образованием группы остаточных месторождений. Они неоднократно описывались и их касаться не будем.

Сила тяжести, как уже говорилось, является одним из основных факторов формирования россыпных месторождений золота, платины, алмазов, вольфрама, альмандина, оловянного камня, монацита и ряда других ценных минералов в долинных, увальных, дельтовых, прибрежно-морских и других условиях. Россыпные месторождения в настоящее время успешно разведываются и эксплуатируются. Разработаны теории их образования (в основном Ю. А. Билибиним), а также методы их поисков и перспективных оценок.

Для аллювиальных россыпей решающую роль играет продольный профиль потока, определяющий перепады скоростей перемещения водных масс. При

этом в каждой точке потока скорость струи и отлагаемый материал взаимосвязаны.

Подобно работе потоков и рек аналогичную работу производят морские течения, часто формировавшие в геологическом прошлом мощные галечники (конгломераты) с золотом. Промышленное золото в древних, преимущественно диагенетизированных галечниках стало известно сравнительно недавно, но не подлежит сомнению, что открытие его приведет к выявлению новых, в большинстве еще не тронутых эксплуатацией россыпей других ценных элементов с крупными запасами. В этом отношении представляют интерес галечники и конгломератовые отложения всех геологических возрастов.

Совместное проявление энергии ветра и силы тяжести производит огромную работу по разрушению, раздуванию коренных горных пород и разносу их вещества в виде обломков, мелкозема; действие ускорения силы тяжести в условиях неравномерной крутизны склонов может изменять состав делювия, в частности при разрушении скальных пород озерных и морских берегов. Этот процесс часто ведет к образованию прибрежных россыпных месторождений, как, например, у юго-западного берега оз. Байкал.

Сила тяжести определяет и направляет процесс концентрации отмершего растительного и животного вещества (сапрпель, торфяник, плавник и пр.), завершающийся образованием торфа, лигнита, угля. Она же обуславливает эрозию почв. Сила тяжести определяет осаждение в бассейнах всех масс взвешенного минерального и органического материала в виде твердого осадка, гидрогелей с переходами в гидрозоль. В тихих и застойных водах эта сила формирует месторождения высокосортных каолиновых огнеупорных и иных глин, иногда при участии организмов.

Перемешивание пресной и морской воды, рассматриваемое здесь пока как физическое явление природы, как фактор концентрации, имеет исключительное значение. Оно влияет на пространственное размещение фаций, на степень четкости их границ, на их устойчивость во времени и в пространстве.

Как общее явление, воды рек, впадающих в моря, подчинены вращению Земли, вследствие чего в северном полушарии при меридиональном направлении их движения они отклоняются вправо а в южном — влево. Смешанные воды имеют ту же тенденцию. Смешивание осуществляется горизонтальными и вертикальными (турбулентными) движениями в результате поступательных движений водных масс, рельефа дна и особенностей контура областей смешивания (залив, эстуарий, губа).

Вертикальные турбулентные движения, обусловленные выступами и впадинами дна, проявляются до глубин 100—150 м и действуют как естественные преграды водному потоку, а с другой стороны, как фактор вентиляции нижних придонных слоев воды. Глубже 100 м в низких широтах и, наоборот, менее 100 м в высоких широтах располагается зона повышенной солености и пониженной температуры. Воды ее смешиваются с пресными в меньшей мере. Совместные влияния рельефа дна, горизонтального движения воды, колебаний температуры, деятельности ветров, изменяющихся по временам года, приливотливных движений в общем ведет к перемешиванию морских и континентальных вод, к некоторым более или менее уравновешенным пространственным положениям отдельных фаций смешивания в виде естественного ряда сред, водных фацialsных зон, фаций.

Область смешивания всегда приурочена к шельфу с его глубинами менее 200 м при ширине до 250, редко до 800 км. Суммарная площадь шельфов

составляет до 5% площади всех океанов. Воды шельфа характеризуются зеленоватым цветом из-за обилия фитопланктона, органическая жизнь наиболее интенсивна. Вода насыщена мельчайшими живыми организмами, использующими для существования органические и минеральные питательные вещества в пределах соответствующих фаций. Поэтому между фациальными зонами и комплексами макро- и микроорганизмов всегда существует взаимосвязь, взаимовлияние.

В эстуариях (рис. 6, 7) — глубоких заливах, опресняемых континентальными водами, при встречных глубинных морских течениях происходит смешение вод. Оно часто вызывается некоторыми сезонными колебаниями

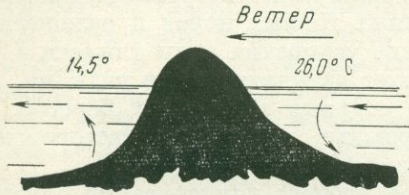


Рис. 6. Влияние ветра на течение и температуру воды у поверхности вблизи Галапагосских островов (Харвей, 1948)



Рис. 7. Течения пресных и морских вод в эстуариях (Харвей, 1948)

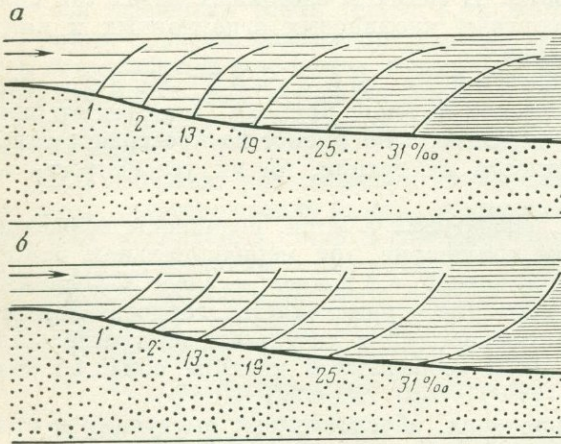


Рис. 8. Распределение солености в эстуарии р. Така в нормальных летних (а) и зимних (б) условиях (Харвей, 1948)

температуры, направления ветра и выражается во временных смещениях ступеней солености (фаций), как это примерно показано на рис. 8. Смещения границ солености отмечаются преимущественно в верхних слоях воды эстуариев, заливов, бухт. В придонной зоне они почти не наблюдаются, в чем, по-видимому, сказываются буферные свойства придонной воды и верхнего слоя донного осадка, грунта (см. рис. 8). Правда, в периоды паводков, относительно кратковременных, иногда имеют место некоторые смещения границ и в придонных слоях, вследствие чего происходит некоторая сезонная миграция фаций, формирующая в тол-

ще осадков эстуария годовые циклы осадконакопления, которые мы знаем, например, в условиях озер в виде ленточных глин и других аналогичных, проявляющих ритм осаднения осадков.

Присутствие в морских бассейнах осадков в виде обломочного материала различного гранулометрического состава обуславливается тремя источниками: материковым стоком, процессом размыва берегов и процессом размыва коренных пород дна бассейна. Материковый сток доставляет наибольшее количество

этого материала. Меньшее значение имеет размыв коренных берегов, вероятно, еще меньшее — донный размыв. Типы этих осадков хорошо известны, но источники их, способствовавшие образованию древних осадочных пород, не всегда ясны. Мелкозем материкового стока часто перекрывает шельф на всю его ширину (на несколько десятков или сотен километров). Установлено также, что шельф нередко расчленяется подводными долинами, каньонами, часто сопряженными с устьевыми частями долин материка.

Хотя видимая внешняя граница взмученных, несущих мелкозем прибрежных вод кажется близкой от берега, например при наблюдении ее с самолета, действительная граница обычно отстоит от берега далеко. Как эти воды, так и воды материкового стока вследствие их повышенной плотности (засолене и обломочный материал) должны получать самостоятельный импульс к стоку во впадины шельфа и в сторону от берега \*. Смывая рыхлые осадки предыдущих эпох, они, по-видимому, могут оголять от них коренные породы шельфа, и создавать, таким образом, пересеченный рельеф на больших площадях континентальной платформы.

Часто высокая плотность илистых вод (как это известно по наблюдениям над буровыми растворами) при наличии уклона шельфа под влиянием гравитационного фактора и инерции, а также живой силы воды может являться главной причиной некоторых морских течений, начинающихся иногда в районах дельт крупных рек.

Таким образом, сила тяжести в морях, как и на суше, способна производить огромную работу по перемещению вод, которая дополняется деятельностью приливов-отливов, ветровым волнением, нагонными ветрами и пр. Вместе с водами переносятся терригенный материал во взвеси и волочением по дну и огромные массы растворенного вещества с отложением того и другого в определенных фашиальных зонах.

Закономерности размещения фаций областей смешивания континентальных вод с морскими мы пока представляем себе, вероятно, более простыми, чем они есть на самом деле. Их нужно еще изучать, учитывая данные исследования гидрогеологов и океанографов. Необходимо собрать достаточное количество данных для выделения типов площадей элементарных фаций геохимического ряда в условиях различной конфигурации бассейнов, изучить условия смешивания континентальных и морских вод и отложений в зависимости от размеров и направления материкового стока и от предельных показателей рН. В данной работе этот вопрос мы осветить не смогли из-за недостатка систематически подобранного материала по современным осадкам шельфовых и внутренних морей.

Задачами исследований должны быть:

- 1) выявление границ фаций с установлением направлений движения среды в пределах бассейна;
- 2) изучение особенностей лежащего и висячего боков каждого из типов осадков, выделяющихся по литологическому составу;
- 3) изучение скорости накопления осадка по циклам, микроциклам и годичным наслоениям;
- 4) учет геохимических особенностей материкового стока (геохимии суши).

Пространственное распределение синхронных речных, морских и океанических литологических фаций, обусловленное деятельностью физических,

\* Так, например, р. Верхняя Ангара протекает через водную массу озера Байкал, становясь истоком р. Ангары.

химических и биологических факторов концентрации химических элементов, часто с примесью инертных масс, подвержено решающему влиянию динамики водной среды. Процессы отложения осадков через промежуточные стадии из коллоидного состояния или взвеси находятся под сильным влиянием движения водных масс, определяющего перенос, размыв и отложение рыхлого материала в зависимости от скоростей и направлений движения и рельефа дна.

Современные данные морских и океанических исследований свидетельствуют, что гранулометрический ряд осадков обломочного происхождения наиболее выдерживается в областях дельт, тогда как в открытом, в частности в шельфовом, море его фации чаще подчинены рельефу дна. На выступах последнего, банках и отмелях, накапливаются осадки более грубозернистые — пески и даже гравий. На склонах подводных каньонов, трогов и впадин других типов рыхлые осадки часто отсутствуют вследствие их смыва течениями или оползания вниз под влиянием гравитационных или, кроме того, сейсмических процессов. На дне впадин каньонов чаще отлагаются илы, иногда с примесью грубообломочного материала. Илы нередко осаждаются и вдоль пляжей в пределах прибрежных частей шельфовых морей на определенных глубинах и склонах дна и преимущественно между устьями крупных рек. Местами значительные по размерам площади возвышенностей и верхних частей склонов подводных долин лишены современных накоплений рыхлых осадков и представляют собой выходы коренных пород. Последние подвергаются здесь подводному выветриванию (гальмиролизу), входя с водами бассейна непосредственно и при участии подземных вод в обменные и иные взаимоотношения.

Раскрытие истории формирования любой древней толщи осадочных отложений немыслимо без знания и учета данных об особенностях современного накопления осадков в морях и океанах. Здесь геолог-статиграф, тектонист-литолог и геолог-океанограф должны идти рука об руку. Объединение успехов в разных областях исследований еще только начинает осуществляться. В связи с этим в настоящее время при геохимическом подходе к изучению древних рыхлых и диагенетизированных осадков мы должны уметь надежно выделять площади и эпохи различных типов осадконакопления в древних долинах, дельтах, на относительно плоских участках дна заливов и морей, где однородность условий среды могла обеспечивать развитие полного ряда фаций, располагавшихся одна около другой закономерно. Нужно уметь также выявлять площади и эпохи перемежаемости фаций в пределах бассейна, связанной в основном с пересеченностью рельефа дна и движениями водных масс (течение, приливы-отливы, ветровое волнение, вертикальные движения литосферы и т. п.), приводившими к перемыву осадков и перерывам в осадконакоплении. Такие эпохи «перерыва», подмеченные впервые в их фациальном значении Д. В. Наливкиным, имеют большое практическое значение, так как ими бывают обусловлены обстановки, благоприятные для формирования ряда остаточных месторождений полезных ископаемых, в частности образование некоторых бокситовых залежей, минеральных красок и пр.; к участкам развития фаций «перерыва» могут быть приурочены вторичные, иногда промышленного значения, концентрации фосфоритов. Поэтому к зонам перерывов в осадконакоплении необходимо внимательно присматриваться, выявляя площадь и длительность этих явлений, направление переноса твердого материала, особенности фаций.

В свете изложенного любая из толщ осадочных пород, сформированная в условиях шельфовой зоны в геохимической системе суша—море, по гранулометрическому составу и по направлению движения водной массы должна

проявлять подчиненность среде. Поэтому выявляющиеся закономерности осаджения и сохранения типов осадков многих самостоятельных геохимических фаций необходимо уметь распознавать в осадочных породах, как наслоенных сплошь, так и с перерывами, где в явлениях подводного морского и наземного выветривания следует находить промежуточные недостающие звенья единой по существу (по простиранию) цепи фаций.

Специальными исследованиями многочисленных океанографических экспедиций для огромного большинства живого населения моря установлена теснейшая его зависимость от температуры, солености и химизма среды обитания. Естественно, что эти же факторы управляют и захоронением трупов организмов и формированием включающих их донных осадков. Поэтому режим и механизм смешивания пресных вод на суше и затем с морскими водами по существу определяют пространственное положение всей системы пресноводно-морских фаций геологического прошлого, определяет места и длительность этапов концентрации химических элементов в осадках.

Речные воды обычно богаты сульфатами, бедны хлоридами, они богаче кальцием, беднее магнием и натрием, чем воды морей и океанов. Содержание кремния в речной воде в 500 раз больше, чем в морской. Н. Н. Зубов (1938) пишет, что «Большая часть взвешенных силикатов отлагается в устьях рек при соприкосновении с морской водой. Поэтому воды открытого моря в общем беднее силикатами, чем прибрежные» (стр. 35). Между тем, как мы знаем, взвешенные и растворимые силикаты имеют огромное значение для жизни диатомовых водорослей, кремневых губок и многих других кремнийсодержащих организмов.

Воды берегового стока, составляющие до 10—12% количества метеорных осадков, падающих на поверхность Мирового океана, неравномерно распределяясь вдоль побережий, сильно опресняют краевые зоны морских бассейнов. Поэтому местами берега континентов омываются нормальными морскими водами, но чаще это воды прибрежной зоны, зоны прибоя, обогащенные кислородом и углекислотой воздуха, кислородом от жизнедеятельности водорослей и углекислотой — морской фауны, органическими кислотами от распада тел отмерших организмов, опресненные к тому же подтоком пресных вод с суши. Такие воды характеризуются относительно кислым составом, пониженным значением рН. Следями таких прибрежных фаций в геологическом прошлом являются отложения береговых глин, приписываемых некоторыми исследователями (Наливкин, 1933) изолированным, обособленным участкам моря, заливам, лагунам, лиманам, проливам и участкам морского дна вблизи от берега на небольшой глубине. К этому типу относят глины фации мангровых зарослей тропиков. Обычно фация береговых глин развита в виде узких полос, тянущихся вдоль берега или пролива на несколько километров или на несколько десятков километров. Терригенный обломочный материал может быть представлен и не только чистыми глинами, но и с примесью грубых фракций, иногда очень плохо отсортированных.

Одновременно и по соседству с фацией береговых глин часто располагается фация прибрежных песков, тоже в виде узких полос вдоль берега, с перерывами, занятыми фациями скал, галечников и илов. Ширина полосы песков обычно не превышает нескольких километров. Глубина дна от 15 до 28 м.

Фация береговых рифов, располагающаяся иногда на небольшом расстоянии от берега, свидетельствует о нормальном морском режиме. Часто в океанах она сменяется фацией барьерных рифов, опоясывающей на более или менее значительном расстоянии участок суши среди моря. Это имеет место, когда

прибрежные воды относительно кислые или нейтральные создают неблагоприятные условия для жизни строителей рифов — кораллов, мшанок, каменистых водорослей и т. п. Как уже говорилось, против устьев рек, где речные воды далеко вдаются в море, фация барьерных рифов прерывается, образуются проходы, используемые мореплавателями. Поэтому ископаемые рифы барьерного типа служат верными указателями на временные положения внешней границы нормального морского бассейна.

Развитие процессов отложения карбоната кальция, осуществляемых в огромном большинстве случаев организмами, должно быть обеспечено повышенной соленостью среды, существованием «щелочного резерва» (суммарное влияние запасов карбонатных и бикарбонатных ионов и недиссоциированных молекул углекислоты), что свойственно воде типично морской, щелочной. «Щелочной резерв» при временных изменениях химизма среды играет роль буфера. Фация береговых, а также и барьерных рифов с бурной жизнедеятельностью известковых водорослей, серпулид, мшанок, мадрепоровых и иных групп кораллов представляет собой по существу истинную видимую границу «нормального» морского бассейна и береговых вод.

По-видимому, пространственное положение фации рифов определяется величиной рН не менее 8,1, когда щелочная водная среда становится способной поглощать углекислоту из атмосферы. Поэтому нахождение ископаемых рифов барьерного или берегового типов позволяет нам разбираться в размещении ископаемых фаций древних морей, их прибрежных зон, определять контуры соответствующих по времени участков суши. Таким образом, выявленные ископаемые береговые и барьерные рифы оказываются очень ценными при составлении палеогеографических карт.

Для фаций открытого моря характерны величины рН в пределах от 7,8 до 8,8 с повышениями в зонах интенсивной жизнедеятельности водорослей или в условиях сильной испаряемости вод до 9,5 и выше (например, в лагунах атоллов).

Исходя из сказанного, в сильно опресняемой части морского бассейна (залив, лиман), где перепады рН выдерживаются в пределах от 4,0 (?) или от 6,0 до 7,8—9,5 в результате перемешивания кислых вод суши с морскими, могут располагаться следующие фации: алюминиевая (алюмогидратная), выраженная морскими глинами и бокситами, цинковая (рН = 5,2), пока в природе неустановленная, медная (рН = 5,4), железная (рН = 5,5) и др. Степень концентрации и суммарное количество отложившихся химических элементов в этих условиях находятся в прямой зависимости от состава питающих вод и длительности их подтока в районы древних морских заливов, лагун и других областей эпиконтинентального моря.

Приток пресных вод в моря и океаны создает вследствие перемешивания их с морскими водами естественную систему фациальных зон с постепенными перепадами физико-химических и биологических свойств водных сред от типично пресноводных до типично морских, в пределах которых формируются осадки. Знание характера размещения современных фациальных зон в эпиконтинентальных и внутренних морях представляет для геологов большой интерес. Изучение, например, океанографами современных только собственно морских осадков может существенно ограничить практический результат исследований. Для каждого из изучаемых современных бассейнов крайне важно проследить размещение фациальных зон, прежде всего по рН и Eh, а для ископаемых бассейнов, следами которых является каждый слой осадочной горной породы, — пространственное размещение естественного ряда фаций по составу

их осадков как результат смешивания морских вод с пресными. Необходимо также проследить деятельность и проявление многих других факторов концентрации химических элементов в осадках, типы самих осадков, характер вертикальных и горизонтальных их границ, на что полевые геологи не всегда обращают внимание.

Электролитические свойства морских вод, т. е. распад морских вод вместе с содержащимися в них в растворе солями слабых и сильных кислот на несущие электрические заряды ионы, определяют электропроводность вод. Это явление состоит в переносе электрических зарядов одного иона к другому и связано с концентрацией ионов, концентрацией электролита и со степенью диссоциации, т. е. с отношением числа молекул распавшихся на ионы к общему числу молекул растворенных веществ. Практически электропроводность морской воды определяется степенью солености воды, исчисляемой в промиллях, и температурой.

Влияние электролитических свойств воды на попадающую в нее минеральную и органическую взвесь, к сожалению, изучено недостаточно. Не подлежит сомнению, что перенос этой взвеси из одной среды в другую изменяет электрическое состояние твердых частиц, способствуя в соответствующей обстановке их осаждению. Выпадение глин в прибрежно-морских условиях свидетельствует о резком влиянии морских вод на мелководье — взвесь, приносимую пресными водами или получающуюся в результате разрушающей работы берегового прибоя, в виде быстрой ее коагуляции и осаждения взвешенных частиц.

Таким образом, электролитические свойства морской воды обуславливают существование в морской среде ряда электрохимических барьеров, определяющих наряду с рН и Eh среды последовательное размещение фациально-литологических зон, являющихся ареной сложных биогеохимических процессов и отложение в пределах их развития определенных осадков\*.

Присутствие в природных водных средах разнообразных коллоидальных веществ обусловлено электрохимическими явлениями, положительными или отрицательными зарядами частиц взвеси. Величина зарядов при переходе частиц из одной среды в другую изменяется соответственно электролитическим свойствам воды. Поэтому последние в природных условиях являются одним из весьма важных факторов концентрации однородного вещества как в растворе, так и особенно в осадке (коллоид—золь—гель).

При переходе частиц из кислых сред в щелочные изменяются не только величина, но и знак заряда. А. А. Сауков (1951, стр. 279) приводит следующие данные о зарядах частиц, не указывая, к сожалению, характера сред и величин зарядов: положительные заряды —  $\text{Fe}(\text{OH})_3$ ,  $\text{Al}(\text{OH})_3$ ,  $\text{Cr}(\text{OH})_3$ ,  $\text{Cd}(\text{OH})_2$ ,  $\text{Ti}(\text{OH})_4$ ,  $\text{Zr}(\text{OH})_4$ ,  $\text{Ce}(\text{OH})_4$ , отрицательные заряды — глинистые коллоиды, гумусовые вещества,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{MnO}_2$ ,  $\text{SnO}_2$ ,  $\text{V}_2\text{O}_5$ ,  $\text{As}_2\text{O}_5$ ,  $\text{As}_2\text{S}_3$ ,  $\text{Sb}_2\text{S}_3$ ,  $\text{PbS}$  и другие сульфиды, S, Au, Ag, Pt.

Температура среды как фактор концентрации химических элементов имеет огромное значение. Источники тепловой энергии — солнечная радиация, теплота экзотермических химических реакций, теплота распада радиоактивных элементов и остаточная теплота земной коры (если признавать таковую) оказывают на физико-химические и биологические процессы в водах морей и океанов различное, но всегда довольно значительное влияние.

Известно большое влияние температуры водной среды на концентрацию водородных ионов, щелочной резерв, газовый состав и т. д. Х. В. Харвей (1948)

\* Подробнее см. далее.

предлагает даже формулу для определения величины рН среды при изменившейся температуре:

$$pH_{t_2} = pH_{t_1} + x(t_2 - t_1), \text{ где } pH_{t_2} \text{ воды при } t_2^\circ\text{C, а } pH_{t_1} \text{ — при } t_1^\circ\text{C.}$$

Температура среды влияет на растворимость солей в водной среде, стимулируя соответствующие химические и биологические процессы. Она контролирует физико-химическое соотношение между растворителем и растворенным веществом, содействуя либо его выпадению в осадок, либо растворению. Она же определяет границы жизнедеятельности растительных и животных организмов, ограничивая тем самым места и длительность их обитания и развития.

Имеется обширный материал о влиянии температуры среды на осадконакопление и проявления жизни в геологическом прошлом и в современных бассейнах. Перепады температуры определяют жизнь автотрофных (питающихся неорганическими соединениями) и гетеротрофных (питающихся органическими соединениями) микроскопических и крупных форм жизни водных сред суши (почвы, реки, озера и пр.) и моря. Этому фактору подчинена геологическая работа строителей морских рифов (биогермов), устричных и иных банок при участии большого разнообразия теплолюбивых форм беспозвоночных животных и многих видов водорослей. Рифообразование, как и массовое отложение карбонатных (известковых) морских илов, тесно связано с теплыми тропическими и субтропическими водами, с температурой у поверхности не ниже  $20^\circ\text{C}$ . Воды с иной температурой имеют иное население.

Температура среды влияет на ее вязкость, на скорость осаждения мелких частиц из раствора или взвеси, которые в теплой воде садятся быстрее; может отложиться и смесь фракций. Поэтому колебания температуры приводят к образованию различного типа осадков по сложению и гранулометрическому составу. При резких сменах температуры, по-видимому, резкими становятся и границы между слоями.

Низкая температура не препятствует развитию фауны и флоры. В теплых морях видовой состав более разнообразен, зато в холодных общий объем биомассы больше. В теплых морях при участии денитрифицирующих («кальциевых») бактерий накапливаются огромные количества карбонатных илов, в холодных морях кремнистые органогенные осадки преобладают над карбонатными.

Свет, солнечная радиация с ее ультрафиолетовой частью имеет огромное значение как фактор концентрации растительных организмов. На суше и в световой зоне бассейнов он способствует развитию растений — донных и планктонных и накоплению продуктов их жизнедеятельности, из которых впоследствии могут формироваться залежи лигнитов, бурых и каменных углей, антрацитов и некоторых типов углистых сланцев.

В благоприятных условиях из водорослевой массы может генерироваться нефтематеринское вещество, обуславливающее образование твердых, жидких и газообразных углеводородов (асфальты, нефти, горючие газы). Таким образом, освещение бассейна в сочетании с температурным режимом и глубиной могло в геологическом прошлом послужить причиной формирования нефтепроизводящих отложений как особой фации или группы фаций.

Давление как фактор концентрации химических элементов проявляется в увеличении способности воды поглощать газы при его повышении и выделять их — при понижении. Это имеет прямое отношение к содержанию в водах кислорода, азота и углекислоты. Давление определяет соотношение

между нефтью и горючим газом в их постоянных смесях в нефтяных месторождениях, а также между компонентами в системах газ—вода—горная порода, влияя на процессы растворения газов, на их сорбцию горными породами, на их запасы в недрах Земли. Давление сказывается на содержании газов в почвенных, грунтовых и подземных водах. Оно является фактором осадконакопления, особенно мощно проявляющемся в отношении карбонатов, так как, влияя на растворимость в воде углекислоты, давление тем самым способствует выпадению углекислого кальция за счет растворенных в воде бикарбонатов (химическим и биологическим путем).

Климат как сложный комплекс физико-географических, физико-химических и прочих природных условий прямо и косвенно влияет на многие процессы создания природных концентраций многих полезных ископаемых осадочных толщ, что частично нами уже отмечалось в связи со светом, температурой и давлением как элементами климата. Климат — это сумма природных явлений, обусловленных составом и свойствами атмосферы, солнечной и космической радиацией (лучистой энергией), тепловым режимом воды, атмосферы, круговоротом воды в биосфере, в динамическом их сочетании и взаимовлиянии. Он изменяется по сезонам, годам, векам и в ходе геологического времени с некоторой общей направленностью его изменений, еще недостаточно вскрытой наукой.

Под влиянием климата в конкретных обстановках земной поверхности происходят выветривание горных пород, формирование почвенного покрова, развевание, размыв водами почвенных масс (почвенная эрозия), заболачивание или осушение и засоление участков земной поверхности, колебания стока вод в моря, состава вод материкового стока и т. п. Таким образом, климат является одним из основных факторов формирования осадочных отложений и вторичной концентрации в их составе различных химических элементов.

Особенно наглядно проявляется связь с климатом образования латеритов в областях жаркого контрастного климата, с чередованием засух и ливней, с колебаниями состояния среды от кислой до щелочной (рН от 5,0 до 9,0), на контакте с выветривающейся материнской полевошпатовой породой. Фазию латеритов трудно себе представить без ведущей роли в процессах преобразования минеральных веществ групп микроорганизмов (железобактерии и другие группы).

Фашия бокситообразования биогеохимически близка к фации латеритов. По существу она полностью еще не понята и не раскрыта исследователями. По-видимому, существует несколько различного типа фаций, в которых происходит отложение глинозема, но, несомненно, в условиях определенного воздействия климата как ведущего фактора. Обычно это фация железобактерий, остатки которых вместе со скоплениями железа в виде фоссилизованных железом клеток часто наблюдаются в составе вещества бокситов (Салаир, Восточный Саян, Урал, Казахстан, Тихвинская область и др.). Распад каолиновой молекулы на окись алюминия и кремнезем происходит под воздействием организмов (скорее всего диатомовых водорослей) при определенной температуре\*.

Фашии углеобразования некоторыми исследователями связываются с теплым муссонным климатом, характеризующимся сменами влажных дождливых периодов с засушливыми, как это устанавливается М. Д. Залесским

\* Генезис бокситов современными исследователями рассматривается в большинстве случаев с иных позиций. — *Прим. ред.*

в отношении угленакопления Донецкого угленосного бассейна \*. Признаки такого климата следующие (Зубов, 1938):

1) флора влаголюбивая, типичная для пояса тропических дождей и зоны субтропиков;

2) фауна морских беспозвоночных отличается толстостенностью раковин брахиопод, массивным строением полипняков кораллов, скелетов мшанок, раковинок, фораминифер и остатков многих других групп;

3) минералы из группы малоустойчивых компонентов терригенных отложений характеризуются по большей части сильной выветрелостью. Полевые шпаты преимущественно разложились, глинистые осадки представлены обильно.

Периоды засушливого климата выявляются по развитию пестроцветных осадков; предположительно о том же свидетельствуют отложения гипса, ангидрита, каменной соли и т. п. в условиях щелочных и сильно щелочных сред.

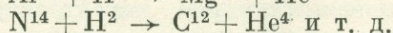
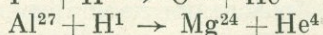
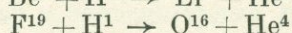
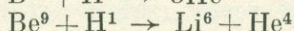
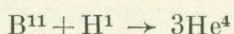
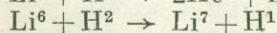
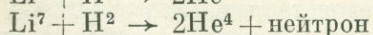
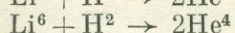
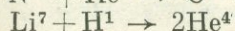
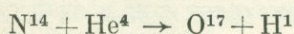
К сказанному об угленакоплении нужно добавить, что ведущую роль в климате играет не температура, как это считал М. Д. Залесский (1938), а содержание в биосфере углекислоты и соотношение атмосферных осадков с их испаряемостью, что приводит к накоплению растительных масс чаще в относительно высоких широтах, до умеренно холодной зоны включительно, а также в зоне тропиков.

М. В. Кленова, рассматривая связь осадков с климатом, охарактеризовала умеренно холодный климатический пояс как область подзолистых почв, выноса полуторных окислов и геля кремнезема в коллоидных растворах, кварца, каолинита и гидромусковита — во взвеси с гидратами железа, железа и марганца, гидротроилита, гидратов кремнезема, гидромусковита. Отложение парагенезиса глауконит—фосфориты—галлуазит М. В. Кленова (1948, стр. 194) отнесла к осадкам жаркой и влажной климатической зоны. Таким образом, роль климата, изменяющаяся в ходе геологического времени, проявляется в многообразии геологических процессов, пород и концентраций полезных ископаемых. Вопрос этот заслуживает специальной разработки.

## ХИМИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ КОНЦЕНТРАЦИИ

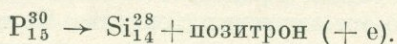
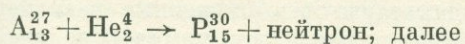
Химические факторы, имеющие огромное и разнообразное влияние на процессы концентрации, необходимо рассмотреть в трех планах: химической характеристики транспортируемых природных веществ (химических элементов и их соединений), химической характеристики среды (фации и группы фаций) и анализа некоторых химических агентов концентрации.

В земной коре известно более 290 изотопов и около 100 химических элементов, атомы которых могут образовывать кристаллические (твердые), жидкие и газообразные вещества. При внешнем воздействии на ядра атомов могут происходить следующие природные процессы:



\* Вероятно, не все типы ископаемых углей формировались в теплом климате, на что указывает, например, современное массовое торфообразование в умеренной зоне (Урал и другие районы).

Эти наиболее вероятные процессы распада и синтеза одновременно А. Е. Ферсман (1934) дополнил примерами искусственного разрушения ядер К, Са, Fe, Ni, Cu, Ag, Pb и U зарубежными учеными Коккрафтом и Уолтоном. По данным Ирэн и Жолио Кюри, существует тип распада с образованием недолговечных изотопов некоторых элементов и позитронов, как, например:



Таким образом, были получены весьма недолговечные радиоактивные изотопы P, N и Si. По А. Е. Ферсману, состав ядра изотопов можно представить формулой

$m$  гелионов + (0 или 1) протон +  $n$  нейтронов.

Гелионы — это весьма устойчивая четверная группировка из двух протонов и двух нейтронов. Разделив массовые числа изотопов на 4, мы получим четыре типа атомов:  $4q$ ;  $4q + 1$ ;  $4q + 2$ ;  $4q + 3$ , не считая водорода с массовым числом 1. Нейтрон, вероятно, объединяет электрон и протон, образуя нейтральное тело, по массе равное 1 (масса водорода). Полагают, что природа космических лучей связана с огромным выделением энергии при образовании нейтрона из протона и электрона.

А. Е. Ферсман считал, что клетки таблицы Д. И. Менделеева могут быть заняты несколькими видами атомов с различными атомными весами — изотопами. Совокупность их для данного элемента он именовал плеядой изотопов.

Приведенные замечания о химических элементах, как бы ни были они ограничены, отчетливо показывают, что современная физика в соединении с геохимией резко вторгается в геологию.

Огромное разнообразие природных процессов, включающее отмеченные и аналогичные им превращения веществ и зарядов энергии, в которых важную роль, по-видимому, играют космические излучения, изучено еще очень слабо, хотя наши знания в этой области были бы очень полезны. Выяснение закономерностей природных миграций, превращений и концентраций вещества помогло бы решать задачи прикладной геологии с минимальной затратой средств и кадров, с большим практическим эффектом.

Разрабатывая вопросы концентрации минерального и органогенного вещества в биосфере, необходимо знать весь процесс разрушения коренных горных пород под действием физических, химических и биологических агентов, а также качественные и количественные изменения горных масс, как остающихся на месте, так и переносимых ветром и водой и снова входящих в состав земной коры в виде осадочных пород. Материковые (подземные, грунтовые, почвенные, речные) воды, течения, колебания температуры, воздействие магнитных и электрических явлений земной коры, в особенности, по-видимому, воздействие солнечной и космической радиации на атомную структуру элементов литосферы — все это отражалось на составе и состоянии вещества, то растворявшегося, то выпадавшего из раствора в цепи реакций уплотнения или распада, замещения, сорбции и т. п.

Можно было бы поставить много вопросов из этой области, разрешение которых затрудняется неточным употреблением геологических терминов. Так, слова «условия», «состояние», к которым мы часто прибегаем, заменяют точную научную характеристику природных явлений, соответствующих этим словам. Атомная физика должна вплотную заняться объектами геологической практики. Особенно неудовлетворительны наши знания в области химизма

природных веществ. Мы довольствуемся, как правило, грубым силикатным анализом горных пород на 15—16 компонентов ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{SO}_3$ ,  $\text{S}$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{Cl}$ ,  $\text{F}$ , потери при прокаливании), редко прибегаем к масс-спектрографическим, рентгеноструктурным и др. Часто упускаем поэтому возможность вскрыть в составе пород редкие элементы, интересные как индикаторы среды и ценные сами по себе.

Представляется особенно необходимым проследить химические элементы в связи с образованием минерально-органических веществ. Природное органическое вещество, встречаясь с минеральными массами и развиваясь химически и биологически в обстановках разрушения горных пород, часто обильно входит в состав разного типа минерально-органических соединений, увеличивая масштабы миграции природных веществ. Одновременно изменяются свойства веществ минерального происхождения, вследствие чего изменяется и их судьба в биосфере. Например, химические элементы в составе органических соединений могут не осаждаться там, где полагалось бы им выпасть в осадок в качестве неорганического вещества.

Химики знают многие тысячи различных кальцийорганических, магнийорганических, фосфорорганических, железоорганических и прочих аналогичных соединений, изученных в лабораториях и широко представленных в природе. Но геологам они не всегда известны, хотя знание их прояснило бы многие вопросы, в частности особенно интересующие нас вопросы концентрации химических элементов в природных условиях. Вследствие недостаточного знания этих природных веществ не выяснены до сих пор некоторые вопросы концентрации в природе железа, фосфора, кальция и других элементов, между тем химический грубый анализ часто свидетельствует о присутствии органических соединений в фосфоритах, бокситах, бурых железняках и лимонитах, в медно-ванадиевых концентрациях и т. п. Так, А. П. Виноградов (1950, стр. 205) полагает, что главная часть водно-растворимых ионов меди связана с органическими кислотами — щавелевой, лимонной и др., или находится в соединении с  $\text{NH}_3$  и аминами. Он полагает, что с гумусом медь образует прочные соединения. Все эти и аналогичные им предположения требуют проверки.

Свойства природных веществ, мигрирующих в биосфере, участвующих в химических реакциях того или иного типа, определяют их отношение к конкретным физико-химическим условиям сред и к некоторым веществам, характеризующим последние. Именно эти вещества, определяющие границы, место и время выпадения относительно чистых от примесей соединений, мы и называем концентраторами химического порядка.

Свободные водородные ионы как фактор концентрации химических элементов имеют огромное значение. Как уже говорилось, роль этого фактора в геологических и биологических процессах, связанных с водными средами биосферы, исключительно велика, поскольку все химические и биологические процессы, протекающие в природе, возникают, развиваются и прекращаются в зависимости от концентрации в средах свободных водородных ионов. От нее зависят процессы разрушения коренных горных пород почвой, формирования почв и их урожайность. Она определяет обстановку для роста растений и жизни или гибели организмов водных сред, направляет растворение и выпадение из раствора химических элементов и их соединений, ход и характер этих процессов и, что особенно важно, осаждение в бассейнах пресноводных, лагунного типа и морских многообразных минеральных и органических веществ, в том числе и полезных ископаемых осадочного происхождения. Поэтому точное или хотя бы приближенное знание концентрации

свободных водородных ионов среды помогает выяснению поведения веществ раствора и осадка, пониманию природных процессов и управлению химическими процессами в научной лаборатории, в промышленности (агротехника, гидротехника, обогащение руд полезных ископаемых и т. д.).

Концентрация свободных водородных ионов, обозначаемая рН, есть природное явление, связанное с электролитической диссоциацией воды и веществ в растворе, с распадом на положительно и отрицательно заряженные частицы ионов воды и солей, с образованием особого физико-химического состояния среды, собственно электрохимического, имеющего равновесный обратимый характер.

В воде некоторая незначительная ее часть всегда диссоциирована на ионы:  $\text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{H}^+ + \text{OH}^-$ . При температуре  $18^\circ \text{C}$  концентрации водородных и гидроксильных ионов равны между собой и составляют  $10^{-7}$  г-ион/л. Практически вместо концентрации водородных ионов, в ее численном выражении, принято брать с обратным знаком показатель степени, в которую нужно возвести число 10, чтобы получить величину ионной концентрации. Поэтому, чем больше концентрация ионов водорода, тем меньше численная величина ее показателя. Кислые растворы характеризуются  $\text{pH} < 7$ , нейтральные  $\text{pH} = 7$ , щелочные  $\text{pH} > 7$ . К первым относятся некоторые пресные воды суши, материкового стока, воды некоторых почв и подпочвенных грунтов, к третьим — типичные морские воды, многие речные и озерные воды суши. Карбонаты и бикарбонаты, растворенные в морской воде, в присутствии кислорода и углекислоты в переменных количествах закономерно меняют величину рН, оказывая иногда замедляющее (буферное) действие. На водородный показатель влияют солевой и газовый состав воды, температура, давление.

Не задерживаясь более на детальном рассмотрении данного вопроса, освещенного в ряде специальных работ, отметим значение водородного показателя для теории фаций водной среды. Поскольку ионный состав любой воды и любого раствора находится всегда в равновесии, определяющем величину рН, то каждая из природных фаций характеризуется своей величиной рН и соответствующими ей природными процессами (физико-химическими и биологическими). Как уже говорилось, смешивание в биосфере крупных масс материковых, иногда кислых вод с морскими создает естественный непрерывный ряд перепадов рН — концентраций водородных ионов, с которым связана направленно непрерывно изменяющаяся серия своеобразных физико-химических обстановок, специально еще не изучавшихся, поскольку геолог-осадочник до сих пор почти не работал в поле совместно с физико-химиком. Поэтому вся цепь последовательных изменений физико-химических и биологических процессов по существу еще мало известна.

Обычно изучается лишь ряд типов осадков, сменяющих друг друга снизу вверх и по простиранию, с четкими или четкими границами и относительно низкими концентрациями практически интересных химических элементов (известняки и доломиты, песчаники и конгломераты и т. п.); их высокие концентрации (месторождения полезных ископаемых осадочных толщ) довольно редки.

Сущность явления неравномерной концентрации химических элементов при формировании осадочных отложений в водных бассейнах обусловлена многими причинами. К ним относится различная активность природных концентраторов химических элементов на фоне их общей миграции из коренных пород земной коры в состав донных осадков водных бассейнов. В связи с этим одни и те же элементы местами оказываются рассеянными (чаще), а местами сосредоточенными в виде крупных концентраций промышленного значения (реже).

При этом количество масс рассеянных элементов, как может быть не совсем правильно считают геологи, в среднем в десятки и сотни тысяч раз превосходит суммарные запасы соответствующих известных месторождений. Поэтому крайне важно знать условия природных концентраций, которые, как уже отмечалось, в водных бассейнах прежде всего определяются концентрацией водородных ионов. Таким образом, водородный показатель водных сред раскрывает перед нами одну из основных закономерностей связи между химическим состоянием среды и характером выпадающего на дно осадка фаций.

В естественном ряду фаций, миграцию и геологическую деятельность которых в ходе геологического времени необходимо уметь выявлять и должным образом исследовать, надо различать изменения в горизонтальном направлении (корреляция слоев) и в вертикальном (стратиграфическом) разрезе (во времени). В самой фации необходимо различать изменения физико-химической обстановки в вертикальном направлении и взаимовлияние соседних зон, имеющих различные свойства. Грубо можно рассматривать фацию состоящей из шести подзон: 1) верхних слоев воды, 2) главной массы ее водной среды, 3) придонных слоев воды, 4) верхней части рыхлого осадка, 5) нижней части рыхлого осадка и 6) диагенетизированного осадка — твердой горной породы.

Взаимовлияние этих подзон в конечном результате проявляется в составе и скорости накопления осадка. В общем случае первая подзона богаче кислородом, получаемым из атмосферы. Вторая подзона определяется ее пространственным отношением к смежным подзонам соседних фаций в их естественном ряду. Третья подзона характеризуется тесной биологической, биогеохимической и химической связью с осадком, от которого она получает некоторые растворимые компоненты. Верхняя часть водной массы фации обычно бывает аэробной, нижняя — часто анаэробной (например, при сероводородном заражении среды).

Верхняя подзона осадка — аэробные слои, нижние слои рыхлого осадка — анаэробные, восстановительные по свойствам, как и нижележащий диагенетизированный осадок (порода). Таким образом, донный осадок бассейна в значительной мере является аналогом почвенной зоны суши с ее аэробной и анаэробной подзонами. Все названные подзоны фаций в отношении их жидкой среды характеризуются присущими каждой из них величинами рН, значения которых отражаются на процессах осадконакопления на дне фации. Для примера можно указать на формирование в подторфяной зоне в анаэробных условиях подзоны вивианита — фосфата двухвалентного железа —  $\text{Fe}_3(\text{PO}_4)_2 \times 8\text{H}_2\text{O}$  за счет железа и фосфора органических веществ фации торфообразования (рН = 3 — 5,5). В ископаемом состоянии вивианит встречается в бурых железняках, что указывает на прохождение этими железными бактериального происхождения рудами стадии анаэробной обстановки.

Зависимость рН от давлений и температуры можно видеть из табл. 8, составленной по исследованиям в Атлантике, в двухсотмильной зоне к западу от Португалии (по Н. Н. Зубову, 1938, стр. 29). Повышение давления ведет к диссоциации углекислоты, среда становится более кислой. Напротив, растения, поглощая углекислоту среды, способствуют увеличению водородного показателя. Водоросли могут повышать рН среды до 9 и даже 10. Поэтому масовость развития местного живого водорослевого вещества в море изменяет фациальную обстановку, физико-химическую и гидрохимическую ее характеристику, создается свой ряд фаций, закономерно связанный с соседними фациями. В то же время разлагающиеся продукты жизнедеятельности растений при воздействии бактерий выделяют в водную среду органические кислоты

Зависимость рН от глубины и температуры в Атлантическом океане

Глубина, м	t, °C	рН	Глубина, м	t, °C	рН
0	21.10	8.35	300	12.25	8.12
50	20.01	8.35	500	10.94	8.00
100	15.10	8.18	1000	9.55	8.03
150	15.06	8.16	2000	4.81	7.44
200	13.86	8.11	3000	3.10	7.87

(щавелевую, лимонную и др.), способные, подкисляя раствор, понижать рН. Есть указания на то, что водоросли непосредственно выделяют кислоты в среду их обитания. Отсюда следует, что рН природных сред — показатель очень интересный и важный. Между тем вопросы динамики рН в процессах формирования осадка, осадочной горной породы, в работах наших литологов пока рассматриваются, к сожалению, редко.

Материалы по химизму сред как современного, так и древнего осадконакопления весьма отрывочны. Все же с помощью результатов работ почвоведов, биогеохимиков, гидрологов, гидробиологов и микробиологов некоторые основные вехи на путях природных изменений рН известны. Так, при изучении геохимии почв было установлено, что при рН от 3,1 до 4 соединения  $Al_2O_3 + Fe_2O_3$  находятся в растворе. При рН от 5 до 6 в природных условиях (в почвах), по А. П. Виноградову (1950), происходит выпадение в осадок гидрата окиси  $Fe^{3+}$ . При рН от 8 до 8,5 в осадок выпадает  $Mn(OH)_2$ , легко окисляющийся обычно биологическим путем; при рН = 10,5 осаждается из раствора гидрат окиси магния. При высоких значениях рН, в щелочной среде, богатой бикарбонатами кальция, выпадают в осадок цинк и кадмий. При рН = 5, т. е. в кислых водах, эти элементы находятся в растворе. Цинк при осаждении легко входит в обменные реакции.

Для почвенных растворов, которые в известной мере аналогичны водам фаций донных илов водных бассейнов, А. П. Виноградов указывает характер миграции многих редких и рассеянных элементов в зависимости от рН среды. Схематически он представил зависимость ряда элементов от рН в следующем виде:

1. Элементы, подвижные лишь в кислой среде, при рН < 6: Sr, Ba, TR, Ra, Th, Cu, Zn, Cd, Ti, Zr,  $Cr^{3+}$ ,  $Mn^{2+}$ ,  $Mn^{3+}$ ,  $Fe^{2+}$ ,  $Fe^{3+}$ ,  $Co^{2+}$ ,  $Co^{3+}$ ,  $Ni^{2+}$ ,  $Po^{4+}$ ,  $Sn^{2+}$  и др.;

2. Элементы, подвижные в широком диапазоне рН: Li, Rb, Cs, F, Cl, Br, I, B;

3. Элементы, подвижные в щелочной среде, при рН = 7 и выше:  $V^{4+}$ ,  $V^{5+}$ ,  $As^{3+}$ ,  $As^{5+}$ ,  $U^{6+}$ ,  $Se^{6+}$ ,  $Cr^{6+}$ ,  $Mo^{5+}$ ,  $Mo^{6+}$ .

Эта группировка, конечно, еще слишком общая, поскольку интересно поведение каждого из отмеченных химических элементов в отдельности и в совокупности в конкретной природной обстановке. Но она ценна указанием на относительную подвижность элементов в биосфере, где в водных бассейнах под влиянием физико-химического состояния сред в условиях их устойчивого подщелачивания происходят геологические процессы в виде концентрации химических элементов в составе донных осадков.

Зависимость между концентрацией ( $H^+$ ) и ( $OH^-$ ) в г-ион/л и электродвижущей силой электродов, в вольтах (Бриттон, 1936)

Среда	$(H^+)$	$(OH^-)$	рН	рОН	Электродвижущая сила водородного электрода против		Электродвижущая сила хингидронного электрода против	
					условного нулевого (водородного) электрода	каломельного электрода	условного нулевого (водородного) электрода	каломельного электрода
Кислая	1 ( $10^0$ )	$10^{-14}$	0	14	0,000	-0,283	+0,704	+0,421
	$10^{-1}$	$10^{-13}$	1	13	-0,058	-0,341	+0,646	+0,363
	$10^{-2}$	$10^{-12}$	2	12	-0,116	-0,399	+0,588	+0,305
	$10^{-3}$	$10^{-11}$	3	11	-0,174	-0,457	+0,530	+0,247
	$10^{-4}$	$10^{-10}$	4	10	-0,232	-0,515	+0,472	+0,189
	$10^{-5}$	$10^{-9}$	5	9	-0,290	-0,573	+0,414	+0,131
	$10^{-6}$	$10^{-8}$	6	8	-0,348	-0,631	+0,356	+0,073
Нейтральная	$10^{-7}$	$10^{-7}$	7	7	-0,406	-0,689	+0,298	+0,015
Щелочная	$10^{-8}$	$10^{-6}$	8	6	-0,464	-0,747	+0,240	+0,043
	$10^{-9}$	$10^{-5}$	9	5	-0,522	-0,805	+0,180	-0,101
	$10^{-10}$	$10^{-4}$	10	4	-0,580	-0,863	—	—
	$10^{-11}$	$10^{-3}$	11	3	-0,633	-0,921	—	—
	$10^{-12}$	$10^{-2}$	12	2	-0,696	-0,979	—	—
	$10^{-13}$	$10^{-1}$	13	1	-0,754	-1,037	—	—
	$10^{-14}$	1 ( $10^0$ )	14	0	-0,812	-1,095	—	—

Различное содержание в водной среде фаций свободного кислорода, получаемого из атмосферы или в результате деятельности водных растений, также и притом коренным образом влияет на химическую обстановку среды, изменяя ее рН. Поэтому дополнительно к определению величины рН гидробиологи, микробиологи, гидрологи и другие специалисты, вплоть до строителей гидротехнических машин и сооружений, изучают и концентрацию кислорода, а также окислительно-восстановительный потенциал среды —  $E_h$ .

Соотношения между концентрацией свободных водородных, гидроксильных ионов, водородного (рН) и гидроксильного (рОН) показателей и электродвижущей силой водородного и хингидронного электродов против условного нормального водородного электрода и нормального каломельного электрода приведены в табл. 9. Из таблицы видно, что увеличение или уменьшение значения рН или рОН на единицу определяется увеличением или уменьшением электродвижущей силы на 58 мВ\*.

Х. Т. С. Бриттон, подробно рассматривая рН водных растворов при осаждении гидроокисей, фосфатов, карбонатов и других солей ряда элементов, не приводит обобщающих теоретических расчетов таких процессов. И. М. Коренман (1951), проверяя выводы Х. Т. С. Бриттона, дает теорию этого процесса и выводит формулу осаждения гидроокисей.

\* Для многих природных систем существует иная зависимость между рН и  $E_h$ . — Прим. ред.

Соотношения между концентрациями солей и величинами рН в начале осаждения гидроокиси, по И. М. Коренману

Соль	Концентрация, моль/л	рН	Соль	Концентрация, моль/л	рН
MnCl <sub>2</sub>	0,024	8,41	NiCl <sub>2</sub>	0,025	6,66
CoCl <sub>2</sub>	0,025	6,81	FeSO <sub>4</sub>	0,025	5,49
ZnSO <sub>4</sub>	0,01	6,50	Cr <sub>2</sub> (SO <sub>4</sub> ) <sub>3</sub>	0,005	5,34
ZnSO <sub>4</sub>	0,024	5,80	FeCl <sub>2</sub>	0,0133	2,30
ZnSO <sub>4</sub>	0,25	5,20			

Его уравнение позволяет вычислять концентрацию ионов металла  $Me^{n+}$  в растворе после осаждения  $Me(OH)_n$  при разных рН раствора, а также вычислять рН начала осаждения гидроокиси из раствора и рН среды при окончании осаждения гидроокиси, т. е. дает возможность установить пределы изменений рН в ходе этого процесса. Так, например, И. М. Коренман вычислил, что осаждение  $Fe(OH)_3$  начинается при рН не ниже 1,6 и заканчивается при рН = 3,6 при комнатной температуре.

Он справедливо отмечает, что величина рН выпадения гидроокисей может иметь практическое значение только тогда, когда известны рН начала и конца процесса, концентрации исходных солей в растворе, температурный режим и т. п. При этом И. М. Коренман дает экспериментально проверенные показатели рН осаждения ряда щелочноземельных металлов:  $Be(OH)_2 \approx 6,5$ ;  $Mg(OH)_2 \approx 11$ ;  $Ca(OH)_2 > 12$ ;  $Sr(OH)_2$  и  $Ba(OH)_2$  — не осаждаются.

Практически мы знаем, что кальций (биологическим путем) начинает садиться при рН = 7, с максимумом отложения при рН = 10,7 (химическое осаждение). Для магния природный показатель рН осаждения тоже оказывается более низким, чем по И. М. Коренману. Таким образом, между лабораторными условиями и природными средами осаждения солей (гидратов, фосфатов и пр.) несомненно иногда могут быть некоторые различия, вызываемые особенностями обстановок, заслуживающими специального исследования. Стронций и барий в морских условиях выпадают в осадок, по-видимому, лишь в процессе реакции замещения.

Исследуя ряд растворов солей с учетом их концентрации И. М. Коренман в общем подтвердил величины рН, полученные Х. Т. С. Бриттоном (табл. 10).

Из приведенных данных следует, что при понижении концентрации солей для начала осаждения гидроокиси металла требуется более высокая щелочность среды, повышение рН. Поскольку в природе мы встречаемся с предельно низкими концентрациями растворов (исключая гидрохимические лагунные фации), то показатели рН должны иметь решающее значение для определения условий выпадения осадков. При этом нужно считаться с некоторой подвижностью пределов рН осаждения в зависимости от температур, концентраций и характера сообществ химических компонентов, как ионизированных в растворе, так и уже выпавших в осадок.

Принятая до сих пор в основном только литологическая характеристика природных фаций в настоящее время не обеспечивает правильного понимания процессов, происходящих в фациальной зоне. Необходима иная характеристика фаций — физико-химическая.

На основе имеющихся данных представляется, что концентрация свободных водородных ионов в водных растворах солей в процессах осаждения осад-

ков или повторного растворения имеет ведущее значение не только в лабораториях, но и в природных условиях образования различных осадков, при которых кислотность и щелочность сред находятся в местных равновесных соотношениях, меняясь в значительных пределах. Как известно, в природе часто темные, богатые органическими кислотами воды торфяников соприкасаются и смешиваются с бикарбонатными речными водами; кислые воды континентов при впадении в моря и океаны сталкиваются со щелочными водами, что сопровождается гидрохимическим эффектом. Поэтому от рассмотрения роли рН мы вправе ожидать ценнейшие данные к пониманию физико-химической стороны природных фаций, закономерностей их пространственного и относительного размещения. Действительно, такие данные мы получаем; они заставляют нас на многое смотреть по-новому.

Далее будут рассмотрены обстановки — фации выпадения в осадок гидратных, карбонатных, фосфатных и иных типов осадков, в той или иной степени обусловленные и характеризующиеся соответствующими перепадами рН.

Определением концентрации водородных ионов ученые начали заниматься лишь с 1921 г. Первоначально это делали теплотехники при подготовке воды для парокотельных установок. рН как показатель реакции воды, обусловленный равновесием между свободным углекислым газом и ионами бикарбонатов, имеющимися в растворе, постепенно был признан гидробиологами, микробиологами, работниками пищевой промышленности и др. одним из основных показателей водной среды, влияющих на конкретные технологические процессы. В области же геологии изучение этого процесса началось только в самое последнее время. Между тем природные водные среды изучены в отношении рН и его сезонного и годового режима еще недостаточно. Поэтому наша попытка подобрать такой материал привела лишь к относительно малому успеху: удалось составить только следующий список систематизированных по рН различных водных сред (по материалам ряда исследователей):

- Оз. Ката-Нума, Япония, рН = 1,4.
- Оз. Кава Идиен, о. Ява, рН = 1,5.
- Оз. Окама-Зао, Япония, рН = 1,9 — 3,4.
- Оз. Кава-Таиведе, Япония, рН = 2,1.
- Оз. Ицибисинаи, Япония, рН = 2,3.
- Оз. Инума-Ике, Япония, рН = 2,8 — 3,7.
- Оз. Худо-Ике, Япония, рН = 2,9.
- Оз. Тиррел, Австралия, рН = 3.
- Оз. Соскуль, Барабинская степь, Сибирь, рН = 3,1.
- Вода в черном торфе, рН = 4.
- Вода коричневых болотных торфов, рН = 4,5.
- Оз. Б. Лаврятское, бассейн Ваха, рН = 4,79.
- Дождевая вода открытой местности, рН = 5,9.
- Источник в известковой местности рН = 6 — 6,6.
- Вода ручья болотистой местности, рН = 6,4.
- Черное море на глубине 1000 м (сероводородная зона), рН = 7,26.
- Атлантический океан на глубине 2000 м, рН = 7,95.
- Речная вода известковая, рН = 8,0 — 8,4.
- Морская поверхностная вода, рН = 8,1 — 8,4.
- Морская вода в лагунах, рН = 8,6 и более.
- Воды озерных водорослевых фаций, рН = 9,6.
- Воды в солончаковых почвах, рН = 10.
- Насыщенный раствор углекислого кальция, рН = 10,2.

Значение рН иловых осадков озер разного типа

Глубина отложений, см	Олиготрофные озера	Мезотрофные озера	Евтрофные озера
0,0—0,5	6,5	6,4—7,1	6,5—7,1
4,0—5,0	6,6—7,1	6,5—7,1	5,8—6,7
19,0—20,0	—	6,0	—

В озерах вулканического происхождения Иошимура (1931, 1933 гг.) отмечал колебания рН от 2 до 10. Последнее значение рН оказалось свойственным автотрофным озерам, т. е. содержащим большое количество питательных биогенных веществ, связанных с жизнедеятельностью фитопланктона и прибрежной высшей растительности. Количество азота в таких озерах превышает 1 мг/л. Наиболее щелочной реакцией (с рН = 10 и выше) отличается (С. Н. Скадовский) оз. Тростенское и др. в летний период сильного развития фитопланктона. В засушливых районах СССР, в озерах с преобладанием в составе воды катионов калия и натрия, рН воды не опускается ниже 9—9,5. Для оз. Танатар II в Кулундинской степи Б. Л. Исаченко указывал величину рН = 11,6.

С. И. Кузнецов (1952) в иловых осадках ряда озер установил как понижение, так и повышение рН с глубиной. Его данные для озер разного типа приведены в табл. 11.

Таким образом, природные водные среды и среды осадков сильно различаются между собой по величине рН, отражающей разницу в степени и характере минерализации и газонасыщения ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{O}$ ,  $\text{H}_2$  и пр.). С одной стороны, мы располагаем рядом кислых сред, с другой — щелочных и, если исключить такие особые среды, как сернокислые воды оз. Кава, то весь диапазон изменений рН выявится по частям: а) в зоне окисления земной коры, где происходит разложение минеральных образований (сульфидов и пр.) кислыми водами; б) в подпочвенных и почвенных условиях; в) в озерно-болотных и их донных отложениях; г) в торфяниках и черных вонючих илах соляных озер и лагун с их нижележащими грунтами; д) в зонах смешения упомянутых вод со щелочными речными и морскими.

В природных условиях имеется огромное разнообразие физико-химических процессов водных сред, какие известны по лабораторным данным, но, кроме того, наблюдается еще большое число явлений, которые необходимо раскрыть и изучить, поскольку многие несомненно существующие в природе фации металлоотложения, в частности даже из приведенного далее геохимического ряда фаций (более 90), остаются нераскрытыми в их литологическом выражении. Можно полагать, что обилие этих процессов обусловлено участием в них еще слабо изученных металлоорганических соединений, явлениями, связанными с парагенетическим родством элементов, приводящими к образованию парагенетических групп минералов, а также и процессами сорбции элементов из водной среды ранее сформировавшимися осадками. Содержания макро- и микроэлементов в составе осадков могут сильно колебаться в результате жизнедеятельности в воде растительных и животных организмов.

Жизнедеятельность в водных фациях биосферы всех эпох геологической истории Земли преимущественно была связана с обстановками, близкими

к нейтральным, в которых концентрация водородных ионов сравнительно очень мала. Обычно незначительные изменения количества водородных ионов среды оказывают, как известно, огромное влияние на самые различные биологические, в частности физиологические процессы.

Необходимо отметить важное значение рН в почвах для развития живой материи. Например, для денитрификаторов требуется рН = 7 — 8,2. Фиксация азота азотобактером осуществляется при рН от 6 до 7. Известно также, что растворы различных кислот или щелочей, имеющие одинаковое численное выражение рН, иногда резко различаются по интенсивности их биологического действия в связи с особенностями ионного состава сред.

Организмы, чувствительные к малейшим изменениям рН среды, жизнь которых ограничена узкими пределами изменения концентрации водородных ионов, называются стеногидронными. Они составляют огромное большинство. Организмы, мало реагирующие на рН, называются эвригидронными.

Жизнедеятельность организмов может довольно сильно изменять состав окружающей среды, чаще в сторону ее подкисления, реже наоборот, делая ее мало пригодной или непригодной для других организмов. При выработке бактериями кислых или щелочных продуктов последние должны удалиться. Если этого не происходит (в условиях лаборатории, в замкнутых системах), то накопление приводит к самоотравлению. В природных условиях, где всегда имеют место движение, поточность и закономерное размещение фаций по площади организмы являются фактором осадкообразования, не менее важным, чем факторы химического порядка.

Сущность воздействия рН сред на организмы заключается во влиянии его на ферменты, которые при этом могут диссоциировать, вызывать диссоциацию субстрата, набухание тканей, угнетение или стимулирование процессов жизнедеятельности. Так, например, реакция пищеварительных соков оптимально должна совпадать с оптимумом активности содержащихся в них ферментов. Как показывают работы советских микробиологов, конечный рН в культурах бактерий бывает настолько характерным и определенным, что позволяет их опознавать и дифференцировать. Влияние ферментов сказывается, конечно, и в водоемах биосферы, что делает рН одним из важнейших факторов расселения организмов, их появления, успешного развития или угнетенного состояния и исчезновения, которое, впрочем, почти никогда не бывает полным.

Каждая почва имеет постоянный рН, так как почвы всегда сильно забуферены. Картофелю же нужно рН от 4,7 до 5,6, озимой пшенице от 6,7 до 7,6, сахарной свекле от 7 до 7,5. Гумусовые почвы, содержащие мало кальция, имеют кислую реакцию, а с высоким содержанием кальция — щелочную.

Стойкость организмов в некоторых неблагоприятных условиях среды объясняется сочетанием у них внутриклеточного и наружного рН. Специальные исследования показывают, что:

- 1) живые клетки непроницаемы или мало проницаемы для свободных  $H^+$  и  $OH^-$ , но легко пропускают недиссоциированные молекулы многих кислот и оснований, в частности  $NH_3$ ,  $CO_2$ , сильные и слабые кислоты;
- 2) между значением рН в наружном растворе и внутри клетки не существует никакой зависимости, чем и обуславливается поглощающая способность организмов по отношению к элементам среды;
- 3) во всех случаях, когда биологический эффект раствора однозначно определяется величиной его рН, действие  $H^+$  и  $OH^-$  ионов затрагивает поверхностный слой клетки, им доступный.

Таким образом, благодаря изучению биохимии организмов становится понятным проникновение раковинных моллюсков в пресные воды материков (роговой слой на раковинах), широкий охват организмами сред биосферы вследствие особых свойств живого вещества по отношению к среде и к извлекаемым из нее веществам с их различной судьбой, различным назначением внутри организма. Весьма интересна и поучительна энергетическая сторона связи организмов со средой, которая здесь не рассматривается.

Окислительно-восстановительный потенциал как концентратор химических элементов в осадках водных бассейнов играет также очень важную роль. Окисление или восстановление «сдвигает природное окислительно-восстановительное равновесие той или иной системы веществ в ту или иную сторону» (Виноградов, 1950, стр. 29), влияя на степень подвижности соответствующих элементов.

Геологическое значение окислительно-восстановительного потенциала огромно. Прежде всего Eh определяет степень возможного сохранения в ископаемом состоянии захороненного в почвах и на дне водных бассейнов органического вещества.

Почвы пустынь обладают высокими окислительными свойствами, почвы болотные и торфяные наоборот; толщи осадочных пород с окислительными свойствами — препятствие для мигрирующих нефтей и тяжелых горючих газов, которые при окислении переходят в твердые битумы. Вместилищами для скоплений нефти и горючих газов могут быть лишь породы с восстановительными свойствами. Признаками их являются серый и зеленый цвет, присутствие закисных соединений, пирита, марказита, сидерита и т. д.

Щелочной резерв — сумма ионов солей слабых кислот раствора — водной — среды фации [главным образом это карбонаты, бикарбонаты и продукты их ионного распада —  $\text{RCO}_3$ ,  $\text{R}(\text{HCO}_3)_2$ ,  $\text{H}_2\text{CO}_3$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$ ] есть буфер, на который наталкиваются внешние факторы воздействия на физико-химическую обстановку данной среды. Как известно, химические реакции иногда происходят мгновенно, но в природных условиях вследствие крупных объемов взаимодействующих водных масс сложного состава, различий скоростей смешивания вод разного типа, степени подщелачивания среды, глубины дна, к тому же в зависимости от размеров частиц осадок садится с различной скоростью, и поэтому может быть отложен под зоной его выпадения из раствора или несколько отнесен течением. Между тем буферные свойства среды способны временно стабилизировать местный характер химико-биологических процессов, соответственно запасам буфера, как бы продлить жизнь фации, что в конечном счете приводит к увеличению количества химического элемента, концентрирующегося на дне фациальной зоны. Поэтому незримый деятель геологического прошлого — щелочной резерв исчезнувшего древнего морского бассейна оказывается одним из факторов, определявшим накопление крупных запасов осадочных железных, марганцевых, медных и прочих руд осадочных толщ. Его роль становится очевидной при обнаружении однородного сложения (снизу до верху) пластов каменного угля, бурого железняка, глины и пр.

Величина щелочного резерва практически измеряется количеством соляной кислоты, добавляемой до полного разложения упомянутых карбонатов и бикарбонатов. Богатые этими соединениями щелочные морские и некоторые озерные воды обладают наибольшей устойчивостью фаций во времени. Это вероятно, одна из причин относительной мощности однородных морских осадков в геологическом прошлом.

Роль буфера выполняет также и рассеянное растворенное органическое вещество. Вследствие этого многие химические осадки, а также и органические, как сапропель, торф и пр., влияя активно на среду своими буферными свойствами, обеспечивают ход наладившегося процесса, пока резкая смена внешней обстановки, израсходование щелочного резерва или разрушение органического буфера не прервут данный тип накопления осадка, с последующим его качественным изменением. Внешне этот перелом выражается, по-видимому, более или менее резкой сменой одной осадочной породы другой.

Торможение химических реакций представляет собой комплекс явлений, довольно хорошо изученный лабораторно, но почти не наблюдавшийся в природной обстановке.

Из химии известно явление торможения химических реакций, вызываемое действием определенных реагентов. Отчасти и в лабораториях эти явления остаются неразъясненными.

Не подлежит сомнению, что в природных обстановках одни явления затормаживают другие. Жизнедеятельность некоторых групп организмов, препятствует развитию здесь же других групп организмов. По-видимому, в особой конкретной фациальной обстановке наряду с проявлением факторов осадконакопления действуют факторы торможения, ограждающие этот вид осадконакопления от других компонентов и создающие временно узко направленный процесс. Лабораторными исследованиями установлено, что замедляющими являются некоторые вещества, выделяющиеся в ходе данного процесса. Эти замедлители представляют для нас большой интерес. Изучение их влияния, происхождения и состава не менее важно для решения вопросов геологии, чем изучение аналогичных вопросов в лабораторной и заводской практике (Бейли, 1940). Крайне важно выяснить факторы стабилизации состава многих таких природных веществ земной коры, как сапропель, озерный ил, нефть, угли, асфальты и пр.; в иных условиях для сохранения тех же веществ в неизменности необходимо создавать специальные среды с веществами консервирующего характера (гелий, уголекислота, азот) или консервировать их путем специальной упаковки.

Рассмотрим кратко некоторые конкретные химические факторы концентрации, характерные для тех же сред и тех же комплексов веществ, о которых говорилось выше.

Углекислота является основным компонентом огромного количества минеральных соединений, множества химических углеродных соединений и главным компонентом живого вещества биосферы. Имеются основания считать, что в атмосфере догеологического этапа развития Земли углекислота содержалась в огромных количествах. Следствием этого являлось и бурное развитие водорослевых ценозов в протерозое, сопровождавшееся массовым связыванием углекислоты в карбонатных осадках, а также в виде «немых» (микробиогенных) илов.

По результатам специальных экспериментальных работ Б. А. Келлера, К. А. Тимирязева и других исследователей развитие растений при прочих благоприятных условиях лимитируется содержанием в среде углекислоты. Можно полагать, что растения, обедняя биосферу свободной углекислотой и одновременно обогащая ее кислородом, определяли последовательное изменение состава атмосферы Земли в ходе геологического времени.

Углекислота как фактор концентрации контролирует развитие как наземной, так и водной флоры. В морской воде ее всегда предположительно в 7—8 раз больше, чем в воздухе, вследствие чего моря и океаны считаются вмести-

лищами ее крупных запасов и природными регуляторами. Есть основания считать, что прирост растительной биомассы за единицу времени на единицу площади прямо пропорционален содержанию углекислоты в биосфере: в атмосфере и водной среде водорослевой фации. Периоды усиления жизнедеятельности растений в ходе геологического развития Земли были нередко связаны с эпохами вулканизма, поставлявшего в биосферу новые и новые запасы ювенильной углекислоты. Следовательно, по эпохам угленакопления мы можем проверять и уточнять проявления древнего вулканизма.

В то же время углекислота является активным химическим реагентом — растворителем  $\text{CaCO}_3$ ; она преобразует последний в бикарбонат ( $\text{Ca} [\text{HCO}_3]_2$ ), служащий основным химическим материалом для развития организмов. Они используют этот бикарбонат или кальцийорганические соединения, восстанавливая нерастворимую в водной среде известь, которая отлагается внутри или вне организмов (раковина, кораллит и пр.).

Содержание углекислоты в водной среде способствует увеличению ее щелочного резерва путем растворения карбонатов и перевода их в бикарбонаты и, таким образом, увеличивает ее pH. При  $\text{pH} = 7$  воды становятся способными к извлечению  $\text{CO}_2$  из атмосферы в большем количестве, чем это свойственно кислым водам.

Кислород как фактор концентрации минеральных и органических веществ на дне бассейна проявляется различно. Он стимулирует развитие мира животных не только на поверхности Земли, но и в водной среде, увеличивая в ней содержание биомассы. Без притока кислорода в придонную зону озерного или морского бассейна невозможна активная деятельность аэробных организмов, в частности, железобактерий — окислителей закисных соединений железа или железоорганических соединений. В присутствии кислорода эти группы микроорганизмов формируют дерновые, болотные, озерные и морские железные руды (лимониты, бурые железняки). При этом кислород, обуславливая окисление органических и минеральных (закисных) масс в бассейнах, переходит в связанное состояние. Но и бедные кислородом зоны почвы, слои морских вод и озерных и морских донных осадков — анаэробная зона земной коры — не лишены жизни, основанной на усвоении и использовании кислорода. Анаэробные организмы, жители этих зон, отнимают кислород у кислородных соединений, восстанавливая их. Так сульфатредуцирующие бактерии за счет растворенных сульфатов способны создавать самостоятельно огромные по размерам фации, с образованием сероводородной обстановки (Черное море на глубине более 200 м, подземные воды Мацесты). Такие же бактерии могут разлагать с образованием сероводорода органические вещества донных озерных осадков (оз. Балхаш).

Роль кислорода в биосферах геологического прошлого в ходе времени менялась. На этапе догеологического развития Земли кислород был связан в простых и сложных минеральных химических углеродных соединениях. В газовом составе биосферы основными компонентами были азот и углекислота. Лишь появление фотосинтезирующих организмов на основе химической эволюции первичных углеродных соединений, приведшее к высвобождению кислорода воды в палеобиосферу, к усиленному поглощению углекислоты, внесло коренное изменение в состав газовой оболочки нашей планеты, отразившись немедленно и непосредственно на характере и ходе процессов «выветривания» коренных горных пород, на производстве за его счет терригенного мелкозема и пр. через фации почвообразования. По данным стратиграфии, возникновение жизни характеризовало конец архея, если признать массовое морское

карбонатоотложение микробиогенным, что, впрочем, подтверждается массовым развитием в докембрии водорослевых ценозов.

Неповторимый, необратимый ход эволюции атмосферы Земли в послепармской время выразался в постепенном накоплении кислорода, его влиянии на появление и развитие животного мира, а также, конечно, и на все геохимические процессы, в частности на характер геохимических фаций биосферы, на их размещение по отношению к областям размыва коренных пород, на конкретные процессы образования осадков. Минерально-органические осадки несомненно несут в своем диагенезированном составе следы менявшейся в ходе времени палеоатмосферы в виде, вероятно, газовых включений в минералах (горный хрусталь и др.), в форме соотношений между закисными и окисными соединениями и т. п.

Таким образом, складывается представление об основной роли биосферы в окислительных всегда экзотермических процессах живого вещества Земли при относительно ограниченном развитии в поздние геологические эпохи химического окисления элементов и веществ.

Подводное выветривание (гальмиролиз) как фактор концентрации представляет собой мало изученный процесс. Он состоит в разложении минеральных веществ в морской воде с появлением ряда новых (вадозовых и др.) минералов. Результатом таких процессов считают образование красной глубинной глины, скоплений глауконита, окисление сидеритовых железных руд в гидроокись железа, замещение карбонатных пород гидроокислами железа и марганца путем реакций обменного типа и т. п.

Подводное выветривание железистых и марганцовистых коренных пород дна моря, происходящее, следовательно, в условиях устойчивой щелочной среды, не способствует миграции этих элементов. В данных условиях они неподвижны, т. е. должны пребывать в осадке. Поэтому гальмиролиз по отношению к железу и марганцу должен быть признан одним из факторов их вторичной концентрации, следы деятельности которого в геологическом прошлом оказываются представленными то накоплением глауконита, то образованием оолитовых и плотных марганцево-железистых осадков, иногда железомарганцевых руд. Место формирования железомарганцевых конкреций в составе морских осадков, по М. В. Кленовой (1948, стр. 184), — зоны полярных и умеренных широт.

Роль этого фактора заслуживает детального изучения, в особенности на каменном материале стратиграфических разрезов осадочных толщ.

Сорбция как фактор концентрации элементов представляет исключительный интерес. Сорбционные явления в процессе формирования донных осадков водных бассейнов в настоящее время являются одной из наименее изученных областей. Лучше они выяснены в почвах, хотя и здесь многие вопросы еще остаются неразрешенными.

По А. П. Виноградову (1950), сорбционная способность почв, которые, по-видимому, по свойствам во многом близки к верхнему пограничному с водой слою донных осадков, увеличивается при повышении рН раствора и содержания в нем сорбируемого катиона. Установлено, что щелочноземельные металлы сорбируются сильнее, чем щелочные и вытесняют последние из соединений, при этом сорбируемость металлов пропорциональна весам катионов, вследствие чего, например, калий задерживается в почвах, а натрий удаляется из них. Нужно полагать, что те же закономерности имеют место и в водных бассейнах.

Концентрация сорбированных химических элементов в нормальных мор-

ских осадках всегда выше, чем в пресноводных, в которых большая часть элементов, особенно в кислых средах, находится в подвижном состоянии. Повышенное значение рН морской воды, обусловленное концентрацией солей, вызывает быстрое осаждение биологическим и химическим путем гидратов окисей многих элементов. Процессы сорбции в этих условиях проходят весьма интенсивно. Особенно ярко они проявляются при образовании вадозных (в области биосферы) минералов, формировании бокситов, железных руд, фосфатов и др.

Обменные реакции как фактор природной концентрации химических элементов имеют огромное геологическое значение. В их основе лежат, по-видимому, во-первых, близкие поляризационные свойства замещающих друг друга ионов и, во-вторых — близость размеров ионных радиусов. Это сложное (качественно, вероятно, многообразное) явление в природе приводит к концентрации за счет скоплений одного химического элемента еще одного или нескольких других элементов, иногда большего практического значения, с образованием соответствующих сложных минеральных видов сразу при осаждении или в фазу диагенеза осадка. Ряд элементов может концентрироваться в осадках при обменных реакциях, в процессах изоморфного соосаждения и замещения. При этом возникают закономерные ассоциации элементов и минералов.

Таким образом, сродство химических элементов, раскрытое во многом А. Е. Ферсманом (1934, 1939), мы должны считать одним из факторов концентрации.

Диагенез как фактор концентрации проявляется в перераспределении элементов в осадке фации при его литификации (окаменении). В мощной толще рыхлого донного осадка в условиях частичной или полной изоляции его от лежащих выше водных масс, чаще в анаэробной, восстановительной, обстановке, происходят многие сложные физико-химические и биохимические процессы. Они приводят к местным концентрациям тех или иных веществ в виде линз, конкреций, различной формы и размеров стяжений и пластов. Такого происхождения стяжения кремнезема, древнейшего полезного ископаемого, а также стяжения опала, фосфоритов, барита, целестина, сидерита, гипса, глинистого сферосидерита, углекислого кальция (известковые «угольные шары» с остатками флоры), глауконита. Иногда эти образования содержатся в промышленных концентрациях. Такие минеральные вещества, как фосфоритовые и глауконитовые конкреции, формируются в ранней фазе диагенеза, другие — позднее. Они образуются в результате химической концентрации вещества из рассеянного состояния в среде, часто с раздвижением вмещающей массы, иногда с признаками пульсации в развитии конкреций. Последнее, по-видимому, обуславливалось температурными колебаниями среды.

Органическое вещество как концентратор осадочных полезных ископаемых имеет большое, еще не вполне осознанное широкими кругами геологов значение. Оно может быть сложного и разнородного происхождения вследствие одновременно накапливавшихся остатков различных видов растений и животных, например в виде каменных и бурых углей, сапропелитов. Органическое вещество может формироваться за счет одного или немногих видов растительных форм. Иногда удается выделить эти исходные компоненты и изучать их.

Не останавливаясь на вопросах углеобразования, достаточно освещенных в литературе, рассмотрим значение, характер и свойства органического вещества осадочных пород, влияющие на концентрацию полезных ископаемых.

Это вещество в ископаемом состоянии изучено еще плохо. Даже почвенное органическое вещество исследовано пока недостаточно для решения многих конкретных вопросов. Но даже то, что известно, заслуживает внимания.

Органическое вещество, чаще в диагенетической обстановке, обуславливало выпадение из растворов железа в виде сидерита при повышении pH среды и разрушении бикарбонатных и органических соединений железа. Оно же, по-видимому, главным образом в виде битумов, может концентрировать медь, ванадий, уран и другие элементы. Изучение подобных органических веществ представило бы большой практический интерес для познания условий образования рудоносных осадков древних бассейнов.

Вещество битумов представляет собой продукт бактериальной переработки растительных жиров (липоидов) и других веществ растительного и животного происхождения.

По В. И. Вернадскому (1923, 1933, 1934, 1936), содержание ванадия в земной коре от 0,001—0,01%. В битумах этого элемента в десятки и сотни раз больше. В золах битумов содержание  $V_2O_5$  достигает 38,32%. Ванадий иногда в сопровождении родственных ему элементов свойствен некоторым типам битуминозных каменных углей. Практическое значение этого несомненно, поэтому изучение золы и органических компонентов углей должно считаться одной из важных задач геохимических исследований.

По Ю. А. Жемчужникову (1948<sub>1</sub>, стр. 77), ванадий установлен в кембросилурийском битуминозном веществе, открытом на юге Швеции. Он присутствует в золах многих каменных углей, антраксолитов, асфальтов, нефтей. Поэтому надо полагать, что концентрация ванадия в основном обусловлена углеводородной частью остаточного органического вещества вследствие способности ванадия при полимеризации, уплотнении его молекул, образовывать ванадийорганические соединения, которые известны по лабораторным исследованиям. Можно полагать, что этот элемент, как и ряд других, концентрируется органическими веществами определенного состава вместе с родственными ему близкими по свойствам медью и ураном путем адсорбции из водной среды.

По Д. Тиссену (1951), каменные угли всегда содержат примесь минеральных веществ, чаще в виде глин, пирита и др. Их разделяют на внешние и внутренние. Внешние — это примеси, внесенные в угольную массу механическим путем, внутренние — связанные с жизнедеятельностью растений. Сорбированные элементы этот исследователь не отмечает.

В золе углей присутствуют  $Al_2O_3$  — от 0 до 40%,  $SiO_2$  15—70%,  $Fe_2O_3$  0—60%,  $CaO$  0—55%. Сумма остальных примесей (окисей натрия, калия, пятиокси фосфора, окиси титана и др.) составляет около 5% от веса золы.

В золах каменных углей находятся многие химические элементы, важные и нужные для народного хозяйства, что заставляет считать некоторые из типов углей и зол рудами, сырьем для извлечения таких элементов. Наиболее изучены в золе углей, но к сожалению, очень мало используются следующие элементы: Ва, Ве, В, V (с медью и ураном), Bi, Ga (известен в углях), Ge (известен в углях до 0,7%), Au (до 0,5 г/т), In, I, Y, Co, La, Cu (в виде халькопирита), Mo, Ni, Sn, Pd (до 0,2 г/т), Pt (до 0,1 г/т), Rb, Ag (до 10 г/т) Pb (в углях Боровичей), Sc, Tl, Ce, Zn.

Известно, что сланцеперегонная промышленность Швеции (район горы Чиннеколы, юго-восточный берег оз. Венерн) получает 150 т ванадия, молибден и калий из 10 тыс. т сланца.

Германий и галлий часто обнаруживаются в золах углей совместно, при этом иногда в промышленно интересных содержаниях. Результаты много-

численных анализов золы каменных углей, полученные В. М. Ратынским (1946) в биогеохимической лаборатории им. В. И. Вернадского АН СССР, наглядно показывают приуроченность германия и галлия к витреновой части угольного вещества, прошедшей стадию коллоидов, к обогащенным витреном слоем угленосных отложений каменноугольных бассейнов (Донецкого, Южно-Уральского и др.). Происхождение этих слоев угленосных отложений можно связать со временем содержания в водном бассейне фаций угленакопления галлия и германия. Последние, таким образом, геохимически характеризуют такие бассейны (геохимические провинции, по В. И. Вернадскому). Изучая галлий и германий в горных породах и углях, мы можем, следовательно, судить о границах палеогеохимической провинции, а путем изучения содержания этих элементов в породах стратиграфического разреза — о геологическом времени существования «германий-галлиевого» бассейна (провинции).

Выявлено, что германий и галлий приурочиваются к малозольным углям; этим доказывається, что оба элемента накапливались не в растениях прижизненно, а в коллоидной фракции угольной массы путем адсорбции в весьма высокой концентрации по сравнению с их содержанием в водной среде фаций угленакопления.

Следует полагать, что и большая часть остальных упомянутых элементов зольного состава углей сконцентрирована теми или иными компонентами органической части древнего осадка в результате адсорбционного извлечения их из среды, а отчасти, быть может, и в результате реакций замещения с элементами, адсорбированными предварительно. Ценность многих из сорбируемых элементов побуждает нас стремиться раскрыть механизм их извлечения из растворов лабораторно-аналитическим и экспериментальным путем и проверить его многократно на полевом литолого-стратиграфическом материале. Идея геохимических провинций (бассейнов) и предлагаемый в настоящей работе метод специальных исследований, можно надеяться, помогут решать эти и аналогичные им геолого-экономические задачи.

А. Е. Ферсман еще в 1935 г. высказывал мысль, что первопричиной современного пространственного и частично хронологического развития земной коры являются обычно геохимические перегруппировки элементов, местные скопления их и пр. Выказанная им идея химико-географического подхода к явлениям, происходящим в биосфере (земной коре), есть несомненно глубоко прогрессивный, научно и практически перспективный взгляд, на основе которого возможна разработка многочисленных вопросов геологии, геотектоники, палеогеографии, палеовулканизма, размещения специфических фаций осадконакопления и пр. Таким образом, идеи В. И. Вернадского и А. Е. Ферсмана о биохимических, геохимических провинциях очень ценны.

С позиций химии процесс адсорбции химических элементов растительным органическим веществом можно считать как образование преимущественно металлоорганических соединений; определяющими факторами при этом являются химический состав сорбента и его энергетическая связь с сорбируемым элементом.

Известно, что клетчатка целлюлозы, стойкая прижизненно у растений, в постумных условиях быстро разлагается. В зависимости от обстановки захоронения и бактериального состава среды разложение может идти, видимо, тремя путями: метанового брожения, углеводородного брожения, маслянокислого брожения. Не подлежит сомнению, что огромное разнообразие микрожизни и исходного состава растительного вещества способствует развитию в биосфере весьма различных органических соединений, которые в конкретных

условиях водной среды фаций в качестве сорбентов производят работу большого геолого-экономического значения.

Многие органические соединения способны сохраняться в ископаемом состоянии в составе горных пород. Часто сохраняются выделяемые водорослями слизистые вещества, по новым данным не являющиеся пектинами. Сохраняются лигниты. Автору удалось выделить из водорослевых известняков кембрия Сибирской платформы растворимые органические вещества (белковые), на которых успешно развиваются колонии современного сапрофита гриба мукора. Можно полагать, что изучение роли отдельных органических соединений в процессах поглощения и связывания химических элементов представляет может

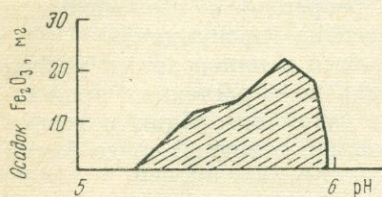


Рис. 9. Выпадение  $Fe_2O_3$  в присутствии фульвокислот из раствора концентрации 0,5 мг/мл

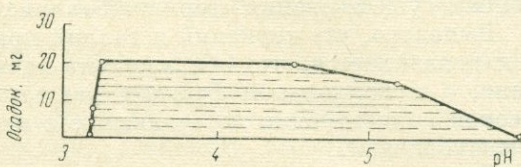


Рис. 10. Взаимодействие фульвокислот с золей алюминия концентрации 200 мг/л (по В. В. Пономаревой, 1949)

быть и трудную, но разрешимую научно и практически важную задачу. Для этого необходимы правильный систематический сбор полевого материала, его тщательный геологически осмысленный анализ на органические компоненты и минеральные соединения с применением экспериментальных работ в отношении некоторых избранных химических элементов.

Процесс аэробного или анаэробного разложения органического вещества в осадках приводит к выпадению ранее связанных с этим веществом элементов в виде соединений типа пирита, марказита, халькопирита, гипса, целестина и других минералов. Частично металлоорганические соединения могут, по видимому, сохраняться и в ископаемом состоянии.

Органическое вещество вод морей и океанов представлено белками, углеводами, жирами и другими углеродистыми соединениями, продуктами жизнедеятельности и автолиза организмов. Его содержание в пересчете на углерод колеблется от 3 до 58 мг/л (Зубов, 1938, стр. 41). При пересчете на соединения примерно считают, что в морских водах содержится 1,5 мг белковых веществ и 34 мг углеводов на 1 л воды. Таким образом, запасы этих веществ в бассейнах огромны. Их химическая активность высокая.

Рассмотрим некоторые конкретные вопросы влияния органических соединений на концентрацию полезных ископаемых в различных фациях. В отношении поведения металлоорганических соединений в природных водных средах мы пока располагаем лишь ограниченными данными. Так, полное осаждение железа из раствора в присутствии фульвокислот (Пономарева, 1949) происходит в довольно узкой зоне — от pH = 5,8 до pH = 5,9 (рис. 9). Алюминий с фульвокислотами не дает такой четкой кривой осаждения, возможно, вследствие его амфотерной природы (рис. 10).

Одним из важнейших для нас выводов В. В. Пономаревой по вопросу о роли фульвокислот в миграции и осаждении элементов было установление

Сравнение содержания редких элементов в золе углей и литосфере, %  
(Жемчужников, 1948<sub>1</sub>)

Элемент	Содержание в золе углей		Среднее содержание в литосфере	Концентрация
	максимальное	среднее		
Бериллий . . . . .	0,10	0,03	0,0002—0,001	500
Бор . . . . .	0,30	—	0,0003	1000
Галлий . . . . .	0,04	0,01	0,001—0,0015	40
Германий . . . . .	1,10	0,05	0,0004—0,0007	2750
Кобальт . . . . .	0,15	0,03	0,001	150
Мышьяк . . . . .	0,80	—	0,001—0,0005	800
Молибден . . . . .	0,05	0,02	0,0015	33
Никель . . . . .	0,80	—	0,01	80
Олово . . . . .	0,05	0,02	0,005	10
Скандий . . . . .	0,04	0,006	0,0003—0,0006	100
Свинец . . . . .	0,10	—	0,0016	62
Цинк . . . . .	1,00	—	0,02	50

связей фульвокислот с легко вымываемыми щелочными элементами, а при  $pH < 10$  — со щелочноземельными. Наличие и свойства фульвокислот объясняют подвижность окиси железа в условиях подзолообразования.

Как уже говорилось, органическое вещество является концентратором ванадия в природной обстановке. При высоких показателях окислительно-восстановительного потенциала (+0,4 В) малоподвижный ион  $V^{3+}$  переходит в  $V^{4+}$  и затем в  $V^{5+}$  — легкоподвижный ион, который образует вторичные концентрации в виде ванадатов меди и кальция в донных осадках, богатых органическим веществом. Ванадий вместе с медью, кальцием, а иногда и с ураном присутствует в осадочных горных породах: в твердых битумах, в битуминозных углях, в нефти и реже в торфе (гумусе).

Следовательно, природной средой концентрации ванадия в осадке при его наличии в среде фации является фация сапропелеобразования (придонная зона). По геохимической связи ванадия с медью можно полагать, что водородный показатель таких сред скорее всего близок к 5,3—5,4.

Известно также, что гумусовые вещества способны сорбировать медь (Виноградов, 1950, стр. 199), но характер этой связи недостаточно ясен. В частности, некоторые фации торфяников по окраинам болот характеризуются местами повышением меденосности. Реакция среды при этом должна быть кислая.

Цинк, как и медь, образует с органическими веществами соединения, особенно с группой гумусовых, способных сорбировать этот элемент из раствора. Органическое вещество почв может сорбировать мышьяк, селен, медь, цинк и другие элементы, образуя при этом прочные соединения.

Концентрирующая способность древнего органического вещества, например при углеобразовании, временами была очень большой (табл. 12). Некоторая часть скоплений элементов, по-видимому, является продуктом прижизненной концентрации организмов (см. далее).

И с к о п а е м а я д р е в е с и н а, растительное органическое вещество, как концентратор редких и рассеянных элементов, представляет иногда

большой практический интерес. В некоторых, не вполне выясненных условиях переноса и захоронения стволов деревьев и их обломков древесины в терригенных отложениях оказывается способной в большой степени концентрировать медь, ванадий, уран, хром и другие элементы (чаще комплексно).

В процессе осаждения из водной среды названных элементов ископаемая древесина является субстратом для образования их металлоорганических соединений. По-видимому, еще в условиях переноса в проточных водах продукты разложения древесины обогащаются некоторыми химическими элементами, частью находящимися между собой в химически родственных парагенетических соотношениях. В условиях захоронения минерализация древесины продолжается, завершаясь уже в стадии диагенеза осадка. Менее вероятно, что древесина обогащается элементами лишь в фации накопления плавника, т. е. на месте его захоронения, хотя геохимический процесс минерализации древесины здесь отрицать нельзя.

Такого типа концентрация редких и рассеянных элементов в природе, по-видимому, достаточно частое явление, но, к сожалению, нам пока мало известно вследствие недостатка химических анализов ископаемых остатков древесины. Между тем при полевых исследованиях ископаемая древесина, обугленная или в разной степени минерализованная, встречается во всех геологических системах, начиная с девона.

В качестве примера можно привести район р. Сан-Магуэль в Северной Америке (Бэтман, 1949, стр. 187), где добываются ископаемые стволы деревьев, обогащенные карнотитом и роскоэлитом, соединениями окислов урана и ванадия, медью и хромом. Некоторые американские специалисты полагают, что полезная минерализация сформировалась при замещении карбоната кальция, первоначально заместившего древесину.

Как известно, карнотит —  $K_2U_2(VO_4)_2O_4 \cdot 3H_2O$ , содержащий  $K_2O$  10,44%,  $UO_3$  63,41%,  $V_2O_5$  20,16%,  $H_2O$  5,99%, является минералом зоны выветривания осадочных пород, чаще песчаников, обогащенных растительными остатками. В виде примесей в нем присутствуют  $Na_2O$ ,  $MgO$ ,  $CaO$ ,  $CuO$ ,  $PbO$  и др. Впервые этот минерал был найден в ванадиеносных песках юрского возраста (штаты Юта и Колорадо, США), а затем и в известковистых песчаниках нижнего палеозоя Катанги (Заир, Африка), а позднее — в районе Радийум-Хилл в Австралии.

Роскоэлит — явно диагенетический минерал —  $KV_2(AlSi_3O_{10}) \cdot (OH)_2$ . По представлениям американских геологов, древесина первично пропитывалась углекислым кальцием (первая фаза концентрации). Затем кальцит замещался минералами редких и рассеянных элементов (вторая фаза концентрации). Противоречит этому то, что минерализация совместно находимых ископаемых стволов деревьев иногда выражена различно. По-видимому, она происходила в процессе переноса древесины континентальными водами, вследствие адсорбирующих свойств органического вещества и продолжалась на месте накопления плавника.

Фация плавника в настоящее время широко развита в низовьях великих и малых северных рек нашей страны, по берегам морей и на островах Советской Арктики, где холодный климат, замедляя бактериальное разложение древесины, способствует длительно проходящим этапам минерализации. Относительной сохранности древесины и ее минерализации, по-видимому, благоприятствует и захоронение ее в континентальных толщах в условиях сухого климата.

Исследование концентрации древесиной различных элементов необходимо

продолжить с постановкой проверочных экспериментальных лабораторных работ.

Нами рассмотрены далеко не все возможные химические факторы концентрации различных элементов в осадках. Но уже сказанное дает возможность утверждать, что в природной обстановке в фациях водных бассейнов различного типа проявляется деятельность многообразных факторов, производящих огромную геологическую работу по концентрации химических элементов и их соединений.

Химические факторы концентрации заслуживают специального изучения. Знание их природы и свойств в фациальных обстановках, умение рассмотреть признаки их деятельности по веществу осадочных горных пород должно существенно помочь нам при открытии залежей полезных ископаемых и прогнозе запасов. Для этого требуется в первую очередь привлечь к решению таких задач геохимические и биогеохимические знания о поведении химических элементов в конкретных условиях их нахождения в водной среде и горной породе, в составе изучаемого в поле разреза осадочных отложений.

### БИОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ КОНЦЕНТРАЦИИ

Биолитам, минеральным образованиям, обязанным своим происхождением проявлению жизни на Земле, уделял особое внимание Я. В. Самойлов (1929). Как уже отмечалось, проявления жизни в истории геологического развития Земли были признаны В. И. Вернадским имеющими планетарное значение.

В противоположность высказываниям некоторых наших литологов (Н. М. Страхов, Л. В. Пустовалов), недооценивающих роль жизни на земле в геологических процессах, у автора сложилось представление об огромном значении живого вещества биосферы, в особенности бактериального и растительного. Результаты успешных исследований таких микробиологов, как Г. Надсон (1903 г.), В. С. Буткевич, Н. Г. Холодный, Б. Л. Исаченко (1914, 1951 гг.) и др., а также почвоведов В. В. Докучаева, Р. В. Вильямса, К. Глинки, Б. Б. Полынова, Д. Н. Прянишникова, свидетельствуют о деятельности микроорганизмов в почвах и донных илах водных бассейнов как о ведущем факторе почвообразования, формирования скоплений минеральных и органических веществ.

Работы В. О. Таусона (1947, 1948) и других исследователей по вопросу о переработке бактериями органических веществ растительного и животного происхождения, позволяют рассматривать деятельность бактерий как основной фактор преобразования исходной органической массы в торф, лигниты, бурые и каменные угли, нефть, кислоты, газы и т. п. В связи с этим процесс почвообразования на Земле, возникший на границе архея и протерозоя, нельзя не связывать с появлением и развитием микроорганизмов. Зарождение в это время жизни на Земле с массовым охватом бактериальными и микроводорослевыми биоценозами водных бассейнов, а затем постепенно и поверхности суши было событием, определившим ход и характер многих геологических процессов, прежде всего и больше всего процессов формирования мелкозема (почвы?) и осадочных горных пород. Биологические, биохимические процессы во многом ускорили и усилили деятельность физико-химических агентов выветривания, но главное внесли избирательность в них, обуславливающую различную судьбу химических элементов в биосфере.

Почвообразование и почвенная эрозия (смыв и раздувание почв ветрами) определяют ход и размах процесса осадконакопления при участии водных

потоков на суше и морских течений в водных бассейнах. Организмы в этом процессе являются факторами рассеяния и концентрации минеральных соединений и химических элементов, а также накопителями и преобразователями огромных, планетарного значения, масс погребенного органического материала. Наибольшую роль играют бактерии, затем зеленые автотрофы — растения, меньшее значение имеют животные организмы.

Организмы, остатки которых встречаются в осадочных горных породах, являются показателями свойства среды, поскольку согласно мичуринскому биологическому закону «организм и среда составляют единство». Это дает много ценных указаний в отношении фаций древних бассейнов и их осадков.

Организмы, приспособляясь к среде, способны концентрировать в своем теле некоторые элементы, которые, будучи выделенными наружу, растворились бы довольно быстро. В частности, речные двусторчатые (унии) могут существовать в реках лишь благодаря защитному роговому слою, покрывающему раковину, без которого кислые речные воды растворили бы раковину. Попав в осадок эти раковины быстро корродируются и затем действительно растворяются нацело. Этим можно объяснить редкость находок пресноводных моллюсков в древних, в частности угленосных толщах и сохранность по существу только отпечатков рогового слоя вместо отпечатков или остатков их раковин. В то же время процесс выделения твердого углекислого кальция моллюсками в таких средах происходит успешно, поскольку химическая обстановка для этого возникает внутри организма, причем она, несомненно, соответствует нормальным условиям химического отложения в осадок карбоната кальция.

Организмы, являясь указателями характера среды, помогают изучению фаций иногда и косвенно. Так, например, современное накопление гидроокислов марганца в донных осадках Белого моря (описано М. М. Ермолаевым и другими исследователями), обусловленное деятельностью особых бактерий общей группы с железобактериями, не препятствует существованию особого моллюска из рода *Portlandia*. По-видимому, для развития упомянутых бактерий благоприятны те же физико-химические условия, что и для этого моллюска. Для *Portlandia* же благоприятны воды мелкого моря с несколько пониженной соленостью и отрицательные температуры (от 0 до  $-1,7^{\circ}\text{C}$ ) (Филатова, 1951). Взрослые экземпляры раковин *Portlandia arctica* покрыты черным налетом марганцевых и железных соединений. По этому признаку можем наметить область активного бактериального накопления в осадке гидроокислов марганца. Таким образом, условия накопления марганца: глубины до 100 м, температуры от 0 до  $-1,7^{\circ}\text{C}$  при несколько пониженной по сравнению с открытым морем солености (в пределах  $26-34^{\circ}/_{\text{оо}}$ ).

Бактерии как концентраторы минеральных веществ представляли в почвах и в пресноводных и морских бассейнах самый ранний и основной вид живого вещества, характеризующегося как автотрофными, так и миксотрофными формами. Деятельность их весьма многообразна.

Автотрофные микроорганизмы, т. е. не нуждающиеся для своей жизнедеятельности в готовом органическом веществе, и позднее возникшие группы миксотрофов, живущих одновременным использованием и минеральных и органических соединений, создали на дне бассейнов геологического прошлого условия для образования огромных концентраций осадочных руд: железа, марганца, меди (?), никеля, кобальта, цинка и ряда других металлов и соединений. Бактериальное живое вещество, извлекая из водной среды нужные ему элементы и соединения и используя энергию их превращения в другие вещества, производит большую геологическую работу.

Трудами микробиологов доказана ведущая роль железобактерий в концентрации гидроокислов железа на дне пресноводных и морских бассейнов. Кроме железа местами в осадке одновременно концентрируются и другие элементы. Так, железо-марганцевые конкреции со дна Баренцева моря содержат меди  $6,1 \cdot 10^{-4}\%$ , никеля  $3,2 \cdot 10^{-3}\%$ , кобальта  $2,4 \cdot 10^{-4}\%$ . Бактерии, отлагающие железо и марганец, являются родственными.

Зарубежными учеными Дрю, Цобеллом и др. доказано бактериальное происхождение морских, русскими учеными Г. Надсоном и Б. Л. Исаченко — озерных известковых илов (Балхаш, Севан). Не подлежит сомнению, что в геологическом прошлом Земли в периоды, когда фациальные условия были устойчивыми, этим путем были переработаны огромные массы веществ, частью превращенных в полезные ископаемые.

Исследователи выделяют довольно большую группу химических элементов, так называемых биофильных, извлекаемых организмами из среды их обитания. Но извлечение в осадок биофилов изучено в основном лишь как свойство бактерий, биохимическая активность которых является лучшим диагностическим признаком. Жизнь и активность бактерий большей частью проявляются в узких пределах физико-химического состояния среды, вследствие чего они могут служить точными показателями среды, что мы еще мало используем. Подчиняясь закону «единства среды и организма», они развиваются в фациях, создающих условия для того процесса, который является их жизненной функцией. Таким образом, группы бактерий в природе размещаются также по фациям с определенными величинами pH и другими показателями состояния среды.

В море бактерии находятся в состоянии взвеси; они обильно насыщают верхние слои воды, будучи часто прикреплены к планктонным организмам. Особенно они многочисленны в придонном слое воды и в верхней зоне донного осадка. В составе морских илов и песков количество бактерий на 1 г осадка с глубиной относительно быстро падает. Прибрежные воды гораздо богаче бактериями, чем воды открытого моря. Установлено, что фитопланктон всегда сопровождается развитием специфических групп планктонных бактерий.

М. В. Кленова (1948) справедливо считает, что из всех морских биоценозов «максимальное влияние на процесс осадкообразования на дне моря имеет бактериальное население». По ее убеждению «бактерии оказывают активное влияние на химический состав осадка и на все химические процессы, происходящие на морском дне и в придонной зоне. В силу вертикальной циркуляции влияние донной пленки сказывается и во всей толще воды» (стр. 138). Недоучет влияния бактерий может повлечь за собой крупнейшие ошибки в трактовке генезиса ряда бассейновых отложений.

Деятельность современных морских бактерий, проверенная в лабораторной обстановке на культурах, обуславливает (Харвей, 1948):

- 1) образование конкреций, состоящих из окисей железа и марганца;
- 2) концентрацию фосфора в виде фосфатов кальция (постумно);
- 3) высвобождение азота в форме аммиака (постумно);
- 4) усвоение газообразного азота, аммиака и мочевины, нитратов, нитритов и фосфатов в процессе развития бактериального живого вещества;
- 5) восстановление нитратов до нитритов, нитритов до газообразного азота, сульфатов до сульфидов;
- 6) окисление аммиака до нитритов, нитритов до нитратов, сульфидов до сульфатов;

7) разложение хитина, целлюлозы, углеводов соединений, лигнита, мочевины.

Из этого многообразия деятельности морских бактерий далее мы отметим наиболее для нас интересные, имеющие практическое значение.

**Железобактерии** из группы автотрофных микроорганизмов (*Spirophyllum ferrugineum*, *Callionella ferrugineum*) способны осаждать железо из раствора его бикарбонатов, переводимых в гидраты закиси и в гидраты окиси при отсутствии органического вещества, но в присутствии углекислоты и кислорода. Таким образом, в осаждении железа участвуют три фактора: бактерии, углекислота и кислород. Бактерии миксотрофы, как, например *Leptothrix ochracea*, *Gladiothrix dichotoma* и др., осаждают гидроокись железа из железоорганических и минеральных растворенных соединений железа в присутствии органического вещества. В этом случае действуют, по-видимому, также три фактора концентрации: бактерии, растворенное органическое вещество и кислород. Бактерии гетеротрофы способны проявлять жизнедеятельность в присутствии в растворе железоорганических соединений и используют только органическую их часть. По-видимому, с деятельностью этой группы бактерий может быть связано отложение железных оолитовых руд в виде водной закиси железа (шамозиты) и сидеритов.

В решении вопроса об арене развития бактериального железнакопления в связи с почти постоянным присутствием железа в природных водах определяющим фактором является степень аэрации воды при соответствующих условиях глубинности, конфигурации дна и температурах сред.

Поскольку жизнедеятельность бактерий ведет к накоплению в водной среде органического вещества (гидролиз бактериального вещества, автолиз его клеток), то буферные свойства последнего в геологическом прошлом часто благоприятствовали относительной устойчивости фаций, способствовавших образованию местами огромных скоплений гидроокиси железа, часто с примесью органического вещества (до 5—10%) и других элементов, осаждавшихся биохимическим путем или посредством реакций замещения.

К осадкам, образованным с участием бактерий, мы должны относить кроме современных накоплений озерных руд Карелии, морских накоплений Белого, Карского, Баренцова и других морей также и древние руды: докембрийские джеспилитовые Кривого Рога, магнетизированные битуминозные Кирунавары (Швеция), кембрийские бобовые гематитовые Нижне-Ангарского района. Сюда же, конечно, относятся аятские руды Казахстана, керченские железные руды и т. п. Как известно, общие запасы таких осадочных руд железа намного превосходят запасы железных руд, связанных с изверженными породами\*.

Можно с достаточной уверенностью полагать, что миграция и переотложение в концентрированном или рассеянном виде железа, извлеченного почвенными или иными процессами из коренных горных пород при их выветривании, подчинены деятельности железобактерий. Об этом свидетельствуют характерные микроструктуры почти всех бурых железняков и лимонитов, пород «железной шляпы», железной примеси в бокситах, фосфоритах, глинах, песчаниках, в которых железо присутствует в рассеянном виде.

Способность железа переходить из закисных соединений в окисные и обратно, способность растворяться в сильно кислых водах и образовывать ком-

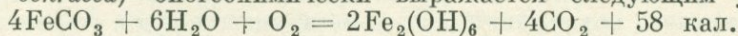
---

\* Руды докембрия Кривого Рога и Кирунавары имеют скорее эффузивно-осадочное происхождение. — Прим. ред.

плекс с органическим веществом определяют его большую подвижность в биосфере, в ее водах и рыхлых осадках. В анаэробных условиях железо и марганец легко переходят в растворимые закисные углекислые соединения, которые, попадая в кислородную зону, вновь окисляются с выделением свободной энергии, используемой некоторыми бактериями для усвоения углекислоты. В железоорганических соединениях железо удерживается в растворе довольно стойко даже при щелочной реакции (Кузнецов, 1952, стр. 250).

Сезонная, годовая и вековая динамика железа на континентах развивается двумя главными путями: 1) восстановления окисленной формы с образованием переходящего в раствор бикарбоната железа; в последующем из такого раствора может осадиться сернистое железо; 2) выпадения из раствора в виде гидрата окиси с частичным переходом в состав иловых отложений. Первый процесс происходит в результате жизнедеятельности железобактерий, а также в результате косвенного влияния микроорганизмов, когда железо выпадает из водной среды химически вследствие изменения ее химизма организмами.

По С. И. Кузнецову, известны три группы бактерий, использующих энергию окисления закисного железа в окисное. Деятельность первой группы (*Leptothrix ochracea*) биогеохимически выражается следующим уравнением:



Источником энергии для жизненных процессов этих бактерий служит окисление закисного железа до окисного, что впервые было доказано еще С. Н. Виноградским. Наблюдаемое в природе бурное и не бурное, но заметное осаждение гидрата окиси железа всегда связано с деятельностью этой группы бактерий, развивающихся только в условиях возможности окисления неорганических соединений железа.

Вторая группа бактерий — железистые гетеротрофные, имеющие слизистую оболочку, способную адсорбировать из раствора окисные и закисные соединения железа, которые окисляясь, переходят в гидрат окиси железа. Сюда относятся нитчатые формы (*Cladotrix*) из описанных Молишем и В. О. Калининко. Отложение железа осуществляется десмидиевыми и частью синезелеными водорослями (Кузнецов, 1952, стр. 259), причем некоторые формы способны выползть из создавшегося железистого влагалища, после чего слизистая оболочка водоросли снова может извлекать из среды закись железа.

Третью группу составляют железобактерии, которые усваивают органическое вещество железоорганических соединений, гумусовых соединений железа. Эти бактерии, используя органическую частицу молекулы железоорганического соединения, осаждают железо на своей поверхности.

Кроме выделенных С. И. Кузнецовым трех групп имеется четвертая группа осаждающих железо организмов. Ее составляют водоросли и формы высшей водной растительности, которые интенсивным использованием углекислоты бикарбонатных соединений железа и кальция создают подщелачивание среды, чем и обуславливают выпадение из раствора гидроокисей железа и марганца.

Древнейшие и древние среды биосферы местами служили ареной массового отложения железа в осадках, что происходило преимущественно с участием бактерий той или иной из упомянутых групп. Специфика состава рудных веществ различного геологического возраста, еще недостаточно выявленная геохимическими исследованиями, тем не менее указывает на первично неодинаковый состав руд в отношении сопутствующих элементов. Часть последних могла примешиваться к окислам железа при процессах сорбции и замещения, а часть обуславливалась различными биологическими факторами осаждения.

Специальными исследованиями рудного вещества различных сред осаждения и различного геологического возраста, вероятно, можно выявить признаки биохимической эволюции бактериального вещества.

Учет роли природных концентраторов в образовании железных руд особенно важен, если принять во внимание, что количество рассеянного железа в осадочных толщах земной коры в десятки тысяч раз превосходит количество железа в его осадочных промышленных месторождениях (Бэтман, 1949, стр.175).

Существование железобактерий связано с кислыми, континентальными водами. Наиболее отчетливо выраженные значения рН, определяющие железонакопление в осадке, 2,3—2,5 (почвенные и дерновые руды, осаждение  $Fe^{3+}$ ), чаще же рН около 5,5 (осаждение  $Fe^{2+}$ ). Вопрос нуждается в доисследовании.

Марганцевые бактерии как концентраторы гидроокислов марганца сформировали все\* известные осадочные месторождения этого ценного для металлургии стали металла. Накопителями марганца в современных водоемах микробиологи считают *Crenothrix polyspora*, *Leptothrix ochracea*, *Crenothrix* sp. и др. Некоторые исследователи полагают, что в различных условиях одни и те же формы бактерий этой группы способны осаждать и марганец и железо. Отсюда можно заключить, что решающую роль в процессе играет физико-химическая характеристика среды, ее рН. Наблюдаемые случаи совместного нахождения железо-марганцевых руд в осадочных толщах, по-видимому, обусловлены изменявшейся величиной рН среды, в частности при сезонных колебаниях температуры.

Преимущественное отложение из водной среды гидратов марганца бактериями осуществляется в условиях мелкого моря, шельфа, в районе подтока континентальных вод. Иногда оно сопровождается примесью нерудного материала.

Процесс перевода закисных растворенных соединений марганца в окисные, выпадающие в осадок, также связан с выделением больших количеств свободной (тепловой) энергии, используемой бактериями для осуществления ими синтеза органических веществ. Поскольку двухвалентный марганец осаждается из растворов с высоким рН (8,5—8,8), пластовые марганцевые руды локализуются в окружении типичных морских осадков, часто известняков, как на Усинском месторождении кембрийского возраста в Кузнецком Алатау. В аналогичных условиях образовались Никопольское (Украина) и Чиатурское (Кавказ) месторождения марганцевых руд, имеющие третичный возраст. В условиях зоны окисления двухвалентный марганец переходит в трех- и четырехвалентный.

Так называемые скрытокристаллические, колломорфные осадочные руды марганца часто сохраняют следы бактериальной структуры, различаемой в особо тонких шлифах под биологическим микроскопом, при увеличениях более 1500, как это многократно наблюдалось автором. Изучение дендритов на поверхностях горных пород в трещинах выявило бактериальную природу этих образований, поскольку они оказываются всегда сложными микроструктурами гидроокиси марганца, имеющими бактериальную форму и размеры.

Таким образом, марганцевые руды приурочиваются к участкам палеобассейна с достаточно определенными ископаемыми фациями.

Бактерии как концентраторы меди изучены очень слабо. Между тем обычно наблюдаемая связь фации медистых песчаников с растительными остатками не может получить иного объяснения, кроме при-

\* Очень спорное положение. — Прим. ред.

знания ее областью интенсивной жизнедеятельности многих групп бактерий (в отсутствие микрофауны) в кислой обстановке за счет местного и приносимого (плавник) органического вещества.

Медь — элемент биофильный. Она входит в состав множества животных и растительных организмов: без нее животные и растения гибнут (эндемия меди). Медь входит в состав крови голотурий (гемоциацин), присутствует в теле высших животных в виде гематокуприна, порфиринов и пр. Ее повышенные скопления в почвах связаны, по-видимому, с гумусом. Некоторые торфяники по окраинам характеризуются повышенным содержанием меди. Это можно объяснить резко осадительной способностью их окраинных сред, препятствующей продвижению медистых растворов к центру торфяных болот, или выделением меди из торфяных вод при смешивании их с более щелочными водами окраинной зоны торфяников.

Микроскопическое изучение автором образцов малахита ( $\text{CuO}$  71,9%,  $\text{CO}_2$  19,9%,  $\text{H}_2\text{O}$  8,2%, примеси  $\text{CaO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и пр.) показало истинное строение элементарных его наслоений в виде тонковолокнистых образований, ориентированных нормально к наслоению, с толщиной нитей менее микрона, т. е. близкой к размерам бактерий. Эти нити, имеющие собственно малахитовую окраску, сцементированы светлой желтовато-зеленой коллоидной массой, составляющей второй компонент минерала. В естественном ряду фаций положение меденаслоения в осадках бассейна определяется величиной pH, большей 5,3, при которой медь способна выпадать из раствора в виде гидроокиси или основных солей. Из осадка образуются землистые массы азурита, а позднее этот осадок преобразуется в малахит с отмеченной бактериеподобной микроскопической структурой. Последующими процессами (диагенез в присутствии  $\text{H}_2\text{S}$ ) медь в осадочных породах нередко преобразуется в сульфиды (халькопирит). Известно также, что малахит часто дает псевдоморфозы по азуриту, куприту и самородной меди.

Фация современного меденаслоения в донных осадках водного бассейна была установлена автором в 1948 г. в северо-западной части оз. Балхаш в Казахстане. Полученные материалы изучались в Академии наук Казахской ССР. Был выявлен биологический характер процесса.

А. М. Бэтман (1949) приписывает формирование осадочных месторождений меди участию бактерий. Ряд наших литологов считают этот процесс химическим, иногда неверно представляя его обусловленным гидротермальными процессами. М. С. Швецов (1948) совсем не рассматривает медистых осадочных пород, хотя ископаемые фации регионального накопления меди известны во всех геологических системах, начиная с кембрия. А. Г. Бетехтин (1950) считает, что выпадение карбоната меди идет по схеме  $2\text{CuSO}_4 + 2\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2 + \text{H}_2\text{O} = \text{CuCO}_3 \cdot \text{Cu}(\text{OH})_2 + 2\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O} + 3\text{CO}_2$ . Выпадение меди в виде углекислой соли иногда считается обусловленным влиянием углекислоты воздуха или возникающей в результате распада донных накоплений органических веществ.

Медь в виде малахита или сульфидов присутствует в верхнекембрийских красноцветных песчаниках верховьев Лены, где ей сопутствует свинец; она установлена в песчаниках силура, девона, карбона и особенно перми в Казахстане (Джезказган и другие районы), в пермских отложениях Западного Приуралья, где медные руды часто тесно связаны с растительными остатками (в основном они представлены сульфидами).

Меденосность осадка, выраженная присутствием ярких по виду минералов, практически выявляется легко. Поэтому и находки таких пород

относительно часты. Меденосная фация может служить маркирующим горизонтом, помимо практического интереса, который она может представлять сама по себе. Следует полагать, что меденосные грунтовые и поверхностные континентальные кислые воды могут существовать в присутствии органических илов (торфонакопления, грязеобразования и пр.). В определенных условиях из них осаждается гидрат окиси меди. Боковая и трансгрессивно-регрессивная миграция грязевой и меденосной фаций (с промежуточными геохимическими фациями) в условиях пологого дна бассейна приводила к обогащению медью обширной площади дна, где медные руды совместно с остатками влекомого кислыми водами растительного материала (обломки древесины и пр.) отлагались то в составе песчано-глинистых осадков, то песчаных обычно относительно маломощными рудоносными пластами.

Связь между накоплением меди в осадках лагун и морей области шельфа и органическим материалом отчетливо прослеживается в пермских медистых песчаниках Западного Приуралья, в медистых сланцах Мансфельда (ГДР). Органическое вещество там местами представлено битумами. Поэтому можно полагать, что концентрация битуминозных веществ при бактериальном преобразовании животных и растительных остатков является также фактором меденакопления, возможно в связи с образованием медноорганических соединений и их распадом.

Роль битумов в осаждении меди способствует обособлению фации меденакопления от фации грязенакопления, ведущей к образованию, по-видимому, углистых сланцев. По типу органических веществ и биогеохимических процессов фация меденакопления оказывается близкой к фации сапропелевой. С другой стороны, она почти всегда тесно связана с красноцветными толщами, окрашенными гидроокисью железа, содержащейся в кислых водах континента. Процесс меденакопления указывает отчасти и на климатические особенности соответствующей области древней суши. Если судить по условиям существования бактерий, участвующих в возникновении меденосных пород, то оптимальная жесткость среды их образования определяется 20—25° Б.

Многие геологи, к сожалению, до сих пор считают, что образование сульфидов меди в осадочных толщах есть процесс, который может быть связан только с магматической деятельностью, с гидротермальными условиями формирования, иногда опираясь при этом на жильные проявления сульфидного оруденения в меденосных толщах. Между тем специальное рассмотрение вопроса В. М. Поповым показало, что происхождение жильных сульфидов тесно связано с самой осадочной толщей и обусловлено ее тектоническими нарушениями. Медь в этих жилах выделяется из слоев меденосной толщи.

Структурно медистые песчаники обычно приурочиваются к областям предгорных впадин, относительно глубоким внутриконтинентальным впадинам и к впадинам морей в области шельфа. Размеры областей меденакопления в геологическом прошлом были огромными — до нескольких сотен километров (Казахстан, юг Сибирской платформы, Южная Африка и т. п.), с большой выдержанностью залегания меденосных слоев.

Геохимическое исследование меденосности почв (Виноградов, 1950, стр.194) свидетельствует о сорбирующих свойствах торфа, роли гумуса в этом процессе, удаляющем медь из круговорота веществ в данной зоне, что указывает на барьерный для меди характер границы распространения торфяно-грязевых осадков. Происхождение такой меди нам представляется связанным с выщелачиванием кислыми торфяными водами меди из-под торфяной зоны, с отложением ее на периферии фации торфонакопления, где приток континентальных

вод другого происхождения вызывает изменение условий среды. В этих же условиях может высаживаться гидроокись железа из растворов его органических соединений.

Преобладающее количество мигрирующей в биосфере меди, за исключением части ее, сорбированной почвами ( $2,1 \cdot 10^{-3}$  —  $8 \cdot 10^{-4}$ % на сухой вес), перемещаясь с продуктами эрозии почв в кислых водах торфяноболотного и аналогичного происхождения, могло отлагаться в бассейнах лагунного типа, в эстуариях при подщелачивании среды. Перемещение меди, возможно, происходило в виде легкорастворимых комплексных соединений ее с органическими кислотами (щавелевой, лимонной и др.). Вместе с медью в осадок переходили близкие по условиям выпадения из раствора ванадий, уран и другие элементы.

Бактерии как концентраторы никеля и кобальта, как полагают некоторые исследователи (Бэтман, 1949, стр. 200), активно проявляют свою деятельность в условиях орштейновой марганцевой зоны подзолистых почв, а также в условиях латеритообразования. Таким образом, деятельность этих концентраторов пока неясного биогеохимического характера связана с сушей, с сухим и жарким климатом.

Известно, что близейтральная или слабощелочная водная среда благоприятна для осаждения гидроокисей никеля и кобальта. Эта зона должна располагаться в бассейнах (дельты, лагуны, эпиконтинентальные моря) вслед за зоной железнакопления (при  $pH = 5,5$ ). Детально процесс осаждения никеля и кобальта пока не изучен. Поэтому очень важно с участием литологов и микробиологов раскрыть истинный характер условий отложений названных металлов, чтобы уметь выделять такого же происхождения осадки в составе древних осадочных толщ.

Из минеральных образований зоны окисления, содержащих никель, известен аннабергит, «никелевые цветы» —  $(Ni_3[AsO_4]_2 \cdot 8H_2O)$  — продукт окисления арсенидов никеля (никелина и др.). В сходных условиях образуется эритрин, «кобальтовые цветы» —  $(Co_3[AsO_4]_2 \cdot 8H_2O)$ , за счет арсенидов кобальта. Оба вадозовых минерала часто встречаются совместно, указывая тем самым на парагенетическое родство никеля, кобальта и мышьяка. Условия образования минералов обычно связаны с химическими процессами в зоне окисления; по-видимому, имеет место и выпадение гидратов окисей этих металлов из растворов металлоорганических соединений никеля и кобальта в результате деятельности гетеротрофных микроорганизмов.

Никель и кобальт в относительно высоких концентрациях устанавливаются в отложениях бокситовой фации, а также и в микробиогенных бурых железняках вследствие парагенетических свойств элементов (Ni, Co, Al, Fe), определяемых близостью их ионных радиусов, и сорбирующей роли осадков алюминия и железа.

Нитрифицирующие (азотные) бактерии как концентраторы нитратов (селитры) представляют собой группу важных геологических агентов, поскольку они в условиях пустынь и сухих областей способны создавать крупные местные концентрации азотнокислого натрия или калия. Продуктами древней жизнедеятельности названных организмов являются крупные залежи селитры на Памире, в Индии, Египте, Испании, Перу, Чили. На Памире такие залежи известны в районе озер Ранг-Куль и Кара-Куль (Таусон, 1948, стр. 59).

Микроорганизмы разлагают органическое вещество трупов животных и остатков растений, аммиак. Азотные бактерии превращают аммиак в нитриты

и нитраты, которые при взаимодействии с другими солями калия и натрия дают азотнокислые соли. Группа азотобактера обладает способностью усваивать азот воздуха с переводом его в соединения, способствующие произрастанию растений.

В ископаемом состоянии нитраты сохраняются плохо вследствие их легкой выщелачиваемости и быстрого потребления организмами. Азот прочно входит в состав органического вещества Земли, вечно живущего, непрерывно изменяющего свой состав и свои особенности. Нитрифицирующие бактерии являются фактором концентрации растительного и животного вещества Земли, поскольку без азота нет белка.

Наряду с группой азотобактера микроорганизмы, зародившись на грани архея и протерозоя, обусловили развитие на земле всех проявлений жизни.

**Кальциевые (денитрифицирующие) бактерии.** Данные лабораторного исследования бактериальной культуры, осаждающей карбонат кальция из водной массы оз. Севан в Армении, показывают, что бактерии при отмирании скапливаются в донном осадке в виде слизистых масс, внутри которых еще видны бактериальные клетки. В слизи образуются микроскопические сгустки карбоната, то аморфные, то кристаллические. Иногда появляются оолиты с концентрическими слоями и сферолиты. Карбонат на первых стадиях его выделения аморфный. Слагаемые им тела имеют круглую или овальную форму и окружены наружной плотной оболочкой, способной, по Б. Л. Исаченко (1951), несколько дольше выдерживать действие соляной кислоты. Так как образование аморфных телец происходит в бактериальной слизи, то, возможно, что и она входит в состав наружного слоя, придавая ему большую сопротивляемость растворителям. Образующиеся аморфные тела дают конкреции, в которых можно наблюдать составляющие их тельца с заключенными внутри бактериями. Эти тельца («глыбки», по Б. Л. Исаченко), имеют, по-видимому, характер так называемого «коллоид-кальцита». В культурах бактерий появляются также сфериты или сферолиты радиально-лучистого строения. Б. Л. Исаченко приходит к выводу, что древние отложения углекислого кальция, содержащие оолиты, микробиогенного происхождения. Коллоидный карбонат кальция через промежуточную стадию «уплотненного коллоида» переходит в следующую стадию — кристаллическую, кальцитового или арагонитового состава, что подтверждается точными исследованиями кристаллов. Таким образом, работами Б. Л. Исаченко доказана многостадийность выделения карбоната кальция бактериями, с обязательной коллоидной стадией; кристаллизация происходит уже в поверхностной пленке донного осадка.

Б. Л. Исаченко отмечает отложение коллоидного карбоната не только вне бактериальной клетки — в ее слизи, но также и внутри нее, в вакуолях (например, пурпурные серобактерии); после отмирания клетки коллоидный карбонат освобождается и может кристаллизоваться. По заключению исследователя, углекислый кальций отлагается в осадке вместе с телами отмерших клеток бактерий и процесс усвоения карбоната кальция из среды связан при этом с получением клетками углерода и с выделением энергии при переходе коллоида в кристаллическую форму. Б. Л. Исаченко полагал, что во всем живом мире отложение карбоната происходит по одной схеме: сначала наблюдается появление аморфного карбоната, а затем наступает его кристаллизация. При этом он не отрицал значения физико-химических факторов в отложении кальция. Исследователь считал возможным образование известковых отложений под действием биологического фактора еще в докембрии.

Сероводородные бактерии — сульфатредуцирующие и сапрофитные гнилостные — обладают способностью образовывать сероводород или восстанавливать сульфаты материковых, морских и подземных вод (Черное море и Мацеста), а также разрушать органические соединения белкового и аминокислотного ряда с выделением энергии. Сероводородные фацции в биосфере очень разнообразны как по их физико-химической характеристике, так и по конкретным видам бактерий. Их, по данным С. И. Кузнецова (1952), известно более 90. Некоторые из этих видов обильнее представлены в верхних слоях воды, некоторые ближе к донной зоне фацции, но особенно они распространены в толще ила, где их количества достигают 115 тыс., а иногда 1 млн. единиц на 1 мл ила.

Наиболее активная группа сероводородных бактерий — восстановители сульфата кальция — несомненно геологически древнейшая; она обуславливает развитие сероводородной фацции в озерных, морских и подземных условиях. Потребители органических соединений (белков, аминокислот) — гнилостные сапрофитные бактерии еще больше распространены, но деятельность их часто ограничивается запасами исходных веществ. Отдельные виды бактерий обладают способностью восстанавливать серу в присутствии водорода также с образованием сероводорода с выделением энергии. Некоторым бактериям для этого процесса требуется присутствие углекислоты. В толще ила они обычно развиваются от верхней его пленки на глубину 5—7 см, но иногда в заметных количествах прослеживаются и глубже.

Каждый из видов сероводородных бактерий имеет свои пределы кислотности, свои оптимумы рН. Совместно с сероводородными бактериями часто существуют серобактерии, окисляющие сероводород кислородом воздуха с выделением элементарной серы и воды, с получением при этом 125 кал энергии на грамм-молекулу.

Круговорот серы, одного из важнейших биогенных элементов, в зоне биосферы осуществляется преимущественно при участии различных типов бактерий. Следы процессов преобразования соединений серы отмечаются уже в протерозойских горных породах в виде, например, пиритизированных песчаников и сланцев; отложение их происходило при участии сероводородных бактерий. Фацция эта хорошо известна по данным изучения зоны сероводородного заражения Черного моря, ведущего к образованию в осадках сульфидов.

Накопление сероводорода происходит за счет серы сернокислых соединений с последующим образованием в осадке сернистого железа — марказита-пирита в условиях сохранения восстановительного характера среды.

Пиритизированные сланцы автором наблюдались в протерозойских породах района р. Ангары на Сибирской платформе, в древнепалеозойских пиритизированных песчаниках, тонко перемежающихся с черными углистыми сланцами. Подобные отложения широко развиты в пределах западной окраины Сибирской платформы, в частности в районе Туруханска. В более молодых отложениях они встречаются часто, особенно в фациях угленакопления и углеобразования, в которых углефикация растительного вещества идет одновременно с образованием скоплений марказита и пирита. Окисление же микробиогенного сероводорода в серную кислоту, осуществляемое другими группами бактерий-аэробов и также сопровождаемое выделением энергии, ведет к образованию серной кислоты, взаимодействие которой с карбонатом кальция в определенных условиях может привести к образованию гипса. Гипсообразование прослеживается начиная с нижнего кембрия во всех

геологических системах, особенно в верхнем палеозое (кунгурский ярус нижней перми).

Суммарная мощность пиритизированных пород, развитых в протерозое и кембрии местами на площади многих десятков тысяч квадратных километров, превосходит 100 м, что говорит о большом размахе концентрирующей деятельности сероокислителей-микробов уже на границе протерозоя и палеозоя. Ископаемые фации сероводородного заражения характеризуются пиритом или марказитомосностью осадка (породы), иногда в сопровождении халькопирита. Последний образовывался при подтоке меденосных вод. По-видимому, в такой же обстановке могло происходить замещение халькопиритом вещества ископаемой древесины. В. О. Таусон (1948) отмечает, что в медистых сланцах сохраняются мертвые клетки бактерий, пропитанные битуминозным веществом — «очень похожие на те же бактерии, восстанавливающие сульфаты, и на серобактерии, которые живут и сейчас» (стр. 77). Следует полагать, что медные и железные сернистые руды осадочных отложений формировались из низких концентраций этих веществ в водной среде бассейна (возможно около 0,33 г на 100 л воды) с образованием значительных запасов этих руд в осадках «при непосредственном участии многомиллиардных армий микроорганизмов» (там же, стр. 78).

Таким образом, роль серных бактерий в геологических процессах прошлого Земли в отношении концентрации ряда веществ весьма значительна.

Бактерии как концентраторы фосфора изучены слабо, между тем микробиологам хорошо известны фосфатредуцирующие бактерии. Автором в фосфоритах кембрия хр. Каратау (Казахстан) и в мезозойских фосфоритах Салаирского кряжа (Западная Сибирь) с помощью биологического микроскопа были установлены своеобразные типы бактериальных структур с пропитанными гидроокислами железа клетками железобактерий и редкими включениями в содержащие их породы остатков радиолярий и кремневых губок. Таким образом, вполне подтверждается биолитная теория происхождения фосфоритов. Теория А. В. Казакова (1939) о происхождении фосфоритов состоит в представлении о поднятии с больших глубин морских вод (с содержанием фосфора до 80 мг/л) на малые глубины, где фосфаты кальция якобы выпадают из раствора морской воды химически. Поскольку верхние слои морской воды всегда бедны фосфором из-за обилия его местных потребителей, то поднятие морских вод из глубин могло лишь стимулировать здесь жизнедеятельность организмов (фитопланктона и др.), не более. Если связывать фосфатонакопление с отмиранием содержащих фосфор организмов, то эту версию следует считать тоже биолитной.

Фосфориты Каратау содержат всегда небольшую примесь терригенного материала, они «запесочены», что свидетельствует, как и во всех других известных случаях древнего фосфатонакопления, о притоке песка, как и фосфора, кальция, железа, с суши. Примесь мелкого обломочного материала в фосфоритах, сродство фосфоритовой фации с фацией известковых илов открытого моря, с водорослевыми банками, птероподами и трилобитами говорит о сравнительной удаленности от берега фациальной фосфоритовой зоны.

Теория А. В. Казакова не подтверждается также и наблюдениями Н. М. Страхова (1947<sub>2</sub>) в Черном море. «Колебания кривых железа, марганца и фосфора, — пишет он, более или менее отчетливо повторяют все основные колебания кривой терригенного материала» (стр. 65). Поэтому исследователь отнес железо, марганец и фосфор, как тяготеющие к терригенному материалу, к группе «кластофильных компонентов».

По нашему представлению, по аналогии с процессом жизнедеятельности кальциевых бактерий в накоплении фосфатов участвовали многие микроорганизмы придонной зоны фации с образованием фосфатов кальция лишь в стадии диагенетического преобразования осадка, содержащего основную примесь многих других веществ (Швецов, 1948). Процесс осаждения фосфора шел, по-видимому, при участии бактерий, часть которых могла отлагать и гидроксиды железа. Пизолитовые фосфориты указывают на температурные колебания среды, следовательно, на ее относительную мелководность. Органическое вещество фосфоритов иногда представлено битумами, издающими легкий запах нефти.

Таким образом, фация фосфоритов — фация открытого мелкого довольно теплого моря, более или менее совпадающая с фотической зоной (водоросли) и располагавшаяся вблизи континента, вероятно, мористее фации барьерных рифов.

Вследствие некоторых трудностей распознавания плотных пластовых фосфоритов в поле геологами они часто, по-видимому, пропускаются. Легче обнаружить гороховые пизолитового сложения фосфориты, которые иногда ошибочно принимаются за бокситы, как это первоначально (в 1935 г.) имело место в Каратау.

Современные фации фосфатонакопления известны у юго-восточной оконечности Африки (Игольная банка), а также в Торресовом проливе в узкой фациальной зоне, где образуются значительные скопления фосфоритовых конкреций.

Установление роли бактерий в образовании фосфатов кальция заслуживает постановки специальных исследовательских работ микробиологов на фосфатоносных объектах.

Микроорганизмы, участвующие в процессе образования сапропеля. Исходный материал — водорослевое живое вещество — фитопланктон, плавающие и бентические (прикрепленные ко дну) виды пресноводных и морских водорослей — после отмирания часто накапливаются в больших массах на дне бассейна, проходя стадию микробиологического преобразования. «Гнилой ил» (сапропель), формирующийся таким образом, а также отчасти и за счет приноса обрывков болотных и наземных растений и тех компонентов их вещества, которые не подвергались осаждению в фации гумусообразования (жиры и воски), приобретает однородное сложение. Анаэробная среда сапропелеобразования придонных слоев воды иногда характеризуется зараженностью сероводородными сульфатредуцирующими бактериями. Особенность химического состава формирующегося осадка — постепенное обогащение его восками и жирами, бактериальное сбраживание которых ведет к образованию углеводов — компонентов нефтей и горючих газов.

Природные условия сапропелеобразования довольно различны и близки к гумусонакоплению как в пресных кислых водах континентов, так и в нейтральных и щелочных водах озер и лагун. Ведущим фактором помимо солености бассейнов является энергия жизнедеятельности водных растений в связи с застойным характером бассейна и возникновением в нем анаэробной обстановки. Поэтому бактериальные процессы разложения растительного вещества ведут к обогащению минеральных и биогенных лагунно-морских фаций то концентрированным (нефтематеринские свиты, керогены), то рассеянным органическим веществом преимущественно битумного ряда, способствуя формированию горючих сланцев, нефтей и горючих газов.

Наземная растительность эпох угленакопления в геологическом прошлом часто проявляла себя как концентратор многих ценных химических элементов; это обычно подтверждается данными анализов золы каменных углей. К сожалению, не всегда бывает выяснено, сорбированы ли эти элементы растениями и какими именно их видами или же попали в угольную массу путем обменных реакций.

Наземная растительность геологического прошлого обладала способностью аккумулировать германий, как это установлено по составам золы многих угольных пластов Донецкого, Кузнецкого, Печерского, Южно-Уральского и других каменноугольных бассейнов. Накапливается этот металл в витренах, т. е. в компонентах углей, отличающихся наименьшей сорбционной способностью. Поэтому концентрацию германия в углях приходится приписывать исходному растительному веществу — конкретным видам ископаемой растительности, пока еще нашими палеоботаниками не изученным. Некоторые исследователи полагают (Ратынский, 1946), что германий мог захватываться гуминовыми кислотами при разложении растительного материала через стадию геля\*.

Германий концентрируется современной растительностью в количестве 0,0005 до 0,007% от веса золы. В золе углей его содержание достигает иногда 1%, тогда как по Кларку среднее содержание германия в земной коре  $10^{-9}$ % (1925—1930 гг.), по В. И. Вернадскому менее  $10^{-8}$ %, по В. М. Гольдшмидту  $7 \cdot 10^{-4}$ %. Установлены следующие концентрации германия в породах: каменные угли (некоторые) 0,01%, глины (18 проб) 0,001%, каолины 0,001%, бокситы 0,0005%, красная глубоководная глина 0,0005%. Таким образом, некоторые растения геологического прошлого являлись концентраторами германия, способными увеличивать содержание этого элемента по сравнению с его кларком в миллион раз и больше (0,01% вместо  $10^{-9}$ %).

Определенные виды современных растений являются концентраторами никеля. Они могут накапливать его до содержания, в 100 раз большего, чем обычно имеется в растительном веществе. Повышенное содержание никеля установлено биогеохимиком Д. П. Малюгой (1946) у *Artemisia maritima* L. в районе Аккермановского никелевого месторождения. В золе этого растения здесь было установлено 0,68% никеля, тогда как тот же вид из черноземных районов Приазовских степей содержит в золе 0,0018% никеля, т. е. в 378 раз меньше.

В данном случае очевидно, что никель не играет физиологической роли в растении и лишь усваивается попутно в виде металлоорганических соединений, фиксирующихся в тканях, а затем при гниении растения в почвенных условиях распадающихся.

Ряд исследователей каменных углей связывают с жизнедеятельностью растений фтор, установленный в фузеновом веществе углей, в волокнистом угле, предположительно образовавшемся в обстановке субаэрального (?) разложения за счет кусочков древесины или перидермы. Это позволяет считать, что фтор, скорее всего, связан с древесинной флорой.

Из элементов, приписываемых по составу золы углей жизнедеятельности ископаемых растений, отмечают серу, фосфор, калий, кальций, магний, железо, в меньших количествах кремний, хлор, натрий, марганец, иод, алюминий,

---

\* С. М. Манская и Т. В. Дроздова («Геохимия органического вещества», 1964) объясняют германиеносность витрена накоплением в нем германия в торфяную стадию образования углей. — *Прим. ред.*

мышьяк. В углях установлены марказит, пирит, халькопирит (Боровичи), галенит, кварц, халцедон, каолин.

Таким образом, ископаемое растительное вещество (уголь, углистые сланцы, горючие сланцы) представляет интерес как концентратор многих химических элементов, в том числе представляющих и практический интерес.

Водоросли как концентраторы химических элементов в геологическом прошлом, к сожалению, изучены очень слабо. Благодаря работам А. П. Виноградова в этом отношении больше всего известно о современных водорослях.

Харовые водоросли в геологическом прошлом накапливали в своем теле карбонат кальция и глинозем, поэтому они считаются создателями мергеля. Известковые водоросли из класса синезеленых прямо и косвенно (потреблением углекислоты) производили в протерозое, кембрии и силуре огромную работу по извлечению из морской воды карбонатов кальция за счет растворенных бикарбонатов в водной среде. Эпохи усиленного развития водорослей, по-видимому, обуславливались поступлением в биосферу больших масс углекислоты при вулканических процессах.

Из трех основных компонентов питания древнейших зеленых автотрофов, как и для их современных представителей, особая роль принадлежит несомненно углекислоте, поскольку свет и вода по интенсивности и составу существенных отличий от современных, по-видимому, не имели. Вопрос об углекислоте заслуживает особого внимания; его рассмотрение поможет осветить особенности эволюции палеоатмосферы.

Опыты ряда физиологов (К. А. Тимирязев, Б. А. Келлер и др.) показывают, что количество органической массы растений находится почти в прямой зависимости от содержания углекислоты в составе среды. Увеличение этого содержания против нормы в 6 раз почти настолько же увеличивает вес растительного вещества. Таким образом, именно углекислота представляет собой основной строительный материал, который при фотосинтезе усложняется до состава растительной клетки при прямом содействии энергии световых лучей.

Наш материал по ископаемым карбонатным водорослям и данные по скорости годичных нарастаний строматолитов свидетельствуют об огромных количествах углекислоты, выведившейся из круговорота веществ палеобиосферы. Углекислота ассимилировалась при разрастании тканей водорослей. Еще больше ее выделялось в составе твердого карбоната кальция при fossilization водорослевых тканей и слизевых масс и при окончательной литификации фитогенных образований с заполнением пор и полостей, ранее заполнявшихся газом, до образования плотной породы-известняка.

Из приведенного следует, что процесс извлечения углекислоты из палеобиосферы включает по меньшей мере три группы явлений: 1) фотосинтез; 2) выпадение карбоната кальция при окислении бикарбоната кальция среды внутри- и внеклеточно в результате жизнедеятельности водорослей и 3) осаждение карбоната кальция при разложении органических веществ и из углекислых вод породы в стадии диагенеза. Если иметь в виду конечный продукт — известковую породу, то ассимиляция углекислоты при фотосинтезе количественно должна выражаться всего в нескольких процентах от веса биомассы живой водоросли, остальную часть которой составляли вода и некоторые соли. Между тем fossilization клеточных тканей водоросли и выделенных ею слизевых сгустков по существу представляли собой замещение воды

твердым карбонатом кальция. Таким образом, этот второй этап выражался в значительных извлечениях углекислоты, а также и кальция из палеобиосферы, в десятки раз больших, чем это было нужно для обеспечения процесса фотосинтеза. По-видимому, это количество карбоната кальция доходило до 85—95% от веса фитогенного известняка. Наконец, сколько-то процентов его (соответственно морфологии фитогенных образований, наличию или отсутствию газовых полостей) изымалось из круговорота при завершении литогенеза.

Конечный продукт — фитогенный известняк, по нашим данным исследования древнейших строматолитов, нарастал слоями, имевшими у разных видов различную толщину. Толщина годичных наслоений в общем колебалась от 0,5 до 4,5 мм, т. е. в среднем равнялась 2,5 мм. Если взять хотя бы условную среднюю величину в 1,5 мм и перевести ее в количество известняка, отложившегося отмеченным путем за один год на площади 1 м<sup>2</sup>, то получим около 4,5 кг, или на 1 км<sup>2</sup> высаживалось 4500 т породы.

Диатомовые водоросли являлись концентраторами кремнезема (трепел). По В. И. Вернадскому, они играют большую роль в расщеплении каолиновой молекулы на кремнеземную и глиноземную частицы.

В теле диатомовых водорослей содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> на сухой вес достигает 17% (А. П. Виноградов, 1935, 1940 гг.). Скопления раковинок диатомовых водорослей — диатомиты — представляют собой породы, состоящие из кремнезема, воды, окиси алюминия, окиси железа и щелочей. Местами мощность диатомитовых пород достигает 400 м; обычно они переслаиваются с морскими и пресноводными осадками других типов. По-видимому, для диатомовых водорослей нужны среды от нейтральной до рН = 8—8,5, с высоким содержанием бикарбонатов кальция.

Установлено, что некоторые современные водоросли способны концентрировать рубидий до содержаний, в тысячу раз превышающих его содержание в воде.

Из сказанного видно, что водорослевые породы различного геологического возраста могут представлять интерес по содержанию в них ценных редких элементов. В связи с этим такие породы, в особенности из числа изученных палеоботанически, необходимо исследовать химически, а в случае установления интересных концентраций такую работу надо осуществлять систематически и целеустремленно, чтобы не пропустить промышленно интересных залежей руд редких металлов. Большое значение водорослей как концентраторов никеля, кобальта, меди, бора и других элементов побуждает нас тщательно изучать водорослевые отложения различного геологического возраста.

Проведенное автором микроскопическое изучение бокситов различного геологического возраста позволило открыть в них необычайно интересные микроскопические структуры со следами интенсивной бактериальной жизни, с отчетливым многокомпонентным составом этих образований. Окись алюминия, бесцветный компонент бокситовой породы, обычно бывает представлена телами микроскопических размеров — комочками, то округлыми, то удлиненными, по облику и размерам напоминающими клетки диатомовых водорослей. Кристаллическое строение окиси алюминия устанавливается только при рентгенометрических исследованиях, что указывает на скрытокристаллическое строение сгустков окиси алюминия, возникшее, несомненно, в условиях метаморфизма бокситовой породы.

Радиолярии как активные концентраторы стронция играют, несомненно, значительную роль по выводу из морских вод масс этого элемента и отложе-

нию его в составе морских кремнистых осадков. Установлено, что скелет радиолярии *Podocanellus* состоит из стронция. Концентрация стронция при участии радиолярий чаще, по-видимому, приурочивается к отложениям кремнистых пород типа колломорфных, обычно принимаемых за химические осадки — силицилиты, происхождение и состав которых изучены еще довольно слабо. Между тем в составе кремнистых колломорфных отложений микроскопическими исследованиями часто можно обнаружить массовые скопления скелетов радиолярий, палеонтологически плохо изученной группы организмов. Можно полагать, что обычно усвояемая радиоляриями форма кремнезема в условиях диагенеза осадка (радиоляриевого ила) легко переходит в коллоидное состояние с последующим образованием различных силицилитов, яшм, опаловых пород и пр. с концентрациями стронция.

Кремний в морской воде находится в состоянии истинного раствора с весьма широкими колебаниями содержания, особенно в вертикальном направлении. В верхних слоях он используется диатомовыми водорослями и его содержание часто оказывается менее  $20 \text{ мг/м}^3$ ; на глубинах около 3000 м в Бискайском заливе  $\text{SiO}_2$  установлен в количестве  $1200 \text{ мг/м}^3$ , в районах Антарктики — до  $7000 \text{ мг/м}^3$ . В таких условиях развиты и радиоляриевые илы, близкие к фации глубоководных красных глин.

## ВЫВОДЫ

Рассмотренные довольно многообразные условия перехода мигрирующих химических элементов и их соединений в осадок создают впечатление о наличии в биосфере большого разнообразия факторов концентрации — концентраторов продуктов разрушения коренных и рыхлых горных пород суши, продуктов жизнедеятельности организмов суши и вод с участием в этом процессе многих специфических групп организмов.

Физические, химические и биологические факторы концентрации мы стремились рассмотреть возможно полнее, однако решение поставленных задач — дело будущего, поскольку многое в процессах формирования донных осадков требует специального исследования.

Геологическая деятельность природных концентраторов происходит в условиях вертикальных движений земной коры со смещениями фаций в ходе геологического времени. Поэтому осадительная работа факторов концентрации происходила и происходит в природе неоднозначно и неоднородно, будучи обусловлена непостоянством условий водных бассейнов. В связи с этим мы должны хотя бы вкратце осветить связь миграции химических элементов и их концентрации с движениями земной коры и с климатом.

Если физические факторы концентрации определяют в основном перемещение продуктов выветривания и их отложение в зависимости от физических свойств этих веществ, то химические и биологические факторы выполняют ту же геологическую роль с изменением состава веществ, приданием им обычно тех или других новых физико-химических качеств. При этом особенное значение в геологических процессах приобретает роль живой материи как фактора, определяющего и направляющего «выветривание» горных пород суши, миграцию, место и характер отложения многих типов осадков. В результате выясняется сложность физико-химического состояния гидросферы. В ней выделяется цепь сред, обычно развивающихся от кислых и весьма кислых до весьма

щелочных, причем переходы от первых к последним имеют огромное геологическое значение: с ними связана серия природных обстановок последовательного отложения концентраций химических элементов, т. е. обстановок формирования различных осадочных полезных ископаемых. Такие показатели состояния сред, как рН, Eh и др., определяют особенности процессов миграции и отложения минеральных и органических веществ биосферы, изменений состава и свойств среды, ее временной устойчивости, зависящей от тектонических условий. Эти показатели определяют проявление, развитие, торможение и временное местное прекращение жизнедеятельности организмов водных сред. В свою очередь рН и Eh среды изменяются под влиянием органической жизни, динамики развития живого вещества биосферы в естественной взаимосвязи среды с организмом.

Мы не останавливались на весьма, правда, интересных вопросах комплексов факторов концентрации, их группового проявления. Твердое вещество, например взвесь, выделяемая из раствора химическим осадителем, оседает на дно водоема под влиянием силы тяжести. При этом активизируются два фактора концентраций, к которым следует присоединить третий фактор — время, поскольку мощность формирующегося осадка в общем случае прямо пропорциональна продолжительности действия первых двух факторов. В зависимости от времени существования в данном месте данной фации может получиться или тончайшая пленка осадка (большая подвижность фациальной зоны) или мощный пласт, в частности рудного вещества.

Таким образом, приведенное понятие о факторах концентрации химических элементов в биосфере вносит в наши представления о месте, времени и условиях отложения минерально-органических осадков некоторые новые детали, по-новому освещает многие природные явления, из которых в работе мы смогли отметить и рассмотреть относительно небольшую часть. Большую помощь в освещении процессов концентрации полезных ископаемых могли бы принести результаты исследований и опыта широких кругов советских геологов, работающих в области геохимии осадочных толщ, геохимии почв и грунтов, геохимии зон окисления и цементации, т. е. наук, смежных с литологией и геологией полезных ископаемых.

В свете новых представлений о поведении химических элементов в биосфере в зависимости от кислотности и щелочности природных сред интересно коснуться вопроса о зоне окисления земной коры. Учение об этой зоне как особой среде геохимических и минералогических процессов в применении к сульфидным месторождениям разрабатывалось С. С. Смирновым (1951). Основную причину разрушения веществ руд сульфидных месторождений он видел во влиянии на это вещество лишь свободного кислорода и углекислоты грунтовых вод. Им, к сожалению, не учитывался обильный материал о погложительной способности почвенных органических коллоидов, о геохимической деятельности гумусовых кислот почв и торфяников. Очень важно, что в процессе окисления сульфидов большое участие принимают такие автотрофные бактерии, как *Thiobacillus ferrooxidans*, способная окислять и закись железа, и серу. Именно в тех природных фациях, в которых С. С. Смирнов видел лишь проявление геохимических реакций окисления сульфидов, установлено развитие этой бактерии (А. Кольмер, М. Гинкл, 1947 г.). Ряд исследователей (Л. Бринер, И. Декк, Д. Дэвис, Д. Вилсон, 1954 г.) в водах медных рудников США и Мексики определили тот же вид бактерий, причем лабораторные опыты с участием этого вида показали быстрый ход реакции окисления сульфидов.

Исследования Н. Н. Ляликовой (1960), осуществленные на материале ряда сульфидных месторождений Закавказья и Урала, подтвердили роль *Th. ferrooxidans* в окислении сульфидов в зоне гипергенеза. Окисление сульфидов может идти и химическим путем, но биологическим путем это осуществляется весьма энергично с образованием сульфатов и свободной серной кислоты. Ход процесса ускоряется действием здесь же образующегося сернокислого окисного железа. Процесс этот экзотермический. Он часто сопровождается разогреванием руды до явлений самовозгорания.

Таким образом, разрушение сульфидов в зоне окисления — в значительной мере процесс биологический, что наряду с другими проявлениями геологической деятельности микроорганизмов свидетельствует о большом разнообразии процессов с их участием, еще, по-видимому, недостаточно раскрытом исследованиями ученых.

## МИГРАЦИЯ И КОНЦЕНТРАЦИЯ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В БИОСФЕРЕ

Миграция химических элементов представляет собой основной геологический процесс, обуславливающий на определенных площадях земной поверхности и в соответственных условиях концентрацию тех или иных элементов, часто в виде месторождений полезных ископаемых.

В верхней части земной коры постоянно имеют место химические и биохимические превращения вещества, при которых выделяются элементы атмосферные, составляющие газовую оболочку Земли, биотфильные, составляющие вещество тел животных и растений, и литофильные \*, слагающие изверженные и осадочные горные породы.

Процессы выветривания скальных пород в горных и пустынных районах, почвенные процессы, размывающая деятельность текучих и береговых вод приводят к разрушению пород, превращают их в обломочный материал разной крупности и частично растворяют.

Под влиянием ветровой и водной эрозии почв, развевания рыхлых отложений пустынь и гор, транспортирующей деятельности текучих вод суши и берегового прибоя озер и морей продукты разрушения горных пород перемещаются, а затем отлагаются в виде донных осадков, из которых со временем образуются осадочные горные породы, местами содержащие месторождения осадочных полезных ископаемых.

В результате движений в скалах и осыпях в горных районах, волочения по дну, перемещения во взвеси и в растворе водными массами континентального стока во внутренних и эпиконтинентальные бассейны приносятся огромные количества терригенного материала. Каменный материал при этом мельчится, окатывается, сортируется под влиянием несущих его струй воды, растворяется и, приходя в равновесие с движущейся средой, осаждается на дно в виде различного типа осадков. Изучение таких процессов привело литологов к идее «химической дифференциации вещества», хотя известно давно, что здесь имеют место не только процессы разложения горных пород на минеральные и гранулометрические фракции и элементы, но и синтез веществ, местами весьма сложный и массовый (бокситы, фосфориты, глауконит, цеолиты и многие другие новообразования).

Рассмотрев вопрос о фациях и типах отложений, мы пришли к представлению о строгой закономерности процессов, протекающих в конкретной фациальной обстановке, определяемой показателями pH, Eh и др. Установили также существование в природе естественных геохимических рядов фаций, которые включают и «гидратные ряды» вследствие основного свойства фаций — последовательного отложения гидроокислов химических элементов.

Особо были рассмотрены факторы концентрации химических элементов — физические, химические и биологические — с выяснением их роли в формировании природных концентраций (месторождений) полезных ископаемых

\* Здесь лучше бы подошел термин «петрофильные», относимый в равной степени к элементам литофильным, халькофильным и сидерофильным. — *Прим. ред.*

осадочных толщ. Из-за ограниченности фактического материала мы не смогли придать должную полноту как анализу особенностей природных фаций, так и перечню природных концентраций, сделав это пока в виде наброска.

По данным изучения причинных связей между отложениями металлических полезных ископаемых в составе осадочных толщ и вмещающими породами большого внимания заслуживает группа озерно-болотных фаций с их основной продукцией в виде накапливающихся под слоем воды запасов разрушаемых и перерабатываемых бактериями органических, в основном растительных масс.

Развитию торфяно-болотных фаций на земной поверхности и захвату ими обширных площадей, не исключая и залесенных склонов среднегорных районов, благоприятствует обстановка погружения до уровня Мирового океана обширных равнинного типа участков суши и начала последующего подъема над уровнем моря. В условиях низких приморских равнин, осушающегося плоского дна отступающего моря возникают обширные заболоченные площади с интенсивным накоплением торфа в устойчиво влажном климате. Такие болота могут перемежаться с травяно-лесными массивами на фоне общей системы медленного массового стока кислых вод в сторону моря.

Влажный климат, характеризующийся в современных условиях годичными осадками не менее 400 мм и годичным испарением с открытых водных поверхностей не более 600 мм, обуславливает накопление растительного материала на месте его развития, а местами и перенос его в сторону общего стока вод. В такой обстановке образуются залежи торфа, переходящего со временем в лигнит и бурый уголь. Местами деятельность паводковых вод — размыв ими берегов рек, перемыв островов — создает нагромождение стволов деревьев, сучьев и корней в виде отложений древесного плавника. Такие нагромождения обычны в низовьях речных долин, в областях древних и современных пойм, на островах дельт, по берегам морских заливов и на островах смежных частей моря.

Медленное бактериальное разложение и преобразование растительных масс торфяно-болотных фаций и залежей плавника (аллохтонный тип накопления) приводят к образованию крупных запасов трудно разлагаемых органических кислот, метана, сероводорода и пр., активно действующих на подстилающие осадочные толщи или изверженные горные породы. Эти фации характеризуются кислой реакцией среды; их рН изменяется от 3,5 до 4,5 и несколько выше. Они производят огромную геологическую работу по вымыванию подвижных в таких средах химических элементов. В результате этих процессов, как известно, под торфяниками часто почти нацело обесцвечиваются и «облагораживаются» залежи глин с переходом их в белые чистые каолиновые глины, нередко огнеупорные. Залежи песков в таких условиях при вымывании окислов черных металлов преобразуются в белые высококремнеземные пески, часто пригодные для стекольного производства (химическое и оптическое высокосортное стекло).

Кислые воды торфяно-болотных почв, проникая в подпочвенную толщу земной коры, разрыхляют прочные скальные породы и превращают их в рыхлый грунт. Отсюда подвижные химические элементы выносятся, а устойчивые в таких условиях элементы и минералы накапливаются, образуются новые (окисленные) минералы. Зона окисления является источником мигрирующих элементов для вод континентального стока.

Глубина зоны окисления обычно изменяется в пределах 30—100 м. В процессах миграции химических элементов этой зоны принимают участие не

только многие известные органические кислоты и газовые компоненты почвенно-грунтовых вод, но и неорганические кислоты, в частности серная, образующаяся в результате химического и бактериального разложения скопленных сульфидов (сульфидных руд).

Соединения железа, марганца, меди и многих других элементов, переходя в зоне окисления в раствор, часто образуют металлоорганические соединения, которые, к сожалению, в природных условиях пока слабо изучены. Они несомненно играют большую роль в миграции и вторичном отложении химических элементов. В результате этих процессов кислые торфяно-болотные воды часто настолько обогащаются растворенными соединениями, в частности железом, что становятся местами даже вредными для водной фазы (замор рыбы).

В низовьях рек, текущих медленно по торфяно-болотной местности, или в смежной части морского бассейна, куда стекают кислые континентальные воды, происходит последовательное осаждение тех или иных растворенных компонентов, прежде всего железа в виде гидрата закиси, переходящей в окись, солей метакремневой кислоты и пр. Гидрохимическая обстановка таких вод также неблагоприятна для некоторых групп фаун, как это отмечается, например, гидрологами для севера Западно-Сибирской низменности, низовьев Оби, где известны явления замора рыб, не объясняемые кислородным голоданием. Район низовьев Оби вместе с Обской губой и смежной частью Карского моря характеризуется своим рядом фаций, свойственных зонам перехода кислых болотных и речных вод в щелочные морские.

Параллельно кратко описанным процессам, но в областях иного типа, отличающихся сухим климатом, с недостаточной влажностью, с большой величиной годичного испарения с открытой водной поверхности (более 600 мм), нередко происходит частичное выщелачивание, засоление грунтов и почв, формирование солончаковых и солонцеватых почв с малой ролью в них органических кислот, поскольку здесь относительно слабее жизнедеятельность растительного покрова и потому вообще мало накапливается органических веществ. В таких условиях и близких к ним формируется большое разнообразие типов почв со всеми промежуточными их формами. К этой же группе нейтральных и слабощелочных почв относятся черноземные и каштановые почвы.

Почвенные и грунтовые воды в районах с аридным климатом часто имеют слабощелочной характер. Интенсивность разрушения подпочвенных коренных пород значительно ниже, чем в областях устойчиво кислых вод. Мощность зоны окисления здесь меньше, в результате чего пустыни часто бывают не только песчаными, но и каменистыми, как, например, некоторые части Бетпак-Далы (Голодная степь).

Вследствие климатических особенностей внутренних областей суши ряд химических элементов в почвах переходит в состояние неподвижности, выпадая из почвенных растворов и удаляясь таким образом на более или менее длительное время из круговорота элементов в биосфере. Исследования А. П. Виноградова (1950) в области геохимии редких и рассеянных элементов почв позволяют судить о связывании в составе многих типов почв нескольких десятков химических элементов. Он прослеживает в почвах судьбу многих (из упоминаемых им 94) элементов, выясняет их средние и предельные содержания в почвах и сопоставляет эти данные со средним содержанием их в составе земной коры. При этом отчетливо выявляется избирательность почв в отношении накопления некоторых химических элементов (табл. 13). Поскольку торфяно-болотные почвы не были предметом специального исследования, то комплекс

Среднее содержание химических элементов в почвах и в земной коре  
(Виноградов, 1950), %

Элемент	Земная кора	Почвы	Элемент	Земная кора	Почвы
O	47,2	49,0	Cs	$7 \cdot 10^{-4}$	$(5 \cdot 10^{-4})$
H	(0,15)	?	Pr	$7 \cdot 10^{-4}$	—
Si	27,6	33,0	Sm	$7 \cdot 10^{-4}$	—
Al	8,80	7,13	Mo	$3 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$
Na	2,64	0,63	Th	$8 \cdot 10^{-4}$	$6 \cdot 10^{-4}$
Fe	5,10	3,8	Hf	$3,2 \cdot 10^{-4}$	—
Ca	3,6	1,37	Dy	$4,5 \cdot 10^{-4}$	—
Mg	2,10	0,6	Er	$4 \cdot 10^{-4}$	—
K	2,61	1,36	Br	$1,6 \cdot 10^{-4}$	—
Ti	$1 \cdot 10^{-2}$	$4,6 \cdot 10^{-1}$	Yb	$3 \cdot 10^{-4}$	—
C	$(1 \cdot 10^{-1})$	2,0	Ta	$2 \cdot 10^{-4}$	—
P	$8 \cdot 10^{-2}$	$8 \cdot 10^{-2}$	U	$3 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$
N	$(1 \cdot 10^{-2})$	$1 \cdot 10^{-1}$	Eu	$1,2 \cdot 10^{-4}$	—
Mn	$9 \cdot 10^{-2}$	$8,5 \cdot 10^{-2}$	Ho	$1,3 \cdot 10^{-4}$	—
S	$9 \cdot 10^{-2}$	$8,5 \cdot 10^{-2}$	W	$1 \cdot 10^{-4}$	—
F	$2,7 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-2}$	Se	$6 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-6}$
Cl	$4,5 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$	Lu	$1 \cdot 10^{-4}$	—
Li	$6,5 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	Tb	$1,5 \cdot 10^{-4}$	—
Ba	$5 \cdot 10^{-2}$	$5 \cdot 10^{-2}$	Tl	$(3 \cdot 10^{-4})$	—
Sr	$4 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-2}$	Tm	$8 \cdot 10^{-5}$	—
Cr	$2 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-2}$	Cd	$(5 \cdot 10^{-5})$	$(5 \cdot 10^{-5})$
V	$1,5 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$	Sb	$(4 \cdot 10^{-5})$	—
Rb	$3,1 \cdot 10^{-2}$	$6 \cdot 10^{-3}$	I	$3 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-4}$
Zr	$2 \cdot 10^{-2}$	$(3 \cdot 10^{-2})$	Bi	$(2 \cdot 10^{-5})$	—
Ni	$8 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-3}$	Ag	$1 \cdot 10^{-5}$	—
Cu	$1 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	In	$(1 \cdot 10^{-5})$	—
Zn	$5 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$	Hg	$7 \cdot 10^{-6}$	$10^{-6}$
Co	$3 \cdot 10^{-3}$	$8 \cdot 10^{-4}$	Os	$5 \cdot 10^{-6}$	$(\cdot 10^{-6})$
Be	$6 \cdot 10^{-4}$	$(\cdot 10^{-4})$	Pd	$1 \cdot 10^{-6}$	—
Sn	$4 \cdot 10^{-3}$	$(\cdot 10^{-3})$	Te	$(1 \cdot 10^{-6})$	—
Y	$2,8 \cdot 10^{-3}$	—	Ru	$(5 \cdot 10^{-7})$	—
Ce	$4,5 \cdot 10^{-4}$	$(5 \cdot 10^{-3})$	Pt	$5 \cdot 10^{-7}$	—
B	$3 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$	Au	$5 \cdot 10^{-7}$	—
Ga	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	Rh	$1 \cdot 10^{-7}$	—
Nd	$2,5 \cdot 10^{-3}$	—	Re	$1 \cdot 10^{-7}$	—
La	$1,8 \cdot 10^{-3}$	—	Ir	$1 \cdot 10^{-7}$	—
Sc	$6 \cdot 10^{-4}$	—	Pa	$(1 \cdot 10^{-10})$	—
Ge	$7 \cdot 10^{-4}$	$(\cdot 10^{-4})$	Ra	$1 \cdot 10^{-10}$	$8 \cdot 10^{-11}$
Nd	$1 \cdot 10^{-3}$	—	Ac	$(3 \cdot 10^{-14})$	—
Pb	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	Po	$(3 \cdot 10^{-14})$	—
As	$5 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-4}$	Pu	$1 \cdot 10^{-15}$	—
Gd	$1 \cdot 10^{-3}$	—	Rn	$7 \cdot 10^{-16}$	—

изученных А. П. Виноградовым почв в отношении редких и рассеянных элементов оказывается приуроченным преимущественно к областям с континентальным климатом т. е. с умеренной и недостаточной влажностью, с рН почв от 5,0—6 до 7 и выше, т. е. с почвенными средами, близкими к нейтральным и даже слабо щелочным. Так, в подзолистых почвах А. П. Виноградов отмечает незначительное содержание органических веществ. Чернозем и близкие к нему по типу каштановые почвы содержат много органических веществ, но минерализация почвенных растворов значительна, кислотность понижена

по сравнению с почвенными растворами торфяно-болотных почв. Поэтому приводимый в табл. 12 список химических элементов в наибольшей степени характеризует почвы областей второго типа (с недостаточной влажностью и большой величиной испарения).

Из табл. 12 видно относительное обогащение почв одними элементами и обеднение другими по сравнению с их средним содержанием в земной коре. Дефицит в почвах элементов по сравнению с содержанием их в земной коре и относительное обеднение почв многими элементами свидетельствует об удалении из почвенных растворов части веществ в область формирования нормальноосадочных отложений. В сущности вследствие эрозии почв, эрозионной деятельности речных систем, деятельности ледников и айсбергов все эти 94 химических элемента поступают в пресноводные внутренние бассейны, особенно в моря и океаны в пределы континентального шельфа. Дальнейшая судьба их известна в отношении немногих элементов. Для очень многих редких и рассеянных элементов она еще не выяснена, что ставит перед нами большую и важную задачу, выявить их в составе осадочных пород различного геологического возраста, установить закономерности размещения, изучить условия природной концентрации тех элементов, которые имеют народнохозяйственное значение. А поскольку мы заинтересованы в конкретных запасах всех химических элементов таблицы Д. И. Менделеева, то изучать необходимо их полный комплекс, конечно при достаточной обоснованности исследований и в соответствии с реальными возможностями и конкретными заданиями.

Выявляющееся огромное значение роли жизни в геологических процессах, значение концентраций органического вещества, а также и самих организмов в накоплении химических элементов заставляют нас придавать большое значение прежде всего процессам почвообразования как причине подвижности многих химических элементов и как первому барьеру на пути мигрирующих элементов земной коры, действовавшему с момента зарождения жизни. Поэтому почвенному покрову суши мы должны уделить особое внимание.

## ПЕРВЫЙ КОМПЛЕКС БАРЬЕРОВ (ПОГЛОТИТЕЛЬНАЯ СПОСОБНОСТЬ ПОЧВ)

Миграция химических элементов в биосфере начинается, а для некоторых из них в значительной мере и заканчивается в процессе образования и развития почво-грунтов. Благодаря энергии жизнедеятельности растительного и бактериального биоценоза (комплекса видов) почвенного покрова земной поверхности возникают рыхлые минеральные массы и огромные количества различных органических веществ, происходит выделение в состав почвенных, грунтовых и подземных вод разнообразных и местами обильных органических кислот с понижением рН этих сред. Все это приводит к переводу в подвижное состояние большинство химических элементов.

Почвенная кислотность является первопричиной многих явлений, определяющих поведение химических элементов в биосфере. В связи с этим почвы представляют собой обширный покров рыхлых образований на свободной от водных масс поверхности Земли, где в соответствующих зонах могут концентрироваться различные химические элементы. Кислотность почв обуславливается не только концентрацией свободных водородных ионов в почвенных растворах, но и наличием органических кислот и некоторых кислых солей. Наибольшей кислотностью (рН = 4,5—4, а местами и ниже) характеризуется

верхний слой почв (зона  $A_2$ ). Глубже рН повышается, например для песчаных подзолистых почв до 4,7 или 6,2—6,8 (в зоне  $C_2$ ).

Проникая в глубь земной коры под влиянием силы тяжести и капиллярных свойств пород, почвенные и грунтовые воды в присутствии многих групп аэробных и анаэробных микроорганизмов несут в растворе гумусовые вещества. Последние отличаются способностью образовывать комплексы с рядом химических элементов и разрушать с разной скоростью все горные породы на более или менее значительную глубину, превращая их в рыхлую массу иного минерального и химического состава, иных физических и химических свойств. В соответствии с продолжительностью и интенсивностью действия гумусовых веществ, деятельностью почвенных и подпочвенных микроорганизмов, кислорода и углекислоты атмосферы, растений и почвы верхняя зона земной коры становится областью развития сложных окислительных процессов. Они усложняются не только под влиянием приведенных факторов почвообразования, но и в результате большого разнообразия горных пород, выходящих на дневную поверхность. Обычно эти процессы в геологических работах отмечаются относительно бегло, в общей форме, и, к сожалению, во многих отношениях еще не изучены.

Влияние активных веществ — кислот поверхностного происхождения — с глубиной постепенно падает. Минеральные кислоты, насыщаясь основаниями, постепенно выбывают из комплекса активных факторов. Образованные ими нейтральные соли или выносятся на поверхность или накапливаются в виде твердого осадка и в почвенном растворе. Кислород раствора используется аэробными микроорганизмами из числа автотрофных на окисление черных или иных металлов. Углекислота повышает растворяющую способность грунтовых вод в отношении карбонатов. В связи с этим с глубиной рН вод повышается и на определенных глубинах реакция их становится нейтральной (нижняя граница зоны окисления), а затем сменяется щелочной, среда становится анаэробной, восстановительной. В учении о рудных месторождениях она называется зоной цементации или обогащения, так как в соседстве с выветривающимися рудными жилами, сульфидными месторождениями, здесь вновь образуются многие рудные минералы, обогащающие зону путем реакций замещения и других процессов с заполнением трещин и пустот.

Приведенный химизм почвенно-грунтовых вод в их верхних и нижних слоях делает верхнюю часть земной коры ареной вымывания множества химических элементов, выносимых в нижние горизонты. Часть их с теми или иными изменениями в составе поступает вместе с подземными, грунтовыми и почвенными водами в состав континентального стока, где судьба элементов складывается различно.

Наряду с выносом химических элементов из почво-грунтов зоны окисления в растворе огромное значение в природе имеет процесс размыва и раздувания ветрами почвенного покрова вместе с накопленными в нем химическими элементами. Почвенная эрозия — бич культурных почв и луговых угодий, враг земледельца. В геологическом отношении она является мощным проявлением силы тяжести на земной поверхности, охватывающим наклонные участки поверхности суши (более  $5^\circ$  для водной эрозии). По руслам речных систем во внутриконтинентальные и эпиконтинентальные бассейны перемещаются огромные массы рыхлого минерального и органического материала, претерпевающего по пути количественные и качественные изменения.

Поскольку процесс образования и развития почв связан с постоянной миграцией элементов, то почвы по существу представляют собой остаточное

вещество горных пород, измененное в отношении минерального, гранулометрического и химического состава со многими минеральными новообразованиями, чаще в виде коллоидов, обедненное одними элементами и обогащенное другими, в том числе многообразными органическими веществами.

Ветровое влияние на развитие почв может проявляться как в развевании и уносе материалов, так и в накоплении мелкозема путем оседания пыли и закрепления осадка растительностью, а также сцепления частиц (лёссы).

Почвенный покров суши вместе с характерными для него физическими, химическими и биологическими процессами представляет собой на путях миграции химических элементов первую естественную биогеохимическую преграду — комплекс барьеров. Поглощая и накапливая многие химические элементы земной коры, он пропускает другие, изменяя тем самым количественные соотношения между различными элементами в составе как самих почв, так и вод континентального стока.

Специфическое свойство почв — их поглотительная способность, признавалось только как проявление химической природы вещества (цеолитная теория). Лишь около 100 лет тому назад трудами многих отечественных почвоведов (В. В. Докучаева, В. Р. Вильямса, К. К. Гедройца, К. Д. Глинки, А. Н. Сабина, Д. Н. Прянишникова, Б. Б. Польшова, А. П. Тюрин, И. Н. Антипова-Каратаева, Н. И. Горбунова и многих других) восторжествовала современная биогеохимическая теория.

В настоящее время почва стала объектом многообразных исследований, принесших богатейший материал к ее познанию. Этот материал важен не только потому, что почвами почти нацело, за исключением высокогорья и скальных районов, покрыта вся поверхность суши, но и потому, что она представляет собой, по В. И. Вернадскому, самостоятельное, особое естественно-историческое тело, характеризующееся сложным комплексом химических и биогеохимических процессов. Концентрирующие, сорбирующие свойства почвы обуславливаются остаточным органическим веществом отмерших организмов, гумусом, коллоидными гидратами окиси железа, коллоидной кремнекислотой, цеолитами почвенного происхождения и т. п.

В связи с установлением отдельной сорбирующей роли минеральных и органических компонентов почвы рассмотрим бегло суммарное групповое поглощение химических элементов органическими и минеральными сорбентами. В табл. 14 отображена роль органических и минеральных (хемогенных) сорбентов. Сорбирующая активность органической части почв в среднем более чем в 20 раз превосходит таковую минеральной части. Из этого следует важный вывод: без органического вещества активность почв могла составлять лишь 1/20 нормальной активности и, таким образом, основным фактором почвообразования является жизнь.

Становится очевидным, что возникновение и развитие почв тесно связано с возникновением и развитием жизни на Земле; это подтверждает наш взгляд на появление древнейшего терригенного материала еще в начале протозоя в связи с развитием живой материи.

Почвоведы рассматривают сорбирующие свойства почв зависящими от «коллоидного комплекса», а в нем — от молекулярного отношения кремнекислоты к полуторным окислам. Емкость почвы тем выше, чем это отношение больше. Этот комплекс, характеризуемый рН, одновременно является и кислотой и основной коллоидной солью. Он — амфотерен. Кремнекислота электроотрицательна, поэтому способна отдавать водород и обменивать его на поглощенные основания. В присутствии органических коллоидов отношение

Емкость поглощения 100 г органической и 100 г минеральной частей почв в г кальция (Горбунов, 1943)

Почва	Емкость поглощения		Соотношение
	органической частью	минеральной частью	
Сильнопodzolistая . . . . .	2,45	0,13	18 : 1
Среднеpodzolistая . . . . .	4,07	0,23	17 : 1
Слабоpodzolistая . . . . .	5,60	0,29	18 : 1
Темно-серая слабоpodzolistая . . . . .	6,90	0,29	24 : 1
Каштановая . . . . .	6,94	0,22	31 : 1
» . . . . .	6,91	0,25	27 : 1
Черноземная . . . . .	7,21	0,48	15 : 1
» . . . . .	7,90	0,48	16 : 1

кремнекислоты к полуторным окислам не имеет свойственного ему значения. Установлено, что обменная способность почв повышается при увеличении рН почвенного раствора, зависит от природы поглощенных катионов, возрастает с повышением концентрации катионов в равновесном растворе (Горбунов, 1943).

Не рассматривая сложные физико-химические, биогеохимические явления в почвах, отметим лишь очень важные следующие явления:

1) избирательность (селективность) поглощения, ведущую к накоплению одних элементов и к выносу из почвы других;

2) особые поглотительные свойства гумуса, точнее гумусовых кислот, которые, имея три-четыре карбоксильных и несколько гидроксильных групп, способны интенсивно обменивать их водород на различные катионы;

3) высокие поглотительные свойства почвенных коллоидов (монтмориллонита-бентонита, бейделлита, каолинита и др.). Полагают, что емкость этих образований прямо связана с их относительно большим молекулярным объемом (низкое давление при их образовании) по сравнению с первичными минералами.

Поглощаемые коллоидами почвы катионы делятся на четыре группы: 1) входящие в состав кристаллических решеток абсорбента, 2) необменные, 3) прочно связанные, 4) непрочно связанные, легко десорбирующиеся при электродиализе.

Результатом сложных соотношений почвы с элементами среды является необменное и обменное поглощение катионов и анионов в избирательном порядке, вследствие чего почвы оказываются зоной концентрации большого ряда элементов, свободно пропуская ряд других элементов в состав материкового стока. Поэтому в конкретных климатических и прочих условиях в почвах часто накапливаются Al, Fe, Mn, K, Si, Ca и многие другие; освобождаются в среду одновалентные щелочные металлы и другие элементы, уносимые водами. При этом, как уже говорилось, весьма большой оказывается роль органических веществ почвы, а также растений и бактерий, поглощающих P, K, Ca, Mg, Na, NH<sub>4</sub>, H, Li, Al, Mn, S, C и др.

Б. Б. Полюнов, А. П. Виноградов и ряд других исследователей признают водородный ион типоморфным ионом ландшафта, определяющим особенности поведения Ca, Na, Si, Al, Fe, Cl, S и ряда других, в основном из числа

макроэлементов. А. И. Перельман (1952, стр. 115) приводит краткие данные о поведении перечисленных элементов в ландшафтных зонах (рис. 11), как это делали и мы, характеризуя их роль в водных фациях биосферы.

Ботаники и почвоведы уже выработали новое направление исследований — геохимию ландшафта. На основе идей В. В. Докучаева, В. Р. Вильямса Б. Б. Польшин сформулировал задачи изучения геохимии ландшафта, разрешив при этом ряд частных ландшафтно-геохимических вопросов.

Ученые, исследующие геохимические особенности ландшафта, используя химические сведения, накопленные геологией, биогеохимией, геоботаникой, почвоведением и другими науками, применяют собственную методику

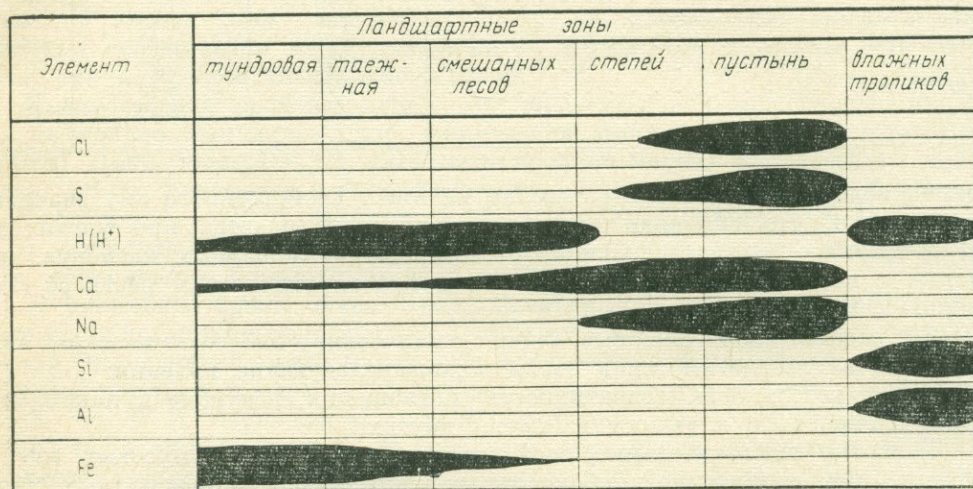


Рис. 11. Основные элементы ландшафтных зон (по А. И. Перельману, 1952)

в полевых и лабораторных работах. Геохимия ландшафта как отрасль общей геохимии рассматривает историю химического элемента в ландшафте в его системах: почва—растительность—животный мир, почвенно-грунтовые воды—воды стока и т. д. Она объясняет условия миграции и накопления элементов в ландшафте и помогает раскрыть сущность древних накоплений в биосфере тех же элементов.

Геохимия почв рассматривает состав и значение типоморфных элементов (или ионов) различных типов почв, реакцию (кислую, нейтральную, щелочную) природных вод — почвенных, грунтовых, речных и пр. По ее данным кислым характером почв подтверждается большое значение водородного иона свободных органических кислот и для почвенного раствора и для твердой фазы почвы в качестве обменного катиона в минеральных коллоидах почвы и подпочвы.

Миграция химических элементов в почвах и подпочвенной зоне зависит от физико-химического состояния водных сред (почвенных растворов, грунтовых вод), от их рН, насыщенности такими солями и газами, как O<sub>2</sub> и CO<sub>2</sub>. Сами по себе почва и подпочва, химически и биологически влияющие на подпочвенные горные породы, характеризуются меняющимися значениями рН среды, возрастающими в общем случае сверху вниз. Эти колебания значений

pH определяют степень подвижности элементов. Так, по А. П. Виноградову, в почвенных растворах с  $\text{pH} < 6$  подвижность свойственна Sr, Ba, Ra, Th, Cu, Zn, Cd, Ti, Zr,  $\text{Cr}^{3+}$ ,  $\text{Mn}^{2+}$ ,  $\text{Mn}^{3+}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{Co}^{2+}$ ,  $\text{Co}^{3+}$ ,  $\text{Ni}^{2+}$ ,  $\text{Pb}^{4+}$ ,  $\text{Sn}^{2+}$ , и др., для вод с  $\text{pH} > 7$  —  $\text{V}^{4+}$ ,  $\text{V}^{5+}$ ,  $\text{As}^{3+}$ ,  $\text{As}^{5+}$ ,  $\text{Se}^{6+}$ ,  $\text{V}^{6+}$ ,  $\text{Cr}^{6+}$ ,  $\text{Mo}^{5+}$ ,  $\text{Mo}^{6+}$ .

При геохимическом изучении почв получены интересные данные о поведении в биосфере молибдена. Он концентрируется в некоторых растениях (клевер, бобовые), а также в глинах нейтрального или слабо щелочного типа. Условия его концентрации растительностью или сорбирующей поверхностью глин определяются химическим режимом среды (pH от 7 до 8). В иных условиях ион молибдена находится в подвижном состоянии. Следует отметить, что почвоведы рассматривают процесс образования подзолистого горизонта как широкое и интенсивное проявление разложения и выноса под влиянием кислых органических продуктов всех минеральных и органических почвенных соединений за исключением устойчивого кварца.

В результате работ В. И. Вернадского, С. С. Смирнова, И. И. Гинзбурга и др. стали известны многие данные о процессах в зоне окисления, но нужно отметить, что внимание исследователей приковывалось больше к накапливающемуся здесь комплексу химических элементов, чем к выносимому материалу. В связи с первичным составом горных пород и рудных скоплений подпочвенной зоны в ней происходит концентрация таких относительно стойких минералов, как кварц, магнетит, гематит, корунд, рутил, оловянный камень, апатит, киноварь, золото, иридий, платина и т. п., иногда с образованием их россыпных месторождений. Разложение сульфидов приводит к появлению сульфатов. В случаях дальнейшего проникновения минерализованных вод на глубину происходит образование вторичных сульфидов меди, железа и пр. в зоне восстановительных реакций (зона цементации). В то же время медь в виде сульфата вместе с частью железа, марганца, в сопровождении цинка, алюминия, магния, фосфора и других элементов, а также с обломочным материалом разрушенных изверженных и осадочных горных пород может быть вынесена из зоны окисления в состав континентального стока. К сожалению, твердый остаток вод анализируется в основном на 8—10 обычных компонентов, по которым и разрабатывается систематика континентальных (речных) вод. Поэтому судьба многих химических элементов, мигрирующих с водами, неизвестна.

## ПОЧВЕННЫЕ РАСТВОРЫ И КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ СТОК

Интересно сопоставить солевой состав вод континентального стока и почвенных растворов (речных и почвенных вод) для выявления степени их взаимосвязей. По имеющимся данным (Тюремнов, 1949), эти соотношения сведены в табл. 15.

Огромную роль в миграции химических элементов в природе играют подземные воды, которые в процессе движения сквозь горные породы земной коры обогащаются их растворимыми компонентами. Они производят местами большую геологическую работу, часто отражающуюся на рельефе земной поверхности (карстовые явления).

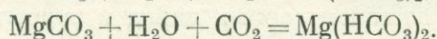
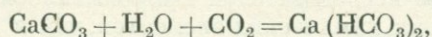
При выходе на дневную поверхность в виде источников эти воды вследствие всегда относительно повышенной минерализации изменяют химические свойства вод континентального стока, обычно повышая их pH. Из твердого остатка подземных вод, в районах определенного геологического состава и строения, при температурах до  $18^\circ\text{C}$  определены следующие соли (мг/л): NaCl 328,6;

Сравнительный солевой состав речных и почвенных вод, %

Элемент	Реки		Среднее из всех почв	Вытяжка из чернозема
	Азии	Южной Америки		
Ca	65,0	66,4	61,9	65,0
Mg	10,7	9,0	12,0	10,7
K	6,0	6,8	8,8	6,0
Na	18,3	17,8	17,2	18,3

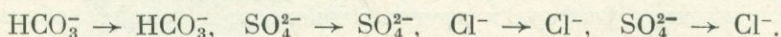
$\text{Na}_2\text{SO}_4$  168,3;  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  193,9;  $\text{KCl}$  329,5;  $\text{K}_2\text{SO}_4$  111,1;  $\text{K}_2\text{CO}_3$  10800;  $\text{MgCl}_2$  558,1;  $\text{MgSO}_4$  354,3;  $\text{CaCl}_2$  731,9;  $\text{CaSO}_4$  2,0.

Воды, содержащие  $\text{CO}_2$ , способны интенсивно растворять углекислый кальций и магний пород с переводом их в бикарбонаты раствора:

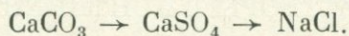


Подземные воды часто содержат и другие газы, иногда сильно повышающие геохимическую активность зон. Известные максимальные содержания их в водах следующие (в мг/л):  $\text{H}_2\text{S}$  4630,0;  $\text{CO}_2$  1713,0;  $\text{CH}_4$  55,63;  $\text{O}_2$  49,22; N 23,59.

И. В. Гормоновым, Н. И. Игнатовичем и В. А. Сулиным установлена вертикальная гидрохимическая зональность в химическом составе подземных вод в виде следующего генетического ряда (сверху вниз):



Прослеживая сток с возвышенных участков суши (горные районы) в сторону морских бассейнов в условиях континентального климата, можно отметить ту же зональность минерального состава вод (см. приведенный ряд), что несомненно связано с большой ролью в этом процессе гидрокарбонатно-кальциевых грунтовых вод. Эта закономерность в общем виде может быть выражена следующим рядом главнейших солевых компонентов вод континентального стока:



Роль грунтовых вод в данном процессе особенно значительна в зимний период, когда из оборота исключаются атмосферные осадки (снег).

В соответствии с принятыми нами двумя подразделениями суши по количеству атмосферных осадков с учетом испарения, развития растительности и пр. на области с влажным и континентальным климатом каждую из них мы имеем основание рассматривать состоящей из естественного ряда зон.

*Область с влажным климатом.* В ней выделяются три зоны:

1) горная (ледники, реки, озера) с преобладанием гидрокарбонатно-кремнеземных и кремнеземных фаций (Тюремнов, 1949);

2) зона плоскогорий, среднегорий и равнин, представляющая собой в низких широтах зону тропических и субтропических влажных районов с пышной растительностью, высокими температурами, обуславливающими местное накопление органических веществ в мало минерализованных водах. Для нее

характерны кремнеземные и гидрокарбонатно-кремнеземные гидрохимические фации;

3) тундровая с широким развитием кремнеземных и гидрокарбонатно-кремнеземных фаций со слабо минерализованными богатыми органическими веществами водами.

Фации горной зоны как изолированно развитые на земной поверхности не могут существенно сказаться на химизме вод, достигающих морских бассейнов (сред накопления осадков). Фации двух других зон, представленные в геологическом прошлом в эпохи угленакпления, имели исключительное значение для геохимических процессов вследствие массового развития кислых вод.

*Область с континентальным климатом.* Для этой области в эпохи относительной бедности биосферы углекислотой особенно усиливается вымывающая роль подземных и грунтовых вод. В ней выделяются также три фациальные зоны:

1) горная (ледники, реки, озера) с преобладанием кремнеземных и гидрокарбонатно-кремнеземных фаций;

2) степная с широким распространением сульфатных, натриевых и гидрокарбонатно-натриевых гидрохимических фаций, со слабым или ничтожным накоплением органических веществ и повышенными значениями рН;

3) зона пустынь, где преобладают хлоридные фации, с сильной минерализацией грунтовых и поверхностных вод и высокими значениями рН.

Кислые почвенные и подпочвенные воды развиваются в пределах этих зон на изолированных от морских бассейнов площадях. Размеры таких площадей относительно невелики. Воды материкового стока и озер имеют щелочные свойства.

Площадь европейской части СССР по степени увлажнения почво-грунтов под влиянием местных особенностей климата может быть расчленена на три зоны (рис. 12).

В качестве примера современных областей с обилием кислых почвенно-грунтовых вод, определяющих кислую реакцию, и вод континентального стока с низкими показателями рН (в озерах рН снижается местами до 3,5) уже приводилась северная часть Западно-Сибирской низменности, Васюганье, до устья Оби, где имеет место подщелачивание фаций и частое массовое выпадение гидратов железа. В качестве примера современного развития сульфатно-хлоридных вод, обусловленных влиянием подземных вод и засоленностью отложений предыдущих геологических эпох, можно привести Русскую платформу, особенно ее восточную часть — Приуралье, где подземные воды интенсивно вымывают гидрохимические осадки кунгурских и других богатых солями отложений верхнего палеозоя.

Воды притоков Камы содержат в больших количествах бикарбонаты кальция (табл. 16). В зимний период рН вод этих рек, как было установлено в 1951 г. П. Ф. Ипатовым, несколько снижается.

По данным К. Е. Жиггар (1950 г.), реки, озера, грунтовые воды лесостепной зоны Южного Зауралья характеризуются распространением

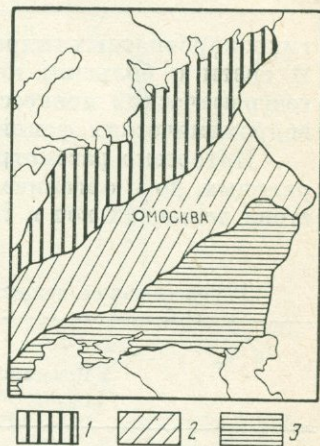


Рис. 12. Зональность территории европейской части СССР по степени увлажнения почво-грунтов (по С. Н. Гюремилову, 1949).

1 — зона избыточного увлажнения; 2 — зона неустойчивого увлажнения; 3 — зона недостаточного увлажнения

## Некоторые физико-химические показатели притоков Камы

Река	pH	t, °C	HCO <sub>3</sub> , мг/л
Яйва . . . . .	8,9	21,3	44,7
Косьва . . . . .	7,7	17,6	34,3
Чусовая . . . . .	8,2	19,6	139,2
Кондас . . . . .	7,9	18,7	138,4
Пожевка . . . . .	7,3	18,2	55,1
Обва . . . . .	8,2	18,8	241,2

гидрокарбонатных гидрохимических фаций, а степной — сульфатными фациями. В связи с большим количеством тепла и незначительным — влаги физико-географический процесс ведет к местному развитию хлоридных и кальциевых гидрохимических фаций, а также фаций с водами смешанного типа.

Интересно рассмотреть вынос реками в морские бассейны не только минеральных, но и органических веществ. Такая работа проводилась в отношении стока волжских вод в Каспийское море (табл. 17) в 1936—1940 гг. В переводе

Таблица 17

## Годовой вынос вещества р. Волгой в Каспийское море, тыс. т (Бруевич, 1949)

Показатели	Годы				
	1936	1937	1938	1939	1940
<b>Растворенный сток</b>					
Водный сток у Волгограда, км <sup>3</sup> . . . . .	196	160	176	180	193
Азот нитратный . . . . .	12	10,6	24,5	4,45	15,6
» нитритный . . . . .	—	—	—	—	1,9
» аммонийный . . . . .	25	12	21,5	76,8	33,8
» альбуминоидный . . . . .	47	26	—	—	—
» органический . . . . .	(44)	(52)	—	—	120,0
» суммарный . . . . .	131	75,0	—	—	312,0
Фосфор фосфатный . . . . .	7,7	6,4	3,9	6,0	6,5
» органический . . . . .	—	—	3,7	—	9,5
Кремний . . . . .	630	600	563	487	740
Кальций . . . . .	—	—	9300	8890	8295
Магний . . . . .	—	—	1620	1820	1461
Хлор . . . . .	—	—	2480	2149	2206
Сульфаты . . . . .	—	—	9600	10200	9323
<b>Взвешенный сток</b>					
Взвешенное вещество сухое . . . . .	—	8860	17300	19800	19400
Органическая часть взвешенных веществ . . . . .	—	1500	2960	1760	1800
Фосфор минеральный . . . . .	—	—	(11)	223	—
» органический . . . . .	—	—	(6)	—	—
» валовый . . . . .	—	—	(17)	—	7,6
Азот взвешенных веществ . . . . .	—	—	?	—	—
<b>Сумма взвешенных и растворенных веществ</b>					
Фосфор . . . . .	—	—	24,6	—	23,6
Азот . . . . .	—	193	—	—	456,0

на века и тысячелетия, тем более на миллионы лет вынос в моря отмеченных и иных химических элементов и веществ свидетельствует об огромной деятельности рек. Судьба этих веществ в морском бассейне, естественно, представляет большой интерес, тем более что мы имеем основание полагать, что существует серия геохимических фаций, где химические элементы полностью или частично могут выпасть, образуя местные концентрации.

По С. В. Бруевичу, месячные наблюдения за режимом стока растворенного железа указывают, что осаждающееся железо увлекает за собой фосфор органических веществ. По-видимому, это происходит при формировании в осадках фосфата железа (вивианита) и других не выявленных пока анализами металлов в условиях относительно кислых вод.

Имеются основания считать, что фации волжской дельты вносят существенные изменения в сток веществ в результате использования биофильных элементов растениями и периодического поступления их в воду или в осадок, при распаде органических масс.

Интересно также отметить и вынос некоторых элементов р. Леной в Полярный бассейн.

Вода в низовье Лены у с. Кюсюр, по данным анализа твердого остатка одной из ее проб (Симанчук, 1938, стр. 73—98), содержит следующие компоненты (в мг/л):  $\text{HCO}_3^-$  91;  $\text{Cl}^-$  18;  $\text{SO}_4^{2-}$  8,7;  $\text{Ca}^{2+}$  21,3;  $\text{Mg}^{2+}$  7,2;  $\text{SiO}_2$  7,8.  $\text{pH} = 7,1-7,2$ . Суммарный сток растворенных минеральных веществ в море Лаптевых по Лене за год по тем же данным составляет (в тыс. т.):  $\text{HCO}_3^-$  14161;  $\text{Cl}^-$  4645;  $\text{SO}_4^{2-}$  2312;  $\text{Ca}^{2+}$  3345;  $\text{Mg}^{2+}$  1192;  $\text{Na}^+$  2419;  $\text{K}^+$  426;  $\text{SiO}_2$  1420. К сожалению, судьба многих других элементов, выносимых р. Леной в море, исследователями не выяснена.

Из рассмотрения годового хода суточного стока минеральных веществ по р. Лене (за 1935—1936 гг.) следует, что наибольшая роль в их выносе принадлежит паводковым водам. Это объясняет природу микроциклов терригенных и терригенно-морских осадков (рис. 13) и помогает определить скорости их накопления на дне бассейна. Сезонные усиления континентального стока расширяют площади отложения различных типов прибрежно-морских осадков, изучение которых при достаточном постоянстве относительных величин паводкового стока позволяет уточнить границы геохимических фаций области смешивания речных вод с морскими.

Таким образом, солевой состав почвенных растворов определяет солевой состав рек континентального стока. Отсюда вытекает взаимосвязь между почвами с подпочвенной их зоной и континентальной частью гидросферы.

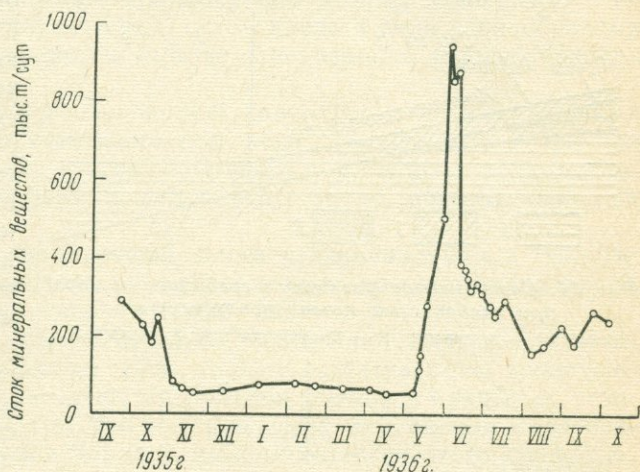


Рис. 13. График годового хода суточного стока минеральных веществ в р. Лене за 1935—1936 гг. (по А. О. Симанчук, 1938)

Состав солей почвенных растворов очень непостоянен. Огромное большинство типов почв в связи с относительно небольшим содержанием гумусовых кислот, повышенной аэрацией и соленостью имеют слабо кислую, нейтральную или даже слабо щелочную реакцию. Поэтому, по нашему представлению, вынос элементов путем вымывания из почво-грунтов ограничен; выносятся лишь элементы подвижные в нейтральной и соответственно слабо кислой и слабо щелочной средах. Это обстоятельство при огромных размерах площадей таких почв, практически представляющих области с континентальным климатом, приводит к связыванию в почвах крупных масс рассеянных химических элементов (в зонах почвы и подпочвы), за исключением части их,

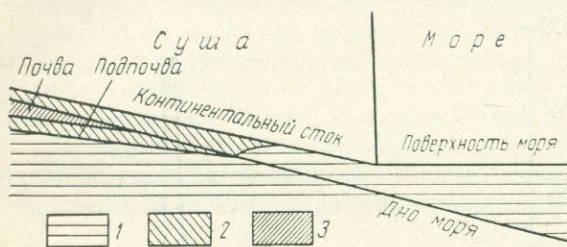


Рис. 14. Соотношение различных сред суши и моря при слабокислых почвах континента.

Среды: 1 — щелочные; 2 — промежуточные; 3 — кислые

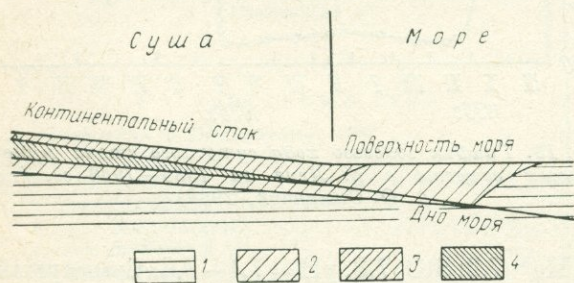


Рис. 15. Соотношение различных сред суши и моря при стоке кислых вод в эпохи углеобразования (торфообразования).

Среды: 1 — щелочные; 2 — промежуточные; 3 — кислые суши (стока); 4 — кислые почвы и грунты

уносимой при эрозии почв. К ней при речной эрозии добавляются продукты разрушения коренных пород (галька, песок, глинистый материал).

Таким образом, значительное число фациальных зон геохимического ряда, связанных с кислыми средами ( $pH < 7$ ), приурочиваются лишь к почвенному покрову и подпочвенной зоне. Пространственно этот геохимический ряд раздвигается, поскольку щелочные фациальные среды суши и, в частности, морские бассейны с накопленными донными осадками оказываются разобщенными от кислых сред почв некоторых районов суши. Схематически такое размещение групп фаций по кислотности-щелочности сред представлено на рис.14.

Кислые среды в пределах континента локализуются спорадически в областях поднятий или во внутриконтинентальных впадинах. Их относительно

слабое развитие по сравнению с щелочными водами других областей влечет за собой и относительно малую роль в вымывании элементов из горных пород с выносом их за пределы почв и грунтов в состав вод континентального стока и отложением во внутриконтинентальных и эпиконтинентальных бассейнах.

## ВТОРОЙ КОМПЛЕКС БАРЬЕРОВ

Влажный климат, достаточные запасы углекислоты в биосфере обуславливают широкое развитие наземной и водной флоры, обильное торфообразование, накопление в озерах и дельтах, в заливах и лагунах органических масс, черных органических илов (угле- и нефтеобразование), что коренным образом сказывается на химической характеристике континентального стока. Кислые воды с массой растворенных в них химических элементов могут воз-

действовать на крупнейшие массы горных пород. Проникая до глубины 30—100 м, реагируя с горными породами, эти воды способствуют миграции химических элементов не только вглубь земной коры, но и по земной поверхности. С растворенными химическими элементами они могут достигать крупных водных бассейнов, где реликтовая соленость и щелочность в условиях смешивания тех и других вод ведут к местным и временным колебаниям рН, изменениям фациальных обстановок, прямо и непосредственно отражающихся на типе и интенсивности формирующихся осадков, на отложении при участии физических, химических и биологических концентраторов соответствующих химических элементов и соединений (рис. 15).

В связи с изложенным можно сделать вывод о единстве процессов угле- и нефтеобразования и возникновения концентраций многих химических элементов, металлических и неметаллических, в том числе в виде разнообразных месторождений полезных ископаемых в составе одновременно формирующихся осадочных толщ.

Накопление органических масс на земной поверхности на значительных по размерам площадях, осуществлявшееся в ходе геологического времени многократно, по нашему мнению, всегда было связано с эпохами вулканизма, временно обогащавшими атмосферу и гидросферу Земли новыми запасами углекислоты.

П. И. Степанов (1937 г.), связывавший эпохи угленакопления в геологическом прошлом с эпохами складчатости, выделил крупные этапы накопления сконцентрированного в углях углерода (табл. 18).

Приведенные цифры, как уже отмечалось, составляют ничтожную долю рассеянного органического вещества, даже только растительного происхождения той или иной эпохи, тем не менее проявления ритмов в процессах угленакопления на земной поверхности, как и в процессах накопления карбонатных илов и рифовых сооружений в морях и океанах геологического прошлого, несомненны. Картина развития этих процессов пока прослеживается лишь

Таблица 18

Эпохи угленакопления и запасы углей.  
По П. И. Степанову с поправками автора

Возраст месторождений угля	Общие запасы углей		Распределение запасов по группам, млрд. т		
	в млрд. т	в % к мировым запасам	антрациты (А)	каменные угли (В+С)	бурые угли и лигниты
Третичный . . . . .	4211	32	4	1255	2952
Меловой . . . . .	4576	35	—	4569	6
Юрский . . . . .	312	2,4	13	178	121
Триасовый . . . . .	42	6,3	21	19	2
Пермский . . . . .	1307	10,4	122	1141	43
Карбоновый:					
стефанский и вестфальский . . . . .	1718	13	70	1648	—
Намюрский, визейский, турнейский . . . . .	117	0,9	0,23	111	6
Девонский . . . . .	0,2	—	—	0,2	—
Всего . . . . .	12283	100	230	8921	3130

по частям, и все же становится ясным, что интенсивное пермское \* угленакопление происходило на огромных по размерам площадях, по соседству с которыми располагались области одновременного формирования нефтематеринских и газоносных отложений («Второе Баку», Таймырская впадина). Обилие растительных остатков на смежных площадях крупных внутриконтинентальных и эпиконтинентальных бассейнов, несомненно, обуславливало отложение медистых песчаников, медистых песчано-глинистых сланцев (Западное Приуралье, Джезказган в Казахстане).

Аналогичное накопление в перми Южной Африки и Мадагаскара местами пространственно и по времени развития совмещалось с формированием пластов и линз сидеритов, лимонитовых и гематитовых железных руд (углистые сланцы свиты Экка в системе Карру, Южно-Африканская Республика). Почти к этому же времени относится формирование осадочных отложений с пластами марганцевых руд в южной части Египта (нубийские песчаники). Примеров таких связей можно, вероятно, привести много.

Рассмотрим кембрийское осадочное рудонакопление. На Сибирской платформе нижне- и среднекембрийскому нефтеобразованию стратиграфически соответствуют бобовые гематитовые руды Нижне-Ангарского района (низы кембрия), марганцевые руды хр. Арга около г. Ачинска, марганцевые руды Никулинского месторождения в Восточном Саяне, марганцевые руды Усинского месторождения в бассейне Томи, железо-марганцевые руды на границе нижнего и среднего кембрия в хр. Каратау (Южный Казахстан) и развитые там же фосфориты Чулак-Бау. В верхнем кембрии верховьев Лены известны пласты медистых песчаников, местами содержащие также и свинцовую руду. Зарубежные проявления осадочного оруденения кембрийского возраста весьма многочисленны. Так, в Африке они представлены: в Южно-Африканской Республике гематитовыми рудами и оолитовыми железняками (Трансвааль), марганцевыми рудами (на северо-западе Капского района); в Намибии глинистыми сланцами с прослоями бурого железняка (район Намакваленд), ванадиевыми рудами (район Отави); в Замбии медистыми песчаниками серии Катанга с промышленным содержанием кобальта; в Республике Заир медными и комплексными медно-полиметаллическими рудами с кобальтом, ураном, радием осадочной свиты серии Катанга и т. п.

Касаясь процессов формирования залежей полезных ископаемых кембрийского периода, необходимо отметить огромный размах жизнедеятельности многих групп водорослей того времени. По нашим данным, они обусловили нефтеносность этих отложений на Сибирской платформе при ничтожном тогда развитии наземной флоры. Кроме того, известны важные в практическом отношении отложения железных и марганцевых руд некоторых эпох докембрия, когда никакой наземной флоры еще не существовало.

Массовые скопления докембрийских руд железа и марганца с огромными геологическими запасами можно объяснить лишь более слабым солевым составом древнейших морских бассейнов, большей в биогеохимических процессах суши ролью минеральных кислот.

Содержание углекислоты в древнейшие геологические эпохи временами сильно повышалось, что стимулировало развитие растительной, а вместе с ней и бактериальной жизни, приобретающей значение крупного геологического фактора.

---

\* Скорее пермо-карбоновое. — *Прим. ред.*

Весьма интересно, что докембрийские железные руды месторождения Кирунавара Швеции содержат постоянную примесь битумов (5% от веса руды). Уместно вспомнить о шунгитах Карелии — своеобразных докембрийских битуминозных образованиях, которые, возможно, относятся к единому комплексу явлений с рудами Кирунавара, КМА и Прибалтики.

На основании отмеченного можно прийти в выводу, что в геологическом прошлом Земли временами в связи с фазами вулканизма и отсюда с режимом углекислоты в биосфере существовали эпохи усиленного образования органических веществ сначала химическим (докембрий), затем биологическим (водоросли, наземные растения) путем. Обогащенные ими воды активно действовали на горные породы суши, превращали их в мелкозем (почвообразование) и извлекали из них в баланс биосферы множество химических элементов, осаждавшихся далее при подщелачивании водами суши и морей в виде гидратов или других соединений.

Поскольку мы можем принять только такую трактовку взаимосвязанных явлений природных концентраций химических элементов в составе осадочных толщ, то общей причиной этих явлений мы должны признать органическое вещество, а первопричиной их — жизнь.

## РОЛЬ ЖИЗНИ В ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССАХ

Жизнь в гидросфере Земли возникла в конце архея — начале протерозоя. Ею как едва ли не самым могучим фактором в геологических процессах определялись ход и размах многих геологических явлений и процессов в каждом интервале времени последующей истории геологического развития земной коры. Этим фактором обусловлено в основном почвообразование, дававшее огромные количества рыхлых масс в водные бассейны, где они превращались в осадочные толщи. Им же определялось непрерывное при переменной интенсивности воспроизводство органического вещества биосферы и накопление его в твердом и растворенном виде в водах гидросферы. Только с этим фактором мы можем связывать создание местами в биосфере больших масс кислых вод, растворявших различные компоненты горных пород земной коры и отлагавших при подщелачивании химические компоненты в виде гидратов окислов и других типов химических соединений (при колебаниях рН от 2 до 10).

В нашем представлении любой природный геохимический ряд фаций, устанавливаемый по отдельным стадияльным его изменениям, по выпадению тех или иных элементов в осадок или их растворению, должен конкретно увязываться с литологическим выражением ископаемых и современных вмещающих пород, а также с биологической обстановкой, характеризующей составом животных, растительных и бактериальных обитателей каждой из фаций. Разумеется, многие детали строения этого ряда еще нуждаются в доработке силами многих специалистов.

Без специальных исследований пока трудно точно увязать между собой физико-химическую и литологическую характеристику фаций. Пока неизвестны колебания рН в элементарных типах осадочных пород и в рыхлых (недиагенетизированных) осадках. Не подлежит сомнению, что каждая фация характеризуется равновесными отношениями среды с устойчивыми в ней осадком, организмами и потому знать ее ведущую гидрохимическую характеристику необходимо.

Всякое изменение гранулометрического состава, цветности и соотношений между минеральными компонентами осадков в естественном литологическом

ряду терригенных осадков обломочного характера имеет свою физико-химическую причину. Выщелачивание полуторных окислов из слоя песка и, таким образом, его отбеливание, облагораживание в одном месте — есть процесс, противоположный процессу обогащения песчаного слоя гидроокислами железа или марганца, с образованием желтых, красных, бурых и иного цвета осадков в другом месте. Это указывает на взаимовлияние среды и осадка, на их единство в условиях каждой фации. Соответственно каждая из фаций имеет и особое, ей свойственное живое население. В связи с этим перед палеонтологами должна стоять задача сопоставления (корреляции) одинаковых по времени развития, хотя и разнородных по составу и происхождению видовых комплексов фаун и флор. Каждый из этих комплексов определяет место и условия своего обитания, в связи с законом об единстве организма и среды. Поэтому остатки ископаемых организмов для нас ценнейшие показатели не только геологического возраста вмещающей их горной породы, но и свойств самой исчезнувшей фациальной среды, в особенности если палеонтолог будет изучать не только форму раковин, как это он теперь делает в отношении какого-нибудь ископаемого моллюска, но и вещественный состав раковины с помощью биогеохимических исследований. Изучение остаточного органического вещества в осадочной горной породе, которое относительно стойко в ископаемом состоянии (пектины, лигнин и пр.), может дать ответ на многие интересующие геолога вопросы.

Таким образом, геохимический ряд фаций, устанавливаемый нами пока только частично по серии соединений элементов, выпадающих в осадок, и отчасти дополненный теоретически по новым данным, в общем должен определять ход множества разнообразных взаимосвязанных процессов биосферы (палеобиосферы) при географическом (палеогеографическом), геохимическом (палеогеохимическом) и другом научном к нему подходе. Он представляется нам ключом к пониманию природных процессов прошлого с начала зарождения на Земле жизни, последовательное изучение которой во многом помогает нам освещать историю развития земной коры.

Пермское угленакопление в пределах Тунгусского (площадь около 1 млн. км<sup>2</sup>), Минусинского, Кузнецкого и Карагандинского угольных бассейнов с суммарной мощностью их осадочных отложений до 5000—11 000 м и многочисленными угольными пластами представляет собой ярчайший случай накопления громадных объемов растительных масс, органических кислот, производивших геохимическую работу на больших площадях поверхности суши. Поэтому, обобщая все вышесказанное, необходимо полагать, что в геологической истории Земли на довольно крупных по размерам площадях в отдельные эпохи существовали условия усиленного развития организмов, преимущественно зеленых автотрофов, когда не было дефицита атмосферных осадков и увеличивалось содержание в биосфере свободной углекислоты. Переменяемость эпох усиленного развития организмов и ослабления их непосредственно сказывалась в усилении или ослаблении формирования местных концентраций химических элементов в составе осадочных отложений водных бассейнов. В эпохи расцвета органической жизни имели место массовое вымывание и массовое, частью концентрированное отложение элементов в осадках более или менее крупных бассейнов. Кислая и промежуточная части геохимического ряда фаций тогда опускались к уровню мирового стока.

В эпохи упадка жизнедеятельности фациальный ряд резко разрывался на две части. Кислая его часть была связана лишь с зоной почв, с накоплением в них (по зонам и подзонам) рассеянных масс химических элементов,

неподвижных при  $pH < 7$ , тогда как щелочная часть охватывала область всего континентального стока и морских бассейнов, мало эффективную в отношении осаждения многих элементов. Границы фаций этой растянутой части геохимического ряда, естественно, были менее устойчивыми, миграция фаций значительной. Поэтому мощность слоев, соответствующих этапу устойчивости отдельных фаций в условиях подвижного состояния земной коры, была малой. Отсюда при относительно малых общих количествах органических кислот растительного происхождения местные концентрации химических элементов, как правило, убывали, за исключением, конечно, связанных с геологической деятельностью морских бассейнов, где могли отлагаться мощные карбонатные и иные толщи с фосфором, магнием, щелочными элементами и пр. из запасов в бассейновых водах и из подтока с суши.

В эпохи относительно значительных движений земной коры, особенно при образовании поднятий, замыкании геосинклиналей, количество выносимого в морские бассейны терригенного материала соответственно возрастало, мощность формировавшихся там отложений увеличивалась, но разнообразие фаций при этом, несомненно, уменьшалось.

Следует полагать, что области погружения земной коры и начала ее поднятия над уровнем моря (эпохи массового развития низменностей) в сочетании с влажным (морским) климатом благоприятствовали угле-нефте-металлонакоплению в осадочных толщах, иногда с образованием месторождений полезных ископаемых промышленного значения. Мощное развитие растительности и накопление ее отмерших масс и органических кислот на площадях поднятий земной коры с разнообразными изверженными и иными породами приводили к вымыванию огромных количеств разнообразных химических элементов.

Наоборот, контрастность рельефа земной поверхности в эпохи горообразования, понижение базиса эрозии и усиление процессов размыва и выветривания пород приводили к большому участию в континентальном стоке щелочных подземных вод, увеличению испарения, резким колебаниям климата, принимавшего континентальный характер. Все эти явления не были благоприятными для образования концентраций химических элементов кислой части геохимического ряда фаций.

В связи с изложенным в геологическом прошлом, как и ныне, поверхность материков соответственно ее высотности, широте, рельефу и удаленности от морей, количеству осадков, режиму температуры и ветров разделялась на области различного геохимического характера. Рассмотренные бегло два основных типа климата, противоположные по характеру, несомненно во все геологические эпохи имели неравномерное и неравнозначное развитие со всеми взаимопереходами.

В. И. Вернадский и А. П. Виноградов высказали важную идею о геохимических и биогеохимических провинциях и эндемиях, обоснованную открытием данных об избыточности или недостатке каких-либо химических элементов, влияющих на жизнь животных и растений. В связи с этим они с полным основанием предложили химическую обстановку существования организмов назвать химической экологией. Выделяя биогеохимические провинции как этапы эволюционного развития фаун и флор, А. П. Виноградов (1950) отметил, что изучение среды жизни (в частности, почв) знаменует собой движение науки вперед. Это глубоко прогрессивное представление заслуживает распространения и на изучение процесса палеогеографического развития земной поверхности со времени появления на ней органической жизни для раскрытия

истории миграции и концентрации химических элементов, для познания направленности геохимических процессов при общем ходе формирования осадочных отложений, для выявления закономерностей расселения и развития органического мира на Земле.

Правильное комплексное изучение осадочных горных пород дает много научно и практически важных ответов на закономерности размещения природных концентраций химических элементов практического значения, на положение свит и толщ с месторождениями полезных ископаемых осадочного происхождения и др.

# ЗАКОНОМЕРНОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ ВТОРИЧНЫХ КОНЦЕНТРАЦИЙ ЭЛЕМЕНТОВ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ

## ПРИЧИННОСТЬ РАССЕЯНИЯ И КОНЦЕНТРАЦИИ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

Приведенный анализ состояния литологической науки заставил нас прийти к выводу о необходимости доработки ее раздела, относящегося к геологии полезных ископаемых, для максимального приближения достижений науки к геологической практике, геологоразведочному делу. Эта доработка практически оказалась возможной и интересной лишь при использовании результатов многих смежных отраслей естествознания, имеющих связь с литологией. Таковыми явились почвоведение, раскрывающее законы формирования почв за счет вещества пород земной коры при участии проявлений жизни, геохимия, определяющая законы миграции химических элементов в биосфере, биогеохимия, выявляющая роль организмов в миграции и концентрации химических элементов, физическая химия, позволяющая выяснить поведение химических элементов и веществ в конкретных природных средах, и др.

В результате представилась возможность по-новому взглянуть на сущность природных водных сред как на арену взаимосвязанных, взаимообусловленных физических, химических и биологических процессов, конкретным и наиболее интересным выражением которых является равновесно связанный с водной средой минерально-органический осадок. При этом раскрылась картина единого природного процесса области биосферы в виде закономерно-меняющейся в пространстве и времени окислительно-восстановительной обстановки кислотно-щелочных природных сред, развивающихся как единый естественный ряд геохимических фаций, определяющий весь круг проявлений жизни в водной среде данной фации до отложения определенного типа осадка.

Выше были специально рассмотрены, хотя отчасти и бегло, многие явления в биосфере, обуславливающие концентрацию химических элементов в соответствующих фациях и условиях. Одновременно мы пытались выделить конкретные факторы концентрации физического, химического и биологического происхождения — концентраторы химических элементов и их соединений.

Впервые подходя к вопросу о формировании месторождений полезных ископаемых в составе осадочных отложений как к единому процессу, мы стремимся найти и понять как рассеяние химических элементов в бассейновых осадках биосферы, так и концентрацию их до скоплений промышленного значения. Для этого пришлось обратиться к почве как биогеохимическому природному телу, покрывающему коренные породы земной коры. Выяснить, что факторы почвообразования, представленные в основном органической и в меньшей мере минеральной частью почв, являются факторами геологическими, осуществлявшими в прошлые геологические эпохи огромную геологическую работу по разрушению и сносу вещества земной коры, накоплению в природе

органических веществ, поглощению многих химических элементов и избирательному выделению других в состав гидросферы.

Почвы можно считать комплексом барьеров на пути мигрирующих химических элементов благодаря их основному геохимическому свойству — поглощению химических элементов. Почвы же сильно кислые, торфяно-болотные и близкие к ним, развитые и развивающиеся в условиях сильно влажных климатических зон, нужно признать имеющими в природе особое значение в отношении вымывания и миграции химических элементов. Последние в таких случаях проявляют большую подвижность и способность перемещения с кислыми водами за пределы площади развития этих фаций. Таким образом, выявляются места и обстановки, области и эпохи, благоприятные и неблагоприятные в отношении вымывания элементов, переноса и концентрированного или рассеянного отложения их природными водами.

Взаимосвязь явлений в природе, выражающаяся, в частности, в единстве фациальной среды с ее осадком, в единстве химических и биохимических процессов в конкретной среде, позволяет выделять в качестве основного объекта исследований наиболее мощный фактор природных сред — степень их кислотности-щелочности, выражаемую величиной рН.

В природе, как и в лаборатории, с соответствующими различиями в масштабах и роли дополнительных факторов, для каждого из обособленных бассейнов континентального стока имеют место свои особые зоны гидрохимического перехода от континентальных вод к морским через область их смешивания (дельта и смежная часть моря), меняющая положение во времени и пространстве в зависимости от изменений климата и вертикальных движений земной коры. Под их влиянием фации перемещаются то в сторону суши (эпохи погружения), то в сторону открытого моря (эпохи поднятия), чем определяются состав и мощность осадков, сужение и расширение геохимически, а также литологически различных смежных фациальных зон. Однако без специальных полевых и лабораторных исследований увязать ряды фаций по литологическим и геохимическим признакам полностью пока нельзя. На основе имеющихся к настоящему времени данных можно проследить лишь некоторые из связей между элементами этих рядов.

Установленные лабораторными исследованиями свойства химических элементов позволяют нам в бесчисленном разнообразии природных обстановок выделять то более, то менее надежно многие конкретные фации. Учитывая общий процесс движения континентальных вод в морские бассейны и принимая местонахождение предельно кислых вод на водораздельных областях суши за исходное положение, мы можем составить представление о распространении естественных непрерывных рядов геохимических фаций типа далее описываемого ряда, завершающегося нормальноморскими или предельно щелочными фациями лагунного типа.

Геологические процессы, развивающиеся в этих фациях, во многом еще не ясны. Сами фации, которые мы можем пока выделить, еще требуют уточнения в отношении их положения в составе ряда и способности к боковым смещениям.

В настоящее время они представляются лишь вехами на пути непрерывно меняющих свой характер природных сред. Тем не менее некоторые из них для нас служат отправными точками и ориентирами и, в меру имеющихся данных, мы должны их описать.

# ЕСТЕСТВЕННЫЙ ОПТИМАЛЬНЫЙ РЯД ДЕЙСТВИТЕЛЬНЫХ И ПРЕДПОЛАГАЕМЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ФАЦИЙ

## ФАЦИИ ОСОБО КИСЛЫХ СРЕД

(преимущественно почва и зоны окисления)

**Фосфато-циркониевая фация.** Характеризуется выпадением осадка из раствора хлористого циркония при подщелачивании этого раствора в присутствии солей фосфорной кислоты. По Х. Т. С. Бриттону (1936), осадок в виде фосфата циркония начинает выпадать при  $pH = 1,57$ . По-видимому, местонахождение фации — только зоны коры выветривания. В природе фация не выявлена.

**Циркониевая и гафниева гидратные фации.** В природе, видимо, имеет место осаждение нормальной гидроокиси циркония из раствора его сернокислой соли. Начало осаждения (неполного) при  $pH = 1,86$ , полное осаждение при  $pH = 2,47$ . Оно осуществимо лишь при соотношении трех молекул щелочи на одну молекулу сульфата циркония. В осадочных условиях фация неизвестна. Наиболее вероятно распространение ее в коре выветривания.

**Титановая фация.** Из сильно кислой среды, какие возможны лишь в зоне разрушения сульфидных месторождений, из раствора сульфата титана раствор сульфата калия может выделять в осадок мало растворимую двойную соль —  $2K_2SO_4 \cdot 2TiO_4 \cdot 5H_2O$ . Эта фация может располагаться лишь в начальной части геохимического ряда фаций, вблизи от первичных рудных или рассеянных скоплений этого металла, где в присутствии серной кислоты могут встретиться ювенильный титан со щелочными водами поверхностного происхождения. Значение  $pH$  этой фации, вероятно, от 1 до 2.

**Оловянная фация.** Характеризуется осаждением сложного гидрата окиси олова из раствора его хлористой соли при подщелачивании среды до  $pH = 2$ . Коллоидный первичный осадок имеет состав  $Cl_{1,33}(OH)_{0,97}$  до  $Cl_{0,55}(OH)_{1,45}$ , с переходом затем осадков в коагулят (рис. 16).

Олово, представленное в первичных рудах чаще в виде касситерита и станнина, как известно, характеризуется в зоне окисления вторичным обогащением, иногда с появлением, в случаях сульфидных месторождений, черезгель  $H_2SnO_3$  вторичного супергенного касситерита, как это установлено в окисленных рудах боливийских месторождений (Смирнов, 1951, стр. 273—277). Существует даже теория вторичного обогащения оловом зоны окисления с предполагаемой его миграцией в растворах, правда, не получившая общего признания. Принято считать, что обогащение обусловлено «крайне малой подвижностью олова в этих условиях» (там же, стр. 274).

С. С. Смирнов внимательно рассмотрел вопрос о растворимости касситерита и пришел к отрицательному выводу, но окисление станнина ( $Cu_2S \times FeS \cdot SnS_2$ ) и других сульфостаннатов, по его мнению, иногда имеет место, как это установлено, в частности, в месторождениях олова Боливии. При этом вторичный минерал принимает «деревянистую» форму или образует пористую и землистую массу, состоящую из крайне тонких зерен касситерита неопределенного облика, большей частью светло-желтой окраски.

**Марганцевая фация.** Для нее характерно выпадение в осадок четырехвалентного марганца ( $MnO_2$ ) при подщелачивании раствора с  $pH = 2$ ,

с образованием природных соединений — вада, пиролюзита, полианита. В присутствии сернистых соединений в стадии диагенеза такие осадки могут преобразовываться в гауэриты ( $MnS_2$ ). Фация эта может быть встречена только в зоне окисления.

**Железная фация.** При подщелачивании среды до значений pH от 2 до 2,5 осаждается гидрат окиси железа, при диагенезе переходящий в гематит. Фация свойственна зоне окисления так называемых железных шляп и пр.

**Фосфато-ториевая фация.** Характеризуется выпадением в осадок четыреххлористого тория из раствора при его подщелачивании до значения pH = 2,72 в присутствии солей фосфорной кислоты.

**Карбонато-ториевая фация.** Формируется в связи с процессами торфообразования. При подщелачивании среды до pH = 3,35 выпадает осадок — карбонат тория, который может быть обнаружен в каменных и бурых углях.

**Галлиевая фация.** Проявляется при осаждении гидроокиси галлия при pH = 3,4 с последующим ее растворением при pH = 9,7. Гидрат окиси галлия —  $Ga(OH)_3$ , выпадающий из водных растворов щелочей, представляет собой моногидрат метагаллиевой кислоты —  $HGaO_2 \times H_2O$ , подобный гидрату окиси золота.

**Фосфато-бериллиевая фация.** Характеризуется образованием осадка фосфата бериллия при подщелачивании кислого раствора  $BeO_2$  с pH = 3,41 трехзамещенным фосфатом натрия.

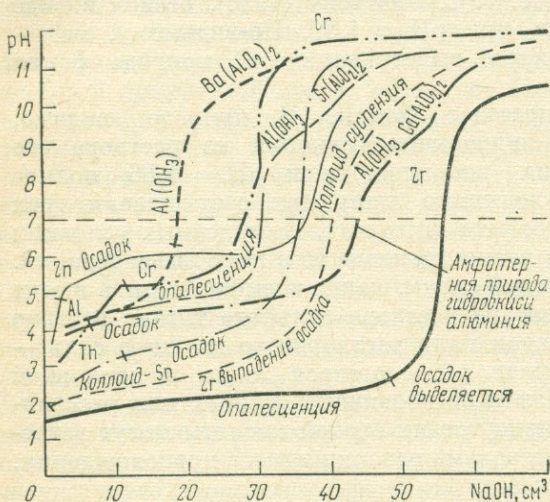


Рис. 16. Кривые осаждения Zr, Sn, Th, Al, Cr, Zn раствором 0,09 н. NaOH (по X. Т. С. Бриттону)

**Силикато-ториевая фация.** Определяется осаждением из раствора четыреххлористого тория, силиката тория при подщелачивании среды до pH = 3,5.

**Гидрато-ториевая фация.** Характеризуется полным выпадением гидроокиси тория при pH = 3,51—3,60 в виде  $Th(OH)_4$ . Натрийорганические соединения способны осадить торий уже при pH = 2,68. В природе эта фация пока не открыта, но сомневаться в ее существовании не приходится.

**Индиевая фация.** Устанавливается по выпадению в осадок гидроокиси индия при подщелачивании среды до pH = 3,7. Фация ассоциируется с торфообразованием (?).

**Карбонато-циркониевая фация.** Проявляется при осаждении карбоната циркония из раствора четыреххлористого циркония при подщелачивании его до pH = 3,95. Возможное место ее образования — торфяная зона.

**Силикато-циркониевая фация.** Характеризуется осаждением силиката циркония при подщелачивании среды до pH = 3,98 в присутствии свободной кремнекислоты.

## ФАЦИИ СЛАБО КИСЛЫХ СРЕД

*(на ранних этапах истории развития литосферы — фации дельт лиманов, морских заливов и смежных частей морских бассейнов; на поздних этапах — фации преимущественно подвижных и застойных водоемов суши, речных долин и дельт)*

**Торфяно-болотные фации.** Выражены, как известно, накоплением отмерших растительных масс (древесина, травы, мхи). Одновременно образуются огромные количества органических кислот (до 40% к исходному веществу). Фации характеризуются значениями рН от 2,5 до 4,5 и выше и постепенно переходят в сапропелевые фации, накопления нефтематеринского органического вещества с рН от 4,5 до 9. Таким образом, геохимический диапазон этих фаций (соответственно значениям рН) охватывает ряд предыдущих фаций и ряд описываемых далее.

Концентрация органического вещества в природных условиях, в частности торфообразование, осуществляется в почти застойных и слабоподвижных водах. Таковы же, несомненно (вследствие выделения в среду органических кислот), фации лагунной угленакопления, мангровых зарослей в тропиках (придонная зона) и некоторые другие озерные и лагунные образования, богатые органическими веществами растительного происхождения, за исключением фаций сапропелей, которые в ископаемом состоянии принято считать нефтепроизводящими отложениями, керогенами, и которые имеют иную физико-химическую характеристику.

Органическое вещество в виде различных гумусовых соединений может выпадать в кислой среде со значениями рН, по-видимому, от 2 и выше, как это установлено опытами по воздействию на растворы металлов желатинны, которая в растворах с рН от 2 до 4 ведет себя как основание. При рН < 2 желатина разрушается, при рН = 4 она начинает активно осаждать из раствора в осадок гидроокись алюминия, а при рН = 5,3 — гидроокись хрома. При рН > 4,7 желатина разрушается. Таким образом, концентрация органических коллоидов в растворах возможна в природе при значениях рН от 2 до 4,7, что подтверждается и при исследовании торфяных фаций.

Роль органических кислот в природных водах в процессе отложения металлоносных осадков очень велика. Она выражается в их способности к образованию сложных металлоорганических соединений с железом, алюминием, марганцем и, по-видимому, с рядом других металлов.

Известно, что гуминовые соединения коагулируются солями железа, алюминия и марганца с высоким эффектом коагуляции, определяемой положительными зарядами коллоидов гидроокисей алюминия и железа и отрицательными зарядами гуматов. Этим способом, в частности, очищают воды, богатые органическими веществами. Очень интересно указание специалистов по очистке вод на то, что величина оптимальной дозы осадителей зависит не только от содержания в воде гуматов, но и от значения рН осадителя. Мягкие, окрашенные органикой темноцветные воды предварительно подщелачиваются, иначе образующаяся гидроокись Al(Fe), адсорбируя отрицательно заряженный гумат, подвергается перезарядке с образованием новой устойчивой коллоидной системы лишь с частичной коагуляцией осадка и частичным обесцвечиванием раствора. Поэтому исследователи справедливо полагают, что гуматы в природных водах, в частности континентального стока, играют роль защитного коллоида, препятствуя выпадению в осадок коллоидных гидроокисей

металлов, что способствует выносу последних с суши в моря, в условия щелочных реакций.

Отсюда решающая роль в осаждении алюминия, железа и марганца металлоорганических соединений в щелочных водах морей обуславливается двумя факторами концентрации: 1) повышением рН воды (вытеснение металлов, высаливание) и 2) разрушением названных соединений бактериальным путем, деятельностью микроорганизмов гетеротрофов. Таким образом, «позднее» выпадение Fe, Mn и Al в морских щелочных средах получает удовлетворительное объяснение.

Изучение вещественного состава современных растительных масс дает ясное представление об их роли в геологическом прошлом в формировании углистых веществ (лигнитов, бурых и каменных углей) или нефтей и горючих газов. Так, Б. А. Скопинцевым (1950) выявлено (табл. 19), насколько при бактериальной деятельности углеобразование связано с наземной растительностью, а нефтеобразование — с водной, водорослями. Для выяснения сложности состава органических веществ, находящихся в осадочных породах, сравним их с составом в современных природных водах. Можно выделить две группы органических веществ: гумусовые вещества почвенного и торфяного происхождения, речных и озерно-болотных фаций и белковые и белковоподобные вещества. Первые по данным о реках Финляндии имеют следующий состав (в %): С 46,54; Н 3,9—5,0; N 1,5—2,9; О 39,7—47,9. Белковые и белковоподобные вещества, по данным изучения висконсинских озер (США), представлены сложной группой соединений, среди которых по способам выделения отмечаются следующие (с вариациями): а) осаждаемые фосфорно-вольфрамовой кислотой ( в среднем до 41% от белковых); б) свободные аминокислоты (до 20%); в) гидролизуемые аминокислоты (пептиды) (до 40%); г) группа негидролизующего азота (до 40%). Белковые вещества, выделяемые путем гидролиза из сухого остатка вод пяти озер показали значительное содержание аминокислот. В ископаемом состоянии, по данным работ автора, белковые соединения присутствуют даже в некоторых кембрийских породах. Определялись они в настоях порошков пород с помощью грибных культур (муко́ра).

Учитывая сказанное, надо отметить, что природные металлоорганические соединения должны отличаться большим разнообразием состава и поведения в фациях биосферы, что заслуживает специального изучения. Роль же органических кислот в миграции и отложении химических элементов очень велика.

Геохимический диапазон торфяно-болотных фаций охватывает ряд описываемых далее фаций, с которыми связана металлонность.

Таблица 19

Средний химический состав растительных групп в процентах на сухое вещество

Растения	Жиры, воски, смолы	Целлюлоза и гемицеллюлоза	Белки	Лигнин
Деревья лиственные	1—3	50	1—10	30
» хвойные	1—2	50	1—10	30
Травы	5—10	50	5—10	20—30
Папортники, хвощи и плауны	3—5	40—50	10—15	20—30
Мхи лиственные	8—10	30—40	15—20	10
Водоросли	20—30	10—20	20—30	0

**Алюмосиликатная фация.** При подщелачивании раствора сульфата алюминия —  $\text{Al}_2(\text{SO}_4)_3$  до  $\text{pH} = 4,04$  в присутствии свободной активной кремнекислоты в основном в форме  $\text{H}_2\text{SiO}_3$  выделяется осадок —  $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$ . Эта фация отложения химических глин в природе несомненно широко распространена.

**Борато-циркониевая фация.** Для нее характерно полное выпадение в осадок основного бората циркония из раствора при  $\text{pH} = 4,07$ , т. е. при условиях, почти совпадающих с условиями выпадения гидроокиси алюминия и его алюмосиликата ( $\text{pH} = 4,04$ ). Поэтому можно предположить, что бор и цирконий иногда могут теряться и при промышленном извлечении алюминия из бокситов.

**Борато-алюминиевая фация.** Характеризуется полным осаждением основной соли алюминия из раствора с  $\text{pH} = 4,14$ , т. е. в условиях выпадения в осадок гидроокиси алюминия. Поэтому бор необходимо всегда искать в бокситовой породе. Между тем анализ бокситов как алюминиевых руд на бор часто даже не производится, что ведет к потере ценного для народного хозяйства элемента.

**Алюминиевая фация (моногидратная).** При отсутствии в растворе свободной кремнекислоты эта фация соответствует условиям почти полного выпадения из природных вод моногидрата алюминия при подщелачивании среды до  $\text{pH} = 4,14$ . Образующийся осадок гидроокиси алюминия —  $\text{AlOOH}$  в ископаемом, диагенетизированном состоянии представлен диаспором; этот осадок имеет слабую сорбционную способность. Фация ассоциируется с углями и глинами в ряду отложений, развивающихся параллельно торфо-угленакоплению.

Алюминий может образовывать в осадке так называемые амфотерные соединения, которые при диссоциации в растворе, по-разному влияют на электропроводность раствора как в кислых, так и щелочных средах.

По Х. Т. С. Бриттону (1936), при подщелачивании раствора сернокислого алюминия с концентрацией, например, 0,00667 М выпадение гидрата алюминия начинается при  $\text{pH} = 4,14$ . Меньшая концентрация растворов при их подщелачивании приводит, по-видимому, к сходным процессам. При  $\text{pH}$  раствора около 4,69—4,76 имеет место явление опалесценции. Осаждение осадка задерживается, что объясняется тенденцией хлористого алюминия к образованию коллоидальных растворов. При  $\text{pH} = 6,5$  коагуляция осадка завершается.

**Карбонатно-алюминиевая фация.** По данным Х. Т. С. Бриттона (1936), фация характеризуется появлением в осадке карбоната алюминия при подщелачивании раствора сульфата алюминия —  $\text{Al}(\text{SO}_4)_3$  до  $\text{pH} = 4,16$ .

**Вивианитовая фация и фация болотных сидеритов.** Современное их развитие тесно связано с кислыми железистыми водами и разлагающимися растительными массами торфяно-болотных обстановок.

Фосфат железа («болотный фосфат») — вивианит — выпадает в осадок (иногда образуя крупные залежи) в условиях анаэробной обстановки. Физико-химический характер реакции не уточнен. По-видимому,  $\text{pH}$  среды в момент выпадения вивианита в осадок составляет 4,1—4,2. Залежи вивианита чаще линзовидные и располагаются в подторфяной зоне.

Вивианитовая фация в современных торфяно-болотных условиях часто тесно примыкает к фации «белых болотных сидеритовых руд» (Страхов, Бродская и др., 1934, стр. 626). По данным Г. И. Бушинского (1954), вивианит или рассеян в массе сидеритовой «сметаноподобной» руды, или образует самостоятельные «прожилки» или линзы. Сидеритовые руды этого типа при

выветривании и окислении превращаются в своеобразные бурые железняки — гидрогётиты.

Генетически те и другие руды связаны с железистыми водами подторфяной зоны или подруслового потока.

**Урановая** и возможно связанная с ней единством физико-химической обстановки отложения осадка **ванадиевая фация** (точнее одна из ванадиевых фаций). Фации, несомненно, приурочиваются к кислым средам. Близость их к условиям углеобразования, отложения гидратов алюминия, гидроокислов железа говорит о том же. Лабораторно осаждение гидроокиси урана из раствора его азотнокислой соли —  $U(NO_3)_6$  происходит при подщелачивании кислой среды до  $pH = 4,2$ , т. е. при условиях, близких к выпадению в осадок гидрата алюминия.

**Фосфато-хромовая фация.** По данным Х. Т. С. Бриттона (1936), при подщелачивании раствора хромовой соли, в частности  $Cr_2(SO_4)_3$ , до  $pH = 4,62$  (начало реакции) начинает выделяться осадок фосфата хрома; наиболее активное осаждение его происходит, по-видимому, при  $pH = 5,95$ . В природе эта фация пока не выявлена. Ее осадки, вероятно, могут быть обнаружены в составе пестроцветных формаций.

**Борато-ториевая фация.** Характеризуется полным выпадением основного бората тория, например из раствора хлористого тория, в присутствии солей борной кислоты при  $pH = 4,70$ .

**Алюминиевая гидратная фация (тригидратная).** Осадок тригидрата окиси алюминия —  $Al(OH)_3$  получается из слабого раствора сернической соли при подщелачивании до  $pH = 4,8$ . Этот осадок при дальнейшем подщелачивании до  $pH = 8$  вновь растворяется. Тригидрат окиси алюминия представляет собой вторую фацию формирования бокситов, именно гиббсита. Осадок характеризуется большой сорбционной способностью.

Таким образом, алюминийносная кислая вода при  $pH = 4,14$  становится средой формирования осадка, диагенез которого выражается образованием рудных минералов — диаспора ( $H_4Al_4O_8$ ) и бёмита  $[Al_4O_4(OH)_4]$ , основных компонентов многих бокситовых руд. При  $pH = 4,80$  создается обстановка осаждения тригидрата окиси алюминия — гиббсита или гидраргиллита —  $Al(OH)_3$ , также часто встречающейся самостоятельной разновидности боксита.

**Марганцевая фация.** Приурочивается и к зоне окисления земной коры и к почвенным и озерно-болотным обстановкам; формируется преимущественно биологическим путем (бактериальным) с образованием часто промышленно важных концентраций марганцевых руд. Последние должны ассоциироваться с породами континентальных отложений. Марганец отлагается в виде двухвалентного элемента при подщелачивании кислых вод до  $pH$  от 4,5 до 5. Таким же путем, вероятно, образуются марганцевые дендриты.

**Скандиевая фация.** Характеризуется осаждением гидроокиси скандия из раствора его солей при подщелачивании среды до  $pH = 5$ . Фация эта в природе неизвестна. Ее нужно искать в древнем и современном выражении.

**Гидрато-цинковая фация.** Устанавливается по осаждению гидроокиси цинка —  $Zn(OH)_2$  из раствора, например, сульфата цинка при подщелачивании среды до  $pH = 5,2$ . Процесс завершается при  $pH \approx 6$ . По Х. Т. С. Бриттону (1936), осадок принимает состав сульфата  $ZnSO_4 \cdot 3ZnO \cdot nH_2O$ . В осадочных отложениях концентрации цинка уже давно известны. В зоне окисления таким путем образуется минерал госларит —  $ZnO \cdot SO_3 \cdot 7H_2O$  (см. рис. 16).

**Борато-хромовая фация.** Характеризуется полным выпадением хрома, например, из его слабого (0,01 M) раствора сернической соли —  $Cr_2(SO_4)_3 \times$

$\times K_2SO_4$  при  $pH = 5,25$  под влиянием вытеснителя  $Na_2B_4O_7$ . В природе эта фация не выявлена.

**Борато-цинковая фация.** Проявляется в осаждении основного бората цинка из раствора (0,02 М) его сернокислой соли при  $pH = 5,27$ . Поскольку гидроокись цинка осаждается при  $pH = 5,2$ , то в процессе подщелачивания среды и в присутствии вытеснителя  $Na_2B_4O_7$  оставшаяся после осаждения гидроокиси часть цинка должна выпасть в осадок в виде бората даже при весьма низкой концентрации осадителя.

**Силикато-цинковая фация.** По данным Х. Т. С. Бриттона (1936), характеризуется выпадением в осадок силиката цинка из растворов; например, его сернокислой соли при подщелачивании их до  $pH = 5,27$  в присутствии свободной активной кремнекислоты.

**Карбонато-хромовая фация.** Проявляется в образовании осадка сернокислых солей хрома при подщелачивании их растворов до  $pH = 5,27$  в присутствии основного карбоната хрома.

**Карбонато-цинковая фация.** Характеризуется выпадением в осадок карбоната цинка, например, из сульфатных растворов цинка при подщелачивании сред до  $pH = 5,3$ .

Концентрации цинка в осадочных породах известны в виде корок сфалерита на конкрециях пирита и марказита, а также в виде включений сфалерита в каменных углях, например в некоторых боровичских и уральских. О концентрациях цинка в осадочных породах писал М. М. Константинов (1951), отметивший их в эксплуатируемых на цинк и свинец рудоносных песчаниках пестроцветной толщи триаса в районе Коммерн-Махерник в ГДР. Рудные минералы-спутники явно осадочного происхождения представлены церусситом, галенитом, халькопиритом, и карбонатами меди.

Явления ближней миграции цинка широко известны в условиях зоны окисления и контакта с закарстованными известняками с образованием так называемых галмейных руд [сообщество смитсонита —  $ZnCO_3$ , церуссита —  $PbCO_3$  и каламина —  $Zn_4(SiO_7) \cdot (OH)_2 \cdot H_2O$ ].

**Сульфато-хромовая фация.** Из раствора сернокислой соли хрома при его подщелачивании до  $pH = 5,3$ , по Х. Т. С. Бриттону выпадает осадок состава  $Cr_2O_3 \cdot 0,25SO_3$  или  $Cr_2O_3 \cdot 0,7SO_3 \cdot 3,6 H_2O$ . Такая фация, вероятно, имеет место в зоне окисления хромоносных пород — хромитов и др.

**Силикато-бериллиевая фация.** Характеризуется осаждением силиката бериллия при подщелачивании растворов сернокислого бериллия —  $BeSO_4$  в присутствии свободной кремнекислоты при  $pH = 5,31$ . В природе фация не выявлена.

**Гидрато-хромовая фация.** Лабораторно осадок гидроокиси хрома получается, например, из слабых растворов сернокислой соли хрома при подщелачивании среды до  $pH = 5,34$ .

Учитывая близость обстановки выпадения в осадок солей хрома, бериллия и цинка с медью, породы, содержащие один из этих металлов, следует считать перспективными на все остальные.

**Медная фация.** Медь в виде гидроокиси или сульфата выпадает из слабых растворов при их подщелачивании до  $pH = 5,3$ ; наиболее интенсивное выпадение осадка происходит при  $pH = 5,4$  (рис. 17).

Гидрат окиси меди —  $Cu(OH)_2$ , по данным экспериментальных исследований, при  $15^\circ C$  через девять месяцев переходит в безводный черный гидрат состава  $3CuO \cdot H_2O$ . В условиях сероводородной фации, развивающейся как в кислых, так и щелочных средах, этот гидрат в результате деятельности

сероводородных бактерий переходит в сульфид меди в изоморфной смеси со всегда присутствующим в той же фации подвижным железом — в халькопирит. Раствор сульфата меди может давать осадок состава  $4\text{CuO} \cdot \text{SO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ . Вследствие сродства меди с ураном в фации осадочного меденакпления в результате диагенетического преобразования осадка могут присутствовать медеурановые минералы: ванденбрандеит —  $2\text{CuO} \cdot 2\text{UO}_3 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ , иоганнит —  $\text{CuO} \times 2\text{UO}_3 \cdot 2\text{SO}_3 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ , торбернит — медный уранит  $\text{Cu}(\text{UO}_3)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$  и др.

Экспериментальные работы по изучению влияния меди на биохимический распад индивидуальных органических веществ, проведенные, в частности, О. П. Опариной (1950 г.), показали, что привнос меди в первые сроки инку-

бации бактерий, производит в среде полное подавление биохимического процесса. Затем бактерии «привыкают» к новым условиям среды, вырабатывают формы, способные вести биохимический процесс в присутствии меди. При повторном внесении меди в среду задержки биохимического процесса не происходит, даже если перенести бактерии этой группы в другую среду, зараженную медью.

Таким образом, постоянный приток меди в среду с органическими веществами в относительно малых концентрациях, например, 1—10 мг/л и при окисляемости от 80 до 165 мг  $\text{O}_2$  на 1 л, не подавляет биохимические процессы, а лишь притормаживает их, придавая им несколько

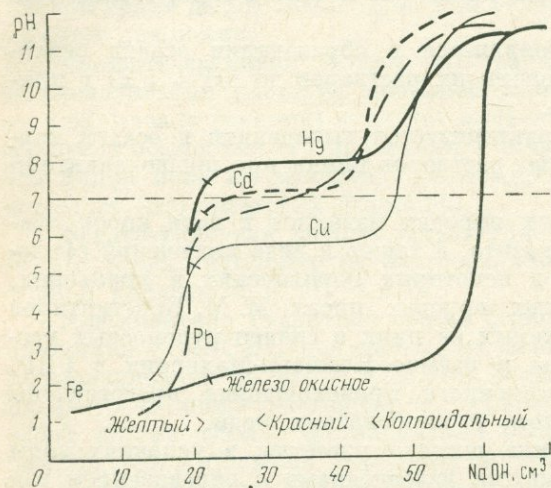


Рис. 17. Кривые осаждения Fe, Pb, Cd, Cu, Hg раствором 0,101 н. NaOH (по X. Т. С. Бриттону)

иное направление. В частности, наличие веществ, способных образовывать с солями меди химические соединения (органические кислоты, аминокислоты), ведет к затормаживанию их распада. Это обстоятельство в региональных геохимических фациях меденакпления объясняет нам сродство меди с органическим веществом растительного (древесина) или иного происхождения.

Ископаемые фации регионального накопления меди известны во всех геологических системах начиная с кембрия. Первично, скорее всего биологическим путем, осаждается  $\text{Cu}(\text{OH})_2$  или  $\text{Cu}_3(\text{CO}_3)_2 \cdot (\text{OH})_2$  — азурит. При повышении щелочности гидрат меди, опять, по-видимому, биологическим путем, переходит в малахит —  $\text{Cu}_2(\text{CO}_3) \cdot (\text{OH})_2$  с развитием очень своеобразной микроскопической структуры в виде почковидных слоистых конкреций. А. Г. Бетехтин считает, что выпадение карбоната меди идет по схеме  $2\text{CuSO}_4 + 2\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2 + \text{H}_2\text{O} = \text{CuCO}_3 \cdot \text{Cu}(\text{OH})_2 + 2\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O} + 3\text{CO}_2$ . Считается, что выпадение в осадок углекислой меди иногда обуславливается также влиянием углекислоты воздуха или происходит в результате распада донных накоплений растительных веществ.

Медь в виде малахита или сульфидов присутствует в верхнекембрийских красноцветных песчаниках верховьев Лены, где ей местами сопутствует свинец. Она установлена в песчаниках силура, девона, карбона и перми Казахстана

(Джезказганский и другие районы) в пермских отложениях Западного Приуралья, где медные руды часто ассоциируются с растительными остатками.

**Золотая фация.** Существование такой фации сомнений не вызывает. Лабораторно К. В. Астаховым, А. Г. Елицурой и Н. М. Николаевым (1951) был выделен амфотерный гидрат окиси золота, кислые свойства которого выражены сильнее основных. Он получается постепенным подщелачиванием раствора хлорного золота —  $\text{AuCl}_3$ . Соли золотой кислоты производятся от  $\text{HAuO}_2$ , поэтому гидроокись золота рассматривается как метагидрат золотой кислоты —  $\text{HAuO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$ .

К сожалению, концентрация водородных ионов среды выпадения гидроокиси золота исследователями не определялась. Считаясь с их мнением о химической природе этого гидрата, проясняющим вопрос о нахождении золота в аллювиальных отложениях в виде дендритов, структурных форм, следует полагать, что среда его выпадения должна быть умеренно кислой. По ассоциации дендритов золота в россыпях и зонах окисления с лимонитом и азури-том, свинцовыми, висмутовыми и сурьмяными охрами, величина рН этой среды должна быть от 5,4 до 5,5.

Многочисленные наблюдения новообразований высокопробного золота на самородках и золотинках в россыпях в виде заполнения в них пустот и трещин и в виде сплошной оболочки ясно указывают на его осаждение из раствора. Исследователи связывают это явление с «электролитической коррозией» золота в россыпях, аналогично процессам децинковки латуни, развивающимся гальванически. В структурном отношении эти новообразования золота представляют собой продукт рекристаллизации частично деформированного золота в виде мелкокристаллической массы и продукт процесса отложения золота из омывающей его воды в россыпи.

Н. В. Петровская и А. И. Фасталович указывают (1955), что толщина оболочек вторичного высокопробного золота обуславливается длительностью пребывания золота в россыпях и характером растворов, его омывающих. Идея электролитической коррозии, высказываемая исследователями, не разъясняет процесса в целом. Кроме того, вопрос о составе и свойствах грунтовых вод, омывающих золото, ими остался не освещенным. Между тем именно со свойствами этих вод и следует связывать процессы коррозии золота в россыпи (кислые воды, содержащие органические кислоты) и процессы его новообразования на золотинках рудного происхождения как самостоятельно в виде структурного золота, так и его дендритов в результате распада золотоорганических соединений и его осаждения из раствора под влиянием подщелачиваний последнего. В связи с этим можно допустить существование в природе специфических обстановок миграции и вторичного выпадения золота из раствора. Наличие в россыпях постоянных компонентов «песков» — охристых примазок (гидроокись железа) и железистых глин (силикатов глинозема) указывает на кислый характер растворов, местами, по-видимому, с рН около 4,0—5,6. Интересно было бы проследить характер этих растворов на всем пути их подруслового движения до нижней по течению реки границы россыпи с ее переходом в косовые и иного типа вторичные концентрации золота.

Учитывая значительный вынос золота в растворе из золотоносных районов, приносящий большой ущерб народному хозяйству, приходится задумываться над специальными мероприятиями по удержанию золота в россыпях, искусственному переводу в осадок, что, возможно, осуществимо путем искусственного подщелачивания грунтовых и почвенных вод карбонатами кальция и магния, сульфатами щелочных металлов и т. д. и рационально, если

экспериментальные работы покажут его экономическую доступность и практическую эффективность.

Существует несколько теорий или гипотез, предложенных для объяснения миграционной способности золота. Таковы, например, «хлоридная теория», допускающая возможность его миграции в виде хлорида золота, гипотеза о растворяющем действии раствора  $\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3$  на коренное золото в присутствии кислорода воздуха, гипотеза о переходе золота в коллоидный раствор с последующим дисперсным его отложением. Интересна гипотеза Фрейзе (Смирнов, 1951, стр. 203), который объясняет миграцию золота водами, содержащими гумусовые соединения при отсутствии свободного кислорода и электролитов. Этой гипотезой Фрейзе на материалах Бразилии истолковывал интересные факты восстановления запасов золота в старых выработанных россыпях за ряд лет. Так, одна из россыпей штата Рио-де-Жанейро, содержащая первично 11,6 г/т золота и выработанная с извлечением металла 10,85 г/т, через 14 лет показала его содержание в 4,65 г/т. Выработанная россыпь в штате Минас-Жерайс с первичным содержанием 8,5 г/т через 17—18 лет показала снова содержание металла 4,85 г/т. При этом золото имело крайне высокую пробу (почти 1000), зеленоватую окраску, несколько меньший удельный вес и амальгамировалось и цианировалось хуже.

Случаи возобновления запасов свободного золота в выработанных россыпях и отвалах известны, и они обычно объяснялись процессами продолжения распада связанного золота из золотосодержащих минеральных ассоциаций. Современная миграция золота в аллювиально-делювиальных отложениях, заслуживает углубленного исследования факторов, которые всюду с той или иной интенсивностью могут восстанавливать запасы золота на выработанных площадях. Задача хозяйственных организаций использовать это природное явление экономически.

Исследования черного золота — «золота в рубашке», по данным Фрейзе (Смирнов, 1951, стр. 203), привели к обнаружению на золоте пленок гумата железа. Это и натолкнуло исследователей на мысль о роли гумусовых соединений в переносе золота. Специальные эксперименты подтвердили это предположение. Золото в тонко гранулированном виде оказалось растворимым вытяжкой из бурого угля. Опыты повторялись с применением богатых гумусовыми кислотами болотных вод и при этом золото перемещалось. Условия опытов исключали возможность его механического перемещения. Между тем, как отмечает С. С. Смирнов (1951), опыты Фетзера по переносу золота гумусовыми взвешьями дали отрицательный результат. Весьма возможно, что здесь имело место сильное различие в вещественном составе и концентрации, как известно, весьма разнообразных гумусовых соединений. Вероятно, при этом недоучитывались и какие-то условия постановки опытов Фрейзе.

Как указывает С. С. Смирнов, золото осаждается многими осадителями: органическими соединениями, сероводородом, сульфатом железа и др. Ясно, что миграция золота возможна лишь в кислых средах, поэтому представляет большой практический интерес уточнение рН и Eh обстановки осаждения золота, чтобы раскрыть особенности его миграции.

А. П. Виноградов отмечает более высокое содержание золота в гумусе березового леса, чем среднее в породах земной коры. По данным И. Бабички, золото присутствует в растениях постоянно. А. П. Виноградов с сотрудниками обнаруживали его в зернах кукурузы с Северного Кавказа и других мест. Оно отмечалось в золе растений в виде золотинок до 0,1 мм в поперечнике с явно дендритным строением. А. П. Виноградов полагает, что эти дендриты пред-

ставляют собой механически захваченные растением из почвы пылинки. Мы же считаем их продуктом восстановительных реакций внутри растений при миграции золота в составе почвенных растворов.

**Железная фация (лимонитовая).** Характеризуется выпадением (биологическим и химическим путем) в осадок оолитовой и колломорфной гидроокиси железа, начинающимся при  $pH = 5,49$ . При дальнейшем повышении щелочности до  $pH = 6$  происходит массовое выпадение осадка. По имеющимся данным, отложение гидрата двухвалентного железа в докембрии и раннем палеозое было морским процессом, вероятно вследствие относительно меньшей минерализации морских вод и потому более низкой величины их  $pH$ , чем в более поздние геологические эпохи, когда при повышении  $pH$  процесс осаждения железа переносился постепенно в условия морских заливов, лиманов, дельт, русел рек и внутренних водоемов озерного типа, подобно тому, как это имеет место в настоящее время. Среди примесей к лимониту отмечаются  $Al_2O_3$ ,  $MnO$ ,  $P_2O_5$ ,  $Pb$ ,  $Ni$ ,  $Co$ ,  $Cu$  и  $Au$ .

Двухвалентное железо из раствора  $FeSO_4$  с концентрацией  $0,025 M$  начинает выделяться в осадок в виде гидроокиси. В биосфере это происходит, по-видимому, всегда микробиологическим путем при  $pH = 5,49$  с образованием соединения  $FeO \cdot OH + nH_2O$ . Процесс осаждения гидрата закиси железа даже в лабораторных условиях влечет переход гидрата закиси в гидроокись при повышении  $pH$  от  $5,49$  до нейтрального раствора и даже слабо щелочного. В водных бассейнах различного типа, в реках и потоках, в почвах и водопроводных трубах, в коре выветривания в условиях кислой среды идет активная деятельность железобактерий по образованию гидроокиси железа. Х. Т. С. Бриттон (1936, стр. 505) отмечает, что вода с низким значением  $pH$  способствует росту железных бактерий, это приводит к губчатым отложениям гидроокиси железа в трубах, особенно чугунных.

Некоторая растянутость кривой  $pH$  отложения железа из растворов органических соединений объяснима их сложностью, из-за которой процесс распада каждого из соединений с образованием нерастворимой гидроокиси железа протекает при особых значениях  $pH$ ,  $Eh$  и других физико-химических показателей среды. Между тем кривая  $pH$  осаждения «гумусового» железа все же ясно находится в кислой части диаграммы, соответственно месту нормального химического выделения гидрата окиси железа из неорганических его соединений.

Следует, к сожалению, сказать, что изученность органических и металлоорганических соединений водных сред современной биосферы продолжает оставаться очень слабой, пока лишь выявляются группы таких соединений. Ведущая в этом отношении почвенная геохимия обычно учитывает такие группы, как фульвокислоты, гуминовые и иные кислоты и их производные. Экспериментальные работы над простыми металлоорганическими соединениями несомненно позволят уяснить особенности их поведения в различных физико-химических средах и тогда кривые, типа упомянутой, станут понятными до конца.

Пример крупной, практически важной вторичной концентрации железа в осадочных условиях — киммерийские отложения Керченско-Таманского района на площади обширного залива Понта. На основании палеонтологических и литологических материалов условия рудообразования представляются здесь достаточно ясными. Площадь месторождения, с одной стороны, имела непосредственную связь с нормальным морским бассейном, откуда сюда распространялись временами обильные моллюсковые фауны, притом не только при

формировании слоев безрудных осадков, но часто и в моменты интенсивного рудоотложения. В последнем случае фауна несколько обеднялась качественно, но была достаточно обильной и местами пелиципеды и гастроподы достигали особенно больших размеров. Со стороны «питания», с Крымо-Кавказского выступа суши, область рудоотложения принимала кислые воды материкового стока. В условиях теплого и влажного климата процветала наземная болотная растительность, дававшая в сток массу органических кислот, и почвенный процесс местами развивался по латеритному профилю. Следствием заболоченности района являются установленные в рудных пластах остатки бобра, речного рака, органические вещества типа гумусовых кислот, растительный детрит, крупные остатки обугленной и минерализованной древесины.

Литологический состав отложений киммерийского яруса в указанном районе — бурые железняки оолитового сложения, железистые песчаники и глины, то марганцовистые, то с сидеритом, то с баритом, что однозначно указывает на происхождении этой серии пород (осадков) на границе пресноводной и морской зон. Об этом убедительно свидетельствует присутствие в осадках барита и палеонтологические материалы. Вероятно, высаженное из воды деятельностью железобактерий гидроокисное железо осаждалось не сразу; оно выносилось во взвеси в фации нейтральных и даже щелочных морских вод с нормальными морскими фаунами, даже, как известно, с дельфинами, тюленями и пр.

Интересное современное отложение железа в р. Оби и по некоторым ее притокам было описано в 1929 г. И. Г. Юдановым в связи с изучением замора рыб, проявляющегося здесь ежегодно в зимнее время на протяжении почти 2000 км по течению реки. Исследователь описал обстановку массового разложения растительного вещества торфяно-болотной фации, развитой на огромных площадях в бассейне Оби. Разложение сопровождается освобождением гумусовых кислот, повышенным содержанием свободной углекислоты, падением содержания кислорода, в частности, от устья Тыма до Обской губы. Приток углекислоты в воды реки этого района приписывается окислению органических веществ и «живцам» — выходам грунтовых вод по дну и по берегам рек и ручьев, часто в виде газифицирующих родников.

Значительные количества подвижного железа таежных речек И. Г. Юданов связывал с заболоченностью водосборных пространств и переходом металла в бикарбонат закиси железа —  $\text{Fe}(\text{HCO}_3)_2$ , который в поверхностных условиях выделяет часть свободной углекислоты и превращается в карбонат закиси —  $\text{FeCO}_3$ , переходящий затем в гидрат закиси, а последний в присутствии кислорода окисляется в гидрат окиси. При этом часть гидрата окиси остается в растворе в виде коллоида, часть же выпадает из раствора в виде трудно растворимого осадка. Происходящие при этом микробиологические процессы И. Г. Юданов не учитывает, обращая внимание лишь на химическую сторону явлений.

Выпадение водной окиси железа, отмечаемое исследователями с момента начала замора рыбы, выражено появлением «ржавца», железистого осадка, в виде налета на рыбацких ловушках зимнего промысла, на всех предметах, находящихся в воде, что сопровождается уменьшением содержания в воде кислорода. Вода при этом «мутноватая, напоминающая собою эмульсию» (Юданов, 1929, стр. 45). Наиболее активно выпадение железа происходит при повышении рН до 6.

Процесс выпадения «ржавца», отмеченный в таежных речках и в летнее время, характеризуется временным появлением у воды неприятного вкуса

и запаха («дух», по местному), вызывающих при ее питье раздражение в горле как у людей, так и у животных\*.

Растворимость окиси и закиси железа, а также кремнезема в водах Васьюгана зависит от изменения величины рН, суммарно отражающей углекислотный и кислородный режим водной среды. При снижении рН с 6,8—6,9 до 6,6 и ниже растворимость резко увеличивается, при повышении до 7 — резко падает. Главной причиной повышения кислотности среды И. Г. Юданов считал окисление органических веществ в результате жизнедеятельности низших организмов, выражающейся в потреблении ими кислорода. Возможную и даже несомненную роль железобактерий в осаждении гидроокислов железа и разрушения железоорганических соединений исследователь не учитывал.

Экзотермический эффект при реакции преобразования закиси железа в гидроксид, служащий энергетической базой для железобактерий, как известно, позволяет им существовать и проявлять активную жизнедеятельность при температуре около 0° С и чуть выше. Для некоторых групп железобактерий температура среды должна быть около 15—16° С. Таким образом, и в летнее, и в весеннее время железотложение в районе низовьев Оби, происходящее биогеохимически, представляет собой ярко выраженную современную фацию, во многом поясняющую аналогичные процессы в геологическом прошлом. Поэтому отмеченный район севера Сибири и ему подобные представляют собой интересные объекты для специальных исследований биогеохимического направления с участием геохимиков и микробиологов.

**Моногидрофосфатная фация.** Фосфор один из важнейших и интереснейших биофильных элементов. Фосфорная кислота с гидратами окисей щелочноземельных металлов образует осадки состава моногидрофосфатов ( $M^{2+}HPO_4$ ), которые при дальнейшем воздействии осадителя переходят в среднем фосфаты состава  $M_3(PO_4)_3$ .

Величина рН среды для системы  $CaO-P_2O_5-H_2O$  в момент начала осаждения фосфата равна 5,6, при усиленном выделении осадка 5,7. При рН = 6 выделение осадка прекращается, хотя часть соли остается в растворе. Многие месторождения фосфоритов в составе отложений внутриконтинентальных водоемов, вероятно, образовались именно таким путем. Фация заслуживает специального исследования на древнем и современном материале с одновременной постановкой экспериментальных работ для изучения хода данного процесса и его продуктов. Близость описываемой фации с предыдущими объясняет частую и нежелательную в металлургическом процессе примесь фосфора в осадочных железных рудах — лимонитах, бурых железняках и гематитах. Фосфатные фации кислого ряда характеризуются выпадением из растворов при их подщелачивании также ряда других фосфатов, в частности фосфата железа — вивианита —  $Fe_3(PO_4)_2 \cdot 8H_2O$ .

Специальные исследования Института удобрений (НИУИФ) условий формирования залежей вивианита на материале озер и болот Белоруссии показали, что линзы вивианита чаще располагаются в центральных частях болот, образовавшихся из заросших озер. Линзы имеют своеобразное строение. Со стороны области питания их край залегает в зоне лежащего бока торфяной залежи, а далее линза вивианита постепенно приподнимается, утоняется и расширяется по площади в форме «лопасти». «Корни» линзы (Страхов, Бродская и др., 1954), связанные с выходом грунтовых вод имеют небольшую площадь. Поверхность линз, располагающаяся в аэробной зоне, выражена

\* Сероводород здесь участия не принимает.

продуктами окисления — конкрециями браунита и порошковатым лимонитом, образовавшимся, скорее всего, в результате микробиологических процессов. Остальная группа фосфатов, в частности кальция и цинка, выпадает в осадок при  $pH = 5,6-6,0$ .

По данным лабораторных экспериментов, в водных средах с  $pH$  от 6,9 до 10,6 имеет место буферное действие солей, оставшихся в растворе. В этом явлении участвует и выделившийся осадок (буферная роль осадка). В щелочной среде наступает второй этап выделения фосфорных соединений (см. далее).

**Фосфато-цинковая фация.** Проявляется, по данным Х. Т. С. Бриттона (1936), при подщелачивании слабого раствора серно-кислого цинка до  $pH = 5,6$ . В современной биосфере и в древних осадках эта фация не установлена.

**Гидрато-бериллиевая фация.** Характеризуется полным выпадением в осадок гидрата бериллия при подщелачивании раствора до  $pH = 5,69$ . Выпадение начинается при  $pH = 4$ , но наибольшая интенсивность осаждения наблюдается при  $pH$  от 5,69 до 5,70. В природе эта фация в нормальных осадочных отложениях не выявлена. Большая миграционная способность бериллия позволяет считать эту фацию имеющей значительное распространение.

**Борато-бериллиевая фация.** Определяется выпадением основного бората бериллия при  $pH = 5,72$  под воздействием в подщелачивающем растворе  $Na_2B_4O_7$ .

**Фосфато-марганцевая фация.** При подщелачивании раствора хлористого марганца —  $MnCl_2$  до  $pH = 5,76$ , по Х. Т. С. Бриттону (1936), происходит выпадение фосфата марганца. Сравнительная распространенность таких условий дает основание считать, что фосфато-марганцевая фация в природе существует, а ее осадки присутствуют в пестроцветных слоях осадочных толщ.

**Серебряная фация.** Намечается пока по данным осаждения серебра из слабых растворов его солей (например, 0,0202 н.) при  $pH$  около 6. Судя по кривой осаждения серебра, по Х. Т. С. Бриттону, с помощью кислородного электрода при вытеснителе  $NaOH$  осаждение начинается при  $pH$  около 5,8, наиболее интенсивно оно происходит при  $pH = 6$  и, по-видимому, затухает около 9.

А. Е. Ферсман вторичное серебро отмечал в составе серебросодержащего ярозита и галоидных солей (геофаза L). При образовании аргентоярозита серебро замещает в феррисульфате калий и натрий. Обстановка формирования этих минералов пока не освещена и сам А. Е. Ферсман (1934, стр. 193) признавал, что «геохимия серебра еще не написана». Между тем способность серебра к миграции в биосфере несомненна.

С. С. Смирнов тоже считал супергенную минерализацию серебра еще мало изученной, но он отмечал открытие аргентоярозита в окисленных рудах серебра и допускал его вынос. Недостаток материалов по вторичному серебру он объяснял трудностью выявления его минералов при рассеянии в рудной массе, а также неполнотой сведений о формах осаждения серебра. При этом он полагал, что серебро может адсорбироваться в широком масштабе тонкодисперсными веществами зоны окисления: разными глинами, каолинами, особенно марганцевыми минералами, которые могут содержать в окисленной зоне такие минералы, как галоиды (кераргирит), сульфиды серебра и тонкодисперсное самородное серебро с подчиненным количеством аргентита.

Следует полагать, что в некоторых случаях размыва сереброносных магматических пород среднего состава (диориты и пр.) возможна и дальняя миграция серебра, за пределы собственно зоны окисления. Формы этой миграции,

по С. С. Смирнову, галлоидная, реже сульфатная, как это установлено в районах Топопа (штат Невада в США) и Хонарсилло в Чили. Там выявлена зональность в распределении руд серебра: сверху хлориды, ниже бромиды, внизу йодиды. Сульфаты серебра, отличающиеся желтым цветом, в присутствии лимонитов могут быть пропущены.

Миграция серебра в биосфере подтверждается данными В. М. Гольдшмидта о содержании этого элемента в гумусе березового леса ( $5 \cdot 10^{-4}$ ), что выше среднего для пород земной коры. А. П. Виноградов отмечает наличие серебра в почвах как обычное явление.

Большой интерес представляют геологические материалы по району «Серебряного Рифа» в юго-западной части штата Юта (США), где осадочные руды серебра, по Б. С. Батлеру, Г. Ф. Лафлину, В. Ч. Гейки и др., являются предметом крупных эксплуатационных работ. Эти руды связаны с частью разреза триасовой песчаниково-сланцевой толщи Пейнтед Дезерт. Пластообразные залежи их приурочены к крупной, частично размытой антиклинальной структуре. Серебро считается принесенным газовыми или водными путями из отдаленных металлоносных магматических пород (?) или же отложенным в мелководном бассейне при участии гниющих растительных масс. Наиболее богатые металлом скопления в линзах и пластообразных залежах («рифях») ассоциируются с карбонатизированными обломками древесины, местами достигающими 20 см в поперечнике и 3 м в длину. Изредка древесина окремнена. Карбонатизированные остатки растений более богаты рудными минералами. Иногда серебро содержится и в линзах песчаников, залегающих среди плотных глинистых сланцев или в горизонте конгломератов Шайнерамп (низы рудоносной толщи). Оно присутствует также в рудных пленках на поверхностях плотных каолинитов (мыльный камень), образующих среди песчанистых сланцев тонкие прослои.

Главную массу серебряной руды составляют песчаники, по внешнему виду не отличимые от обычных для данного района и не содержащие видимых включений древесины, но пиритизированные. Руда образует пластообразные тела длиной до 300 м, шириной до 30 м и мощностью до 5 м. Бедные металлом породы рудного горизонта развиты на большой площади района.

Руды серебра представлены хлоридами, сульфидами, реже самородным серебром. Они развиты в слоях более пористых песчаников, часто образуют пленки на поверхностях прослоев плотных каолинитов, которые сами серебра не содержат. Рудам серебра сопутствуют гидроокислы железа. В восточной части рудной площади в малых количествах содержится зеленый карбонат меди. Кроме того, исследователи отмечали присутствие селена до 0,23% при 0,26% содержания серебра, что говорит о возможном выявлении селеновых соединений этого металла. Встречены также урано-ванадаты в виде карнотита и сурьма. Ниже уровня грунтовых вод в зоне обогащения серебро и медь представлены сульфидами с примесью самородного серебра.

С нашей точки зрения описываемые залежи серебряных руд с железом, медью, ураном, селеном и сурьмой несут явные признаки осадочного происхождения и сформировались при участии огромных масс органических веществ в растворе и во взвеси. Они появились в триасовое время на обширной площади за счет размывавшихся в отдалении металлоносных полевошпатовых магматических пород.

О растворенных органических веществах несомненно гумусового ряда свидетельствует остаточная сера пирита, образующая в рудной массе обильную мелкую вкрапленность. При смятии осадочной толщи в антиклинальную

структуру (третичное время) могло иметь место некоторое переотложение рудных масс с их местным обогащением, как это иногда отмечается и в осадочных медных месторождениях — медистых песчаниках и сланцах.

Основной причиной накопления руд в данном районе, с образованием, в частности, промышленных месторождений, следует считать смешивание кислых металлоносных вод с подщелачивавшими их карбонатными водами. Условия генезиса руд распознаются по массовому отложению принесенных сюда обломков древесины, по остаточной сере пиритовой вкрапленности, карбонатизации части песчано-сланцевых рудовмещающих отложений (цемент).

**Свинцовая фация.** Для нее типично выпадение в осадок гидроокиси свинца —  $Pb(OH)_2$  при  $pH = 6$  (см. рис. 17). В осадке гидрат часто переходит в галенит, что, например, давно известно в верхнекембрийских отложениях по р. Лене. В некоторых слоях рудоносных песчаников усть-кутской свиты свинец местами ассоциируется с медью или отложен по соседству. Галенит ранее был установлен также и в девоне Прибалтики.

Установление свинца в форме галенита в верхнекембрийских осадочных породах Сибирской платформы (усть-кутская свита) вдали от возможных источников этого элемента говорит о способности свинца к дальней миграции с водами континентального стока. Его способность к обменным реакциям с другими металлами, близкими по величине ионного радиуса и электрического заряда, допускает наличие в осадочных породах также сложных соединений свинца, типа баверита —  $CuO \cdot PbO(Fe, Al) O_3 \cdot 2SO_3 \cdot 4H_2O$ , лаксманита —  $(Pb, Cu)_5(CO_4)_2(PO_4)_2$ , гидроцеруссита —  $Pb_3(OH)_2 \cdot (CO_3)_2$  и пр.

М. М. Константинов считает (1951), что свинец может мигрировать в виде плюмбоярозита —  $Pb \cdot 3Fe_2O_3 \cdot 4SO_3 \cdot 6H_2O$ , который образуется за счет галенита или церуссита, для чего требуется кислая реакция раствора и достаточное количество  $Fe_2(SO_4)_3$ . Он указывает на значительную растворимость плюмбоярозита в кислых водах, но, по-видимому, миграция этого соединения не выходит за пределы зоны окисления. М. М. Константинов допускает и хлоридную форму переносимого свинца, обладающую растворимостью при  $18^\circ C$  до 15 г/л воды, в виде  $PbCl_2$ . Хлорид свинца может образовываться в результате воздействия хлоридов на свинцовоносные минералы коренных пород в области размыва.

Таким образом, в разрез с прежними представлениями свинец оказывается достаточно подвижным и потому поиски его в осадочных толщах в виде галенита и других минералов следует считать небесперспективными, особенно если учесть близость условий образования свинца и  $Cu$ ,  $Cr$ ,  $P$ ,  $V$  и т. п. в слабо кислых средах.

Следует полагать, что концентрация в осадочных породах свинца, как и других металлов, чаще может происходить за счет рассеянных масс этого элемента; не исключена возможность, что в отдельные эпохи концентрация металла возрастала до образования сплошных рудных масс, как, например, в триасе Европы и кембрийских, верхнедевонских и пермских отложениях ряда стран мира, возможно в связи с явлениями вулканизма.

Ввиду сродства урана со свинцом в диагенетизированных осадках свинцовой фации, по-видимому, нужно искать концентрации урановых минералов — парсонита —  $2PbO \cdot UO_3 \cdot P_2O_5 \cdot H_2O$  и кюрита —  $2Pb \cdot 5UO_3 \cdot 4H_2O$ .

Интересные выделения галенита описаны Л. М. Миропольским и Г. Л. Миропольской (1952) в средне- и верхнедевонских осадочных породах юго-востока Татарии (пос. Альметьево), района Закамья (поселки Узбьяк, Чушаево, Сергеевка, Юлдуз, Ромашкино) и Урала. Осадок состоит из терри-

генного материала в виде обломков кварца с незначительной примесью кремня, рутила и других минералов, наиболее устойчивых в кислых средах. Присутствуют обрывки растений и пирит. Вмещающими являются породы алевролитового состава. Галенит в виде кристаллов размером от 0,01 до 0,25 мм полностью или частично заполняет поры в породе. Совместно с ним присутствует пирит. Нередко можно видеть, что галенит отложился на пирите; частично он замещает сидерит.

У пос. Чупаево галенит установлен в составе алевритовых песчаников раннеживетского возраста и пашийской свиты раннефранкского возраста. В битуминозном алевролитовом кварцевом песчанике минерал рассеян по всей породе, выполняя в качестве цемента поры и пустоты совместно с пиритом, халькопиритом и сфалеритом. Размер его зерен до 2 мм. Порядок выделения рудных минералов следующий: халькопирит, пирит, галенит. Присутствуют кристаллы сидерита, образованного ранее галенита. Порода содержит обуглившиеся растительные остатки подобно тому, как это имеет место и в других вышеупомянутых районах.

Исследователи пришли к убеждению, что галенит вторичный, отложился в восстановительной обстановке из водных растворов, иногда в порядке замещения. Предположение о гидротермальном генезисе галенита приходится отвергнуть.

Представляют интерес данные об осадочном свинцовом и цинковом оруденении девонских отложений Минусинской котловины, на юге Красноярского края. По личному сообщению И. К. Баженова, в 1938 г. при геологической съемке масштаба 1 : 100 000 в бассейнах рек Черного Июса, Печище и в районе озер Большого и Малого северо-западной части Минусинской котловины в ряде пунктов нижнего мергелистого горизонта среднедевонских известняков было обнаружено свинцовое и цинковое сульфидное оруденение в виде внутрислойной вкрапленности.

На левом берегу Черного Июса, в 5 км ниже впадения в него Саралы, в нижней части разреза залегают граниты Кузнецкого Алатау. На их размытой поверхности лежит среднедевонский базальный конгломерат с галькой гранита мощностью 0,5 м. Выше следует пачка серых и зеленых песчаников мощностью 1,5 м, перекрывающая слоем слегка мергелистого светло-серого известняка с вкрапленностью галенита и, возможно, сфалерита. Последний в зоне выветривания выщелочен, и на его месте остались небольшие пятна окислов железа. Вкрапленники галенита мелкие, редко до 0,5 мм. Мощность оруденелого слоя известняка 0,4 м.

В обнажении по правому р. Печище, в 1,5 км выше улуса Агаскырского, на гранитах Кузнецкого Алатау залегает элювий гранита с известковистым цементом мощностью около 0,5 м. Выше следует слой оруденелого известняка низов среднего девона с незначительной мелкой вкрапленностью галенита.

В 3 км к востоку от дер. Парной средний девон залегает на красноцветном нижнем девоне. Здесь И. К. Баженовым была обнаружена мелкая вкрапленность галенита, приуроченная к нижнему слою среднедевонских известняков мощностью 0,5 м. При промывке шлиха у подножия склона с выходом известняка обнаружены зерна галенита и церуссита.

В плохих обнажениях в 1,5 км к западу от улуса Большеозерского вскрываются своеобразные светло-коричневые слабо мергелистые среднедевонские известняки. В ряде пунктов в них отмечается мелкая вкрапленность окислов железа; сульфидов не осталось. Химическими анализами было установлено

незначительное содержание цинка. Очевидно, в неветреном известняке была вкрапленность сфалерита.

Таким образом, на обширной площади развития нижней части среднедевонских известняков, отложившихся в связи с ингрессией моря вблизи северо-восточной окраины Кузнецкого Алатау, проявилось осадочное то свинцовое, то цинковое оруденение.

По-видимому, аналогичное оруденение имеет место и в других районах Минусинской котловины. Так, А. К. Русанов (1948) при описании разреза среднего девона в районе Абаканского солеваренного завода отмечал вкрапленность окислов железа в известняке низов среднего девона, вероятно обусловленную присутствием сульфидов. Все упомянутые случайные наблюдения свинцового и цинкового оруденения в девоне Красноярского края показали непромышленное содержание металлов. Они не завершились систематическими поисками и поэтому практическое значение открытий И. К. Баженова остается невыясненным.

Из приведенного ясно, что осаждение свинца происходило в кислых растворах, подщелачиваемых в условиях низкой концентрации сульфид-ионов при осаждении гидроокисей меди, железа и свинца. Сероводородная фация могла ограничиваться лишь придонной зоной, где происходило преобразование осадка в твердую породу; она же определяла ход диагенеза рыхлого осадка. Поэтому гидратные фации меди, железа и свинца (рН начала осаждения соответственно 5,4; 5,49 и 6,0) в аналогичных условиях могли давать минеральные сообщества, в составе которых находились соединения ряда других элементов близких по условиям осаждения, например серебра (рН = 5,8, по Х. Т. С. Бриттону) и др.

По исследованиям И. М. Коренмана, Ф. С. Форум и В. Г. Чебакова величина рН = 6 для условий осаждения гидроокиси свинца является приближительной. Более точные исследования этих авторов по определению произведения растворимости гидрата свинца в разных концентрациях исходного нитрата свинца растворов дали иные цифры в зависимости от количества щелочи-осадителя. При 22°С раствор с 5 мл 0,05 М  $PbNO_3$  при добавках 0,01 н. раствора  $NaOH$  от 0 до 0,5 мл давал начало осаждению гидрата окиси свинца в пределах рН от 5,03 до 5,5. Имея в виду низкие природные концентрации растворов, нужно полагать, что рН осаждения гидроокиси свинца находится в пределах 5,5—6,0.

**Железная фация.** Характеризуется осаждением гидроокиси железа при рН = 6,6 с переходом осадка, чаще всего, вероятно, микробиологическим путем, в колломорфную гидроокись железа (см. рис. 17). Можно предполагать, что такой процесс развивается при участии некоторых особых групп железобактерий, требующих для своей жизнедеятельности сред с рН = 6,6. По-видимому, это одна из фаций озерного, речного, болотного и дернового железотложения при наличии проточных железистых вод кислого характера. Она достаточно хорошо изучена в микробиологическом, биохимическом и лимнологическом отношении. Выявлены конкретные геологические агенты — виды бактерий и условия их активной жизнедеятельности, распространяющейся на обстановки болот, почв, зоны окисления земной коры, где всюду решающая роль принадлежит свободному кислороду.

К сожалению, геологически эти обстановки отложения гидроокислов железа изучены недостаточно. Этому иногда мешает предвзятое мнение о «химической» природе этого процесса, тогда как работы микробиологов Б. М. Исаченко, Н. Г. Холодного, С. И. Кузнецова, В. О. Калининко, М. А. Мессиньо-

вой и др. полностью раскрывают биологический характер отложения железа, даже с его энергетической характеристикой.

Несомненно, только путем специальных исследований с участием геохимика, микробиолога и геолога можно разграничить фации биологического отложения железа по культурам бактерий, рН сред, влиянию обломочного материала и пр. на условия и скорости отложения железной руды.

**Никелевая фация.** По данным Х. Т. С. Бриттона (1936), при подщелачивании раствора хлористой соли никеля —  $\text{NiCl}_2$  с концентрацией 0,025 М раствором  $\text{NaOH}$  до  $\text{pH} = 6,66$ , происходит выделение осадка в виде гидроокси никеля. Фация в кайнозойе представлена в зонах выветривания. Ее более древнее литологическое выражение и соответствующую первичную обстановку нужно выявлять. И. И. Гинзбург и А. И. Рукавишников (1951) указывают, что образование гидрата закиси никеля начинается при  $\text{pH} = 6,6$  и заканчивается при  $\text{pH} = 7,5$ . При долгом стоянии в соприкосновении с раствором порошковидный осадок переходит в скопление кристаллов  $\text{NiO} \cdot n\text{H}_2\text{O}$ .

Фация должна иметь распространение не только в зоне окисления земной коры, но и в природных водных бассейнах. Следы ее надо искать в составе слоев континентальных пестроцветных свит.

Геологическая роль никеля в осадочных условиях может состоять в каталитическом его воздействии на мигрирующие углеводороды с присоединением атомов водорода. Лабораторными исследованиями такая роль никеля вполне доказана.

Никеленосные отложения в составе коры выветривания так называемого площадного типа обычно представлены зоной бурых и зеленых глин с нонтронитом, с жилками празопала и хризопраза (никеленосные опал и халцедон). Ниже залегает разрыхленный выветриванием выщелоченный змеевик или какая-либо другая коренная порода, служащая источником никеля. Непосредственно под глинами обычно выделения кальцита, магнезита и доломита. Зона над никеленосными глинами чаще всего выражена железными охрами — преимущественно состава  $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ . Минеральный состав слоев никеленосной коры выветривания свидетельствует об общем повышении рН с глубиной и о почвенно-климатических условиях выветривания.

**Кадмиевая фация.** Определяется осаждением сложной соли типа гидроокси кадмия при подщелачивании среды до  $\text{pH} = 6,7$  (см. рис. 17). Известно, что кадмий осаждается активно из слабого раствора его сернокислой соли —  $\text{CdSO}_4$  при подщелачивании. Осадок имеет примерно состав  $3\text{Cd}(\text{OH})_2 \cdot \text{CdSO}_4 \times n\text{H}_2\text{O}$ . В природе, как известно, кадмий сопутствует цинку. Практически он и добывается в настоящее время из цинковых руд, в которых его содержание составляет от 0,1% в цинковой обманке до 5% в смитсоните. Между тем биогеохимические исследования показывают весьма широкое его распространение в почвах, в морских организмах и в наземных растениях (работы Д. П. Малюги). Широкая миграция кадмия должна способствовать образованию его местных концентраций. Литологическим выражением кадмиевой фации в геологическом прошлом являются, по-видимому, пресноводно-морские пестроцветы. В кайнозойских породах эта фация, очевидно, целиком ограничена корой выветривания суши.

**Иттриевая фация.** Должна характеризоваться осаждением гидроокси иттрия при подщелачивании среды, например раствором хлористого иттрия, до  $\text{pH} = 6,78$  и прекращением выпадения осадка при  $\text{pH} = 7,5$ . В природе эта фация не выявлена (рис. 18). Полагают, что иттрий и другие редкие элементы в биосфере, в частности в почвах, находятся в тех минералах, которые

являются их носителями, как, например, в фосфатах, апатитах, ортитах и др. Между тем установлено, что кислоты и растворы аммонийных солей способны частично извлекать редкие элементы. Этой же способностью отличаются некоторые растения. Таким образом, редкие элементы могут мигрировать в биосфере, а следовательно, в соответствующих условиях и концентрироваться в осадочных породах.

**Кобальтовая фация.** Устанавливается по осаждению, например из раствора  $\text{CoCl}_2$ , гидроокиси кобальта при  $\text{pH} = 6,81$ , т. е. в условиях, близких к условиям осаждения никеля. Кобальт мигрирует в виде сульфата и бикарбоната. Гидрат закиси кобальта —  $\text{Co}(\text{OH})_2$  образует твердые растворы с  $\text{Mn}(\text{OH})_2$  и  $\text{Ni}(\text{OH})_2$ . При этом гидрат закиси кобальта легко окисляется в гидроокиси более высоких степеней окисления, как это отмечает И. И. Гинзбург и А. И. Рукавишникова (1951, стр. 139), с образованием  $\text{Co}_3\text{O}_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{Co}_8\text{O}_9 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{Co}_4\text{O}_5 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{Co}_{13}\text{O}_{19} \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{Co}_5\text{O}_{14} \cdot \text{Co}_9\text{O}_{14} \times n\text{H}_2\text{O}$  и т. п.

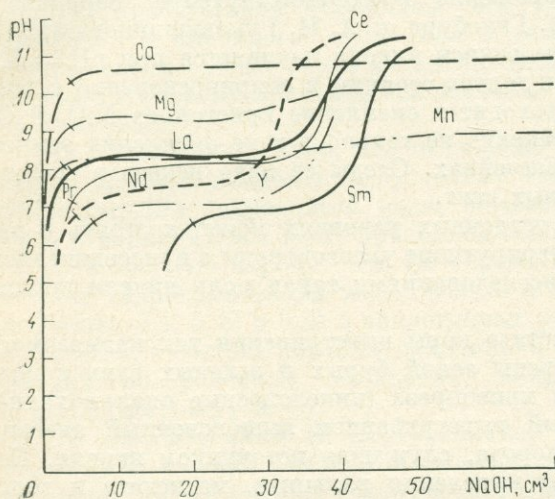


Рис. 18. Кривые осаждения Y, Nd, Sm, Pr, La, Mg, Ce, Ca, Mn раствором 0,1018 н. NaOH (по X. Т. С. Бриттону)

Концентрации никеля и кобальта совместно с железом и марганцем в месторождениях коры выветривания создаются в результате химического сродства между этими элементами, единства путей их миграции и близости геохимических, гидрохимических фациальных условий их выпадения в осадок. Кобальтиты (стениерит —  $3\text{Co}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ ) — черные, то антрацитоподобные плотные, то с концентрически скорлуповатой текстурой, на глаз устанавливаются с трудом. Иногда они содержат примесь меди, железа и алюминия как, например, миндигит —  $(\text{Co}, \text{Fe}, \text{Al})_2\text{O}_3 \cdot \text{CuO} \cdot n\text{H}_2\text{O}$ , триерит —  $2\text{Co}_2\text{O}_3 \times \text{CuO} \cdot \text{H}_2\text{O}$  (?), гейбахит  $3(\text{Co}, \text{Ni}, \text{Fe})_2\text{O}_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$  и др. Кобальтоносные асболаны района Среднего Урала являются типичным примером концентраций, в которых ведущим элементом служит марганец, а осаждение кобальта должно быть приписано реакции замещения. Об условиях осаждения гидрата  $\text{Mn}^{3+}$  уже говорилось.

Силикатные минералы кобальта и никеля — ревинскит, гарниерит — составляют самостоятельную группу минеральных образований, имеющую особые условия образования. Для этой фации ведущим компонентом являются кремнекислота, как известно, легко выпадающая из раствора при  $\text{pH}$  от 2,0 до 4,0. Положение этой фации в геохимическом их ряде, в его кислой части, самостоятельное, что доказывается признанием исследователями особого силикатного типа месторождений кобальта и никеля, связанных с корой выветривания.

Таким образом, в биосфере, несомненно, имеются три зоны с разными интервалами  $\text{pH}$ , характеризующиеся отложением кобальтовых руд: 1) мар-

ганцевая первой стадии ионизации, 2) кобальто-силикатная и 3) кобальто-гидратная.

**Самариевая фация.** Должна выражаться в частичном выпадении в осадок гидроокиси самария, что, по Х. Т. С. Бриттону, имеет место при подщелачивании среды до  $\text{pH} = 6,83$ . Исследование поведения самария в растворе его хлористой соли с концентрацией  $0,0121 \text{ M}$  показало начало осаждения под действием  $\text{NaOH}$  при  $\text{pH} = 6,83$  и окончание осаждения большей части соли при  $\text{pH} = 8$ . Самарий из осадочных отложений пока не извлекается. Между тем поиски его концентраций в ассоциации с другими редкоземельными элементами несомненно представляют практический интерес. Возможные вмещающие породы — континентальные пестроцветы.

**Бариевая фация.** Характеризуется выпадением гидроокиси бария при  $\text{pH}$  раствора  $6,88$ . Для осуществления этого процесса в природных средах необходимо отсутствие растворенных серноокислых солей. Поэтому бариевая фация, вероятно, в природных условиях явление редкое (кора выветривания).

По данным исследований А. П. Виноградова (1950) и В. М. Ратынского (1946), в морских условиях геохимия бария отлична от геохимии стронция. Бария здесь в 250 раз меньше вследствие наличия в среде иона  $\text{SO}_4$ . Тем не менее барий известен в пелитовых разностях морских осадков; отсюда был сделан вывод о связи бария с алюмосиликатами. Максимальное содержание бария и нерастворимого остатка совпадает с максимальной терригенностью отложений, т. е. с началом и концом тектонических этапов формирования осадков. По-видимому, это и были в геологическом прошлом обстановки минимального содержания в средах иона  $\text{SO}_4$ .

Сходство условий осаждения  $\text{Zn}$ ,  $\text{Ni}$ ,  $\text{Cd}$ ,  $\text{Y}$ ,  $\text{Ba}$  и  $\text{Co}$ , а также ряда других элементов объясняет частое совместное нахождение соединений этих элементов, особенно в условиях коры выветривания магматических пород основного и среднего состава. Не подлежит сомнению, что поиски их руд в пестроцветах палеогеохимических областей, получавших материал за счет размыва магматических пород упомянутого состава, могут дать практически интересные результаты.

#### ФАЦИИ ШИРОКОГО ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКОГО ДИАПАЗОНА

*(принадлежащие к слабокислой и слабощелочной частям ряда)*

**Глауконитовая фация.** С ней связано отложение одного из интереснейших минералов, обладающего переменными свойствами и сложным химическим составом. В литологическом выражении фация относительно неустойчива. Глауконитовые зерна, микроконкреции, глауконитовый «песок» фациально приурочиваются то к песчаной, то к песчано-глинистой, то к карбонатной породе. Между тем существует определенный интервал величины  $\text{pH}$  ( $6,8-7,8$ ), при котором глауконит изменяется, но не разрушается, что, несомненно, и является природной характеристикой сред формирования и существования этого адсорбента кальция, магния и натрия, способного замещать в зависимости от химического состояния сред один из этих элементов другим. Ниже  $\text{pH} = 6$  глауконит растворяется, выше  $7,8$  — минерал начинает разлагаться и, таким образом, глауконитовая фация оказывается отделенной от условий выпадения окиси магния.

Глауконит обладает способностью адсорбировать кальций и магний с переводом их в твердый осадок в условиях, при которых эти элементы находятся

еще в растворе. В этом и состоит смягчающая способность глауконита (пермутита) по отношению к жестким магниево-кальциевым природным и техническим водам, в которых эти элементы глауконит заменяет натрием. В «смягченной» воде бикарбонат-ион вместо кальция приобретает ион натрия, отдавая кальций в осадок.

Глауконитовая фация характеризуется сложной химико-биологической обстановкой, в которой сосуществует группа минералов, проявляющих разную степень устойчивости.

Глауконит — сложный алюмосиликат железа, магния, калия, натрия. Его химический состав колеблется в связи с температурным режимом, естественным составом среды, величиной ее рН. Состав минерала, образующегося в виде зерен (конкреций), следующий (в %):  $K_2O$  4,0—9,5;  $NaO$  0,0—3,0;  $Al_2O_3$  5,5—22,6;  $Fe_2O_3$  6,1—27,6;  $FeO$  0,8—8,6;  $MgO$  2,4—4,5;  $SiO_2$  47,6—52,9;  $H_2O$  4,9—13,5;  $CaO$  0,0—1,0; примеси — органическое вещество,  $P_2O_5$ ,  $V_2O_5$  и др.

Глауконит является калийным удобрением, а также естественным смягчителем жестких вод. Содержание калия в нем точно отражает обстановку среды и уменьшается с повышением температуры среды. Поэтому, кроме ценности, как полезного ископаемого, глауконит является прекрасным показателем свойств «ископаемой» среды. При окислении он превращается в бурый железняк и кремнезем.

Глауконитовая фация, связанная, с одной стороны, со слабокислыми, с другой — со слабощелочными водами, представляет собой видимый рубеж внешнюю границу древнего морского бассейна. Существует не совсем правильное мнение, что фации глауконитовые и фосфоритовые в природе всегда совпадают. Между тем, по данным Х. Т. С. Бриттона (1936), о существовании трех стадий образования фосфато-кальциевого осадка, фосфоритовая фация проявляется при  $pH = 7$ ; она выражается диссоциацией слабой кислоты  $H_2PO_4$ , которая и может обуславливать образование фосфоритов состава  $Ca(HPO_4)$ , иногда сопутствующих глаукониту в фациях шельфовых морей. Однако главная масса палеозойских рудных фосфоритов образовывалась чаще всего в нормально морских условиях, с более высоким рН, а в мезо-кайнозой — преимущественно в пределах бассейнов внутриматерикового типа.

Для образования глауконита обязательны глубины морских бассейнов от десятков до сотен метров. Он накапливается в терригенных и карбонатных илах в условиях, сходных местами с условиями фосфоритообразования. Некоторые исследователи полагают, что глауконит отлагается при участии бактерий.

Глаукониты выпадают из морской воды химически, часто в виде мелких зерен и стяжений конкреционного типа, переменной формы и размеров. Известны отложения в виде тонкодисперсного глауконита, напоминающего глину и почти нацело слагающего донный осадок. Такая глауконитовая глина установлена в разрезах Подмосковского бассейна.

Глауконитовая фация в связи с ее физико-химически неоднородной или меняющейся средой отмечается на значительных площадях морских и океанических впадин. Глаукониты в минералогическом отношении представляют собой своего рода спектр — от железистых темно-зеленых разностей мелководья до почти бесцветных более глубоководных, в которых железо почти нацело замещено алюминием. В морских условиях глауконит может образоваться также за счет железо-магнезиальных минералов (слюд), принесенных в бассейн извне. Есть указания на образование глауконита в почвах. Зеленая

окраска очень облегчает его обнаружение в осадках и в сцементированных им горных породах.

При обсуждении вопроса о происхождении глауконита Н. М. Страхов (Страхов, Бродская и др., 1954) обращает внимание на обогащенность глауконитовых полей железом, в частности в прибрежной полосе, притом в районах между устьями крупных рек. Он предполагает также, что происхождение глауконитовых накоплений связано с сочетанием рельефа дна с гидродинамическим режимом бассейна. Весьма возможно, что глауконит частично мог образоваться при подводном выветривании выступов коренных пород на морском дне, однако глауконитовая фация в ее физико-химическом выражении должна располагаться закономерно в естественном ряду фаций для данной системы и данного геологического времени.

Большой интерес представляет обнаружение глауконитовой фации около одного вулканического острова в Охотском море (экспедиция Института океанологии Академии наук СССР, 1952 г.) на глубине 160 м. Осадок представлен зеленовато-серым песком с примесью алевролита и пелита с обломками колоний мшанок и кораллов, раковинами пелеципод, брахиопод и пелагических фораминифер, а также спикулами кремневых губок в виде войлока. Состав остатков фауны свидетельствует о сильном течении в придонном слое воды. Песок состоит из обломков вулканического стекла, пироксенов, плагиоклазов, органических кальцита и опала, а также глауконита.

Глауконит наблюдается в виде зерен от 0,5 до 2,5 мм в поперечнике. Он содержится в песке, выполняет раковинки фораминифер (слепки), газовые полосы вулканических стекол, а также служит цементом для обломочного материала, чем подтверждается его местное происхождение. В минералогическом отношении глауконит принадлежит к ряду гидрослюдов группы монтмориллонита. Температура водной среды, достаточно насыщаемой кислородом,  $+0,7^{\circ}\text{C}$ ,  $\text{pH} = 7,87$ .

По данным японских ученых Такаяши и Яджи (Кленова, 1948, стр. 346), основанным на материалах изучения осадков в заливе Аомори (Япония), глауконит в настоящее время образуется в анаэробных или восстановительных условиях при температуре морской воды ниже  $15^{\circ}\text{C}$  и при нормальной солености. Поэтому его фация, приуроченная к части шельфа и периферической зоне древнего морского бассейна с ее почти нейтральной химической характеристикой, может надежно помочь нам устанавливать контур древнего бассейна для палеогеографических и палеогеохимических построений.

**Сероводородная фация.** Формируется в широких гидрохимических пределах, обусловленных первичной обстановкой заложения этой фации и воздействием на среду специфической бактериальной биомассы. Так, сульфат-редуцирующие современные бактерии, как, например, *Spirovibrio Rubentschikii*, производят сероводород и накапливают при этом в своих клетках сернистое железо. По Л. И. Рубенчику (1946), они изменяют физико-химические свойства первоначальной среды с  $\text{pH} = 7,6$  и  $\text{Eh}$  от  $+148$  до  $+155$  мВ в молодых культурах в кислую сторону до  $\text{pH} = 5,8$ ,  $\text{Eh}$  до  $+27$  мВ, а в старых культурах в щелочную сторону до  $\text{pH} = 8,12$  и  $\text{Eh} -256$  мВ. Таким образом, границы сред этой фации можно считать по  $\text{pH}$  от 5,8 до 8,12.

Признаками ископаемой сероводородной фации в породах являются сульфиды железа в виде пирита и марказита, более или менее равномерно рассеянные отдельными кристаллами или конкрециями в глинах, глинистых сланцах, мергелях и известняках. Воды сероводородной фации, как уже отмечалось, могут иметь  $\text{pH}$  от 5,8 до 8,12, но осадки фации всегда имеют

щелочной характер. Часто диагенетизированные осадки этой фации характеризуются типичным сероводородным запахом, весьма ощутимым при ударе породы молотком, что в наибольшей степени свойственно карбонатным отложениям — известнякам и мергелям благодаря их более плотному сложению, отвечающему более прочной «упаковке» остаточного сероводорода.

Для пород, связанных происхождением с сероводородной фацией, часто характерна значительная примесь остаточного органического, а также углеродного вещества. Это дает основание полагать, что фация в геологическом прошлом не всегда отличалась полным восстановлением органических веществ и потому могла способствовать накоплению за их счет соединений углеводородной, т. е. нефтяной группы.

В пиритизированных породах фации при выветривании на месте разрушенных тионовыми и железными бактериями кристаллов пирита обычно образуется бурая крапчатость гидроокислов железа, иногда до полного вымывания последних и появлением кавернозности. В случае первичной кавернозности, обусловленной ходом процессов диагенеза, эти породы могут служить хорошими коллекторами для нефти и газов.

#### ФАЦИИ ЩЕЛОЧНЫХ СРЕД

*(на ранних этапах истории развития литосферы — морские, на поздних — частью морские, частью лагунные, дельтовые и внутриматериковых водоемов)*

**Карбонато-кальциевые (биохимические) фации.** В биосфере и географически и гидрохимически широко развиты. Они начинают отлагаться при  $pH = 7$  и кончают при  $pH = 10,7$ , т. е. формируются в сильно щелочных средах. На всем этом интервале состояния сред выпадение карбоната кальция осуществляется различными биологическими путями при участии многочисленных организмов, образующих раковины морских беспозвоночных и в особенности многих видов денитрифицирующих бактерий, создающих мощные накопления морских известковых илов, при диагенезе превращающихся в плотные или слоистые «немые» известняки.

Фауны беспозвоночных с известковыми выделениями внутри или снаружи их тела часто могут давать начало местным накоплениям углекислого кальция в виде различных брахиоподовых, пелециподовых, устричных и иных банок и в особенности береговых и барьерных морских рифов. Последние формируются при  $pH$  от 8,1 до 8,4.

**Фосфато-кальциевая фация.** Х. Т. С. Бриттон (1936) определяет эту фацию как вторую стадию ионизации из выделяемых им трех стадий, найденных путем исследования поведения фосфорной кислоты при воздействии на ее растворы различных осадителей. Первая стадия, дающая осадки при  $pH$  от 3 до 4, соответствует диссоциации сильной кислоты  $H_3PO_4 \rightleftharpoons H^+ + H_2PO_4^-$ ; вторая, дающая осадки в зоне нейтральной воды, соответствует диссоциации слабой кислоты  $H_2PO_4^- \rightleftharpoons H^+ + HPO_4^{2-}$ . Третья стадия ионизации проявляется выделением осадка фосфата кальция как соли крайне слабой кислоты  $HPO_4^{2-} \rightleftharpoons H^+ + PO_4^{3-}$  при  $pH$  выше 9,5.

По-видимому, эта фация нейтральной зоны, выражающаяся в образовании фосфоритов состава  $Ca HPO_4$ , и послужила основанием для установления справедливого лишь отчасти мнения о совместном развитии в биосфере фосфоритовой и глауконитовой фаций. Наибольшее практическое значение принадлежит фации третьей стадии ионизации фосфорной кислоты.

**Неодимовая фация.** Характеризуется при подщелачивании слабого раствора солей неодима до  $pH = 7$  частичным выпадением осадка. В природе не установлена. Следы фации надо искать в пестроцветных толщах континентального происхождения.

**Празеодимовая фация.** Намечается при подщелачивании среды с растворенными солями празеодима, например слабого раствора  $PtCl_3$  до 7,1. В осадочных породах следы этой фации не установлены. Их место, вероятно, в слоях пестроцветов.

**Ртутная фация.** Характеризуется выпадением из слабого раствора  $HgCl_2$  гидроокиси ртути при повышении  $pH$  до 7,3. Первичный осадок имеет состав примерно  $3HgO \cdot HgCl_2 \cdot nH_2O$ . Эта фация как в современной биосфере, так и в ископаемом виде не установлена. Между тем по подсчетам геохимиков в осадочные отложения перешло примерно в 80 000 раз больше ртути, чем ее насчитывается в коренных месторождениях.

Распространенность серы обеспечивает быстрый переход гидроокиси ртути в киноварь, устойчивый в биосфере минерал. Имея в виду выпадение в осадок ртути в конечном счете в виде киновари, можно рассчитывать на обнаружение ее концентраций в осадочных толщах. Поэтому поиски ртутных минералов и их скоплений в осадочных отложениях «ископаемых» бассейнов в благоприятных по прочим показателям зонах представляют несомненно практический интерес. Вмещающими ртуть слоями могут быть отложения окраинных зон морских бассейнов, континентально-морские пестроцветы.

Частичное рассеяние ртути несомненно имеет место. Оно объясняется ее испаряемостью в элементарном состоянии и возвратом на землю с дождевой водой.

Ртутная фация в биосфере, по имеющимся данным, может быть связана с обстановкой разрушения коренных месторождений киновари в условиях воздействия на этот минерал хлоридных вод, причем киноварь способна легко переходить в раствор в виде  $HgCl_2$ , растворимость которой при  $25^\circ C$  69 г/л.

С. С. Смирнов (1951) отметил вторичное отложение ртути на месторождении Терлингуа (Техас, США) в районе с сухим климатом, обуславливающим засоленность вод. Исследователь считал, что в специальных условиях возможен переход ртути в раствор и ее вынос, но признавал такие случаи редкими. В присутствии кислоты образуется окисный сульфат ртути, растворимость которого при  $25^\circ C$  0,058 г/л, что в зоне окисления ведет к образованию самородной ртути.

По А. А. Саукову (1951), повышенное содержание ртути отмечено в глинистых осадочных породах, чем он объясняет дефицит ртути в морях и океанах.

Вторичные минералы ртути и киноварь, устанавливаемые иногда в сланцах, глинах, песчаниках и известняках, частично их пропитывают и замещают. Э. С. Дана отмечает, что осаждение происходит из щелочного раствора. Из сопутствующих киновари минеральных образований он указывает битуминозные минералы; известны также пирит, марказит, барит и пр. В отношении метациннабарита известно, что он осаждается из слабо кислого раствора под действием тиосульфата натрия.

Способность ртути к миграции в кислых и щелочных растворах приводит к ее ближнему и дальнему разному; в условиях биосфер геологического прошлого это могло приводить к образованию ее местных концентраций. Есть указания, что в климатическом отношении миграция ртути в биосфере обуславливается пустынным режимом; правильность этого взгляда подлежит проверке.

**Стронцианитовая фация.** Выделяется фация гипотетически; определяется условиями выпадения из раствора гидроокиси стронция при  $pH = 7,34$  (по Х. Т. С. Бриттону). Не подлежит сомнению, что наличие стронция в водной массе фации с  $pH = 7,34$  при подщелачивании должно вести к отложению в донном осадке стронцианита, совместно с которым можно ожидать скопления ртутных и цериевых минералов.

Наблюдаемое иногда по минеральным сообществам осадочных пород более позднее, по мере подщелачивания среды, выпадение стронция в фациях, близких к гипсовой и галитовой, по-видимому, следует объяснять подавлением его осаждения при меньшей щелочности другими элементами, скорее всего кальцием. Интересно проследить поведение стронция в комплексе с морскими солями в средах, близких по составу к природным. Стронциевые осадки должны приурочиваться к морским или континентально-морским пестроцветам.

**Родонитовая фация.** Характеризуется осаждением силиката марганца из водной среды при ее подщелачивании до  $pH = 7,35$ . Несомненно, это и есть условия природного образования осадка родонитового состава — известного типа марганцевой осадочной руды. Местоположение родонитовой фации, — по-видимому, прибрежно-морская зона с преобладающими кремнистыми отложениями, поскольку осаждение родонитового вещества обусловливается действием на ион марганца свободной кремневой кислоты.

**Цериевая фация.** Выпадение цериевого осадка устанавливается при  $pH = 7,4$  (неполное). Такие осадки должны приурочиваться к слоям и толщам морских пестроцветов. Высокая ценность этого элемента обуславливает необходимость поисков его промышленных концентраций путем организации специальных исследований перспективных формаций, выделяемых методом палеогеографического и палеогеохимического анализа полевого каменного материала.

**Лантановая фация.** Определяется по осаждению гидроокиси лантана при подщелачивании среды до  $pH = 8$ . Х. Т. С. Бриттон по данным лабораторного исследования указывает, что в момент осаждения лантана  $pH = 8,36$ . Это еще не выявленная геологами фация в ископаемом состоянии должна приурочиваться к морским пестроцветам и к карбонатным отложениям смешанного состава.

Следует отметить, что трудами советских химиков И. В. Тананаева, Д. И. Рябчикова и др. установлены металлоорганические соединения лантана, церия, празеодима, неодима и самария в виде их соединений с лимонной кислотой, по общей формуле  $Me^+ [Me^{2+} (C_6H_5O_7)_2]$ , где  $Me = K^+, Na, NH_4$ ;  $Me^{2+}$  — редкоземельные элементы. Химики пользуются этими соединениями для разделения металлов. Между тем способность упомянутых элементов к образованию металлоорганических соединений раскрывает перед исследователями возможности прослеживания их природной миграции и выявления в слоях морских осадков различного геологического возраста возможных промышленных концентраций, которые под влиянием соответствующих осадителей, возможно, присутствуют местами даже раздельно.

**Шамозитовая фация.** В ископаемом состоянии бывает представлена кальцит-шамозитовыми оолитовыми породами (оолитовые руды, минетты); образуется в обстановке своеобразного железнакопления, свойственного слабощелочным бассейнам морского типа. Иногда в строении оолитовых зерен принимают участие обломки раковин морских моллюсков, панцирей морских ежей, раковины фораминифер и пр. Ядра оолитов иногда сложены гелевидным шамозитом. Наружная оболочка может состоять из концентрических насло-

ний шамозитового состава. Цементирующая масса представлена обычно кальцитом или шамозитом. Из сопутствующих минералов часто отмечается пирит (Мелешенко, 1952).

Происхождение таких отложений, по-видимому, связано с обстановкой постоянного (турбулентного) движения водных масс неглубокой прибрежной части эпиконтинентального моря. Зерна оолитовой структуры образовались, вероятно, под влиянием сезонных колебаний температуры и временных изменений концентраций растворенных элементов.

Шамозит —  $4\text{FeO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{SiO}_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$  устойчив лишь в щелочных средах, в фации восстановительного характера. В кислой среде (зона окисления) минерал легко разлагается с выделением студнеобразного кремнезема. И. А. Преображенский и С. Г. Саркисян выделяют шамозит в группу железистых хлоритов с отношением  $\text{FeO} : \text{MgO} =$  до 11,2.

Шамозитовые оолитовые породы ассоциируются с фацией глинистых известковых илов, т. е. с морскими глинами и известковистыми микробиогенными илами теплого морского бассейна. Поэтому фация несомненно принадлежит к числу морских со щелочными водами, причем шамозитовое вещество, по-видимому, формировалось за счет продуктов распада железоорганических соединений. В естественном ряду геохимических фаций шамозиты отлагаются по соседству с сидеритовыми илами, свойственными еще более щелочным морским водам.

Физико-химическая характеристика шамозитовой фации не ясна, но она, несомненно, свойственна нормальным морским средам и в геологическом прошлом пространственно приурочивалась к областям подтока материковых вод.

Мигрирующие железоорганические соединения, количества которых в речных водах \* огромны, разрушаются в прибрежных частях морей, по-видимому, бактериями-гетеротрофами. Они образуют скопления железных руд, поскольку гетеротрофы, отнимая от комплексной молекулы углекислоту  $(\text{CO}_2)_2$ , освобождают тем самым закись железа, которая затем бактериально (или химически, что менее вероятно) быстро осаждается на дно. При участии упомянутого процесса железо может выпадать в щелочных средах. В геологическом прошлом такой осадок мог ассоциироваться с морскими известковыми илами. Морское рудное железонскопление литологически выражено обычно рудами типа шамозита и других лептохлоритов. Имеются указания на связь этих руд с явлениями гальмиролиза (Кленова, 1948, стр. 275).

Рассеянные же массы железа, наблюдаемые в современных морских осадках, являются, вероятно, результатом выноса продуктов жизнедеятельности отмеченных гетеротрофных микроорганизмов (отмершие ожелезненные их клетки), частью же это железо прочно связанных минеральных соединений, приносимых во взвеси или наземной, вулканической и космической пылью.

Наблюдаемое часто совместное нахождение железа и марганца в микробиогенных рудах, по-видимому, следует объяснять сорбированием железа марганцовистыми осадками.

**Монтмориллонитовая фация.** Широко распространена, характеризуется отложением тонких илов с участием ряда минералов группы монтмориллонита. Состав эталонного монтмориллонита в вес. %, по М. С. Швецову (1948, стр. 115), следующий:  $\text{SiO}_2$  48,6;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  20,0;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  1,2;  $\text{MgO}$  5,2;  $\text{CaO}$  1,7;  $\text{H}_2\text{O}$  21—52. Известны несколько формул монтмориллонита:  $\text{Mg}_3(\text{Al}, \text{Fe})_2 \cdot (\text{Si}_4\text{O}_{10}) \times$

\* Так, по сообщению В. О. Калинин (1952), воды рек Финляндии «отдают» ежегодно Балтийскому морю 1400 тыс. т гуминовых веществ, среди которых находятся гуматы железа.

$\times (\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ ;  $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ;  $(\text{OH})_4\text{Al}_4\text{Si}_8\text{O}_{23} \cdot n\text{H}_2\text{O}$ . Иногда монтмориллониты содержат меньше  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и больше  $\text{SiO}_2$  и вообще этот минерал, подобно глаукониту, весьма способен к поглощению и к обмену основаниями, очевидно под влиянием свойств породивших его сред и изменения этих свойств.

Монтмориллонитовая фация — типично щелочная. Она широко представлена, в частности, в пределах Атлантического океана. Ее считают типично морской, причем полагают, что монтмориллонит образуется за счет разлагающихся в морских условиях вулканических пеплов и лав средней кислотности.

К этой же группе осадков относятся бейделлит —  $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{SiO}_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$  и нонтронит —  $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ , в котором алюминий замещен магнием и железом, а также сапонит, в котором алюминий целиком замещается магнием. Таким образом, переменная гидрохимическая обстановка бассейнов щелочного типа способна образовывать минеральный осадок, в котором преимущество получают то алюминий, то магний, то железо, в чем нельзя не видеть влияния рН этих сред. Следовательно, монтмориллонит в его различных модификациях и родственные ему минералы, находимые в составе осадочных пород, можно рассматривать как показатель обстановки их формирования. Монтмориллонит указывает главным образом на глубоководность, поскольку он часто входит в состав современных глубоководных морских глин (Кленова, 1948, стр. 166 и др.). Группа монтмориллонита представлена в осадках Гвинейского залива и по краю впадины Зеленого мыса, а также в глубоководных илах Тихого океана.

Интервал величин рН, в пределах которого возможно образование в морских условиях минералов группы монтмориллонита, колеблется от 8,1 до 8,4. Монтмориллониты образуются также в щелочного типа черноземных почвах, а также в корках выветривания в условиях сходной геохимической обстановки.

Монтмориллонитовые — бентонитовые глины благодаря их способности к сорбции элементов и к соединению с водой имеют, как известно, практическое значение. При насыщении водой они поглощают жиры, загрязняющие раствор, различные взвеси, едкие и углекислые щелочи.

Глинистые илы довольно часто сопутствуют отложению карбонатных морских илов с образованием мергелей, а также процессам солеотложения в морских лагунах и засоленных озерах. По-видимому, из глинистых минералов наибольшая роль принадлежит здесь также монтмориллонитовой группе.

При метаморфизме осадочных пород монтмориллонит превращается в хлориты и пирофиллит.

**Сидеритовая фация (фация углекислого железа).** Представляет собой особенность бассейнов и сред щелочного типа, связанных с континентом поступлением отсюда в какой-либо форме железа и бикарбонатов или бикарбонатов железа. Обстановка среды формирования скоплений сидерита характеризуется бедностью кислородом (придонная анаэробная зона).

Сидеритовая фация встречается также в составе фациальных зон открытого моря, часто в сопровождении фаций известковых или известково-глинистых илов. Местами геологи выделяют залежи сидеритовых конкреций (почечных руд), залегающих среди глины или известняков, или же устанавливают пластообразные залежи сидеритов, сплошных или полосчатых.

Д. В. Наливкин (1933) считает, что наиболее интересные для промышленности известняково-сидеритовые железные руды образуются в результате реакции замещения кальция железом. Однако карбонат железа, часто ассоциирующий с карбонатом марганца — родохрозитом, имеет свойство выделяться

в осадок самостоятельно. В частных случаях это, конечно, не исключает проявлений и реакций замещения, хотя кальций в морских условиях больше склонен обмениваться с магнием, чем с железом.

Место сидеритовой фации в геохимическом ряду пока не ясно. Сидериты часто сопутствуют родохрозитам, значит величина рН их осаждения должна быть около 8,2—8,7 (?). Поскольку сидерит способен образовывать изоморфный ряд также и с магнезитом, то значение рН среды его осаждения, вероятно, может колебаться от 8,20 до 10,54 (?), соответственно аналогичным показателям для магнезита. Такая обстановка может создаваться в восстановительной среде, на участке дна морского бассейна, скорее всего, в толще обводненного ила, куда по мере отложения минералов проникают новые порции элементов из водной среды бассейна.

Сидеритовая фация, выразившаяся в образовании сидеритовых железных руд, как это выявлено при изучении липецких и тульских железорудных месторождений, приурочивалась к прибрежно-морским мелководным бескислородным условиям. Как известно еще по трактовкам П. А. Замятченского, И. И. Никшича, В. Н. Семихатова, Г. С. Момджи, Б. П. Кротова и в последнее время М. С. Точилина (1950, 1951), первичные руды этих месторождений — сидериты, пройдя стадию окисления, преобразовались в гидрогетиты и бурые железняки. Первичные руды, местами сохранившиеся в виде пластовых сидеритов светло-серого цвета, приурочиваются здесь, по данным М. С. Точилина, к пониженным местам подрудного рельефа. Постель этих рудных залежей представлена размытой поверхностью девонских известняков. Руды железа, ассоциирующиеся с песками и глинами, образовались в связи с верхнеюрской морской трансгрессией\*.

Сидеритовая фация в современных наземных условиях хорошо выражена в сообществе с торфообразованием, в условиях старых заросших озерных впадин, причем сидерит наблюдается часто совместно с вивианитом. Линзовидные залежи белой болотной сидеритовой руды обычно располагаются внутри толщи низинного торфа, будучи прикрыты «железной шляпой» в местах их выхода в кислородную зону. По наблюдениям Г. И. Бушинского, залежи бурого железняка в болотах Белоруссии образуются за счет окисления шамозитовых и сидеритовых концентраций. Н. М. Страхов связывает болотное сидеритообразование с подтоком железистых грунтовых вод, которые осаждают «в зависимости от концентрации растворов сидерит, вивианит, шамозит» (Страхов, Бродская и др., 1954, стр. 627).

В коре выветривания сидериты окисляются и в составе толщи осадочных отложений обычно выражены ноздреватыми, натечными и брекчиевидными массами лимонитов.

Сидеритовая фация, как и преобладающее большинство других геохимических рудоносных фаций, в ходе геологической истории меняла свое положение по отношению к суше. В далеком прошлом она была морской. Ближе к современной эпохе она развивалась преимущественно в пределах суши.

**Родохрозитовая фация.** Характеризуется осаждением карбонатной марганцевой руды —  $MnCO_3$  частью в смеси с манганокальцитом ( $Mn, Ca CO_3$ ) в среде, отличающейся узким интервалом значений рН. По Х. Т. С. Бриттону (1936), в начале отложения рН = 8,08, что соответствует рН среды выпадения в осадок карбоната кальция и гидроокиси марганца. Растворенный в морской

\* По новейшим исследованиям Е. Т. Боброва, возраст этих руд триасовый. — Прим. ред.

воде хлористый марганец должен выпадать в осадок в виде карбоната при Eh среды +0,78 мВ и рН = 8,68 с последующим понижением до 8,2. Приведенные показатели характерны для родохрозитовой фации, развивающейся в бедной кислородом придонной зоне бассейна. При этих показателях марганец из водной среды может осаждаться полностью как в форме родохрозита, так и гидроокиси марганца.

**Марганцевая фация\***. Выявляется по осаждению гидрата окиси марганца, например из раствора  $MnCl_2$  (0,024 М) при рН = 8,41 в начале и около 8,8 в конце осаждения. В указанных пределах рН в осадок выделяется гидроокись марганца в виде пиролюзита, вада и других марганцевых соединений. Значительный интервал величин рН, по-видимому, способствует иногда рассеиванию гидроокислов марганца на большой площади участка эпиконтинентального морского бассейна. Этот перепад определяет также возможность выпадения марганца в условиях озер, болот, лиманов и лагун. Местные концентрации марганца могут достичь значения промышленных месторождений лишь при условии длительного покоя земной коры, в течение которого может накопиться пласт марганцевой руды с промышленным содержанием металла.

В составе нижнего миоцена Закавказья, в низах и средней части майкопа, присутствуют марганцевые руды, ассоциирующиеся с губковыми слоями — спонголитами. В Чиатурском районе, где эти руды эксплуатируются, они содержат остатки морских сирен (*Halitherium*), присутствие которых позволяет предполагать одновременное с формированием рудной свиты развитие водорослевых ценозов. Выше горизонта с рудами залегает толща с разнообразной галькой и валунами со следами пустынного загара и с прослойками угля. Поэтому Б. П. Жижченко (1940) миоценовые марганцевые руды Западного Закавказья относит к осадкам прибрежной зоны морского бассейна.

В составе марганцевых руд следует отметить отсутствие примесей ванадия, хрома, титана, лития и меди при наличии примесей кремнезема, алюминия, железа, никеля, кобальта, магния, кальция, бария, стронция, натрия, калия и органического углерода.

Описываемая фация имеет большое практическое значение, поскольку она обусловила в геологическом прошлом формирование большого количества промышленных месторождений марганцевых руд в окружении типично морских осадков.

На примерах кембрийских марганцевых месторождений Сибири образование пластовых руд такого происхождения может быть связано с миграцией марганца, содержащегося в продуктах среднего и основного состава лав морского вулканизма (хр. Арга) или с лагунной обстановкой среди архециато-водорослевых рифов и по соседству с известковыми илами (р. Уса).

**Борато-марганцевая фация** характеризуется выпадением в осадок основного бората марганца при подщелачивании среды до рН = 8,52. Так, раствор хлористого марганца (0,02 М), подщелачиваемый  $NaBO_2$ , дает при указанном значении рН, полное осаждение марганца в виде  $Mn(BO_2)_2$ . В природе фация не выявлена.

**Фосфато-марганцевая фация.** Выделяется по выпадению в осадок фосфата при повышении рН фосфатных морских вод до 9,36—9,76. Фосфат магния получается при медленном осаждении раствора  $MgSO_4$  раствором  $Na_2HPO_4$

\* Поведение марганца в системе раствор — осадок, с использованием современных данных и собственных экспериментальных исследований описано в монографии Л. П. Листовой (1961 г.). — *Прим. ред.*

и  $\text{NaHCO}_3$ . Его состав —  $\text{Mg}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$  — соответствует бобьерриту, найденному с апатитом в Одергэрдене вблизи Бамле в Норвегии и в полостях бивней ископаемых слонов в золотоносных россыпях плейстоценового возраста вблизи Эджертона, шт. Миннесота. По-видимому, обстановка выделения в осадок бобьеррита очень близка к условиям отложения осадка месселитового и форстеритового состава.

**Силикато-магниева фация.** Проявляется при подщелачивании слабого раствора солей магния в присутствии свободной кремнекислоты при  $\text{pH} = 9,5$  (Бриттон, 1936). Силикаты магния (форстерит —  $\text{Mg}_2\text{SiO}_3$ ) в осадочных отложениях известны. Поэтому установление перепада  $\text{pH}$  при отложении осадка такого состава представляет собой ценный показатель условий осаждения.

**Месселитовая фация.** Может быть выделена на основании открытия З. Г. Лаушкиным в Кустанайской области Казахстана залежей месселита — сложного фосфата кальция и железа —  $\text{Ca}_2(\text{Fe}, \text{Mn})[\text{PO}_4]_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  в ассоциации с углистым веществом, марказитом, баритом, радиально-лучистым арагонитом и сидеритом. Месселитовая фация принадлежит к числу щелочных, соответствующих морским фосфоритам. На основании приведенного минерального состава месселитовых слоев мы можем условно считать величину  $\text{pH}$  отложения месселита равной 9,0—9,5.

**Фосфатная фация (фосфоритовая).** Представляет собой третью, самую позднюю по мере подщелачивания среды стадию ионизации, с выпадением из растворов (и морской воды) солей слабой фосфорной кислоты, тогда как в кислых средах ранней стадии ионизации фосфор переходит в осадок в виде солей сильной фосфорной кислоты. Фация при  $\text{pH}$  от 9,5 до 10 характеризуется выпадением в осадок фосфатов кальция и равновесием  $\text{HPO}_4^{2-} + \text{OH}^- \rightleftharpoons \text{PO}_4^{3-} + \text{H}_2\text{O}$ , что соответствует, в частности, гидролизу трехзамещенного кальция, если фосфатфиксирующие организмы не сдвигают отложение фосфатов в сторону менее щелочных вод.

Фосфоритовая фация имеет огромное практическое значение благодаря ценности фосфоритов для сельскохозяйственных культур, лесоразведения и пр. Фосфориты — это сложные осадочные породы, основной компонент которых фосфат кальция обычно представлен в различном содержании. Сами фосфориты, вследствие разных примесей и условий образования, имеют то плотное, то пизолитовое, то конкреционно-радиально-лучистое строение. При выпадении в осадок фосфатов кальция в указанном диапазоне  $\text{pH}$  одновременно иногда садится и фтор. При значениях  $\text{pH}$  от 10 до 11,5 фосфор осаждается уже в виде фосфорнокислого натрия.

Фация фосфоритонакопления характеризуется подчиненностью в основном морскому режиму при различных глубинах бассейна. Д. В. Наливкин (1933) одним из признаков этой фации считает ее приуроченность к областям сильных морских течений, в связи с чем, по его мнению, происходит массовая гибель организмов. Фосфор выпадает в виде фосфата кальция то в виде плотного однородного осадка (пластовые фосфориты), то с образованием в илстом или песчаном осадке фосфоритовых конкреций различных размеров.

Отложение фосфатов, как уже отмечалось, происходит в три стадии ионизации, характеризующиеся тремя резко различными диапазонами  $\text{pH}$ . Первая стадия протекает в средах с  $\text{pH}$  от 5,5 до 6,88; осаждение фосфора при этом не бывает полным и ведущая роль принадлежит катионам раствора. Фосфат железа (вивианит) осаждается даже при значениях  $\text{pH}$  от 4,1 до 4,2 (?) В условиях кислых сред кроме железа последовательно могут осаждаться фосфаты хрома и цинка. Между тем в присутствии органических кислот

осаждение фосфатов металлов может сильно задерживаться, что еще раз свидетельствует об особой судьбе в природных бассейнах металлоорганических соединений.

Вторая стадия имеет место в зоне нейтральных сред. Фактический материал по фосфоритонасыщенным отложениям позволяет говорить о связи фосфоритонакопления с обломочным материалом континента, а следовательно, и с процессами выноса в морской бассейн континентальных минерализованных вод с массой элементов, в том числе и фосфором в основном в виде фосфоорганических соединений. Незначительные по размерам залежи фосфоритов могли, конечно, создаваться и за счет остатков живого вещества моря.

Отложениям морских пластовых фосфоритов третьей стадии свойственны их протяженность вдоль берега бассейна, оолитовое или плотное сложение и часто значительная мощность пластов. Осаждение их в морской среде происходит главным образом при рН от 9,5 до 10. Это скорее всего связано с биологическим разрушением фосфоорганических соединений, возможно какими-либо гетеротрофными микроорганизмами. Основные литологические признаки образований этой стадии — ассоциация с нормальными морскими осадками. По М. В. Кленовой (1948, стр. 351), фосфат кальция выпадает из морской воды «вследствие ее пересыщения фосфатами при изменениях солености и рН».

Минералогическое изучение фосфоритов всегда связано со значительными трудностями вследствие неоднородности их состава и строения. Как отмечает Г. И. Бушинский (1954), фосфаты кальция представляют собой микроскопически мелкий материал с разнообразными примесями. Поэтому аморфный фосфат кальция был даже назван «беспризорным». Желваковые фосфориты этот исследователь делит на две группы: аморфные и радиально-лучистые. Для тех и других характерна примесь органического вещества, придающая им темно-серую или черную окраску. Обычно фосфориты по составу примесей делят на три группы: кварцево-песчанистые, глауконитово-песчанистые и глинистые. Это указывает на совместное отложение фосфата кальция и других компонентов осадков — песков, глин и глауконита, с некоторым, по-видимому, частичным перекрытием пород фосфатной фации широко распространенными в морях глауконитовыми образованиями.

Г. И. Бушинский выделил 11 групп фосфоритов, различая среди них группы первичных и вторичных фосфоритов. В группу морских первичных он включает осажденные химически, например, хоперские, затем биохимические и биогенные фосфориты. Образование биохимических фосфоритов он представляет в виде двух последовательных стадий: первая — биологическая, в виде концентрации фосфатов организмами, по отмирании уносившими фосфаты на дно водоема и выделявшими их в зоне осадка, где осуществлялась вторая стадия — химическая, причем фосфаты замещали кальцит, древесину, раковины брахиопод, остатки губок и пр.

Н. М. Страхов признал, что отложение фосфатов происходит в основном биогенным путем (Страхов, Бродская и др., 1954, стр. 510). Фосфор, внесенный водами суши в море, поглощается фитопланктоном, а по мере его отмирания переходит в осадок. Доказательствами биогеохимического накопления фосфора в осадках он считает годичные циклы фосфатов и связь их с нитратами. Нами подобная цикличность наблюдалась в пизолитового строения фосфоритах Чулактауского месторождения в Каратау.

Биолитовая теория происхождения фосфоритов была впервые предложена Я. В. Самойловым и А. Д. Архангельским в 1927 г. В 1928 г. Н. Г. Кассин

высказался за бактериальное происхождение фосфоритов валанжинских отложений восточной окраины Русской платформы. Бактерии, по его представлению, перерабатывали органическое вещество отмерших организмов и образовывали сферолитовые тела фосфорнокислого кальция. Аналогичную мысль в 1934 г. высказал Кайо, полагавший, что при нарушении равновесия морской среды возбуждалась огромная активность бактерий, которые за счет органики вырабатывали фосфорную кислоту, переходившую в присутствии карбоната кальция в фосфориты. Эта теория подтверждалась обилием фосфатизированных остатков животных в фосфоритовых пластах Северной Африки и Парижского бассейна. При этом Кайо отрицал возможность прямого химического осаждения фосфатов из морской воды.

Исследование фосфоритовых отложений на Русской платформе в отложениях сантона, сеномана и валанжина позволило выявить, что фации эти располагались в 70—100 км от береговой линии на глубинах 50—100 м. В сторону берега фосфоритовые фации сменялись грубопесчаными прибрежными отложениями, в сторону открытого моря — более глубоководными, часто морскими осадками. Образование фосфоритов происходило в зонах замедленного отложения терригенного материала. Анализ геологических данных по фосфоритовым месторождениям мира свидетельствует о том, что они формируются преимущественно за счет континентальных вод при благоприятных факторах фосфатоотложения.

Таким образом, фосфат кальция, образующийся в осадке под действием фосфорнокислого натрия на раствор хлористого кальция при pH от 9,5 до 10 и ведущей роли фосфора как аниона, представляет собой воспроизведение в лабораторной обстановке природного процесса образования морских фосфоритов, создавшего в геологическом прошлом Земли главнейшие промышленные месторождения фосфоритов. Это проявление в биосфере третьей стадии ионизации, представленной деятельностью крайне слабой фосфорной кислоты —  $\text{HPO}_4$ , диссоциирующейся на  $\text{H}^+ + \text{PO}_4^-$ .

Фосфатный осадок в порядке проявления реакций замещения и сорбции способен концентрировать Ba, Ca, Sr, F, Mg и другие элементы.

**Алюминиевая фация (цеолитовая, алюминатная).** Эта фация, иногда не различаемая геологами по породам в поле, представляет собой обстановку отложения анальцима и других цеолитов (водные алюмосиликаты Na, Ca, K, Ba, Sr). Иногда анальцим слагает породу нацело (штат Аризона). В некоторых валанжинских слоях (нижний мел) Кинешмы анальцим составляет до 20% породы. Фация эта связана с обстановкой отложения красной глубоководной глины и, таким образом, определяет палеогеографическое положение центральных областей древних бассейнов.

Цеолитовая морская фация изучена пока недостаточно. Образование пермутитов и цеолитов, по Х. Т. С. Бриттону (1936), связано с воздействием щелочей и щелочных земель на гидроксид алюминия, а также действием тех же реагентов на кремневую кислоту. Общая формула осадка  $\text{RO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot x\text{SiO}_2 \times y\text{H}_2\text{O}$ , где R — один атом двухвалентного металла или два атома одновалентного. Раствор алюминита кальция при реакции с кремневой кислотой в виде золя или геля при pH от 7 до 9 распадается с выпадением в осадок неопределенного состава силиката кальция и гидроксида алюминия, близкого к цеолитовой формуле:  $\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot x\text{SiO}_2 \cdot y\text{H}_2\text{O}$ .

Глубоководным выражением цеолитовой фации является образование кристаллов филиппита. Поскольку последний часто сопровождается скоплениями палагонита, продукта гальмиротического изменения вулканических

туфов, эту фацию следует считать собственно морской, т. е. уже слабо связанной с материковым стоком.

Весьма интересные данные о цеолитообразовании в морских условиях описывает Н. В. Ренгартен (1948, 1950) в виде отложений морденита, шабазита, ломонтита и других минералов этой группы в мелководных глинистых осадках стадии диагенеза. Обстановка образования цеолитов характеризуется активной ролью коллоидального кремнезема и глинозема в условиях щелочной среды, значительной концентрацией в растворах кальция, натрия, магния при высоком кислородном потенциале. Н. В. Ренгартен предложила выделить особую геохимическую фацию — цеолитовую, известным образом родственную глауконитовой.

Глауконитовая фация, связанная со свободным подтоком кислорода, способствующего выпадению в осадок химико-биологическим путем гидратов окислов железа с удалением их из водной среды, несомненно должна предшествовать цеолитовой фации в едином фациальном ряду. Положение глауконитовой фации в естественном ряду пока не ясно. Если признать ведущую роль за кремнеземом, по Х. Т. С. Бриттону, а также учесть отложение алюминатов в щелочных средах морей и океанов, то она, возможно, окажется наиболее близкой к кремнеземной с ее  $pH = 10,4$ .

**Кремнеземная фация.** Отложение коллоидного кремнезема — халцедона, сердолика и опала, по И. И. Гинзбургу, происходит при  $pH$  от 2 до 4 и от 7 до 9. Х. Т. С. Бриттон указывает осаждение солей метакремневой кислоты при  $pH = 10,4$  в виде  $Na_2O \cdot 2SiO_2$ . Между тем кремнийусвояющие организмы осаждают кремнезем во всех нормальных морских фациях. Совместно с кремнеземом, халцедоном и опалом возможны скопления многих других минералов до образований типа уранофана, роскоэлита и др.

Кремнезем как в составе континентального стока, так и в морских и океанических водах пребывает в состоянии резкого недосыщения сред. Поэтому выделение его в осадок связывается с деятельностью кремнийусвояющих организмов. К такому мнению склоняется, в частности, Н. М. Страхов, который, впрочем, допускает химическое осаждение кремнезема в районах проявления подводного вулканизма, где он может садиться из гидротерм.

Осадки кремнеземной фации в диагенетизированном виде — кремни, халцедон, опал и другие разновидности кремнезема до яшм включительно встречаются обычно с остатками организмов, усваивающих кремнезем (губки, радиолярии). Морские организмы, например диатомовые водоросли и многие другие, способные извлекать из среды кремнезем, несомненно, переводят его в осадок вследствие возможного образования ими щелочной среды, необходимой для выделения кремнезема. Для изучения геохимии кремния и связи с ним других полезных ископаемых наше внимание всюду должны привлекать осадочные толщи кремнистых отложений, в особенности пестроцветные силицилиты.

**Гидрато-магниевая фация (бруситовая).** Характеризуется частичным выпадением в осадок гидроокиси магния из раствора (морской воды) при  $pH = 10,49$ . Полное осаждение магния происходит при  $pH = 12$ . При  $pH$  от 10,49 до 10,7 выпадает углемагниева соль — магнезит, частью замещающий кальций в осадке карбонатного ила с образованием доломита. Выпадающий в осадок гидрат окиси магния известен как брусит, например, в протерозойских мраморах свиты Утай в Китае (по Ли Сы-гуану).

Осадки гидрато-магниевой фации в докембрии и раннем палеозое были, по-видимому, свойственны преимущественно участкам мелководных морей

с сильно развитыми биоценозами водорослей (фа́ция водорослевых банок), вызывавших местное сильное повышение рН.

**Карбонатно-магние́вая фа́ция (магнезитовая) \***. Устанавливается по выпадению в осадок основного карбоната магния при подщелачивании морской среды до  $\text{pH} = 10,54$ . Причиной такого повышения рН чаще всего, вероятно, являлись биоценозы водорослей, а также повышение концентрации раствора в лагунных условиях. Известно, например, что заросли морских водорослей способны повышать рН среды до 9,6 и выше.

**Кальцитовая фа́ция (химического известкового ила)**. Характеризуется наиболее интенсивным выпадением осадка при  $\text{pH} = 10,7$ . Начало выпадения гидроокиси кальция, диагенетически переходящей в карбонат кальция, или непосредственно карбоната кальция отмечается уже при  $\text{pH} = 7$ . Весь перепад рН от 7 до 10,3 определяет в основном биогенное накопление карбоната кальция, а при  $\text{pH} = 10,3$  и выше — химическое.

Наличие в водной среде других элементов, приносимых с суши, может обуславливать образование многих сложных минералов благодаря химическим связям кальция с этими элементами, в частности с магнием, барием, стронцием, кремнием, литием (?), ураном, фтором и др. Проявляющаяся на основе свойств строения атомов близость кривых выделения из общего раствора кальция ( $\text{pH} = 7,0-10,7$ ) и магния ( $\text{pH} = 10,5$ ) хорошо подтверждается и частым совместным нахождением этих элементов в осадках — доломитах или доломитизированных известняках.

Следует полагать, что крайнее расширение пределов значений рН для осаждения карбоната кальция является результатом способности организмов создавать фа́ции, благоприятные для выделения осадка вследствие изъятия из состава среды значительных количеств  $\text{CO}_2$  (водоросли), что ведет к местному повышению рН. Во-вторых, энергетический характер перехода растворенного бикарбоната кальция в твердый осадок карбоната кальция, несомненно, служит то полной (автотрофы?), то частичной (миксотрофы) энергетической базой деятельности организмов, обладающих способностью обеспечивать ход этого процесса благодаря наличию внутриклеточных и межклеточных сред сильно щелочного характера. Так, рифообразование при участии кораллов, мшанок, водорослей и других пороодообразующих организмов, по-видимому, может успешно развиваться при рН от 8,1 до 8,4. Насыщенный раствор углекислого кальция имеет  $\text{pH} = 10,2$ .

Соли углекислого магния в современных морях и океанах нигде не являются насыщающими водную среду. Опытными работами Н. М. Страхова и Д. А. Видаля установлено, что при химической садке углекислого кальция некоторое количество магния (доли процента) увлекается в осадок. Повышение рН от его обычной величины для морей и океанов от 8,0—8,2 до 9,0 и выше приводит, по данным Флеминга, к выпадению гидроокиси магния, поскольку при этом произведение ионных концентраций  $[\text{Mg}]$  и  $[(\text{OH})]$  превосходит их произведение растворимости. Такие условия действительно найдены на мелководье и в океанах, в частности в местах скопления водорослей. И, действительно, осадки карбонатов кальция и магния, местами даже с залежами сплошного магнезита, как, например, на западной окраине Сибирской платформы, наблюдаются в доломитизированных водорослевых известняках палеозоя и протерозоя.

\* Более полная характеристика карбонатных отложений приводится в монографии Н. М. Страхова «Основы теории литогенеза» (1960, 1962 гг.). — *Прим. ред.*

В диагенетизированных осадках таких фаций возможны концентрации близких по условиям образования минералов, среди которых можно ожидать витерит, стронцианит, стронциевый арагонит, гайит, хьюэтит, ураноталлит, флюорит и др.

**Литиевая фация.** Намечаемая предположительно, должна иметь место в условиях морских сред повышенной щелочности. Пока мы о ней знаем мало, хотя литиевые минералы в осадочных толщах хорошо известны. Довольно часто они выражены фторбериллатами лития. Поэтому место этой фации в геохимическом ряду соответствует условиям химической садки карбоната кальция в морях и, возможно, бериллия в лагунах.

Описанием условий отложения сложного химического осадка карбонатов кальция, магния и предположительно лития можно пока закончить перечень выявляющихся на сегодня щелочных типично морских фаций. Следующая группа фаций щелочных сред известна под названием гидрохимических, или лагунных, с их специфическими осадками — солями. Естественно, от морских фаций к лагунным переходы в биосфере осуществляются последовательно, с изменениями режима как в ту, так и в другую сторону. Поэтому среди морских отложений часто встречаются проявления доломитизации и гипсоносность, образование магнезита и пр., а в составе лагунных — прослой нормально морских отложений. Карбонат магния можно считать крайним типовым лагунным осадком, а доломитизацию скорее всего обусловленной реакцией замещения в осадке части кальция магнием в условиях мелкого (водорослевого) моря.

#### ФАЦИИ ЩЕЛОЧНЫЕ ЛАГУННЫЕ

Группа лагунно-морских и лагунных фаций, фаций засоленных лагун, морских заливов и засоленных озер имеет свои особенности. В основном они сводятся к проявлениям полузамкнутости и замкнутости систем, прерывистым или постоянным в процессе общего погружения, с захоронением соленосных слоев. По данным изучения современных водоемов, они часто выражены сезонными отложениями, отражающими тесное взаимовлияние суши и моря в виде совмещения терригенных осадков с гидрохимическими. Нередко отмечается миграция отложившихся солей в состав рапы и садка солей из рапы на ранее образованный осадок в порядке реакций замещения и сорбции. Наблюдается также и более или менее одновременное выпадание солей при испарении растворителя, но всегда с преобладанием одного какого-либо соединения над другим.

Осаждение солей из рапы происходит в условиях переменных температур и концентраций рапы, а также установления равновесных соотношений между средой и осадком. Изменения этих условий отражаются на составе осадка в течение одних суток.

Из многих естественных условий отложения солей из морской воды — рапы, различающихся под влиянием климата и исходных минерализованных водных сред, выделим пока немногие для прослеживания условий в сторону повышения рН до крайних возможных пределов.

Группа гидрохимических фаций, отличающихся соленакоплением на дне водоемов, связана с особыми природными бассейнами. Опуская их описание, отметим, что рН их вод изменяется от 7 до 11 и выше.

Изучение процессов солеотложения с применением экспериментальных лабораторных работ Н. С. Курнакова и его последователей обычно не связывается с определением физико-химической характеристики растворов. Поэтому

Состав твердого остатка соляных растворов морского типа различной плотности, сгущавшихся при 18° С, % (Николаев, 1947)

Плотность	Ca (HCO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>	CaSO <sub>4</sub>	MgSO <sub>4</sub>	MgCl <sub>2</sub>	KCl	NaCl	nMgO · mB <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Сумма солей
1,20	0,11	<u>0,19</u>	0,41	3,55	1,60	<u>19,20</u>	0,08	25,14
1,25	0,24	—	1,42 <sup>а</sup>	14,75	<u>6,96</u>	6,74	0,36	30,47
1,29	—	—	2,22	<u>24,34</u>	3,72	1,58	0,58	32,44
1,34	—	—	3,63	<u>32,00</u>	0,25	0,25	1,02	37,65
1,35	—	—	2,96	<u>33,15</u>	0,21	0,21	1,72	38,75
1,36	—	—	3,38	<u>33,20</u>	0,13	0,13	2,01	38,85
1,38	—	—	4,13	<u>32,15</u>	0,15	0,15	4,05	40,63
?	—	—	4,60	<u>30,90</u>	0,17	0,17	<u>5,32</u>	41,16

Примечание. Подчеркнуты преимущественно выпадающие соли.

в настоящее время ощущается существенный недостаток данных о рН и Eh таких растворов. Это лишает возможности выявить по этим признакам взаимосвязь фаций солеотложения и потому некоторые из далее описываемых фаций размещены в общем геохимическом ряду условно.

Осадки гидрохимических фаций обычно изучаются как многокомпонентные ионные системы с различным поведением компонентов при разных температурах и разных относительных концентрациях. Результаты такого изучения положены в основу заводских процессов разделения солей; рН растворов в большинстве случаев остается не выясненным.

Мы наметили положение некоторых лагунных фаций в основном по данным раздельного отложения солей. Между тем галурги исследуют поведение преимущественно природных комплексов солей в средах, имеющих иногда относительно более низкие показатели рН. Сказывается решающее значение взаимовлияния ионного состава соляных растворов, а ход процессов зависит от количественных соотношений компонентов между собой и от условий упаривания растворителя. Поэтому положение соляных фаций в геохимическом ряду, как уже говорилось, следует считать условным, а диапазоны выпадения солей — расширяющимися в сторону снижения рН.

Ниже мы попытаемся составить для гидрохимических фаций хотя бы схематический ряд, пользуясь данными последовательности выделения солей в осадок и редких замеров рН условий осаждения некоторых солей. Картина выпадения этих солей очень сложна. Она в значительной степени раскрыта трудами многих специалистов. Для беглого ознакомления с этим вопросом\* можно привести одну из природных комбинаций солей (табл. 20) при следующем порядке их преимущественного выпадения в осадок: гипс — CaSO<sub>4</sub> · 2H<sub>2</sub>O, галит — NaCl, сильвин — KCl, карналлит — KCl · MgCl · 6H<sub>2</sub>O, бишофит — MgCl<sub>2</sub> · 6H<sub>2</sub>O, пинноит — Mg(BO<sub>2</sub>)<sub>2</sub> · 3H<sub>2</sub>O.

\* Более полные сведения, отражающие современный уровень знаний по данному вопросу, имеются в работах М. Г. Валяшко (1964, 1966 гг.). — Прим. ред.

Состав воды Аральского моря и океана, %

Соль	Аральское море	Океан	Соль	Аральское море	Океан
Ca(HCO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>	1,78	—	KCl	2,40	2,11
CaCO <sub>3</sub>	—	0,34	NaCl	55,21	77,76
CaSO <sub>4</sub>	14,16	3,60	MgCl <sub>2</sub>	—	9,55
MgSO <sub>4</sub>	26,45	6,44	MgBr <sub>2</sub>	—	0,22

Второй интересный пример природного процесса кристаллизации солей при испарении морской воды описывают И. Н. Лепешков и Н. В. Бадалева (1952). Авторы рассматривают результаты упаривания воды Аральского моря в виде последовательного осаждения солей. Состав воды Аральского моря по твердому остатку они сопоставляют с океаническим (табл. 21). При удельном весе 1,010 появляются мелкие кристаллики кальцита (?). При удельном весе 1,015 — осадок гипса — CaSO<sub>4</sub>·2H<sub>2</sub>O, причем в растворе остаются (в %) Ca(HCO<sub>3</sub>)<sub>2</sub> 0,019; CaSO<sub>4</sub> 0,265; MgSO<sub>4</sub> 0,817; KCl 0,074; NaCl 1,805 (сумма солей 2,98). При удельном весе 1,180—1,266 выпадает глауберит — CaSO<sub>4</sub>·Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>; при 1,266 — галит — NaCl. Далее при нагревании до 35 °С последовательно выпадают астраханит — Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>·MgSO<sub>4</sub>·4H<sub>2</sub>O, сернокислый магний — MgSO<sub>4</sub> × × 6—7H<sub>2</sub>O, каинит — KCl·MgSO<sub>4</sub>·3H<sub>2</sub>O, сернокислый магний пятиводный — MgSO<sub>4</sub>·5H<sub>2</sub>O, бишофит — MgCl<sub>2</sub>·6H<sub>2</sub>O.

Таким образом, для вод типа Аральского моря можно выделить следующие этапы преимущественного выпадения солей: кальцитовый (уд. вес 1,010), гипсовый (уд. вес 1,015), глауберитовый (1,180—1,266), галитовый (1,266), астраханитовый, этап семиводного сульфата магния, каинитовый, этап пятиводного сульфата магния, бишофитовый. К сожалению, мы не располагаем данными физико-химической характеристики перечисленных фаций в отношении pH и Eh растворов.

Из многих естественных рядов фаций осаждения морских солей из состава рапы можно составить относительно простой ряд фаций, соответствующих среднему ходу процесса подщелачивания среды вследствие испарения растворителя с величинами pH от 9 до 11 и выше. Процесс этот вследствие взаимовлияния отдельных компонентов идет сложно.

Гидрохимические соленосные осадки в отличие от описанных ранее не укладываются просто в единый продольный ряд, поскольку породившие их фации связаны преимущественно с полузакнутыми и замкнутыми системами. Для этих осадков типична смена и перемежаемость не столько по горизонтали, сколько в разрезе, т. е. во времени. Поэтому соленосные толщи — продукт древних гидрохимических фаций, — отражая проявления тектонического и климатического режимов, обычно характеризуются макро- и микроциклическостью, многократной повторяемостью типов пород по вертикали.

Рассматривая направленность и последовательность во времени процессов отложения осадков засоленных лагун в связи с преобладанием упаривания над подтоком или при полном отшнуровании морской лагуны от открытого моря, можно наметить ряд фаций. Он выражается в последовательном уплотнении рапы и закономерном отложении солей примерно в приведенном выше порядке (с местными, впрочем, более или менее значительными отклонениями).

**Гипсовая фация.** Характеризуется выпадением в осадок гипса из растворов сернокислого кальция слабой (около 0,01 М) концентрации при рН до 10,3 (?). Для получения массового осадка при концентрации 0,001 М требуется дополнительное подщелачивание.

Первично ангидритовый осадок вряд ли возможен в биосфере. Ангидрит получается уже при уплотнении и диагенезе гипсового состава осадка с участием последующего высокого давления в толще осадочных отложений. Известные промышленные месторождения гипсов и ангидритов всюду оказываются связанными с толщами морских доломитизированных известняков и доломитов, как, например, в Донецком бассейне и на западном склоне Урала. В Приуралье с гипсовыми отложениями связана местами сильная соленость осадков\*.

**Натриево-сульфитная фация.** При достаточно высокой концентрации солей в растворе фация, по Х. Т. С. Бриттону, характеризуется началом осаждения  $\text{NaHS}$  в сероводородной среде при рН = 10,5, что позволяет считать ее присущей бассейнам с сероводородным заражением.

**Галитовая фация.** Обычно следует за гипсовой. Фация выражается в преимущественном осаждении из рапы хлористого натрия —  $\text{NaCl}$ . Выпадение этой соли то более, то менее полное.

**Гидрато-бериллиевая фация.** Характеризуется осаждением  $\text{Be}(\text{OH})_2$  при рН от 11,0 до 12,3. Минералы такого состава в осадочных породах не установлены, но, по-видимому, их следует искать в соответствующих толщах гидрохимических осадков.

**Сильвиновая фация.** Определяется преимущественным отложением сильвина —  $\text{KCl}$ .

**Карналлит-борацитовая фация.** Для нее характерно осаждение комплекса солей: карналлита —  $\text{KCl} \cdot \text{MgCO}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$  и борацита  $\text{MgCl}_2 \cdot 5\text{MgO} \cdot 7\text{B}_2\text{O}_3$ .

**Бишофитовая фация.** Устанавливается по отложению соли состава  $\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ .

**Пинноитовая фация.** Выявляется по отложению соли состава  $\text{Mg}(\text{BO}_2)_2 \times \times 3\text{H}_2\text{O}$ .

**Хромовая фация.** Намечается в условиях весьма щелочных сред. По Х. Т. С. Бриттону, при рН = 11—12 подщелачивание раствора солей хрома в присутствии иона  $\text{SO}_4^{2-}$  приводит к выпадению осадка состава  $\text{Cr}_6\text{O}_3 \cdot 0,28\text{SO}_3 \times \times 3,18\text{H}_2\text{O}$ . Фация может иметь место в лагунных условиях при упаривании морской воды, однако она нигде в природе не обнаружена.

**Фосфато-натриевая фация.** Характеризуется выпадением из раствора трехзамещенного фосфата натрия —  $\text{Na}_3\text{PO}_4$  при рН начала этой реакции около 12,7.

**Сульфидо-натриевая фация.** Представляет собой, по-видимому, крайний член ряда гидрохимических фаций. Начало процесса выпадения сульфида натрия из раствора с концентрацией 1 М отмечается, по Х. Т. С. Бриттону, при рН = 12,91, а конец — при рН = 13,9.

Эта довольно грубая схема фаций засоленных лагун намечается по очень скудным фактическим данным. Между тем выяснение истинной картины последовательного развития этих фаций имеет большое прикладное значение для

---

\* Новейшие данные об условиях садки гипса и образования ангидрита, в частности о величинах рН рассолов, при которых кристаллизуются минералы в природных эвапоритовых бассейнах, излагаются в работах М. Г. Валяшко (1965 г.), Н. М. Страхова (1962 г.) и др. — *Прим. ред.*

правильной организации поисков и изучения солености отложений. Поэтому к данному вопросу необходимо привлечь серьезное внимание геологов, геохимиков и региональных геологов.

Из бесчисленного множества природных водных сред — фаций нами выявлены пока 92 фации — обстановки выпадения различных типов осадков в виде части единого природного ряда геохимических фаций. Многие фации выражены в природе отчетливо и потому вмещающие их породы, если даже и не представляют интереса сами по себе, могут служить опорными данными — реперами для определения пространственного положения смежных фаций. Некоторые из них сами имеют практический интерес. Таковы концентрации железных и марганцевых руд, фосфоритов, медистые породы и т. д. Ряд ведущих элементов геохимических фаций вследствие сродства с другими элементами избирательно осаждают последние с образованием в стадии диагенеза многокомпонентных минералов или групп минералов. Осаждение происходит путем реакций замещения и сорбции.

### ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ.

Свойства химических элементов выделяться в условиях сред, различающихся по концентрации свободных водородных ионов, позволяет строить и особую схему классификации; многие звенья этой цепи остаются еще не ясными. Дискуссионным остается основное — причинность выявляющегося порядка выделения. Сила оснований не может быть признана причиной последовательности выделения гидроокисей, так как в геохимическом ряду элементы размещаются попеременно: более сильные с более слабыми.

Х. Т. С. Бриттон (1936) предложил классифицировать металлы по значениям рН осаждения их окисей, на основании чего можно установить, «будет или не будет происходить выпадение осадка после того, как растворы соответствующих реагентов вступили в реакцию с некоторыми реагентами» (стр. 316). Анион сающихся солей (основных карбонатов, хроматов, боратов, силикатов и других соединений) также влияет на рН условий осаждения, притом то более, то менее сильно. Поэтому, признавая приведенную последовательность осаждения химических элементов, обусловленную энергетическими свойствами атомов, следует принять намеченный геохимический ряд фаций за основу, подлежащую в дальнейшем пополнению и уточнению с учетом взаимовлияния элементов в их комплексе.

Необходимо отметить, что гидроокислы металлов и неметаллов почти никогда не остаются в осадке в чистом виде. Обычно они соединяются с некоторой долей неразложившейся соли, образуя основные соли. Поэтому практически, например, вместо гидроокиси меди (как известно, неустойчивой) в осадочных условиях образуется азурит — гидрокарбонат меди. Раствор едкого натрия при рН от 3,51 до 3,57 из раствора азотнокислой соли тория осаждает  $\text{Th}(\text{OH})_{3,43} \cdot (\text{NO}_3)_{0,57}$ , из раствора хлористой соли —  $\text{Th}(\text{OH})_{3,58} \cdot \text{Cl}_{0,42}$ , из раствора сернокислой соли —  $\text{Th}(\text{OH})_{3,31} \cdot (\text{SO}_4)_{0,3}$ . Что же касается амфотерных элементов, то они иногда дают в этих же условиях рН выпадения гидратов весьма дисперсные коллоидные растворы, осаждение (коагуляция) которых происходит при повышенных значениях рН, т. е. со сдвигом фации выделения фактического осаждения в сторону движения потока с увеличением рН. Так, гидроокись алюминия при воздействии  $\text{NaOH}$  или  $\text{Ca}(\text{OH})_2$  на раствор алюминевых квасцов садится нормально при рН = 4,14. Между тем при воздействии  $\text{Ba}(\text{OH})_2$  при рН = 4,76 наблюдается опалесценция, а коагуляция  $\text{Al}(\text{OH})_3$

наступает лишь при  $pH = 6,5$ . При вытеснителе в виде  $Sr(OH)_2$  гидрат алюминия дает опалесценцию при  $pH = 4,69$ , а коагуляцию при  $pH = 6,5$ . Амфотерный характер бериллия проявляется в том, что воздействие осадителя  $NaOH$  на раствор его сернокислой соли первоначально приводит к образованию основной соли —  $BeSO_4 \cdot Be(OH)_2$ , выпадающей в осадок при  $pH = 5,69$ .

Не углубляясь далее в рассмотрение данного вопроса, мы должны прийти к заключению, что ведущую роль в процессах последовательного отложения и растворения веществ играют химические свойства атомов элементов и их взаимовлияние в условиях динамики в течение конкретного этапа времени неизменности положения миграции системы фаций.

Основной химический смысл намеченного геохимического ряда фаций состоит в раскрывающейся картине широкого развития природных процессов в виде непрерывного взаимовлияния и взаимодействия солей слабых и сильных кислот (с вытеснением в осадок оснований из состава солей слабых кислот), взаимодействия кислот и щелочей, кислых солей с солями щелочного характера с широко проявляющимся извлечением элементов водной среды рыхлого донного осадка.

Существенной особенностью природных реакций водных сред является также значительное временное ограничение их обратимости, так как в биосфере непрерывно меняют место реагирующие массы вод, снижаются концентрации одного элемента и повышаются другого, поскольку непрерывно поднимается верхняя пленка осадка. Процесс осаждения элементов как химический, так и в особенности биологический, развивается направленно по движению потока, часто с конечным результатом в виде образования пласта сидеритовой или родонитовой марганцевой руды, бурого железняка, фосфоритов и других осадков — пород, отличающихся относительно высокими концентрациями ведущих элементов, сопровождаемых замещаемыми и сорбированными; этому процессу сопутствует садка нерудного инертного материала (пески, глины и пр.).

Исходя из отмеченного, нужно полагать, что известные уравнения реакций, учитывающие изменения концентраций (конечной от начальной) к природному процессу осаждения химических элементов, всегда динамическому, к конкретным фаціальным зонам неприменимы. Теоретически мыслимы другие формулы, учитывающие динамику действующих масс, внутреннее их (турбулентные) и поступательные перемещения, температурный режим и главное время, длительность существования фаций. Но пока к составлению таких уравнений мы лишь подходим, а составлять их пока не умеем.

Процесс выделения осадка из раствора, очень часто идущий путями синтеза, есть результат сложного сочетания движущихся масс растворов между собой (при общем изменении состава раствора) и с осадком, отложенным на дне, при взаимовлиянии всех осадившихся и растворенных веществ друг на друга. Характер и ход гидрохимических процессов определяется притяжением между ионами под влиянием их электрических зарядов, реакциями вытеснения одного элемента другим при ведущем, по-видимому, взаимовлиянии раствора с коллоидами и кристаллическими компонентами донного осадка в условиях меняющихся количественных соотношений элементов в среде, температурного режима и фактора времени.

Этот процесс обуславливает крупную и мелкую зональность в распределении фаций, отражающую соответствующие этапы ионно-энергетического обмена. Мелкая зональность как часть общего распределения фаций делит водную массу бассейна на зоны (слой воды) с их гидрохимическими особенностями. Биохимические процессы в бассейне наиболее активны у донной пленки осадка

и в слое рыхлого осадка. Здесь они даже значительно более интенсивны и более сложны вследствие участия в них большого разнообразия специфических бактериальных колоний, сосуществования двух различных сред (жидкой и полужидкой), разделенных верхней пленкой (бактериальной) рыхлого осадка. Эта пленка непрерывно обновляется образующимся осадком. Она играет огромную роль в процессах извлечения из водной среды компонентов. Это осуществляется, во-первых, биологическим путем при прямом и косвенном воздействии проявлений сложного придонного биоценоза микроорганизмов, чаще аэробов, обуславливающих создание ниже в осадке анаэробной зоны, во-вторых, химическим путем в результате деятельности органических и минеральных коллоидов осадка как факторов концентрации элементов путем реакций замещения и сорбции, в-третьих, физическим путем через верхнюю пленку осадка как границу двух резко различных биогеохимических сред в виде явлений осмоса ионных масс водной среды в осадок вследствие вывода там из ионного состояния соответствующих элементов, перевода их в иное состояние в результате непрерывного снижения там парциального давления.

Поэтому рыхлому осадку всех водных фаций биосферы, как и в геологическом прошлом Земли, необходимо приписать исключительную роль по извлечению химических элементов и их соединений из движущегося водного потока, подобно поглощающей деятельности наземных почв. Этот осадок как бы высасывает из водной среды мигрирующее вещество при участии местных факторов вторичной концентрации, переводя элементы этого вещества в осадок даже из ненасыщенных растворов. Именно в этом основная геологическая роль рыхлых осадков водных фаций биосферы.

Глубже, в толще рыхлого осадка, процесс иммиграции вещества постепенно затухает вследствие ослабления деятельности аэробной и анаэробной микрофлоры, затруднения миграции водной массы в результате уплотнения осадка и завершается, несколько затормаживаясь, при диагенезе, или окаменении, осадка. На поздних этапах процесс диагенеза идет уже почти целиком химическим путем.

Процесс окаменения рыхлого осадка уже достаточно ясен. Физическая химия, восполняющая учение об осадочных полезных ископаемых, рассматривая растворимости сходных солей, доказывает равенство их температурных коэффициентов или пропорциональность растворимости солей. С ее помощью прослеживается зависимость между температурными коэффициентами и структурой различных солей, их ионизацией, валентностью, взаимовлиянием (роль доминирующего иона) и пр.

Наша задача правильно приложить эти достижения физической химии, биогеохимии и прочих наук к изучению природных процессов формирования осадка в фациях и микрофациях гидросферы. В связи с этим необходимо отметить некоторую условность описанной схемы единого геохимического ряда фаций, составленного в основном по поведению одиночных элементов, т. е. без учета взаимовлияния их во многокомпонентных растворах, какие обычно существуют в биосфере. В связи с этим исследования природных явлений несомненно приведут к выявлению «сдвигов» фаций осаждения по величинам рН и пр.

Из опытов Х. Т. С. Бриттона над осаждением из растворов солей тория и меди установлено, что в процессе подщелачивания среды заметное значение имеет концентрация растворов. При повышенных концентрациях выпадение солей обычно начинается раньше, при более слабых растворах — позднее, т. е. при более высоком рН (табл. 22). Отсюда, если опустить случаи взаимо-

Величины рН осаждения тория и меди (по Х. Т. С. Бриттону)

Элемент	Молярность раствора	рН осаждения	Элемент	Молярность раствора	рН осаждения
Торий	0,001	3,60	Медь	0,002	5,5
	0,002	3,58		0,02	5,0
	0,01	3,57		1	4,1

влияния элементов, становится ясным, что изменения в содержаниях элементов могут обуславливаться сближением некоторых фаций друг с другом. В частности понятно, что медь (рН до 5,5) может садиться совместно с железом (рН от 5,49) в конечном счете в виде халькопирита.

Разрабатываемые Л. А. Чугаевым, И. И. Черняевым и др. теории реакционной способности атомов и закономерностей трансвлияния атомов в комплексных соединениях получают конкретные экспериментальные подтверждения. Разработка этих теорий еще не завершена, но их материалистическая основа гарантирует успех исследований. Физико-химикам с геологами и геохимиками предстоит большая работа по изучению закономерностей природных концентраций химических элементов в современной и древних биосферах Земли. Большую пользу в этой огромного практического значения работе принесут также минералогические и геохимические исследования почв.

В веществе осадка почти каждой из фаций, кроме собственных открытому морю, может подмешиваться и действительно подмешивается то или иное количество химически относительно устойчивого минерального осадка обломочного терригенного происхождения, который часто разубоживает местную концентрацию химических элементов, разубоживает полезное ископаемое, снижая его промышленную ценность. В этом сказывается отрицательное значение обломочного материала (галька, пески, илы), если слагаемая им порода не рассматривается сама как полезное ископаемое.

Смешивание экономически ценных минеральных образований с принесенным обломочным материалом встречается часто, например досадные примеси песчаного или песчано-глинистого состава в пластовых железных рудах (бурые железняки, гематиты), в марганцевых рудах, бокситах, фосфоритах, осадочных медных рудах и т. п. Поэтому миграция обломочного материала и его последовательное постепенное отложение в результате спада скоростей несущей струи воды — есть важнейший из факторов рассеяния (разубоживания) рудного вещества, действительно противоположный процессу вторичной концентрации элемента в данной фации.

Рассеяние химических элементов в гидросфере осуществляется в результате частичной растворимости материала, связи металлов с органическими веществами (металлоорганические соединения), развевания вещества земной и космической пыли, способствующей проскакиванию части химических элементов через зоны их нормального высаживания (высаливания) в осадок, где они могли бы концентрироваться.

Рассматривая с химической позиции процесс природного выпадения осадков из водных сред, необходимо обратить внимание на коренное отличие его от процессов искусственного осаждения химических элементов в лабораторных или заводских условиях. Искусственно осуществляемые реакции в замкнутой среде и с ограниченным учтенным количеством реагентов характеризуются

обязательным сдвигом физико-химической характеристики сред по мере выпадения осадка и в ходе времени, так как ионный состав раствора последовательно меняется. Поэтому прослеживание условий выпадения какого-либо элемента в виде его гидрата, карбоната и пр. мыслимо и осуществимо путем последовательных добавок осадителя — вытеснителя в тот же раствор с повышением рН среды. При отсутствии добавок осадителя реакция среды обычно меняется в сторону повышения ее кислотности (снижения рН).

Природные процессы имеют свои характерные неотъемлемые черты: 1) концентрация растворов, участвующих в процессах, относительно низкие; 2) среда осаждения динамична; 3) рыхлый донный осадок обладает поглотительными свойствами. Среда имеет направленно-подвижный характер; она подобна конвейеру непрерывного действия, когда проходящие через зону фации воды, более или менее быстро перемещаясь в одном направлении, непрерывно подщелачиваются встречным потоком более щелочных вод, в реакцию осаждения включаются гидраты, карбонаты, бораты, фосфаты, хроматы и прочие минеральные вещества все новых и новых водных масс. В пределах всей непрерывной цепи перепадов рН естественного ряда фаций имеет место закономерная связь осадка и среды, соответствующее равновесное состояние обратимого характера при важной роли отложившегося вещества. Понижение рН ведет к растворению только что отложившегося осадка.

Непрерывный ввод в реакцию все новых и новых объемов растворенных минеральных и минерально-органических компонентов «твердого остатка» при наличии забуференности среды не сопровождается местным снижением рН, как это имеет место в замкнутых системах, и потому должна существовать относительная устойчивость в физико-химическом состоянии любой фации. Выпадение химического осадка или биогеохимическая концентрация какого-либо полезного компонента организмами — есть процесс формирования однородного состава отложений с образованием при достаточной длительности процесса скоплений рудных масс практического значения, таких, как бурые железняки, вады, магнезиты и пр.

Скорость химических реакций определяется изменением концентрации раствора в единицу времени. Она зависит от температуры, катализатора и его концентраций, от свойств среды. В замкнутой системе (заводской, лабораторной) темп превращений меняется с изменением концентрации действующих масс веществ. В природных условиях меняют место реагирующие массы веществ, но фация с определенной физико-химической характеристикой, например какая-либо зона смешивания кислых и щелочных вод, часто остается на месте на длительный срок, в течение которого формируется соответствующего типа осадок, что нельзя не считать одним из важнейших явлений в формировании осадочных отложений вообще. Практически результат таких процессов мы наблюдаем постоянно в виде однородных по составу масс осадка (слой горной породы той или иной мощности) при большом разнообразии их в естественном продольном ряду фаций.

Внедрение математики в понимание хода и характера геологических процессов безусловно сделает геологию в такой же степени точной наукой, какими в настоящее время уже являются физическая химия, химическая физика, геофизика. В свете сказанного в основном вследствие низких природных концентраций элементов в биосфере наибольшее характеризующее фации значение имеют начальные показатели рН условий выпадения осадков, что значительно упрощает изучение и понимание сущности природных явлений и облегчает экспериментирование в этой области.

Таким образом, выявилась настоятельная необходимость доводить изучение осадочных отложений любого исследуемого геотектонического района до такого уровня, когда создается возможность построения атласа палеофациальных, палеогеохимических карт, отражающих временные пространственные размещения более или менее отчетливо обособляющихся геохимических фаций древних водных бассейнов, с возможным уточнением границ этих фаций и физико-химической, литологической и палеонтологической их характеристикой.

В общем случае практически наиболее интересна периферическая часть суши и древних бассейнов эпох угле- и нефтеобразования, в особенности области смешивания древних кислых континентальных вод с морскими, где в осадок выпадают многие практически важные химические элементы в результате сорбции, реакций замещения с последующим диагенетическим обогащением.

Итак, ныне мы можем говорить о единстве угле- и нефте-металлонакопления в осадочных отложениях для различных эпох и областей геологического прошлого Земли. Отсюда выявляется необходимость постановки специальных комплексных исследований, задачей которых будет сбор конкретных данных по истории геологического и геотектонического развития изучаемой площади, выяснение динамики движения и размещения фаций во времени и пространстве, а также конкретных площадей концентрации отдельных (рудных) химических элементов.

## ПОВЕДЕНИЕ НЕКОТОРЫХ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В БИОСФЕРЕ

Судьба осадков природных водных бассейнов многообразна. Стремящееся к равновесию взаимодействие осадков с водной средой в результате физико-химических, а иногда и биологических (биофильные элементы) процессов, обуславливает то сохранение осадков в рыхлом состоянии, то образование конкреций или полное их окаменение с сопутствующими диагенетическими преобразованиями. Так, гидроокислы химических элементов в более простых случаях переходят в безводные окислы: из вадов и псиломелана образуются пиролюзиты, из опалов — кварц и халцедон, из гидрогематитов и гидрогетитов — гематиты. При этом широко проявляются реакции замещения в виде извлечения из водной среды ряда других элементов и перемещения уже отложившихся, а также явления сорбции.

Выясняя поведение многих элементов и новые возможности поисков их природных концентраций, мы, к сожалению, в отношении большого числа других элементов знаем еще очень мало. Представляются, например, весьма интересными, но пока мало известными судьбы и геохимические проявления кремнезема, молибдена, бериллия, лития, ванадия.

### КРЕМНИЙ

Кремний в виде двух видов кремнекислоты ( $\text{HSiO}_3$  и  $\text{H}_2\text{SiO}_3$ ) играет в биосфере весьма большую роль, но меньшую, чем в магматических процессах, в которых его геологическое значение поистине велико. Не пытаясь осветить этот вопрос сколько-нибудь полно, отметим главнейшие виды проявлений кремнезема в геохимических процессах биосферы.

Специальные исследования поведения кремнекислоты в средах, pH которых меняется, показывают, что при  $\text{pH} = 4,0$  вместе с переходом в осадок сульфата алюминия осаждаются и основные силикаты. При достаточной концентрации растворов кремнекислота способна выпадать в гидратной форме при pH от 2,0

до 4,0, увлекая при этом в осадок ряд металлов. Эта ее роль заслуживает специального исследования.

Вторая возможность проявлений кремнекислоты — весьма щелочные среды. При вытеснителе NaOH в присутствии раствора сульфатов при pH = 10,4 происходит осаждение кремнекислоты в виде  $\text{Na}_2\text{O} \cdot 2\text{SiO}_2$ , причем натрий, вероятно, часто замещается другими основаниями. При pH от 9,00 до 11,0 происходит интенсивное выпадение в осадок силикатов магния (pH = 9,50) и кальция (pH = 10,07), а также выделение способной к комплексообразованию свободной кремнекислоты ( $\text{HSiO}_3$ ).

По данным Х. Т. С. Бриттона, в процессе взаимодействия кремнекислоты с растворами гидроокисей кальция, бария, стронция, осадки выпадали при следующих показателях pH: 9,74 —  $\text{CaO} \cdot 5,0\text{SiO}_2$ ; 9,72 —  $\text{BaO} \cdot 5,07 \text{SiO}_2$ ; 9,90 —  $\text{SrO} \cdot 5,54\text{SiO}_2$ .

Эти немногие примеры показывают высокую активность кремнекислоты, ее способность к образованию комплексных солей в кислых и щелочных средах, чем и объясняется наличие в осадочных отложениях огромного разнообразия водных и безводных соединений кремнезема с весьма многими элементами.

Исследования в этой области на природном материале вместе с лабораторными аналитическими и экспериментальными работами имеют большое и научное и практическое значение, в особенности если в качестве объекта для детального изучения будут взяты «пестроцветные» различного геологического возраста кремнистые сланцы, силицилиты, яшмовые сланцы и прочие осадочные кремнекислые породы.

#### МОЛИБДЕН

При геохимическом изучении почв получены интересные данные о поведении молибдена в биосфере. Он концентрируется некоторыми растениями (клевер, бобовые и др.), видимо, при азотном обмене. Концентрация его известна также, по А. П. Виноградову, в нейтральных и слабощелочных средах почв.

Таким образом, условия биологической, а возможно и химической концентрации молибдена определяются границами pH от 7 до 8, поскольку известно, что выше 8 молибден переходит в подвижное состояние. Глины с нейтральной и слабощелочной реакцией способны накапливать молибден, по-видимому, сорбционным путем.

#### БЕРИЛЛИЙ И ЛИТИЙ

Лабораторное получение двойных фторидов лития и бериллия в виде нескольких различных сочетаний их состава ( $2\text{LiF} \cdot \text{BeF}_2 = \text{Li}_2\text{BeF}_4$ ;  $\text{LiF} \cdot \text{BeF}_2 = \text{LiBeF}_3$  и др.) свидетельствует о сильном химическом родстве лития с бериллием и фтором, причем ведущая роль в образовании их соединений принадлежит фтору. Поэтому можно полагать, что фторобериллаты лития присутствуют в осадках фаций гидросферы, в щелочной части их геохимического ряда, при изменении среды в сторону подщелачивания до pH около 10.

Специальными исследованиями Д. И. Менделеева, а также Н. С. Курнакова были установлены свойства бромкуприта —  $\text{CuBr}_2 \cdot 2\text{LiBr} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ , броммеркурита  $\text{HgBr}_2(\text{LiBr} \cdot 3\text{H}_2\text{O})$  и других комплексных соединений лития, которые указывают на родство его с медью и ртутью в виде таких устойчивых сложных гидратов. Осадочным концентрациям меди могут сопутствовать концентрации Li, Rb, Cs, Br, Hg.

Литий очень дорогой, обладающий ценными свойствами элемент. Имеется достаточно оснований полагать, что он распространен в осадочных толщах.

Его способность давать алюминаты, бораты, кобальтиты и цирконаты допускает наличие вторичных концентраций лития в осадках ряда геохимических фаций. Этот щелочной металл, близкий по свойствам к Na, K, Rb и Cs, наиболее способен образовывать фосфаты, карбонаты, хлориты и бораты. Между тем условия выпадения его в осадок из водных сред, кроме лагунных фаций, пока неизвестны.

Качественно литий уже обнаружен в некоторых образцах кварца, в юрских доломитах, в битуминозных сланцах и глауберите соляного месторождения во Франции, в гипсе и глинах Швейцарии. Он присутствует в водах солевых, в рудничных водах, в растениях (табак, виноград, многие водоросли). Поэтому следует предполагать, что в биосфере имелся и имеется ряд условий, благоприятных для отложения лития. Они скорее всего близки к условиям отложения виванита и борацита и, кроме того, характерны для зон доломито- и гипсообразования, что свидетельствует о перспективности поисков промышленных концентраций лития в осадочных толщах различного геологического возраста.

#### АРСЕНАТЫ

Мы располагаем весьма неполными данными об устойчивости при 17 °C условий осаждения ряда арсенатов кальция, что может иметь прямое отношение к природному размещению их в осадках.

По М. Е. Позину (1949), рН сред осаждения этих соединений следующие:  $\text{CaH}_4(\text{AsO}_4)_2 - 2,9$ ;  $\text{CaH}_2(\text{AsO}_4)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O} -$  от 2,0 до 6,0;  $\text{Ca}_2\text{H}_2(\text{AsO}_4)_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O} -$  от 4,6 до 6,8;  $5\text{CaO} \cdot 2\text{As}_2\text{O}_5 \cdot 10\text{H}_2\text{O} -$  от 6,8 до 7,8;  $\text{Ca}_3(\text{AsO}_4)_2 \cdot n\text{H}_2\text{O} -$  от 7,8 до 9,6;  $4\text{CaO} \cdot \text{AsO}_5 \cdot 5\text{H}_2\text{O} - 9,6$ . Эти данные позволяют считать, что арсенаты кальция способны осаждаться и в кислых и в щелочных средах в виде различных соединений.

#### ВОЛЬФРАМ

Данными о миграции в биосфере вольфрама в водах континентального стока мы не располагали, между тем, по А. Е. Ферсману (1934), он легко вымывается из коренных месторождений — рудных жил и пегматитов, а также «в виде растворимых солей накапливается в последних щелоках соляных комплексов» (стр. 274) совместно с солями рубидия, лития и цезия. Процессам его миграции способствует засоленность вод, обусловленная пустынным климатом.

С. С. Смирнов (1951) при рассмотрении процессов окисления коренных вольфрамовых руд отмечал обстановки, в которых распад рудного вещества происходит со значительным выносом вольфрама. Его растворителями являются серная кислота одна и в комбинации с сульфатами кальция и натрия. Растворимость вольфрама повышается в присутствии марганца. В растворах образуются вольфраматы щелочей, а осаждаются соединения типа  $\text{WO}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$  (тунгстит). При выветривании на месте остаются продукты распада вольфраматов: гидроокиси железа и марганца. Отмечаются случаи полного вымывания вольфрама коренных вольфраматов.

Таким образом, вольфрам в условиях кислых и слабокислых сред является подвижным элементом, причем из растворов он не полностью осаждается кальцием, а полностью или почти полностью — железом и марганцем.

#### СИСТЕМАТИКА ГЕОХИМИЧЕСКИХ ФАЦИЙ

Рассмотренные нами данные о различиях в условиях осаждения некоторых элементов и их соединений еще раз подтверждают, что у каждого из элементов в соответствии с размерами их ионов, знаком и величиной их зарядов, величиной

энергии гидратации ионов, степенью взаимного сродства (изоморфизм) и т. п. имеет свой оптимум значения рН, при котором в биосфере проявляется его максимальная активность, притом в более или менее узких физико-химических границах.

Несмотря на неполноту использованных нами данных для построения ряда геохимических фаций, обусловленную тем, что иногда приходилось пользоваться результатами лабораторных экспериментальных работ над относительно высокими концентрациями, мы все же получили интересную картину теснейшей связи свойств мигрирующих элементов земной коры со свойствами системы природных водных сред биосферы.

Существуют ли такие ряды фаций или им подобные? Безусловно, существуют, если и не такие в точности, то близкие к ним, притом, вероятно, более полные, т. е. без тех пробелов, которые отчетливо видны на прилагаемых графиках, притом, возможно, с некоторыми изменениями в общем виде предлагаемого «спектра фаций». Такие фации всегда присутствуют и характеризуют состав почвенных и почвенно-грунтовых разрезов, сложившихся под влиянием главным образом климата и растительного покрова. Возникавший в закономерной последовательности ряд фаций всегда существовал и существует в любом участке развития коры выветривания также под влиянием климата, кислорода и углекислоты атмосферы, воды, солей, растительного покрова. Такой ряд с различной пространственной ориентировкой границ его элементарных фаций можно найти в зоне окисления сульфидных месторождений под влиянием двух разнородных факторов: во-первых, серы сульфидов, окисленной в серную кислоту, создающую условия интенсивного массового вымывания химических элементов с их близким или дальним разносом в биосфере, во-вторых (преимущественно), органических кислот почвенного происхождения, подкисляющих почвенно-грунтовые и подземные воды, тем самым обуславливающих образование способных к дальнейшей миграции металлоорганических соединений.

А. Е. Ферсман (1939 г.) признавал огромное значение концентрации водородных ионов в геохимических процессах, связанных с холодными водами. Он считал, что рН в различных географических и климатических условиях колеблется очень резко, понижаясь при окислении серы до величин 1,0 и достигая 7,5—8,0 для морской воды и 12 и выше для бассейнов в условиях пустынного климата. А. К. Ферсман дал первую в своем роде схему условий выпадения гидроокислов различных химических элементов в разных условиях щелочности и кислотности растворов. Он же составил интересную таблицу выпадения гидроокислов главнейших металлов при различных показателях концентрации водородных ионов. Элементы расположены в ряд по возрастанию величины рН осаждения, учтены радиусы ионов, эки и эвки и характерные показатели природных сред как арен проявления данных процессов. Так, осаждение гидроокисей Nb, Ta, Si и Ge при рН = 2. А. Е. Ферсман связал с кислыми природными растворами. Осаждение гидроокислов Ti, W, Mo и Fe<sup>3+</sup>, по его данным, происходит при рН = 3, Zr — при рН = 4 и Th, Ga, Al, Mn<sup>2+</sup> и Be при рН = 5 в связи со слабокислыми водами субтропиков и с торфяными водами. Для выделения гидроокиси иттрия он считал благоприятными среды дождевых, речных и океанических вод с рН = 6. При рН = 7 из тех же вод, по его данным, осаждаются гидроокиси Sc, Fe и Zn, а при рН = 8 гидроокислы V, TR, Co, Ni. При рН = 9 из щелочных растворов выпадают гидроокислы Hg и Mn, при рН = 10 — гидроокись Cd. Для осаждения Mg и Ca он указывал среды с рН > 11, а для Sr, Ba, Na и K — с рН > 12.

Значительный интерес представляет использование А. Е. Ферсманом вз-

ков элементов как показателей степени кислотности для анионов и степени щелочности для катионов в сопряжении с данными рН сред образования гидратов.

Мысль о геохимическом ряде, хотя и без дробного деления на фации, изложена С. С. Смирновым (1954) при рассмотрении состава вод зоны окисления сульфидных месторождений с ее главными компонентами  $H_2SO_4$ ,  $CuSO_4$ ,  $FeSO_4$ ,  $Fe_2(SO_4)_3$ ,  $ZnSO_4$  и т. п. Там же упоминается о присутствии в растворах также Al, Mn, Na, K, Mg, Ca, Sb, As, Ni, Co, Pb, Ag, Au и некоторых других элементов. Приведенная С. С. Смирновым диаграмма концентрации отдельных элементов в рудничных водах и его представления по данному вопросу в целом дают, хотя и схематическую, но четкую картину направленности и последовательности процессов. Кислые минерализованные воды постепенно превращаются в обыкновенные грунтовые. Этим еще раз подтверждается закономерное развитие ряда фаций.

Л. В. Пустовалов (1940), первый из геологов высказавший и систематически проводивший идею последовательного образования фациальных и хронологических рядов (стр. 143) в свете представлений о периодичности и направленности, отмечает, что в пределах какой-либо области накопления осадков осадочные породы и осадочные полезные ископаемые размещаются «вполне закономерно, образуя гамму (ряд) фаций, последовательно и в определенном порядке сменяющих друг друга в направлении от береговой линии вглубь бассейна... Правильная последовательность ... может нарушаться под влиянием тех или иных причин, которые каждый раз, в случае нарушения последовательности, должны быть выявлены. Такими причинами могут быть морские течения, неровности дна ископаемого бассейна, местное влияние речных артерий и пр.» (там же, стр. 144).

Влияние речных артерий, а также всей области суши на процесс формирования различных типов осадков в морском бассейне Л. В. Пустовалов поставил почти на последнее место, хотя в море по существу отлагается материал, принесенный с суши, в частности иногда и рудный. Область выноса элементов и их миграцию в пределах суши он почти не рассматривал, ограничиваясь общей идеей «осадочной дифференциации».

Л. В. Пустовалов признавал необходимым осуществлять с участием биологов и палеонтологов учет эволюции органического мира и прослеживание его влияния на процесс образования осадочных пород (там же, стр. 153). Важно также, что он призывал к изучению процессов выветривания, переноса и отложения, диагенеза, эпигенеза и метаморфизма с уточнением соотношений между продуктами механической и химической дифференциации с постановкой специальных экспериментальных исследований.

Составленный нами ряд фаций также, конечно, не может быть полным. Он нуждается в добавлении других аналогичных фаций. В частности, если судить по рН среды устойчивости глауконита, то фация глауконитонакопления располагается в пределах рН от 6,0 до 7,8 (?). Но уже в этом виде ряд отчетливо выявляет и объясняет многие случаи совместного нахождения химических элементов в природных условиях, подтверждая правильность наших исследований.

Разнообразие почвенных геохимических процессов в работе отражено слабо. Это и не входило в наши задачи. Фации кислых вод представлены почти сплошным рядом фаций с частичными перекрытиями одна другой. Фация углеродонакопления тесно соприкасается с алюминиевой, что объясняет связь между угольными пластами и сапропелитами, с одной стороны, и глинистыми

отложениями с бокситами — с другой. Интересна близость ванадиевой фации с алюминиевой и с фацией накопления органического вещества типа нефти и углематеринского типа.

Фации цинковая и хромовая пока литологическими исследованиями еще не установлены, но они совместно с соседними геохимическими фациями (до  $pH = 6$ ) и другими, им подобными, по-видимому, являются причиной цветности отложений, что надлежит проверить специальными исследованиями. И, если высказанная мысль верна, то некоторые так называемые пестроцветные свиты могут иметь особо важное практическое значение.

Близостью значений  $pH$  (от 5,4 до 5,5), характерных для осаждения из раствора меди и железа, объясняется частое совместное содержание этих металлов в фации медистых песчаников, обычно в виде халькопирита. Свинцовая фация со свойственной ей двухступенной ионизацией —  $Pb(OH)_2 \rightleftharpoons PbOH^- + OH^-$  и  $PbOH^- \rightleftharpoons Pb^{2+} + OH^-$  при  $pH = 6$ , известна, в частности, в отложениях красноцветных галенитоносных песчаников верхнего кембрия на р. Лене. Она оказывается близкой к медной и железной фациям второй и третьей стадий ионизации. На р. Лене свинец действительно ассоциируется с медью, по-видимому, в результате процессов последовательного наложения медной и свинцовой фаций друг на друга.

Обширная серия геохимических фаций в зоне нейтральных вод в осадочных толщах практически неизвестна, что ставит задачу ее изучения. Также пока неизвестны фации лантановая, серебряная, бериллиевая второй стадии ионизации.

Располагая, таким образом, знанием условий выпадения в осадок многих химических элементов, в том числе большого народнохозяйственного значения, в целях планомерного и целеустремленного поиска их скоплений (месторождений) мы должны научиться сочетать литологический естественный ряд фаций с геохимическим. Это можно осуществить с помощью специальных полевых и лабораторных исследований в конкретных практически интересных районах. В этом отношении такие макроэлементы осадочных пород, как  $Al$ ,  $Mn^{3+}$ ,  $Ca$ ,  $Fe^{2+}$ ,  $Mn^{2+}$  и др., легко устанавливаемые в разрезах осадочных толщ по содержащим их минералам, а также рудным скоплениям, свидетельствуют о геохимических особенностях пород разреза как их типические элементы.

Размещение элементов в пределах ряда во многом обуславливается их физико-химическими свойствами, ролью воды как растворителя и взаимовлиянием их концентраций, способностью образовывать комплексы ионы и пр. Интересна роль самой воды, которая является очень сложным веществом со сложной структурой, внутренними связями и пр., входящим в случаях появления в нем ионов в новые еще более сложные связи.

Если воспользоваться результатами опытов Г. Б. Булла по определению энергии гидратации некоторых ионов из числа наиболее нас интересующих, то по величине энергии (в ккал на грамм-ион) можно получить ряд элементов (Бетехтин, 1950, стр. 105), расположенных в порядке убывания энергетического эффекта гидратации:  $Th^{4+}$  1540;  $Fe^{3+}$  1185;  $Al^{3+}$  1149;  $La^{3+}$  768;  $Be^{2+}$  608;  $Cu^{2+}$  536;  $Zn^{2+}$  528;  $Ni^{2+}$  516;  $Co^{2+}$  504;  $Fe^{2+}$  500;  $Mg^{2+}$  490;  $Hg^{2+}$  480;  $Mn^{2+}$  479;  $Cd^{2+}$  462;  $Ca^{2+}$  440;  $Sr^{2+}$  376;  $Ba^{2+}$  346;  $Li^+$  136;  $Na^+$  114;  $K^+$  94;  $Rb^+$  87;  $Cs^+$  80;  $F^-$  97;  $Cl^-$  65;  $Br^-$  57;  $I^-$  47. Его легко представить на графике в виде кривой с отложением на оси ординат энергии гидратации. Этот ряд, начинающийся четырехвалентным торием и кончающийся одновалентными галоидами с отрицательными зарядами (анионами), в общем очень похож на порядок выпадения в осадок химических элементов рассмотренного ряда геохимических

фаций. Th, Fe<sup>3+</sup> и Al<sup>3+</sup> идут в той же последовательности, причём у тория наибольшая энергия гидратации — 1540 ккал на грамм-ион. У двухвалентных элементов спад показателей энергии гидратации постепенный, расположены они несколько иначе, чем в геохимическом ряду, но медь, никель, кобальт и ртуть размещены так же. Цинк с медью поменялись местами и т. д. В конце ряда оказываются щелочные элементы и анионы галоидов.

Первопричиной хорошо изученных особенностей гидратации служат величины радиусов и валентностей ионов. Элементы с одинаковыми радиусами ионов имеют и одинаковую тепловую энергию гидратации. Таким образом, и по отношению к рН водных сред геохимических фаций основную роль играют, несомненно, постоянные свойства самих ионов, а затем сложный набор природных вытеснителей-концентраторов, также переменных по составу и концентрации, как и переменны состав и концентрация мигрирующих элементов. Отложение терригенного материала, химически мало активного или неактивного в условиях геохимических фаций, производит, за исключением россыпей ценных минералов, разубоживание собственного осадка фации, стирает видимые границы между смежными фациями, затрудняя тем самым иногда их геохимическое понимание. В то же время между геохимическими и общепринятыми литологическими фациями существует единство, распространяющееся и на весь комплекс собственных фации организмов.

На фоне общей необратимости характера процессов образования осадочных пород на суше и в водоемах в ходе геологической истории Земли под влиянием эволюции жизни и геотектонического развития земной коры в средах биосферы проявлялась периодическая повторяемость местных и общих физико-географических условий, вызывавшая каждый раз, в каждой самостоятельной геохимической системе — суша — море относительно быстро или медленно смену и смещение элементарных фаций на некоторый, короткий или длительный, геологический промежуток времени. Эти явления обуславливали местное и широкое развитие микро- и макроцикличности в образующихся осадках с повторяемостью основных литологических типов этих осадков (осадочных пород) при неповторимости самих конкретных осадков (пород) в ходе геологического времени, поскольку в образовании каждого слоя и прослойка участвовала физико-химически и биологически менявшаяся среда. Все попытки теоретической привязки макроциклов осадков к каким-либо «стандартным» схемам геотектогенеза и вулканизма оказались несостоятельными, так как никакой единой схемы развития этих процессов земная кора не переживала, как это правильно трактуется советскими тектонистами. Эпохам ускорения вертикальных движений в одной части земной коры всегда соответствовали более спокойные условия в ее другой части.

### ТЕКТОНИЧЕСКИЙ РЕЖИМ И ЦИКЛИЧНОСТЬ ОСАДКОВ

Тектоническое развитие земной коры, различный характер движения, вулканизма и пр., обусловленные в основном глубинными и отчасти поверхностными причинами, определяли в ходе геологической истории Земли то или иное местное размещение фаций биосферы или группы фаций. Упомянутые движения вносили в размещение этих систем те или иные изменения, а местные повторения движений определяли повторяемость в типах осадков, т. е. крупную и мелкую цикличность в породообразовании. Анализом вещественного состава осадочных пород какого-либо района такие циклы легко выявляются. В то же время накапливается материал и для раскрытия особенностей общего

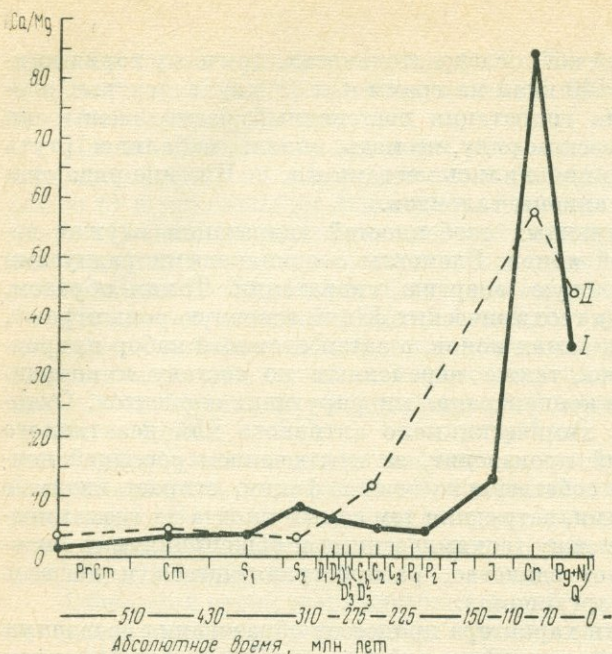


Рис. 19. Изменение во времени отношения  $Ca/Mg$  в карбонатных породах Русской платформы и Северной Америки.

I — усредненные данные 8055 опубликованных анализов и 97 анализов средних проб из 3659 образцов карбонатных пород Русской платформы; II — усредненные данные 853 анализов карбонатных пород Северной Америки (по Р. Дэли)

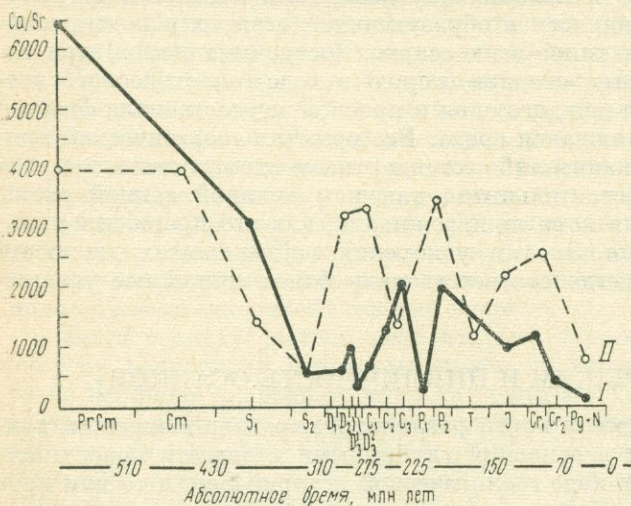


Рис. 20. Изменение во времени отношения  $Ca/Sr$  в карбонатных породах Русской и Северо-Американской платформ.

I — по данным 94 анализов средних проб из 3563 образцов карбонатных пород Русской платформы; II — по данным 151 анализа карбонатных пород Северо-Американской платформы, опубликованным Калпом и др. (1952 г.)

необратимого хода процессов осадконакопления вследствие последовательного изменения состава морских и океанических вод, состава атмосферы, эволюции органической жизни и углеродных соединений.

Делалось немало попыток связать типовое осадконакопление, в том числе, конечно, и рудное, с определенными типами движений земной коры, трансгрессивными движениями морей и проявлениями местного климата. Заслуживает внимания попытка В. И. Попова, построенная на материале по Средней Азии. Он учитывал роль моментов перерыва в осадконакоплении, роль гумидного и аридного климата, а также типы рельефа. Эту попытку нельзя признать удачной, так как элементы историзма в данных процессах исследователю выявить не удалось.

Н. М. Страхов в стремлении выяснить размещение осадочных пород по стадиям осадочного ритма находит возможным выделять места и условия для отдельных типов пород относительно коры выветривания, стадий трансгрессии, стабильного состояния моря и регрессии. При этом он намечает места отложения также и рудных образований. Идея автора, конечно, ясна, но вряд ли такая схема может сохранять свое значение для ритмов различного геологического возраста.

Большой интерес представляет специальное проследование поведения отдельных компонентов осадков в ходе геологического времени

для какой-либо геотектонической области, причем оно, вероятно, может указать на отдельные моменты истории развития таких областей. В то же время результаты подобных исследований для однотипных и одновозрастных геотектонических областей иногда оказываются сходными. Это можно видеть, например, из выведенного соотношения кальция и магния для Русской платформы (Виноградов, Ронов, Ратынский, 1952), и для Северной Америки (рис. 19). Кривые для той и другой областей литосферы оказываются очень сходными. Но отсюда также ясно, что эти сходные процессы имеют частичное отношение к общему изменению солёности мирового океана, к общей эволюции сред осадконакопления. Здесь несомненно имеет место одновременное проявление саморазвития вещества

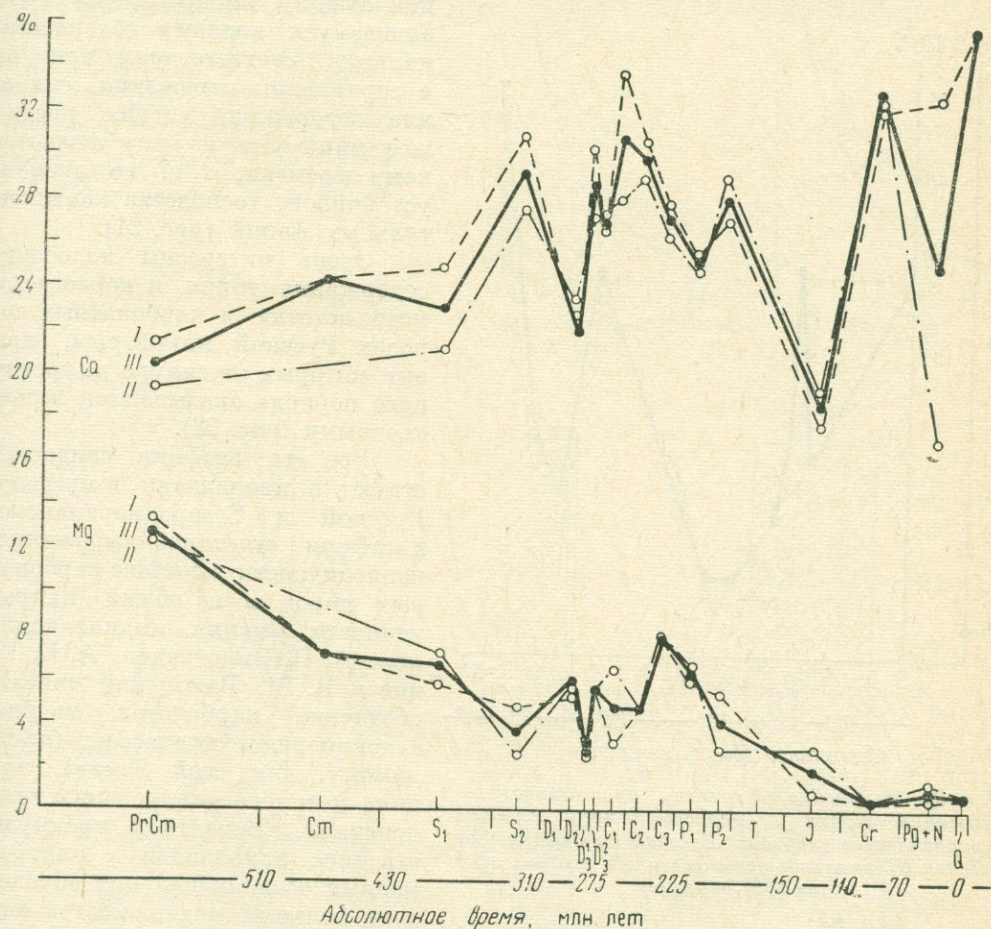


Рис. 21. Изменение во времени среднего содержания Ca и Mg в карбонатных породах Русской платформы.

I — кривые, построенные по усредненным опубликованным данным анализов (7636 — для Ca и 7396 — для Mg); II — кривые, построенные по усредненным данным 97 анализов установленных средних проб из 3659 образцов; III — кривые, построенные по усредненным данным всех анализов (опубликованных и установленных средних проб)

литосферы в конкретных континентальных условиях при единстве широтного положения этих областей в северном полушарии (климатический фактор).

Довольно интересную картину для Русской и Северо-Американской платформ дает изменение во времени отношения кальция к стронцию в составе карбонатных пород (рис. 20); наблюдается почти непрерывный однородный подъем содержания стронция от докембрия до третичного периода с некоторым его снижением в эпохи трансгрессий. Общему постепенному повышению содержания стронция в карбонатных породах платформы соответствует спад содержания кальция.

На материале 7636 образцов, анализированных на содержание кальция, и 7396 образцов, анализированных на магний, из разновозрастных отложений Русской платформы отчетливо видно (Виноградов, Ронов, Ратынский, 1952<sub>2</sub>),

как общему, но временами колеблющемуся подъему содержания кальция соответствует, как бы в зеркальном отражении, снижение содержания магния, достигшее минимума к мелу и третичному времени, т. е. ко времени устойчивого господства континентальных фаций (рис. 21).

Очень интересны колебания содержания тория и нерастворимого остатка в карбонатных породах Русской платформы, кривые которых от силура до третичного периода оказываются весьма сходными (рис. 22).

Все эти графики свидетельствуют о проявлении в пределах Русской и Североамериканской платформ отчетливо выраженной периодичности в составе карбонатных пород и в общей направленности режима осадконакопления. А. П. Виноградов, А. Б. Ронов и В. М. Ратынский считают обеднение карбонатов магнием закономерным процессом (по-видимому, для всей Земли), причина которого осталась пока невыясненной. Вероятно, преимущественное накопление в платформенных осадках кальция обусловлено большей подвижностью магния

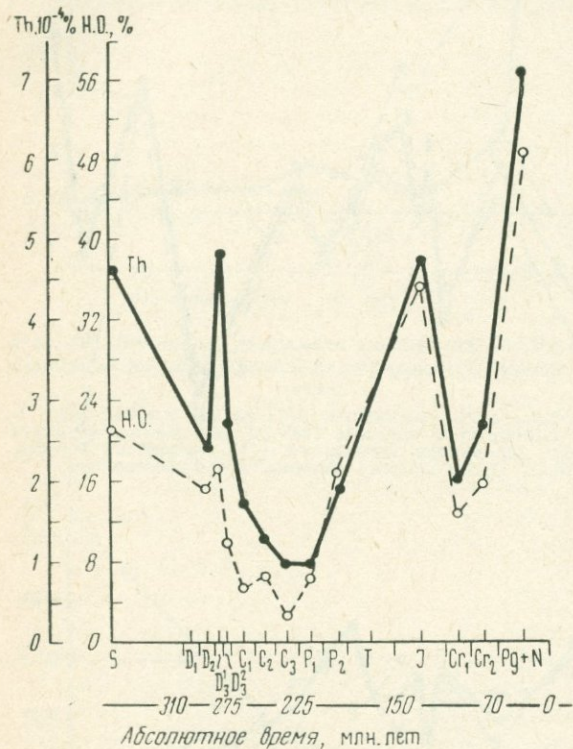


Рис. 22. Изменение во времени процентного содержания тория и нерастворимого остатка в карбонатных породах Русской платформы по данным 87 анализов установленных средних проб из 3397 образцов

в условиях преобладания на платформах внутренних бассейнов, питавшихся материалом перемыва более древних пород. Из возвращавшихся в круговорот кальция, магния и стронция магний в ходе времени выносился все больше и больше, а концентрация стронция от докембрия к кайнозойе после ряда колебаний в общем возросла раз в 50. В результате исследований состава карбонатных пород Русской платформы названные авторы признали в изменении этого состава наличие направленной эволюции, предположительно общей с эволюцией и других карбонатных осадков в литосфере Земли.

Рис. 23. Направленность осадкообразования:

а — кунгурские отложения Башкирии (по В. П. Флоренскому); б — продуктивная толща Апшеронского полуострова (по Л. В. Пустовалову) (свиты: 1 — подкирмакинская, 2 — кирмакинская, 3 — надкирмакинская песчанистая, 4 — надкирмакинская глинистая, 5 — балаханская, 6 — сабунгинская); в — конхиферовые отложения Татарии (по Л. В. Пустовалову)

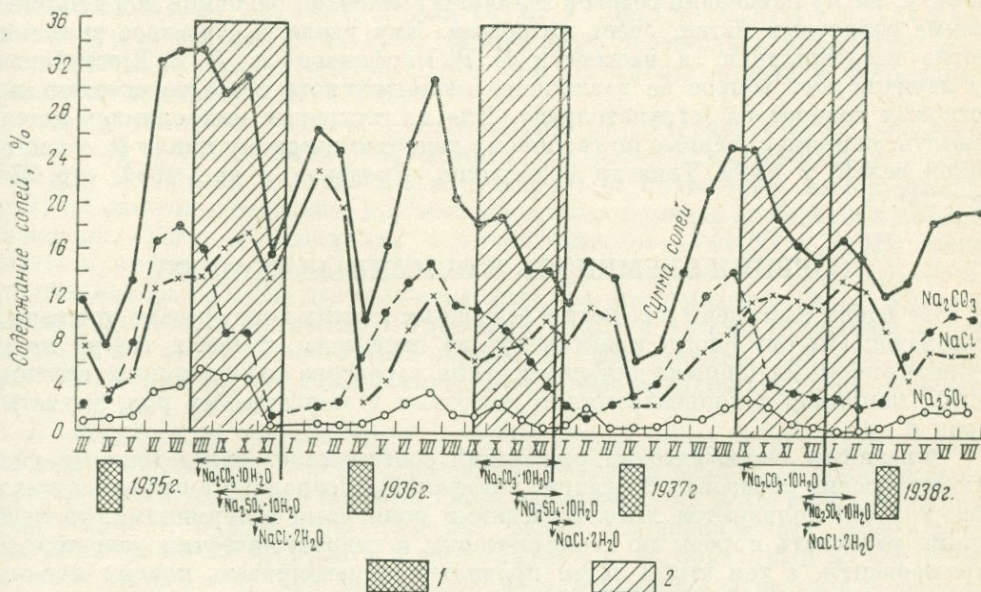
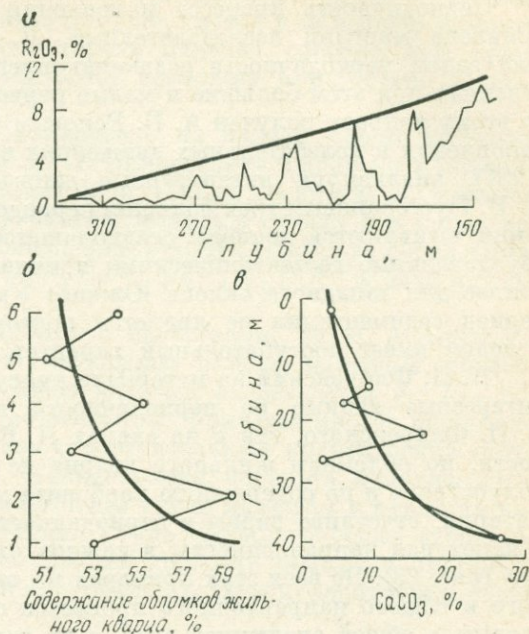


Рис. 24. Гидрохимический годичный цикл сильно минерализованного содового озера Татар I.

1 — паводок; 2 — периоды садки солей

Периодичность процесса накопления осадков в геологическом прошлом выявлена многими исследователями. Л. В. Пустовалов, впервые установивший закон периодичности осадконакопления на материале угленосных толщ, различал при этом большие и малые периоды. Большой фактический материал по этому вопросу получен А. Б. Роновым (1949) при изучении истории осадконакопления в колебательных движениях европейской части СССР. В. С. Князев (1951), анализируя литературные данные, признал правильным выделение Л. В. Пустоваловым трех больших периодов, на фоне которых на Русской платформе выявляются периоды осадконакопления среднего и мелкого масштабов, обусловленные геотектоническими причинами. М. И. Гарань, уточняя данный вопрос для западного склона Южного Урала, пришел к выводу, что каждый период седиментации не является повторением предыдущего и что процесс в целом имеет поступательный характер.

В. П. Флоренский на материале кунгурских отложений Башкирии выявил интересные данные по периодичности мелкого масштаба. Как на схеме В. П. Флоренского, так и на схемах Л. В. Пустовалова, построенных, в частности, по обломкам жильного кварца из продуктивной толщи Апшеронского полуострова и по содержанию карбоната кальция в конхиферовых отложениях Татарии, отчетливо видны и периодичность в условиях формирования осадков и некоторая направленность, в каждом отдельном случае требующая объяснения (рис. 23). Во всех этих примерах мы видим многообразное проявление местного и общего направленного процессов образования осадков, что нельзя не связать с общей эволюцией сред, с их закономерным сдвигом в сторону суши.

Вопрос о микроциклах, сезонных и годовичных наслоениях, подчиненных климату, ритму изменений годовой величины солнечной радиации под влиянием режима солнечных пятен, очень интересен. Ему уделяли серьезное внимание многие исследователи, в частности Б. В. Перфильев и В. Б. Шостакович. Мы изучали этот вопрос на различного геологического возраста остатках известковых водорослей (строматолиты). Для иллюстрации микроциклов можно отметить, например, данные по годовичному гидрохимическому циклу (с сезонной садкой солей) в озере Танатар I (Страхов, Бродская и др., 1954, стр. 335) (рис. 24).

## СОРБЦИЯ ЭЛЕМЕНТОВ И ОБМЕННЫЕ РЕАКЦИИ

Все фации выражены в веществе осадочных горных пород весьма отчетливо. Если даже сами они иногда практически не интересны, то почти всегда могут служить опорными данными для определения характера смежных продуктивных фаций, например с концентрациями железных и марганцевых руд, медистых пород и др.

Описанный геохимический ряд фаций соответствует определенному ряду литологических образований (фаций, литофаций). Поскольку в основном всегда прежде всего пользуются литологическими понятиями и терминами, то необходимо различать породы по геохимическим и гидрохимическим условиям их формирования, с тем чтобы затем правильно ориентировать поиски нужных полезных ископаемых. Весьма интересно, например, что глины являются концентраторами платины, золота, серебра, ванадия, ртути и ряда других элементов. Способность глин сорбировать эти элементы отмечается в литературе, в частности А. А. Сауковым (1951), но каких-либо специфических признаков таких глин или условий их формирования не приводится. С гидроокисью олова могут быть связаны соединения бария, радия, лития, кобальта, с гидратами

марганца фаций кислых сред — никеля, кобальта, ванадия, фосфора, алюминия. Большое число различных элементов приурочивается к каменным и бурым углям; с гидроксидами алюминия ассоциируют платина, серебро, йод, бром, фосфор. Кроме ванадия в водах с  $pH \approx 4,2$  возможно присутствие золота, ртути, меди.

Гидроокислы железа способны захватывать из водной среды источник радия — ионий. Этим же свойством, по А. П. Виноградову, обладают и морские илы. С гидроксидами железа часто связан хром. С ними же иногда осаждаются селениты в виде гидроселенитов. Гидроокислы железа в почвах и в морях захватывают также мышьяк и теллур. Осаждение  $Fe(OH)_3$  влечет за собой выпадение в осадок  $SiO_2 \cdot nH_2O$ , а также  $Ni^{2+}$ ,  $Co^{2+}$ ,  $Mn^{2+}$ ,  $V$ ,  $PO_4^{3-}$  и ряда других элементов.

Исключительно высокими сорбционными свойствами, по А. А. Саукову, отличаются отрицательно заряженные коллоидные окислы марганца, способные сорбировать до 40 элементов, в числе которых оказываются K, Ba, Ni, Co, Cu, Zn, Hg, Au, W и др. Количество некоторых примесей иногда настолько значительно, что они могут представить самостоятельный практический интерес (в частности, никель и кобальт). Концентрации кобальта практического значения, связанные с асболонами, в настоящее время известны в пределах кобальтоносной металлогенической провинции Урала. Кобальтоносные асболоны несомненно следует считать продуктом сорбции кобальта окислами марганца. С марганцами второй стадии ионизации могут быть связаны концентрации ртути и ванадия.

В. И. Грязнов (1950), изучавший минеральный состав руд Никопольского марганцевого месторождения олигоценового возраста, указывает на сопровождение их Mg, Si, Fe, Al, V, Ti, Cu, Ca, Sr, Cr, Ba (преобладают Mg, Si и Ca). Исследователь считает, что никопольские руды отложились в морских условиях; pH таких сред от 8,41 до 8,85. При осаждении окисей и гидроокисей происходит адсорбция Ra, Li,  $Co^{3+}$ .

Осаждение цинка, хрома, меди и железа характеризует настолько тесно сближенный ряд геохимических фаций, что даже незначительные боковые миграции последних должны были приводить к наложению их оруденения с одновременным отложением других элементов в порядке сорбций и в порядке замещения. Так, в ассоциации с гидроцинкитом —  $Zn_3(CO_3)_2 \cdot (OH)$  могут оказаться стихтит —  $Mg_6Cr_2(OH)_{16} \cdot CO_3 \cdot 4H_2O$ , туранит —  $Cu_5(VO_4)_2 \cdot (OH)_4$  и другие минералы меди, цинка, хрома, ванадия, мышьяка и фосфора. Поэтому большой интерес представляют отложения фаций с водами, близкими к нейтральным, где могут располагаться породы с фосфатом цинка, с никелем, барием (радием), кобальтом, железом и марганцем в виде адсорбированных элементов (pH от 6,6 до 7,4).

В сближенных геохимически ртутной, стронциевой и цериевой фациях в порядке сорбции могут концентрироваться барий и свинец. Осадки фосфоритового состава могут адсорбировать цинк, кадмий и фтор. Фтор в виде флюорита присутствует в карбонатных породах фации микробиогенных известковых илов (вкрапленность флюорита в известняках). С карбонатными илами фаций открытого моря могут быть связаны скопления магнезия (магнетитовые залежи, доломитизация известняков), бария, стронция (скопления стронцианита), свинца (возможен церуссит) и марганца (в виде родохрозита). Фосфаты кальция — основные компоненты фосфоритового осадка, обладают свойствами осаждать из водной среды многие редкоземельные элементы, цинк, кадмий, фтор (флюорит).

Никель в осадках в порядке сорбции ассоциируется с железом, а также входит в обменные реакции с силикатами, вследствие чего его природные концентрации формируются в виде железо-никелевых месторождений (подвижные ионы  $Ni^{2+}$  и  $Fe^{2+}$ ). Кобальт в осадках сопутствует марганцу, с образованием марганцево-кобальтовых руд — вада, псиломелана и др.

Близкие по физико-химическим свойствам пары химических элементов — K — Rb, Ca — Sr, Co — Ni, Zn — Cd, Br — Cl, Zr — Hf, Nb — Ta и др. — чаще, чем в других сочетаниях, образуют совместные природные концентрации. Поэтому знание физико-химических свойств элементов помогает предвидеть и открывать возможные природные концентрации, имеющие промышленное значение. Сорбционные явления в связи с этим представляют особый интерес при изучении осадочных горных пород. Необычайно сложны и многообразны процессы сорбции химических элементов органическими веществами, но, к сожалению, они еще слабо изучены.

Большого внимания заслуживает огромное многообразие природных минерально-органических, металлоорганических соединений. Они, по-видимому, весьма обильны и разнообразны как в пресных водах континентального стока, так и в водах морей и океанов. Большинство этих соединений должным образом еще не изучено. Они остаются пока вне поля зрения геолога, геохимика и химика-органика. Немногие отрывочные сведения о них имеются в трудах некоторых гидробиологов, гидрологов, океанологов, почвоведов, микробиологов, что свидетельствует о большой роли этих образований в местных накоплениях химических элементов в пределах биосферы.

Ученые много занимаются изучением сложных соединений, в которых участвуют Fe, Mn, P, Mg, Ca, Al и многие другие биофильные элементы. Биосфера, природная среда таких соединений, исключительно богата ими. Поэтому обстоятельное знание природных органических веществ, их связей между собой и с упомянутыми элементами может раскрыть перед нами их большое значение как сорбентов и концентраторов тех или других элементов в осадочных отложениях геологического прошлого. В этой области крайне нужны совместные усилия геологов, геохимиков и химиков-органиков.

Кремневыйгель как концентратор имеет двойное значение. С одной стороны, формируясь на дне бассейнов за счет кремнезема вулканического материала, он образует халцедоновый коллоидный осадок, яшмы и кварциты как специфическую группу полезных ископаемых (динасовое сырье и пр.). С другой стороны, в геологическом прошлом кремневыйгель являлся осадителем, концентратором огромных масс железа с образованием кремнисто-железистых руд — джеспилитов, имеющих большое промышленное значение (Кривой Рог, руды Курской магнитной аномалии и пр.). Правда, микроскопическое изучение при увеличении до 1800 нами бедных железом джеспилитовых руд (как более прозрачных в тонких шлифах) показало в них обычно прекрасное сохранение бактериальных структур. Таким образом, для джеспилитов роль кремневого геля, по-видимому, сводится к быстрому схватыванию осадка в породе в результате сродства между кремнеземом и окислами железа.

Известны ассоциации кремнезема со многими элементами — медью (хризолла), марганцем (родонит), ванадием (роскоэлит), — часто наблюдающимися в составе осадочных отложений. Учитывая эту способность кремневого геля к сложным соединениям, его приходится считать активным осадителем нередко важных в народнохозяйственном отношении химических элементов. Кремнезем при этом можно рассматривать как сорбент. Гидрозоли кремнезема интенсивно поглощают радиоактивные элементы (Сауков, 1951).

Считается, что гель  $\text{SiO}_2$  адсорбирует «красящие вещества» со щелочными свойствами, а также как слабая кислота — оксифильные (основные) красители. Из этого видно, что роль геля  $\text{SiO}_2$  в соответствующих фациях биосферы при массовости мигрирующих веществ и длительности сроков воздействия должна приводить и приводила к концентрации многих химических элементов. При этом отложение кремнезема как носителя ряда ценных металлических элементов происходит в основном в водных средах с рН от 2 до 4 и с рН около 10,4.

Глины, по А. А. Саукову, кроме Pt, Au, Ag, V, Hg и ряда других тяжелых металлов способны сорбировать калий, с образованием алуниита и калиевого ярозита. Каолин как сорбент — концентратор меди способен из слабых растворов сернокислой меди извлекать этот металл почти нацело, до концентрации 0,8%. А. А. Сауков в связи с этим явлением полагает, что медистые горизонты пермских отложений Западного Приуралья могли быть образованы именно таким путем на дне замкнутых озерных бассейнов.

Явления сорбции еще мало изучены. Причина их состоит в ненасыщенности электростатических связей ионов. Сорбируются ионы противоположного знака: отрицательные коллоиды поглощают катионы, положительные — анионы, как это выявлено работами физико-химиков.

Морские илы, как концентраторы иода и брома, известны относительно давно. Иногда они содержат иода в несколько тысяч раз больше, чем в составе водной среды. Условия осаждения иода, как и брома, достаточно выяснены (Константинов, 1951). Б. Я. Розен (1951), полагая, что адсорбентами названных элементов являются кремнезем и глинозем как продукты распада алюмосиликатов в природных условиях, изучал явления адсорбции их в присутствии комплекса солей ( $\text{KCl}$ ,  $\text{NaCl}$ ,  $\text{MgCl}_2$ ,  $\text{CaCl}_2$ ,  $\text{K}_2\text{SO}_4$ ,  $\text{Na}_2\text{SO}_4$ ,  $\text{MgSO}_4$ ,  $\text{CaSO}_4$ ) и нашел, что адсорбция увеличивается при повышении содержания в воде K, Mg и  $\text{SO}_4$ .

В морских средах следует научиться распознавать обстановку концентрации иода и брома. Внешние признаки этой иодо-бромной фации пока неизвестны. Поэтому необходимо выявить их в процессе изучения вещественного состава морских глин, морских аргиллитов, которые местами могут оказаться концентраторами иода и брома в промышленных количествах. Прибрежная обстановка морского мелководья с пышным развитием биоценозов водорослей, с разрушением на дне вещества планктонных и бентонических форм водорослей должна быть особо благоприятна для концентрации брома и иода в глиноземистых и кремнеземистых донных илах.

Явления сорбции А. А. Сауков придает большое значение в миграции химических элементов. Он считает, что огромные количества ряда химических элементов, выщелачиваемые из коренных пород и выносимые в море, фактически туда не попадают. Он полагает, что по пути движения водных масс имел и имеет место «захват» элементов. По существу идея о существовании в природе элементов-«захватчиков», о существовании некоторых природных ловушек-барьеров, полностью совпадает с нашими представлениями о геохимическом ряде фаций, обусловленном перепадами рН от кислых сред к щелочным с соответствующими явлениями концентрации.

По закону замещения элементов в кристаллах, выведенному А. Е. Ферманом, элементы могут замещать друг друга в кристаллических постройках, когда они принадлежат к одному типу кристаллической решетки и когда радиусы их ионов (или атомов) являются близкими друг к другу. Этот закон подтверждается практически постоянно, в частности на примерах рений — молибден, гафний — цирконий и т. п.

По А. А. Саукову (1951) замещение элементов часто происходит по изо-валентным рядам, по вертикальным направлениям таблицы Д. И. Менделеева, или с изменением валентности, когда замещающий элемент имеет более высокую валентность, чем замещаемый. В последнем случае изменение валентности влечет за собой увеличение энергии кристаллической решетки. Так,  $Rb^+$  замещает  $Cs^+$ ,  $Nb^{5+} - Ta^{5+}$ ,  $Sr^{2+} - Ba^{2+}$ ,  $Y^{3+} - Ca^{2+}$ ,  $Sc^{3+} - Mg^{2+}$ ,  $Sc^{3+} - Fe^{2+}$ ,  $Zr^{4+} (Hf^{4+}) - Sc^{3+}$ ,  $Nb^{5+} (Ta^{4+}) - Ti^{4+}$ ,  $Pb^{2+} - K^+$ ,  $Ca^{2+} - Na^+$ ,  $TR^{3+} - Ca^{2+}$ .

В. И. Вернадский (1933—1936) обобщил процессы замещения в виде особых изоморфных рядов. Эти ряды, по А. А. Саукову, в настоящее время требуют некоторых поправок, но в общем они сохраняют свое значение. В рядах можно выделить элементы, свойственные трем различным термодинамическим областям: 1) коре выветривания, поверхностному отложению осадков при низких температурах и давлении (предмет настоящего исследования), 2) области метаморфизма с высокими давлениями и средними температурами, 3) области магматизации с высокими давлениями и температурами. Известно, что некоторые реакции замещения, протекающие при высоких температурах, при низких не идут, как, например, изоморфизм  $K$  и  $Na$ ,  $Rb$  и  $Cs$ . Некоторая ограниченность рядов для низких температур приводит, нужно полагать, к большей чистоте состава выделяющихся комплексов элементов, как бы к их самоочистке от примесей в ходе окончательного формирования слоя осадка.

В. В. Щербина (Сауков, 1951), изучавший роль окислительно-восстановительных потенциалов в образовании сообществ химических элементов, установил возможные и невозможные ассоциации их по отношению к  $Fe^{2+}$  и к  $Fe^{3+}$ . С  $Fe^{2+}$  могут присутствовать  $Ti^{3+}$ ,  $Ti^{4+}$ ,  $V^{3+}$ ,  $V^{4+}$ ,  $Cr^{3+}$ ,  $Mo^{5+}$ ,  $Mo^{6+}$ ,  $Mn^{2+}$ ,  $Co^{2+}$ ,  $Ni^{2+}$ ,  $W^{6+}$ ,  $Pb^{2+}$  и не могут  $V^{5+}$ ,  $Cr^{6+}$ ,  $Mn^{4+}$ ,  $Co^{3+}$ ,  $Ni^{3+}$  и  $Pb^{4+}$ . С  $Fe^{3+}$  могут присутствовать  $Ti^{4+}$ ,  $V^{4+}$ ,  $V^{5+}$ ,  $Cr^{3+}$ ,  $Cr^{6+}$ ,  $Mo^{5+}$ ,  $Mo^{6+}$ ,  $Mn^{2+}$ ,  $Mn^{4+}$ ,  $Co^{2+}$ ,  $Co^{3+}$ ,  $Ni^{2+}$ ,  $Ni^{3+}$  и не могут  $Ti^{3+}$ ,  $V^{3+}$  и  $U^{4+}$ .

А. А. Сауков отмечает проявление изоморфизма и группировки по размерам ионных радиусов для следующих элементов: 1)  $Co - Mg$ ; 2)  $Cu - Mg$ ; 3)  $Mg - Fe^{2+}$ ; 4)  $Pb - Sr$ ; 5)  $Sr - Ba$ ; 6)  $Fe - Co - Ni$ ; 7)  $Fe - Cd$ ; 8)  $Y$ ,  $Cd$ ,  $Th$ ,  $Dy$ ,  $Ho$ ,  $Er$ ,  $Tu$ ,  $Yb$ ,  $Lu$  (1,11—0,99 Å); 9)  $La$ ,  $Ce$ ,  $Pr$ ,  $Nd$ ,  $Sm$ ,  $Eu$  (1,22—1,13 Å); 10)  $Th - Ce$  (1,10—1,02 Å); 11)  $Re - Mo$  (0,68 Å); 12)  $Ta - Nb$  (0,69 Å); 13)  $S - Se$  (0,34—0,35 Å); 14)  $Ca - U - Th$  (1,06—1,05—1,10 Å); 15)  $Ce^{3+} - Th^{4+}$  (1,18—1,10 Å).

## О ЛИТОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКОМ ВЫРАЖЕНИИ НЕКОТОРЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ФАЦИЙ ЕДИНОГО РЯДА

Истинное литолого-минералогическое выражение осадков рассмотренного естественного геохимического ряда фаций во многих его звеньях еще надлежит уточнить. Для этого необходимо подойти к изучаемому литологическому материалу не только «фацциологически» с изучением минерального состава пород, но обязательно палеогеохимически, т. е. с восстановлением причинной связи типов пород с сушией, давшей исходный материал, и физико-химических условий, конкретно определивших состав и условия выпадения осадка в бассейне.

Не претендуя на полноту освещения данного вопроса, рассмотрим ряд фаций по литологическим и минералогическим признакам их диагенетизированных осадков.

**Почвенные фации** на первый взгляд как будто прямого отношения к процессам формирования осадочных горных пород не имеют. Древний и современный почвенный процесс как особое эволюционно развивающееся природное

явление имеет огромное геологическое значение, поскольку участвующие в нем физические, химические и биологические агенты активно разрушают скальные горные породы, превращая их в сложного состава мелкозем, в различного типа почвы. Виднейшая роль здесь принадлежит почвенным микроорганизмам, растениям, органическим и минерало-органическим продуктам их жизнедеятельности (органическое вещество почв), при относительно малой роли животных.

Сочетание процессов почвообразования с воздушно-водными проявлениями почвенной эрозии, заметно развивающейся уже при уклонах местности более  $5^\circ$ , совместно с транспортирующей и размывающей деятельностью временных потоков и речных систем суммарно за геологические этапы времени прошлого Земли выразилось в смыве до состояния равнин множества крупных поднятий земной поверхности, горных стран и хребтов. За счет их разрушения через стадию почвы формировались рыхлые минеральные массы — источник образования осадочных горных пород на суше и в водных бассейнах.

Из всех явлений, связанных с почвообразованием, основным считается жизнь. В. Р. Вильямс указывал, что почвообразование представляет один из следов этого непрерывного процесса эволюции жизни на земной поверхности. Действительно, именно с появлением жизни на Земле, первично в виде микроорганизмов (автотрофных бактерий и водорослей), на грани архея и протерозоя в круг геологических явлений на земной поверхности вошел минеральный мелкозем, обусловивший формирование в древнейших водных бассейнах обломочных горных пород. Начался процесс образования органических веществ за счет биофильных химических элементов. Эти вещества накапливались в водных массах древних бассейнов и в их осадках. Как известно, органическое вещество морских и океанических вод представлено белковыми, углеводными, жировыми и другими углеродистыми соединениями — продуктами автолиза (распада) тел организмов и продуктов их жизнедеятельности. По разным источникам, его содержание в современных морях в пересчете на углерод колеблется от 2 до 5,8 мг/л. При пересчете на соединения считают, что в литре морских вод содержится примерно 1,5 мг белковых веществ и 3,4 мг углеводов (Зубов, 1938).

Сложная биогеохимическая жизнь почвенных фаций, выражающаяся в создании особых, кислых физико-химических сред, совместно с грунтовыми водами обусловила и развитие своеобразных процессов зоны окисления земной коры до глубины 30—100 м, где органические и минеральные кислоты, атмосферные и биогенные кислород и углекислота с различной скоростью и характером процессов разрушают, растворяют и окисляют вещество коренных горных пород. Неподвижные до того в горных породах химические элементы в зоне окисления частью освобождаются, частью входят в новые устойчивые в создавшейся обстановке соединения, получая возможность миграции в почвенный покров, а затем вместе с веществом последних перемещения по земной поверхности в составе пыли, во взвешенном или растворенном виде в водах континентального стока.

Различные водные среды почв являются по отношению ко множеству химических элементов барьерами, осадителями, часто с заметным изменением их концентрации относительно среднего содержания в земной коре. В почвах накапливаются кремнезем, фосфор, сера, азот, углерод, бром, иод, бор, железо, меньше торий, цирконий и барий. В то же время из почв выносятся медь, кобальт, щелочные металлы и особенно натрий, кальций, стронций (Виноградов, 1950) и другие элементы.

Вынос из почв химических элементов в растворенном и взвешенном состоянии вовлекает в круговорот вещества земной поверхности огромные массы минерального материала с последующим отложением его в виде более или менее отсортированных по химико-минералогическому составу, величине зерна и прочим физико-химическим свойствам осадков соответствующих природных фаций.

Воды, периодически омывающие и промывающие почвы, сталкиваются обычно с забуференностью последних, что создает относительную устойчивость почвенных растворов и объясняет накопление в почвах ряда химических элементов. Выносимые элементы, попадая в среды повышенной щелочности, могут выпадать из раствора в виде гидратов и других типов соединений с образованием местных концентраций и иногда месторождений полезных ископаемых. В то же время многие элементы в составе минерало- и металлоорганических соединений способны «прорываться» через обстановки их естественного осаждения до тех пор, пока существует органический компонент их сложной молекулы.

Таким образом, почвы как одна из древнейших групп фаций косвенно оказывают огромное влияние на миграцию химических элементов. Некоторые типы почв, как торфяные, латеритные, являются прямыми концентраторами химических элементов, имеющих значение полезных ископаемых.

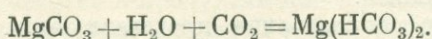
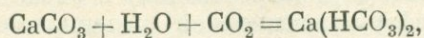
Древние почвы и их подпочвенные зоны геологи часто представляют себе как «древние коры выветривания» горных пород, характеризующиеся концентрациями то тех, то других элементов. Вещественный состав и свойства этих древних кор относительно мало изучены, но уже то, что о них известно (Гинзбург, Рукавишникова, 1951), позволяет говорить об изменениях характера процессов корообразования в ходе геологического времени, обусловленных общим эволюционным развитием почвенных процессов в результате меняющегося состава животного-растительно-бактериального населения почв, изменений состава атмосферы и пр.

С древними корами выветривания связаны местные концентрации бурых железняков, никелевых руд, каолинов, маршаллита и др., часто имеющие промышленное значение. Судя по мощностям таких «кор», достигающим 100 и даже 300 м, они представляют собой древние почвы, возникшие в условиях слабого развития или отсутствия эрозионных явлений в течение длительных этапов геологического времени. В подобной обстановке почвенные фации могли стать концентраторами химических элементов иногда на обширнейших площадях.

Косвенно с корами выветривания или с древними ископаемыми почвами и подпочвами и зоной окисления связаны многие месторождения различных охр, минеральных красок, нонtronитовых и других типов, в том числе и огнеупорных, глин, бокситов, пластовых железных руд и так называемых железных шляп.

Солевой состав почвенных растворов в значительной части определяет минерализацию речных вод. Большое значение в этом отношении принадлежит и подземным водам. В подземных водах при температуре до 18° С наблюдались следующие максимальные содержания солей (в г/л): NaCl до 328,6; Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> 168,3; Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> 193,9; KCl 329,5; K<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> 111,1; K<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> 1088,0; MgCl<sub>2</sub> 588,1; MgSO<sub>4</sub> 354,1; CaCl<sub>2</sub> 731,9; CaSO<sub>4</sub> 2,0. Часто содержатся газы, сильно повышающие химическую активность вод, мигрирующих в толще горных пород верхней части земной коры максимум (в мг/л) H<sub>2</sub>S до 4630; CO<sub>2</sub> 1713; CH<sub>4</sub> 55,63; O<sub>2</sub> 49,22; N<sub>2</sub> 23,59 и др. Так, углекислые воды способны интенсивно растворять

карбонаты кальция и магния с образованием в растворе бикарбонатов:



Как уже отмечалось, И. В. Гармоновым, Н. К. Игнатовичем и В. А. Сулиным установлена вертикальная зональность (генетический ряд) вод как проявление метаморфизма в условиях их миграции. Верхняя из этих зон бикарбонатная. В питании речных систем она участвует в наибольшей степени. Ее химическая активность весьма высока. В сфере континентального стока эти воды в направлении к морю часто с постепенным подщелачиванием проходят через те же гидрохимические зоны, осуществляя при этом геологическую работу (см. далее).

**Фация торфообразования** представляет собой тип природной обстановки, сыгравшей огромную роль в геологическом прошлом Земли, в процессах концентрации и захоронения органических веществ — лигнитов в виде бурых и каменных углей. Современное торфонакопление раскрывает детали и особенности таких процессов от местного зарождения через интенсивное развитие до их прекращения в связи с конкретными неблагоприятными условиями среды.

Фация торфообразования возникла на определенном этапе эволюционного развития растительных форм, активно вторгалась в круговорот вещества биосферы, предопределяя при благоприятных условиях ее развития появление новых мощных агентов воздействия на коренные скальные породы земной коры. Если, как можно предполагать, в древнейшие времена господствующая роль в процессах образования коры выветривания принадлежала бактериям, низшим водорослям, плесневым грибам и лишайникам, то размещение на земной поверхности областей преимущественного вымывания химических элементов связано с появлением папоротниковых, мхов и плаунов.

Торфообразование характеризуется накоплением в обстановке обильного увлажнения органической массы, относительно быстрым наращиванием ее мощности за счет растительного вещества путем бактериального его разложения в условиях анаэробной среды. Отмирающие растения, попадая в водную среду с интенсивной деятельностью сапрофитных микроорганизмов и частично разлагаясь, дают в раствор большое количество разнообразных органических кислот, создающих кислую среду (рН от 2,0 до 5,5).

Пространственно торфообразование связано с областями повышенного увлажнения, чем определяется и современное размещение этой фации в зоне тундр и в зоне гор и лесов умеренного климата. Развитие торфяников начинается с заполнения торфяными массами впадин в рельефе на месте ранее существовавших водоемов с последующим захватом смежных площадей, не исключая и склонов гор, где вследствие слабой влагопроницаемости торфяного слоя режим торфонакопления может развиваться и на относительно крутых склонах до образования торфяников в пределах всей горнолуговой зоны.

В геологическом прошлом с позднего палеозоя фация торфообразования при участии специфических для каждой эпохи наземных растительных форм имела то большее, то меньшее распространение в зависимости от изменений влажности климата, содержания в атмосфере углекислоты, высотности и т. п.

В результате специальных подсчетов скоростей углеобразования за определенные промежутки времени П. И. Степанов (1937 г.) признал этот процесс периодическим, связанным с эпохами складчатости. Наши же расчеты баланса

углекислоты биосферы за время геологического развития Земли выявили связь процесса углеобразования (торфообразования) с эпохами вулканизма, обогащавшими земную атмосферу ювенильной углекислотой, и с последующим потреблением ее растениями.

Древние эпохи торфообразования представляются проявлениями массовости этого явления в природе, временами с охватом огромных пространств земной поверхности, в связи с чем сток континентальных вод с суши в море должен был характеризоваться кислым составом (торфяная вода имеет  $pH = 2-4$ ). В связи с этим углеобразование обуславливает одновременное формирование нефтематеринских отложений (горючих сланцев) в условиях морских и пресноводных лагун. Оно также оказывало влияние на весь ход формирования минерально-органических осадков фаций областей смешивания пресных торфяных вод с морскими, где  $pH$  колебались от 2 (?) до 7 и выше, чаще же от 3 до 5. Поэтому, например, пермское угленакпление местами оказывается сопряженным с пермской нефтью ряда областей СССР и с пермским меденакплением (западный склон Урала и др.).

Древнее торфонакопление должно быть признано одним из важнейших факторов одновременного формирования концентраций многих химических элементов, выпадающих из раствора в виде гидратов и иных соединений в процессе подщелачивания кислых минерализованных вод суши в различных средах аэробного и анаэробного характера. Непосредственно с фацией торфообразования связаны концентрации железных руд (железная охра, бурый железняк), фосфора в составе болотных фосфатов (вивианит, бераунит), фосфорнокислой закиси и фосфорнокислой окиси железа, а также скопления кремния и солей калия за счет разлагающихся масс растительного вещества. Из признаков органических веществ кроме сложных гуминовых соединений следует отметить повышенную битуминозность (табл. 23), проявляющуюся в результате сбраживания бактериями растительных восков и жиров. Битумы торфа при его коксовании дают деготь.

Минеральные вещества в каменных углях концентрируются вследствие миграции химических элементов путем ассимиляции их в процессе роста растительного организма (внутренние элементы), сорбирования химических элементов угольной массой из водной среды и переноса минеральных веществ в угольную массу извне в виде механической и иной примеси (внешние элементы).

Таблица 23

Содержание битумов в торфе (Тюремнов, 1949)

Торф	Средняя степень разложения торфа, %	Содержание битумов на сухой торф, %	
		среднее	от — до
Низинный тип			
Лесные виды . . . . .	50	7,9	6,9—9,3
Гипново-топяной . . . . .	25	7,6	6,8—8,6
Осоково-топяной . . . . .	30	8,2	8,0—8,5
Верховой тип			
Медиум-торф . . . . .	30	12,5	6,7—18,0
Пушицевый верховой . . . . .	30	16,4	10,5—22,2

Привнесенные вещества обычно представлены глиной, каолинитом, песчаным материалом. Отложение их временами приводило к сорбции, например монтмориллонитовыми глинами калия и магния из водного раствора. Пирит и марказит в углях относятся к продуктам преобразования растительной массы в угольную в условиях восстановительной среды. Их происхождение считается обусловленным деятельностью бактерий, чаще, вероятно, в сероводородной обстановке.

Аналогом фации торфообразования в условиях речных дельт, мелководных заливов, лиманов является фация плавней, характеризующаяся теми же признаками, что и первая.

Огромное значение органической части почв и торфяников заставляет нас отнестись внимательнее к вопросам миграции веществ почвенного и торфяно-болотного происхождения. Глубина проникновения растворенного гумусового вещества в породы земной коры определяет те их объемы, которые подвергаются непосредственному воздействию органических кислот на минеральное вещество.

По данным специальных грунтоведческих работ коренные осадочные породы могут содержать около 1% органических веществ гумусового состава на глубинах 20—30 м от дневной поверхности. Промывание почвогрунтов метеорными водами заносит активную часть органических веществ почвы (гумусовые кислоты) в глубь земной коры, непрерывно пополняя их запас, расходующийся там на образование минерально-органических соединений.

Фильтрация метеорных вод в подпочвенную зону обуславливает в определенных местах выход грунтовых и подземных вод на дневную поверхность вместе с минерально-органическими и минеральными растворенными соединениями. Эти соединения поступают в состав континентального стока, вместе с продуктами разрушения коренных пород под действием углекислоты атмосферного и почвенного происхождения.

С глубиной вследствие насыщения гумусовых кислот основаниями и израсходования углекислоты на образование бикарбонатных соединений в растворах кислотность рассматриваемых вод постепенно падает. Эти воды тем дольше сохраняют свои кислые свойства (низкую величину рН), чем раньше они выйдут на дневную поверхность. Поэтому массивы кислых почв, особенно торфяно-болотных областей и области подзолообразования, подобные развитым на огромных площадях Севера СССР, и есть современные области активного выноса химических элементов земной коры на дневную поверхность.

Известно, что равновесие между подземным стоком и испарением в условиях достаточно общей влажности ведет к накоплению в почве органических веществ с образованием, в частности, наших степных южных каштановых и черноземных почв. Концентрация органических веществ в этих почвах обуславливается слабокислым характером почвенных растворов и щелочным характером подпочвенных вод и вод поверхностного стока. Для лесных почв лежащей севернее зоны также характерен распад органических веществ с преобладанием растворимых, подвижных, компонентов почвенного гумуса, которые там в подзолистых почвах мало накапливаются, поскольку они имеют постоянную тенденцию к уходу в подпочвенную зону. Вымывающее действие почвенных вод этой зоны и состоит в обеднении грунта полуторными окислами и многими иными соединениями и элементами и в обогащении его кремнеземом, т. е. в образовании подзола.

Торфяно-болотные условия в этом отношении представляют собой наиболее яркое выражение накопления органического вещества в виде торфа и миграции

его растворимой части (гумусовых кислот) как в толщу земной коры, так и в составе континентального стока в сторону общего базиса эрозии — моря.

Если в степной черноземной полосе наблюдаются явления распада органических веществ с накоплением их в почве в виде сравнительно слабо окисленных гуминовых соединений — гумуса черноземов, то на огромных площадях более северной умеренной полосы, где годовая температура ниже, а влажность почв выше (отчасти вследствие слабого испарения), распад органических веществ сопровождается образованием более окисленных и более подвижных соединений, в основном в виде фульвиновых кислот, производящихся там в огромных количествах. Современный процесс торфообразования на севере

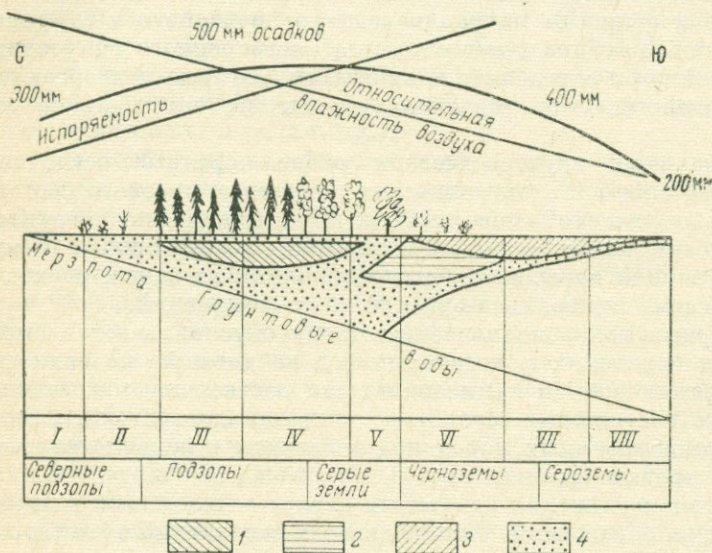


Рис. 25. Схематический разрез через растительный покров и почвы с севера на юг европейской части СССР (по Н. Г. Высоцкому, Г. Ф. Морозову и В. Н. Сукачеву), с указанием изменения климатических элементов (по С. Н. Тюремнову, 1949)

1 — лесной подзол; 2 — лёсс; 3 — степной чернозем; 4 — зона просачивания грунтовых вод.

I — тундра, II — криволиесье, III — тайга, IV — смешанный хвойный и лиственный лес, V — дубравы, VI — лесостепь, VII — степь, VIII — пустыня

происходит отчасти на площадях развития вечной мерзлоты, что сильно ограничивает проникновение кислых вод в глубь земной коры, делает их слабо минерализованными. Для иллюстрации этого явления можно привести график (рис. 25), опубликованный С. Н. Тюремновым (1949).

В зоне тундр при низких температурах воздуха и относительно небольших (200—300 мм в год) количествах осадков испарение понижено и почвы характеризуются сильным увлажнением. Поскольку вечная мерзлота развита близко от поверхности, область миграции грунтовых вод почти совпадает с пространством, занятым почвами. Поэтому циркуляция их ограничена и вымывающая роль по отношению к химическим элементам подпочвы относительно мала. Накопление торфяников идет медленно, хотя огромные площади тундры покрыты сплошным ковром мхов и лишайников. Все же грунтовые воды, эпизодически проникая в толщу подпочвенных горных пород, оставляют там заметный след геохимической деятельности в виде образования специфических северных подзолов.

Лесо-тундровая, лесная с мощными торфяниками полоса, в настоящее время является областью интенсивного вымывания и выноса на дневную поверхность химических элементов верхней зоны земной коры, особенно в районах развития магматических пород (Карелия, Финляндия). Деятельность гимато-

мелановой и фульвиновых кислот здесь наивысшая, причем они способны проникать вглубь иногда на десятки метров в зависимости от проницаемости пород. Результатами этой деятельности часто являются обесцвеченные, обогащенные кварцем пески или белые, очищенные от полуторных окислов каолиновые глины. С этой полосой лесов и торфяных болот и с аналогичными областями земной поверхности в геологическом прошлом следует связывать процесс приведения в подвижное состояние химических элементов земной коры.

Н. М. Страхов на основе зонального деления ландшафтов С. Н. Тюримова (1949) и данных последнего о ежегодном приросте органических веществ на 1 га площади также признает таежно-подзолистую современную зону

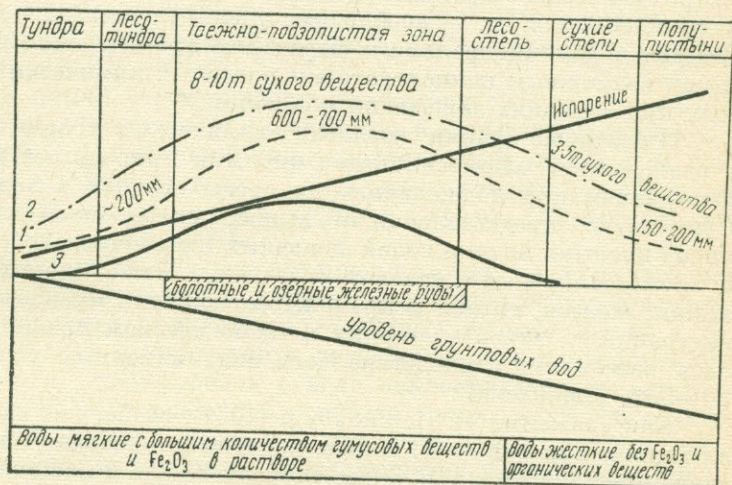


Рис. 26. Формирование железных руд в условиях северного полушария.

1 — атмосферные осадки;  
2 — ежегодный прирост органических веществ на 1 га площади (цифры продуктивности по И. В. Тюрину);  
3 — подвижность органических веществ

областью подвижности и отложения болотных и озерных железных руд (рис. 26). Отметим, что почвоведы, в частности В. Н. Пономарева и А. М. Мясникова (1951), рассматривают процесс подзолообразования как широкое проявление разложения и выноса под влиянием кислых органических продуктов всех минеральных почвенных соединений, за исключением относительно устойчивого кварца.

В зоне лесостепи уровень стояния грунтовых вод вследствие дефицита влажности пониженный. Черноземные почвы, часто подстилаемые здесь лёссом, формируются сплошным покровом. Торфообразование развито в виде отдельных пятен или отсутствует. Вынос химических элементов ограничивается лишь подвижными в щелочных средах; преимущественно выносятся соли щелочных металлов (зона преобладания сульфатных и хлоридных вод).

Степная зона характеризуется недостаточным увлажнением, черноземными и каштановыми почвами, низким стоянием уровня грунтовых вод и их преимущественным хлоридно-сульфатным солевым составом с содержанием подвижных элементов лишь в щелочных средах.

Фация континентальных глин должна рассматриваться как группа различных обстановок, приводящих к отложению весьма разнообразного по химическому, минеральному и органическому составу материала. Вернее это группа разнородных фаций, объединяемых искусственно на основании общей для них мелкоземности осадков.

Опуская многие данные о происхождении глин, мы должны отметить то обстоятельство, что вещество глин различного происхождения по существу может состоять из двух основных компонентов: салящаяся терригенная взвесь заторможенных вод и салящаяся гидроокиси алюминия, силикаты алюминия с примесью гидроокислов железа и других соединений.

Наличие бокситового компонента в гидрохимических глинах алюмосиликатного состава делает такие осадки интересными для промышленности, поскольку задача промышленного извлечения алюминия из алюмосиликатов близка к разрешению. Бокситовый же компонент глин важен и ценен сам по себе, как готовая алюминиевая руда. Поэтому глинам предположительно гидрохимического происхождения — гидраргиллитовым, монтмориллонитовым, бентонитовым и пр. — необходимо уделять специальное внимание и как часто ценным видам минерального сырья для промышленности без их переработки, и как возможным концентраторам полезных химических элементов, накопленных при реакциях замещения и сорбции.

**Бокситовые фации** согласно химической теории образования связаны с разложением алюмосиликатов кислыми природными водами с последующим выпадением при подщелачивании среды осадков в виде гидратов алюминия. Существуют представления о выносе из алюмосиликатов полевошпатовых пород кислыми водами солей щелочных и щелочноземельных металлов, а также и кремнезема, с обогащением остатка на месте выветривания окислами алюминия, железа, титана и пр. и переотложения их в участках вторичных концентраций \*. Окись алюминия в геологическом прошлом обильно накапливалась растениями, вследствие чего зола каменных углей часто содержит до 30—35% глинозема.

Как указывает И. И. Гинзбург (1951), выпадение из раствора гидроокислов алюминия при  $pH = 4,1$  в виде бобовин происходит лишь в отсутствие в растворе кремнекислоты. В таких случаях состав и концентрация исходных ионов не имеют существенного значения и  $pH$  сохраняется неизменным. Чем ниже концентрация, тем крупнее образующиеся бобовины. Положение бокситовых фаций в их геохимическом ряду устанавливается точно.

**Фация озерно-болотных железных руд** часто образуется при бактериальном отложении железных руд в ассоциации с устойчивыми в кислых средах минеральными осадками, чаще кварцевыми песками. В ископаемом состоянии осадки таких фаций известны в виде бурожелезняковых и лимонитовых (неогеновое Керченское месторождение), а в метаморфических толщах — в виде джеспилитовых и железисто-кварцитовых руд (магнетит, мартит, гематит на Криворожском месторождении железа), первично представляющих собой перемежаемость тонких прослоев лимонитов и кварцевых песков \*\*.

**Кислые фации фосфатов** отличаются несколькими перепадами  $pH$  сред. Первый из них характеризует кислые среды. Так, фосфат железа (вивианит) осаждается при перепаде  $pH$  от 4,0 до 4,1. При  $pH$  от 5,5 до 6,88, когда осаждение фосфора не бывает полным, происходит образование материковых фосфоритов.

**Фация сапропелевая** (гниющего ила), очень близкая к торфяной и часто связанная с ней постепенными переходами, образуется в озерно-лагунных усло

\* Более полное и современное освещение вопроса приводится в работах Г. И. Бушинского (1958, 1964 гг. и др.), В. П. Петрова (1964, 1967 гг.) и др., а также в материалах семинаров и совещаний за 1970—1975 гг. — *Прим. ред.*

\*\* Происхождение руд криворожского типа представляет собой один из очень сложных и нерешенных вопросов. — *Прим. ред.*

виях, основными признаками которых являются застойный характер воды, медленность ее течения, слабая аэрация придонных слоев, где часто возникает сероводородный режим при разложении сульфатов воды и серосодержащих гниющих органических масс сульфатредуцирующими бактериями.

Исходный материал сапропеля представляет собой вещество растительных и животных организмов водной среды, прошедшее через пищеварительный канал животных и преобразованное в однородную бесструктурную массу деятельностью многих групп бактерий. Сапропель состоит из продуктов распада мертвых растительных масс, содержащего известь детрита сине-зеленых водорослей, остатков диатомовых водорослей, высших цветковых растений, пыльцы и т. п. Известковый растительного происхождения компонент сапропеля иногда образует слои так называемого озерного мергеля. Зольность сапропелевых осадков — сапропелитов относительно низка (до 8—20%), влажность иногда до 80%.

Воды сапропелевых фаций характеризуются изменяющейся величиной рН. Поскольку сапропелеобразование часто развивается в сульфатных и бикарбонатных водах при относительно высокой концентрации солей, то рН этих сред относительно выше, чем в торфяных водах. Так, судя по данным для современных сапропелевых озер типа группы озер курорта Боровое (Казахстан), рН их водной среды колеблется от 5,0 до 8,5.

С сапропелевыми фациями геологического прошлого связано формирование нефтепроизводящих отложений. Понятие о фации нефтеобразования в физико-химическом, биогеохимическом и историко-геологическом отношении выразить довольно трудно. В него должны войти представления о первоисточнике вещества для образования углеводородов в виде накапливающихся остатков организмов, в частности планктонных и бентических водорослей, об относительной застойности водной среды, климате, обеспечивающем развитие организмов и сложную бактериальную жизнь. Образующиеся различного химического состава углеводороды способны входить в новые соединения как между собой, так и с кислородом атмосферы, вероятно, при участии минеральных катализаторов. Весьма важна роль в этом процессе обломочного терригенного материала, а также захоронения остаточных органических масс и продуктов их преобразования при сохранении углеводородов в восстановительной обстановке, обеспечивающей им возможность последующей миграции.

Естественно, в ходе общего процесса образования осадков судьба продуктов отдельных фаций была различной. Часто они разрушались последующими процессами, попадая под действие различных факторов. Углеводороды, легко окисляемые бактериями и химическим путем, в большинстве случаев, вероятно, распадались на месте и лишь при особо благоприятных условиях переходили в ископаемое состояние и сохранялись в виде месторождений.

Сероводородная фация непосредственно не связана с процессами нефтеобразования и нефтенакопления. По отношению к первым процессам она даже антагонистична, поскольку обедняет, а иногда и прекращает развитие многих форм жизни, которые могут участвовать в нефтеобразовании как производители исходного для битумов вещества.

С ископаемыми сапропелитами в результате реакций замещения и сорбции могут быть связаны концентрации часто практически весьма ценных химических элементов, в частности ванадия и его спутников.

Высокая поглотительная способность богатых органическими соединениями осадков сапропелевого типа, большая геохимическая активность последних заставляют нас относиться с особым вниманием ко всем случаям нахождения

в древних осадочных толщах слоев такого происхождения. И чем выше значение рН сред формирования сапропелитов, тем они практически интереснее. Так, ванадий склонен ассоциироваться с медью и ураном, по-видимому, чаще в сапропелитах лагунного происхождения, залегающих иногда среди почти нормальных морских осадков.

Нефтеобразование в осадочных толщах связано, с одной стороны, с фацией лагун, прибрежно-мелководной зоной, и, с другой стороны, — со щелочными и восстановительными условиями диагенетизируемых осадков. В этих условиях углеводороды могут сохраняться в неокисленном состоянии и накапливаться в коллекторах (пористых породах), часто в промышленно интересных количествах. Таким образом, сапропелеобразование как первичный процесс образования нефти начинается в кислых средах, завершается в ходе непрерывного осадконакопления переходом масс пород в щелочную среду ряда геохимических фаций с рН от 7,0 до 8,4.

**Фация озерно-лагунных минеральных грязей** представляет собой особый тип природной обстановки, в которой происходит разложение растительно-животных органических масс в минерализованных водах с интенсивным проявлением сероводородного заражения.

Озерно-лагунный осадок — черная воючая грязь формируется под мало-мощным слоем богатой солями воды (рапы) при участии бактерий, образующих сероводород, сульфаты и «бактериальную пленку», изолирующую грязевую среду от свободного кислорода вышележащего слоя рапы. Исходным органическим веществом являются водоросли (фитопланктон) с примесью планктона животного происхождения (мелкие рачки). После отмирания организмы становятся объектом глубокой биогеохимической переработки бактериями, которые могут восстанавливать сульфаты до сероводорода и элементарной серы, а также окислять сероводород с выделением и без выделения серы. В условиях пониженной солености (до 3—4° Б) развиваются пурпурные бактерии, поглощающие сероводород и окисляющие грязевый осадок бассейна. В процессе разложения растительных масс принимают участие разрушители целлюлозы, проявляющие свою жизнедеятельность в аэробных и анаэробных условиях, а также и сбраживатели растительных жиров и восков и животных жиров с образованием за их счет углеводородных соединений (нефтеобразование).

Чем концентрация солей ниже, тем энергичнее деятельность бактерий озерного и лагунного грязеобразования. Различная засоленность вод этой фации определяет их различную физико-химическую характеристику: рН колеблется от 5,0 до 8,5 и выше. В ископаемом состоянии эта фация известна по отложениям углистых сланцев. Характерным признаком ископаемой фации этого типа является пиритовосность пород — след сероводородной обстановки.

По литературным данным, осадки соленых озер по физико-химической и биологической характеристике близки к осадкам соленых лагун. В качестве примера можно привести результаты изучения рН и Eh рапы и грязи в Сакском озере экспедицией Центрального института курортологии под руководством К. А. Овсянниковой (1951). Для глубин от 2 до 40 см рН рапы озера изменяются от 7,55 до 7,89, Eh — от +240 до +382 мВ. Соленость рапы (июнь — июль 1948 г.) от 10,0 до 18,1° Б. Исследованиями было установлено, что высокие значения окислительно-восстановительного потенциала связаны с растворенным в рапе кислородом воздуха. При увеличении плотности рапы содержание кислорода в ней снижается; соответственно падает и значение Eh. Фитопланктон, выделяя кислород, способен повысить Eh.

Сакские лечебные грязи до глубины 30 см от верхней их пленки (под слоем рапы 30—40 см) характеризуются рН от 7,1 (вверху) до 7,5 (внизу); Eh от 150 до 215 мВ при содержании сероводорода от 146 до 283 мг на 100 г сырой грязи и восстановительной способности. Появление в июне — июле гипсовых корок на поверхности грязи указывает, с одной стороны, на ее сернистый состав и на проявление деятельности гнилостных бактерий, выделяющих и окисляющих серу. С другой стороны, гипс может образовываться из рапы, вероятно, в сезон развития водорослей (цветения воды).

**Фация морских глин** существенно отличается от фаций континентальных глин (озерных, речных и иных). Ее особенностью является соседство с нормальными морскими фациями, а также выпадение самого осадка в типичной морской среде.

Полагают, что отложение морских глин представляет собой процесс распада растворенных в природных водах металлоорганических соединений, алюминиевых солей гумусовых кислот, гумусовых коллоидов. Этим объясняют (Сауков, 1951) вынос Нилом в Средиземное море больших количеств глинистых веществ в форме гидрозолей. При этом гумусовые вещества считаются защищающими гидроокиси алюминия от выпадения их из растворов в пресных (нужно полагать, кислых) водах. Между тем смешивание вод континентального стока с морскими влечет за собой распад органоалюминиевых соединений с выпадением алюминия в осадок в виде гидроокиси. По-видимому, в разрушении алюмоорганических соединений повинны гетеротрофные бактерии.

Отложения морских и некоторых континентальных глин часто сопутствует бокситообразование. Таковым может быть происхождение бокситов, связанных с морскими глинами типа кембрийских в Восточном Саяне.

В «Учении о фациях» Д. В. Наливкина (1933) морские глины рассматриваются в ряде их разновидностей: песчанистые и сильно песчанистые, кремнистые, известковые, глауконитовые, углистые и битуминозные. Осадки этих фаций он характеризует соответствующим минеральным составом примесей к глинистым компонентам и гранулометрическим составом последних.

Как известно, глинистые осадки часто сопутствуют процессам отложения солей во внутриконтинентальных засоленных водоемах и в лиманах. Несомненно, перечисленные разновидности глин относятся к разным фациям. По характеру сопутствующих минералов углистые глины представляют собой осадки кислых вод суши, т. е. не морские осадки, тогда как битуминозные, глауконитовые, известковые и кремнистые глины характерны для фаций битумоаккумуляции, глауконита, известковых морских илов и кремнеземных осадков моря. Все эти фации занимают определенное место в общей геохимической схеме. При этом глиноземный алюминиевый компонент их осадков, вероятно, в водных средах фаций входил в состав различных алюмоорганических коллоидов. Конечно, доказать правильность такого взгляда можно лишь путем постановки специальных полевых и экспериментальных работ.

**Рифовая фация** характеризуется чистым известковым составом отложений. Доломиты здесь отсутствуют. Накопление осадка — породы производится группами специфических организмов, использующих свободную энергию перехода бикарбонатов кальция морской воды в нерастворимый карбонат кальция, отлагаемый в виде кораллитов кораллов, скелетов, мшанок, раковин пелеципод, талломов известковых водорослей и т. п.

Обычное линейное или дугообразное разрастание коралловых рифов, кольцевое развитие рифов типа атоллов вокруг затонувших островов, а также их боковая миграция в ходе геологического времени явно указывают на особые

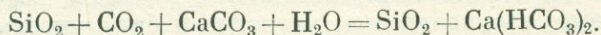
гидрохимические свойства фациальной зоны, в которой определенное морское население успешно перехватывает бикарбонаты кальция морских или прибрежных вод. Поэтому не подлежит сомнению, что бережная граница рифовой фации есть в то же время и мористая граница в области смешивания морских вод с континентальными или прибрежными. Отсюда следует, что при отсутствии заметного подтока континентальных вод или их движения вдоль берега линейные и барьерные рифы превращаются в береговые рифы. Нормальные морские воды в таких случаях подходят к морскому берегу непосредственно.

Относительная химическая чистота рифовых известняков от примесей (CaO 53,0—55,12%; MgO 0,65—1,23%; нерастворимый остаток — до 0,57%; R<sub>2</sub>O<sub>3</sub> от 0,14 до 0,48%) делает их ценными для практического использования в металлургии железа, для обжига на известь и т. д.

Положение этой фации в геохимическом ряду определяется pH от 8,1 до 8,4.

**Щелочная фация кремнеземных осадков** характеризуется величиной pH около 9,5—10,4, причем осадки могут содержать кроме основного компонента SiO<sub>2</sub> также силикаты циркония, тория, алюминия, бериллия, цинка, марганца, магния и железа, также кальция. Магний и кальций переходят в осадок при pH = 10,3—10,7. Таким образом, прожилки халцедона, сердоликовые и иные кремневые стяжения в морских и лагунных осадках характеризуются определенным положением в геохимическом ряду фаций. Магний с железом могут иногда при pH = 9,5 образовывать в осадке изоморфные минералы состава Mg<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub> ⇌ Fe<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub>.

Выпадение кремнезема в осадок, по И. И. Гинзбургу и И. А. Рукавишниковой (1951), происходит в присутствии углекислоты и твердого карбоната кальция. Вместе с кремнекислотой образуется растворимый бикарбонат кальция:



Поэтому ясно, что кремнезем в процессе подщелачивания среды выпадает позднее CaCO<sub>3</sub>, т. е. в более щелочной обстановке. Точно так же кремнезем может заместить гидроокиси железа, марганца и карбоната железа.

Кремнезем в природных водных средах обладает высокой химической активностью, способностью входить во взаимодействие с различными химическими элементами. Кислые — грунтовые и рудничные — воды богаты ионом HSiO<sub>3</sub>, щелочным водам, более бедным кремнеземом, свойствен ион SiO<sub>3</sub>.

По И. И. Гинзбургу и И. А. Рукавишниковой, количественное соотношение между H<sub>2</sub>SiO<sub>3</sub> и HSiO<sub>3</sub> при разных значениях pH растворов приведено в табл. 24, из которой видно, что существуют по меньшей мере две стадии ионизации кремнекислоты и отмеченных выше два вида ионов, из которых один

Таблица 24

Соотношение между H<sub>2</sub>SiO<sub>3</sub> и HSiO<sub>3</sub> при разных значениях pH растворов

Кислота	pH				
	7	8	9	10	11
H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub>	99,6	96,1	71,5	20,0	2,4
HSiO <sub>3</sub>	0,4	3,9	28,5	80,0	97,6

принадлежит к кислой части ряда геохимических фаций, отвечающей, по названным авторам, интервалу рН от 2 до 4, и другой — к щелочной части ряда с интервалом рН от 7 до 9. При переходе от сред с рН = 9 к средам с рН = 10 содержание ионов  $\text{HSiO}_3$  падает с 71,5 до 20,0%. Очевидно, это и есть условия проявления второй фазы ионизации кремнезема, когда он переходит в осадок. При этом может выпадать  $\text{CaSiO}_3$ ; в присутствии углекислоты возможен его распад на гель  $\text{SiO}_2$  и растворимый  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ .

**Роскоэлитовая фация** при рН от 10,4 до 10,6 (?) характеризуется отложением ванадиеносного минерала роскоэлита и группы других алюмосиликатов. Ведущая роль в этой фации, по-видимому, принадлежит сорбционным свойствам осаждающегося кремнезема и реакциям замещения.

**Фация известковых илов**, важнейшая из карбонатных фаций по распространности, как в геологическом прошлом, так и в современных морских бассейнах и океанах. Широко была развита, начиная с протерозоя, т. е. со времени массового появления на Земле органической жизни.

Капитальный труд Н. М. Страхова (1951<sub>2</sub>), посвященный карбонатным отложениям, содержит обильный материал к вопросу о фации известковых илов, автор, являющийся сторонником идеи преимущественного химического отложения морских известняковых илов, отнес результаты трудов микробиологов по изучению роли бактерий в этом процессе к «смелой экстраполяции», якобы «достаточно голословной», вытекающей «из лабораторных опытов Дрю, реже Надсона».

Геохимическая деятельность бактериальных колоний, их роль при формировании донных осадков рассмотрена В. О. Калиненко (1952). Он пишет, что из лабораторных опытов, роль которых в объяснении природных процессов оспаривается Н. М. Страховым, следует, что «бактерии в колбах работают по зональному принципу и создают здесь дифференцированные физико-химические условия» (стр. 145) и что сам процесс распадается на этапы; сначала, например, бактериогенные карбонаты выпадают в самой колонке, потом на ее периферии, а затем и вне колонки, в связи с чем характеристика среды соответственно меняется. От лабораторных сред (колба) природные водные среды отличаются подвижностью, осадками фациальных и микрофациальных зон, и потому упомянутым этапам соответствует площадное размещение осадков при многосторонней связи водной движущейся среды со вновь образующимся и ранее образованными осадками. Следовательно, результаты лабораторных опытов при правильном их понимании раскрывают сущность природных процессов и могут лишь подтверждать существование систем — рядов природных геохимических фаций.

В. О. Калиненко отмечает, что осаждение карбоната кальция может производиться почти всеми бактериальными видами и что эти виды способны осаждать, а могут и способствовать растворению карбонатного осадка, и что специфических кальциевых бактерий — нет. Лаборатория действительно раскрывает важные и интересные гидрогеохимические особенности процесса осаждения карбоната кальция бактериями.

По В. О. Калиненко, направление отмеченного процесса зависит от источника углерода, доступного для бактерий, от других активных компонентов среды (кислород, азот и пр.) и от характера веществ, выделяемых бактериями (кислоты или щелочи), в соответствии с чем процесс может идти по-разному, что следует изучить в лабораторных условиях.

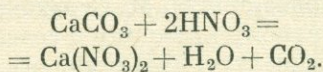
Б. Л. Исаченко, как уже отмечалось, выявил ход процесса выделения кристаллов кальцита и арагонита в колониях денитрифицирующих бактерий

через промежуточную стадию коллоидальных кальций-органических веществ, притом частью, по-видимому, прижизненно, частью постумно. Процесс этот настолько ясен, что нет никаких оснований ни в оз. Севан, откуда был материал Б. Л. Исаченко, ни каком-либо другом озере, например Балхаше, отстаивать «химическое» отложение карбоната кальция.

Наблюдая непосредственно выделение кристаллов кальцита из бактериального вещества оз. Севан после стадии «коллоид-кальцита» Б. Л. Исаченко зарисовал выделяющиеся кристаллики. Они образуют сростки и друзы самой различной формы (рис. 27). Отложение кристаллов происходит «только при наличии определенных видов бактерий и в непосредственной связи с ними

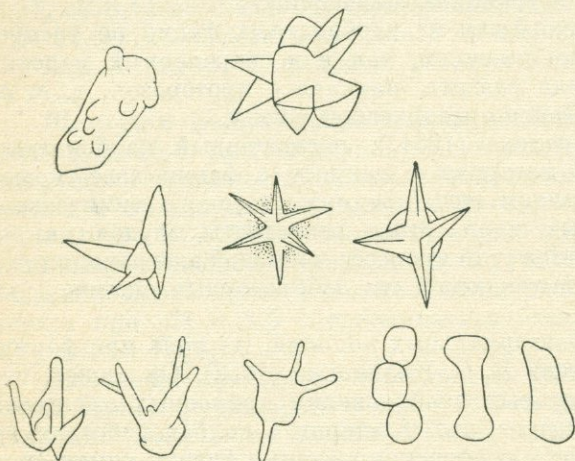
или образуемой ими слизи». Без бактерий «нет отложений в культурах углекислого кальция» (Исаченко, 1951<sub>2</sub>, стр. 231).

Растворяющее действие бактерий в отношении карбоната кальция В. О. Калинин (1952) приписывает случаям углеводного состава питательного органического вещества (растительные остатки, крахмал, сахар) с образованием свободных минеральных или органических кислот и, следовательно, с понижением рН среды, например:



Работы Б. Л. Исаченко, С. И. Кузнецова, В. О. Калинин и ряда других советских

Рис. 27. Кристаллы различной формы, наблюдавшиеся в двухмесячных культурах бактерий из оз. Севан. Ув. 2000



микробиологов, изучавших геологическую деятельность бактерий, заслуживают серьезного внимания исследователей, так как именно это поможет получить правильное освещение вопросов осадконакопления.

Опуская интересные подробности исследований Б. Л. Исаченко, приведем лишь его выводы по интересующему нас вопросу (Исаченко, 1951<sub>1</sub>, стр. 233).

1. Выделение бактериями углекислого кальция (в виде кальцита и арагонита) широко распространено в природе как в горячих источниках, так и в пресных и соленых водоемах. Таким же путем могли образоваться и древние докембрийские известковые отложения.

2. Начальная стадия образования углекислого кальция как в природных условиях, так и в бактериальных культурах, происходит в слизистых выделениях бактерий. Она выражается прежде всего в появлении аморфных телец углекислого кальция, внутри которых можно обнаружить бактерии.

3. Аморфный углекислый кальцит переходит в коллоид-кальцит и в кристаллическое состояние. При этом образуются кристаллы различной формы (призмы, друзы), оолиты, сферолиты. Вокруг кристаллов вначале заметны остатки слизи. Внутри кристаллов включены бактерии.

4. Углекислый кальций при переходе из коллоидного состояния в кристаллическое обнаруживает цементирующее свойство, скрепляя донные отложения (например в оз. Севан) в плотную массу.

5. Вследствие бактериальной деятельности происходит образование травертина (биолитолизис) и, несомненно, многих морских осадков коллоидного или кристаллического характера (дрюит), описанных в свое время Андрусовым, Архангельским и другими».

Кроме того, Б. Л. Исаченко писал: «На примере карбоната кальция можно проследить роль микроорганизмов в образовании аморфного карбоната, переходящего через коллоидный карбонат в кристаллический кальцит, арагонит и ряд карбонатов более сложного строения, адсорбированных в процессе образования железом, медью, кремнием, фосфором и т. п.» (там же, стр. 411).

К изложенному следует лишь добавить, что карбонатный ил, за счет которого возникли, по Г. Дрю, Багамские отмели, состоит из микрокристалликов арагонита, который, как мы знаем, является обычным биогенным минералом. Он представляет собой неустойчивую форму минерала, легко переходящую в кальцит или в раствор. Арагонит в морских условиях обильно представлен в веществе раковин моллюсков, в кораллитах кораллов и т. д.

Наблюдения А. Л. Исаченко над жизнедеятельностью кальциевых бактерий показали, что выделение кальцита происходит также при распаде вещества отмерших клеток и вне клеток в процессе распада (лизиса) кальций-органических веществ, слагающих клетки этих бактерий. Отсюда понятна «косвенная роль» кальциевых бактерий в осаждении карбоната кальция и формировании карбонатных морских илов.

Карбонатные тонкозернистые пелитовые илы отлагаются на огромных площадях морского дна. Содержание их достигает 75% и больше от общего количества морских илов. Поскольку формирование ила происходит в верхних слоях морской воды и поскольку частички карбоната кальция часто подвергаются на глубинах растворению в связи с повышенным содержанием там  $\text{CO}_2$ , то наибольшие накопления и сохранение карбонатных илов в осадке создаются на относительно малых глубинах. Поэтому в областях шельфовых морей, в морях на платформах (Русской, Сибирской, Китайской) отложения ископаемых карбонатных илов особенно обильны.

Следует полагать, что именно экзотермический характер реакции выделения в осадок твердого карбоната кальция из пресных и морских вод является причиной высокой геологической деятельности, активности всех известных групп «кальциевых бактерий», проявляющейся в широком диапазоне рН — от 7,0 до рН сильно щелочных сред. При этом химическая садка карбоната кальция, по данным физической химии, оказывается несвойственной природным средам с рН ниже 10,7 (по Х. Т. С. Бриттону). Поэтому химической садке карбоната кальция в водных бассейнах биосфер геологического прошлого не следует приписывать ведущего значения.

Таким образом, фация бактериальных карбонатных илов имеет самостоятельное значение. Она явно отлична от фации карбоната накопления при участии известных строителей морских рифов различного геологического возраста. Характерная для нее величина рН водной среды может изменяться в пределах 8,1—10,7, несвойственных фации карбоната накопления при участии строителей морских рифов.

Фация известковых илов, ограниченная гидрохимическими пределами рН от 7,0 до 11,5, полностью охватывает следующие зоны: 1) рифообразования (фация барьерного рифа), по-видимому, соответствующую перепаду рН от 8,1 до 8,4; 2) формирования родонитового и родохрозитового осадков; 3) отложения силиката магния (форстеритовую); 4) фосфоритовую с рН = 10; 5) выпадения кремнеземного осадка в виде скоплений и прожилков халцедона и сердолика

при  $pH = 10,4$ . Биологическое выпадение карбоната кальция прекращается при  $pH = 10,3$ ; в средах до  $pH = 10,7$  отлагается лишь химический карбонат кальция (кальцит, арагонит). Дальнейшее повышение  $pH$  среды, определяющее выпадение из морской воды самых подвижных ее компонентов — солей щелочных металлов и магния — происходит в условиях засоленных лагун, замкнутых бессточных бассейнов с высокими концентрациями солей. Вследствие достаточной изученности гидрохимических осадков и ясного положения их в ряде естественных гидрохимических фаций, описание их мы здесь опускаем.

## ЭВОЛЮЦИЯ СРЕД ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Необратимый процесс постепенного засоления морей и океанов гидросферы Земли, развитие углеродных соединений и органической жизни с продуктами ее деятельности и остаточным веществом, способным к сохранению в водной среде и при его захоронении в осадках, с непрерывным качественным и количественным изменением организмов (живого вещества биосферы) на фоне тектонического развития земной коры — все это вместе взятое определяло, как определяет и теперь, конкретные литологические процессы наращивания земной коры в ходе геологического времени. Последнее осуществлялось и осуществляется при участии различных по составу и размещению систем геохимических фаций. Системы эти, точнее их продольные ряды, от областей водоразделов до океанических глубин с течением времени часто смещались то в сторону суши, то в сторону моря в основном под влиянием подкоровых процессов, отчасти при заполнении водоемов.

Упрощая рассмотрение данного вопроса для двух крайних выражений фациальных систем для некоторых областей земной коры в эпохи обогащения биосферы углекислотой, характеризовавшиеся максимальным выносом и отложением многих химических элементов во вторичном залегании, и для некоторых областей в эпохи минимального содержания в биосфере углекислоты и минимального выноса и отложения меньшего числа мигрировавших элементов — мы можем наметить признаки тех и других областей, допуская их сосуществование и по соседству, и в чередовании друг с другом в ходе геологического времени (циклы осадков). Развитие отмеченных факторов и местная приуроченность их к частям земной поверхности, имеющим различную геологическую предысторию, свидетельствует о том, что явления выноса и отложения элементов были подчинены местному климату, сочетанию высотности и широты местности.

На ранних этапах развития процессов выветривания в выносе химических элементов из коренных пород суши основная роль принадлежала обильно сохранившейся в палеобиосфере углекислоте и низшим водорослям, бактериям и лишайникам. Как известно, многие виды водорослей, как и бактерии, обладают большой способностью подкислять среду. В частности, например, выявлена разрушающая деятельность нитрифицирующих бактерий при изучении коррозии бетона. Свойство это также присуще многим низшим (плесневым) грибам, лишайникам и пр. Некоторую роль в процессах разрушения коренных пород играли, конечно, и минеральные кислоты коры выветривания, образовавшиеся биохимическим и химическим путем из сульфидных и сульфатных минералов и пр. Весьма велика роль активного кремнезема разрушающихся силикатных минералов. В эпохи вулканизма в этот процесс местами вовлекались непосредственно ювенильные сернистый газ и углекислота при участии метеорных и почвенно-грунтовых вод.

На более поздних этапах с появлением на континентах наземной растительности к деятельности отмеченных низших форм жизни стали присоединяться (временами в массовых количествах) продукты бактериального разложения почвенных, болотных, речных и озерных растений.

Полевые стратиграфо-литологические материалы по древнейшим осадочным толщам различных районов Советского Союза, свидетельствуют о том, что в протерозое происходило постепенное обеднение биосферы свободной углекислотой. Это можно связать с необычайно интенсивной жизнедеятельностью протерозойских денитрифицирующих бактерий (?) и не менее интенсивной жизнедеятельностью многих групп известковых водорослей. Доля химических процессов в выпадении карбонатных осадков пока не ясна. Эти процессы уже к началу палеозоя привели к заметному сокращению карбонатоотложения, в основном, несомненно, биологического (бактерии, водоросли, археодаты и т. п.).

В дальнейшем карбонатоотложение, а также и в общем прогрессирующее развитие наземного растительного покрова в большей степени количественно стало подчиняться выбросам в эпохи вулканизма ювенильной углекислоты, которая в областях благоприятного (влажного) климата стимулировала развитие растительности, влияя на ее массовость, эволюцию, деятельность бактериальных ценозов, разрушавших отмершее растительное вещество, и, таким образом, на образование органических кислот.

Кислые воды материкового стока, в отдельные эпохи и века весьма обильные, производили совместно со свободной углекислотой и кислородом биосферы более или менее интенсивное развитие коры выветривания, развитие зоны окисления с физико-химико-биологическим разрушением коренных пород, выносом в различной степени способных к миграции элементов.

В эпохи обеднения палеобиосферы углекислотой в областях суши с водами устойчиво щелочного характера комплекс и массовость мигрировавших химических элементов естественно снижались. Их вынос и перенос были относительно малыми и потому разрушенные физическими, химическими и биологическими агентами выветривания коренные породы, превращаясь в мелкозем почвенного или иного типа, затрагивались слабее факторами расчленения их вещества на отдельные минеральные компоненты, отдельные элементы и их простые соединения. Обломочные породы через фашии наземных песков, эолового мелкозема и пр. в таких случаях часто сохраняли остатки минерального материала исходных пород.

Поэтому следует полагать, что естественные продольные ряды фаший в ходе геологической истории Земли в связи с эпохами усиления и ослабления выноса вещества земной коры в области отложения претерпевали непрерывные изменения в районе каждого участка суши, связанного своим стоком с соответствующим водоемом. Группы фаший определенной геохимической характеристики и типа осадков, вследствие колебаний земной коры и эволюции органической жизни, подобно гигантскому сложному маятнику, перемещались то в сторону устойчивых депрессий, занятых водоемами, то в сторону наиболее приподнятых участков суши, причем фашиальные ряды то удлинялись, с усилением выноса и раздельного отложения элементов под влиянием факторов вторичной их концентрации, то сокращались в длину, обедняясь в качественном отношении в основном под влиянием щелочных материковых вод. Кроме боковых перемещений элементарных фаший имело место и их общее смещение в ходе геологического времени, как уже отмечалось, в сторону суши, в основном под влиянием прогрессирующего развития материковых щелочных вод.

При геологическом изучении территории Советского Союза выявлено бесчисленное количество примеров осадочного породообразования разных типов, частью уже зарекомендовавших себя на те или иные осадочные полезные ископаемые, а в основном, пожалуй, только перспективных в том или ином отношении. Нужна большая специальная геохимическая, стратиграфо-литологическая и иная научно-исследовательская работа, чтобы установить истинную ценность таких осадочных образований, нужно такое изучение толщ осадочных отложений, когда исследователь вполне ориентируется в существовании фации, породившей данную породу (осадок) и все ей родственные, расположенные на том же стратиграфическом уровне, т. е. одновременного происхождения в некоторой единой системе фаций, их естественном ряду определенной пространственной палеогеографической ориентировки.

Попытки построения макроциклов осадков и получения отсюда каких-либо указаний в отношении природного размещения осадочных полезных ископаемых пока нельзя признать удачными из-за умозрительности их основ, неясностей в истории тектонического развития конкретных областей земной коры, неопределенности истинного взаимоотношения между фациями, малой точности возрастного определения соответствующих толщ палеонтологами и т. п. Особый дефицит знаний имеется в отношении физико-химической характеристики сред отложения древних и даже многих современных осадков.

Физико-химическая характеристика морских вод докембрия, по-видимому, еще относительно мало засоленных, существенно зависела от раннего обильного содержания в биосфере свободной углекислоты, а также азота, при относительно малом содержании кислорода, возраставшем в связи с развитием древнейших фотосинтезирующих организмов. Последнее, как уже говорилось, количественно в большей степени стало подчиняться новым выбросам ювенильной углекислоты в эпохи вулканизма.

Продукты проявлений вулканизма в виде выбросов углекислоты и сернистого газа стимулировали химическое разрушение коренных пород суши, образовывался первичный почвенный покров, чему должна была способствовать появившаяся почвенная микрофлора, бактериальные ценозы, а затем и крупная и мелкая наземная растительность с продуктами разрушения ее отмирающей части в виде органических кислот. Все это в условиях стимулировавшего развитие растительности влажного климата при размыве кислыми водами богатых химическими элементами коренных пород, следует полагать, приводило к выносу и переносу элементов в составе материкового стока, а следовательно, и к последующему раздельному массовому их отложению.

В эпохи обеднения биосферы углекислотой в областях засушливого климата и устойчиво щелочных вод миграционная способность многих элементов затормаживалась, вынос их уменьшался. Поэтому естественные фациальные ряды сокращались в их кислой части, накопление практически ценных осадков было менее продуктивным, если не считать соленакопления во внутренних бассейнах и лагунах.

Переувлажнение осадочных пород с вовлечением их вещества в новый цикл породообразования, как известно, часто вел к обогащению одними и обеднению другими компонентами, благодаря чему в определенных местах и условиях образовывались концентрации минеральных масс, имеющих практическое значение — огнеупорных глин, стекольных песков, железных охр и т. п.

Возможность использования высвобождающейся потенциальной энергии преобразования ювенильных минералов в вадозовые для разрушения пород, окисления закисей в окиси и синтеза новых соединений обусловила развитие

жизни автотрофов и миксотрофов, а также проявление химических процессов изменения вещества земной коры.

Продукты разрушения осадочных пород, увлекаемые силой тяжести и энергией солнца в непрерывный круговорот движения материи, идут на построение осадочных пород во всем их природном многообразии: от «пустых» — безрудных до насыщенных полезными ископаемыми. Поэтому знание факторов вторичной концентрации и их природного размещения во времени и пространстве является ключом к познанию закономерностей размещения запасов осадочных полезных ископаемых в составе осадочных толщ литосферы Земли.

При развитии земной коры, органической жизни и атмосферы Земли химические и физические условия сред отложения минерально-органических осадков непрерывно в том или ином отношении изменялись, в то же время физические и химические свойства компонентов осадков и составляющих их химических элементов, определяемые строением их атомов, оставались неизменными. Первое до сих пор часто не учитывалось или недостаточно учитывалось. Значение последнего явления часто переоценивалось, вследствие чего идеалистический метод и принцип актуализма оказывались в литологической науке, как это отмечает Л. В. Пустовалов (1952), весьма живучими. Хотя свойства химических элементов неизменны, если не учитывать их радиоактивного распада, но среды существования элементов менялись. Поэтому конечные результаты и условия их осаждения в разные этапы геологического времени были неодинаковыми; они закономерно изменялись соответственно общему изменению свойств биосферы геологического прошлого.

В различные геологические эпохи размещение широко известных промышленных осадочных месторождений алюминия, окисного железа, меди, ванадия, свинца, закисного железа, марганца и фосфоритов по отношению к суше менялось (табл. 25). Выявлена тенденция месторождений перемещаться в сторону суши; также намечается и состав некоторых продольных рядов геохимических фаций.

Таблица 25

К эволюции сред образования месторождений осадочных полезных ископаемых

Время	Кора выветривания	Краевая зона суши	Дельты, лагуны	Прибрежная зона	Мелководное море шельфа	Открытое море шельфа
Q <sub>4</sub>	Al, Fe, Ni, Co	Mn		P		
Q <sub>1-3</sub>			Mn			
Tr	Al	Fe <sup>3+</sup> , Cu	Mn			
Cr	Al	Fe <sup>3+</sup>	Cu, Ag	Fe <sup>2+</sup>		
J	Al	Fe <sup>3+</sup>	Cu, V, Ag			
T				V, Cu, Pb	Fe <sup>2+</sup>	
P				Cu	P	
P—C				Cu		
C		Al		Cu, Pb		
D			Al	Al, Fe <sup>3+</sup>	Cu	
S				Al		
O					Cu, Pb, Mn	
Sm				Al	Mn	
Pt						P Fe <sup>3+</sup>

Примечание. Для упрощения месторождения обозначены индексами ведущих элементов.

Анализ имеющихся материалов свидетельствует о том, что жизнь на Земле, зародившись, менялась в ходе ее эволюции. Вынос, перенос и отложение химических элементов, ставшие массовым явлением с момента возникновения почвенного процесса, т. е. возникновения почвенного биоценоза, стали непрерывными явлениями биосферы, имевшими в ходе геологического времени многочисленные максимумы и минимумы проявления, без какой-либо тенденции к затуханию.

## МИНЕРАЛЫ-УКАЗАТЕЛИ ФАЦИЙ

Намеченный единый геохимический ряд многообразных химических и очень часто биохимических осадков от рН сред, равных от 1,57 до 10,3—10,5 обнимает все явления, свойственные зоне окисления, торфяникам и почвам суши, пресноводным и нормально морским условиям отложения осадков. Фактически он имеет естественное продолжение и в бассейнах ненормально повышенной солености, например до фаций бассейнов гипсо-соленакпления верхнего палеозоя Западного Приуралья или современного Кара-Богаз-Гола.

В сущности проявлением повышенной солености бассейнов как следствия подвижности в кислых и умеренно щелочных средах ионов  $\text{HCO}_3$ ,  $\text{Cl}$ ,  $\text{SO}_4$ ,  $\text{B}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}$ ,  $\text{K}$ ,  $\text{Ca}$  и  $\text{Mg}$  мы можем считать водные среды с рН выше 10,49, поскольку отложение магнезита нельзя отнести к нормально морским условиям. Между тем такой распространенный тип морских осадков, как углекислый кальций, правда, по недостаточно проверенным данным, должен химически выпадать при рН = 10,7, т. е. в условиях формирования уже гидрохимических отложений (лагун и заливов). Если это так, то широкое развитие в морях и океанах фаций известковых илов следует приписывать в большинстве случаев биологическим явлениям, как это и подтверждено данными микробиологических исследований над кальциевыми бактериями, палеонтолого-литологических исследований рифообразующих организмов, рифовых известняков и т. д., среда которых характеризуется рН от 7,0 до 8,4.

По-видимому, в более щелочных средах кальций и магний выделяются главным образом химическим путем. Поэтому область выпадения гидрохимических осадков — доломитов, магнезитов, гипсов и ангидритов, хлоридов, сульфатов, боратов щелочных металлов и пр. лежит в пределах щелочной части ряда. Вследствие специфичности явлений, связанных с гидрохимическими фациями, из-за обычного многокомпонентного состава растворов, совместного выпадения нескольких солей, взаимовлияния солей на выпадение из раствора той или другой соли рассмотрение этих фаций с нашим к ним подходом пока оказывается затруднительным. К тому же имевшаяся в нашем распоряжении литература, посвященная солям, почти не дала указаний на рН сред солеотложения.

Основной гидрохимический процесс, определяющий существование естественного геохимического ряда фаций (осадков), состоит в непрерывном взаимовлиянии и взаимодействии солей слабых кислот с солями сильных кислот, а сильных оснований со слабыми основаниями с последовательным вытеснением щелочными и щелочноземельными элементами многих химических элементов водных сред в осадок того или иного типа в условиях известных количественных соотношений между щелочными и кислыми компонентами растворов (перепады рН). Явления термодинамики, электрических потенциалов элементов и ионов растворов, энергия связей между элементами и кристаллическими решетками их соединений обуславливают фактический ход химических и биологических процессов в геохимическом ряду фаций. Общая закономерность

**Геохимические фации и их действительные и предполагаемые  
минералы-индикаторы**

Геохимическая фация		Минералы-индикаторы
pH	Осадок	
1,57	Фосфат Zn	—
1,86	Гидроокись Zr и Hf	—
2,00	Гидроокись Sn	—
2,00	Гидроокись Mn	Вад Пирролюзит Полианит Гауэрит Асболан Гематит
2,30	Гидроокись Fe	—
3,0—4,0	Сульфат Zn (Hf)	—
3,35	Основной карбонат Th	? Карбонат Th
3,40	Гидроокись Ga	? Гидроокись Ga
3,41	Фосфат Be	? Фосфат Be
3,50	Силикат Th	? Торит ? Иттриалит ? Торгумит ? Гидроокись Th ? Гидроокись In ? Берлинит ? Вавеллит ? Варисцит
3,60	Гидроокись Th	—
3,70	Гидроокись In	—
3,79	Фосфат Al	—
3,95	Основной карбонат Zr	Лигниты
3,98	Силикат Zr и Hf (?)	Бурье угли
4,00	Торф	Каменные угли Антрациты Каолинит Аллофаны Коллифит Галлуазит
4,04	Силикат Al	—
4,07	Основной борат Zr	Вивианит
4,10	Фосфат Fe	Штретит
4,14	Гидроокись Al	Моногидрат Диаспор Бёмит ? Еремеевит
4,14	Основной борат Al	—
4,16	Основной карбонат Al	Карнотит
4,20?	Ванадаты?	Туранит
4,0—5,0	Гидроокись Mn	Манганит
4,62	Фосфат Cr	—
4,70	Основной борат Th	—
4,80	Тригидрат Al	Гидраргиллит
5,20	Гидроокись Zn	Гидроцинкит Цинкит ? Госларит Брункит Каламин
5,25	Силикат Zn	—
5,25	Основной борат Cr	—
5,27	Основной борат Zn	—
5,30	Основной карбонат Zn	Смитсонит

Геохимическая фация		Минералы-индикаторы
pH	Осадок	
5,31	Силикат Be	—
5,34	Гидроокись Cr	? Стихтит
5,40	Гидроокись Cu	Азурит Малахит Халькопирит
5,40	Гидроокись Au	Дендриты золота
5,49	Гидроокись Fe (до 5,98)	Лимонит
5,66	Фосфат Zn	? Гопеит
5,69	Гидроокись Be	? Окись Be
5,76	Фосфат Mn	? Стюартит
5,8—6,0	Самородное Ag	Самородное серебро Аргентит, хлориды, бромиды и иодиды серебра
6,00	Гидроокись Pb	Гидроцеруссит ? Бракебушит ? Дандасит Галенит Клаусталит Массикот Церуссит Лимонит Гётит Гидрогётит
6,60	Гидроокись Fe	Фосфат Zn и NH <sub>4</sub> ? Винклерит ? Окись Cd ? Гринокит
6,60	Фосфат Zn и NH <sub>4</sub>	—
6,66	Гидроокись Ni	? Линнеит ? Зигенит ? Винклерит ? Гайбахит (гидрат окиси Co, Ni) ? Стенперит
6,70	Гидроокись Cd	—
6,78	Гидроокись Y	Гидроксилпатит
6,81	Гидроокись Co	Бурые фосфориты терригенных отложений Глаукониты
6,83	Гидроокись Sm	—
7,00	Фосфат Ca (кислые фосфаты Ca)	? Метациннабарит ? Онофрит Родонит Бементит
6,8—7,8	Алюмосиликат Fe	—
7,00	Гидроокись Nd	—
7,05	Гидроокись Pr	—
7,30	Гидроокись Hg	? Метациннабарит ? Онофрит Родонит Бементит
7,35	Силикат Mn	—
7,40	Гидроокись Co	Вернадит Пирохроит Сидерит Родохрозит Манганокальцит
8,35	Гидроокись La	—
8,41	Гидроокись Mn	—
8,60	Основной карбонат Fe	—
8,68	Основной карбонат Mn	—
8,82	Основной борат Mn	—
9,00	Фторид Ca (?)	? Флюорит Форстерит ? Норбергит
9,50	Силикат Mg	—

Геохимическая фация		Минералы-индикаторы
pH	Осадок	
9,5—10,0	Средний фосфат Ca	? Хондродит ? Гумит ? Клиногумит Фосфориты ? Аттаколит (водный фосфат Ca, Mg) ? Цельзиан Силикат Ba
9,72	Силикат Ba	—
9,74	Силикат Ce	Силикат Ca
9,74	Силикат Ca	Ларнит
9,76	Фосфат Mg	? Атарит ? Вагнерит ? Бобьеррит ? Фосфат
9,90	Силикат Sr	Брюстерит Силикат Sr
10,07	Алюмосиликаты Ca	Цеолиты (водные алюмосиликаты переменного состава Ca, Ba, Sr, Mg, Mn, Na с заменами Ca $\rightleftharpoons$ Na <sub>2</sub> , Ba $\rightleftharpoons$ K <sub>2</sub> , NaCa <sub>2</sub> $\rightleftharpoons$ Na <sub>3</sub> Ca)
10,20	Сульфат Sr	Целестин
10,30	Сульфат Ca	Гипс Ангидрит
10,40	Окись кремния	Халцедон, сердолик, агат Опал
10,49	Гидрат Mg	Гидрат Mg (брусит)
10,50	Сульфит Na	—
10,54	Основной карбонат Mg	Магнезит Доломит
10,70	Основной карбонат Ca	Кальцит (арагонит?)
?	Хлорид Na	Поваренная соль
?	Хлорид K	Сильвин
?	Хлоридо-бораты Mg и K	Карналлит Борацит
?	Хлорид Mg	Бишофит
?	Гидроборат Mg	Пинноит
12,70	Фосфат Na	Трехзамещенный фосфат Na
12,91	Сульфид Na	Сульфид Na

в процессах последовательного вытеснения элементов из раствора определяется, по А. А. Саукову (1951), свойствами кислот, которые по убывающей силе их действия он расположил в следующий ряд:  $\text{HClO}_4 > \text{C}_6\text{H}_6\text{SO}_3\text{H} > \text{HBr} > \text{HCl} > \text{HNO}_3 > \text{H}_2\text{SO}_4 > \text{CCl}_3\text{COOH}$ .

Таким образом, пользуясь собранными нами данными об условиях начала выпадения химических элементов из слабых водных растворов, мы получаем отправную точку для исследования осадочных горных пород в отношении поисков в них концентраций минеральных веществ промышленного значения. И если мы располагаем данными распространения в осадочных породах тех или иных минералов, как это в действительности обычно и имеет место, то получаем возможность судить об обстановках отложения соответствующих осадков, об их диагенетическом преобразовании, минерализации, а иногда и метаморфизме.

В ожидании результатов специальных исследований мы попытались наметить минералогические указатели (минералы-индикаторы) геохимических фаций и отнести их предположительно (за недостатком знаний) к числу составных элементов единого геохимического ряда (табл. 26). Следует отметить, что железо в присутствии фульвокислот выпадает полностью в осадок при рН от 5,9 до 7,8, а алюминий в тех же условиях при рН от 3 до 6.

Солевая часть приведенного минерального ряда из-за недостатка данных показана, к сожалению, очень схематично. Рассмотренный перечень геохимических фаций и их минералов-индикаторов не является сколько-нибудь полным. Он отражает большое, хотя еще и не проверенное нами специально разнообразие минеральных видов в осадочных отложениях, и представляет собой лишь первую, в значительной части, гипотетическую наметку относительного размещения в природных фациальных средах пока немногих действительных и возможных минеральных соединений, которые должны присутствовать в соответствующих фациях естественного их ряда.

Рудные и нерудные минералы в осадочных породах достаточно известны. Многие минералы установлены в почвах и в зонах окисления как гипергенные образования. В связи с этим и многие предположительно намечаемые минералы в составе пород различных фаций могут быть обнаружены действительно в тех же или близких к ним модификациях соответственно характеру первичных водных растворов и последующих изменений сред диагенеза осадков.

## РЯДЫ ФАЦИЙ И РЕАКЦИИ

Мигрирующие элементы с их средой переменного состава, встречаясь с другими водными растворами с их компонентами-осадителями, формируют ряд типов осадков, намечающийся пока лишь в первом приближении, но в действительности несомненно более богатый как по числу фаций, так и по их проявлениям.

Существование ряда в наибольшей степени обязано очень широкому проявлению жизни. Органическое неживое вещество, образуя металлоорганические соединения, усложняет ряд, способствует частичному проскакиванию многих элементов через фациальные барьеры до разложения этих соединений в более щелочной части ряда, где мы могли бы отмечать последующие концентрации элементов. Поэтому явления постепенного распада мигрирующих соединений могут быть причиной рассеяния элементов. В таких же условиях рассеиваются и составные компоненты земной и космической пыли.

Биохимическая эволюция живого вещества Земли в ходе геологического времени проявлялась в непрерывном приобретении этим веществом новых качеств, усложнения его состава, отражающегося на составе осадков различных геологических эпох. Такова именно природа явлений необратимости в формировании осадочных образований, подмеченная Н. М. Страховым (1949).

Истинное литологическое выражение естественного геохимического ряда фаций в целом надлежит устанавливать в каждом отдельном случае, пользуясь при этом не трафаретными показателями предполагаемой глубины и температуры образования среды, близости берега и пр., а сообразуясь с биогеохимическими и геохимическими представлениями, основанными на свойствах элементов, сред и их осадков как единой системы природных явлений.

В этом отношении мы следуем по пути поисков основных закономерностей осадкообразования, по которому шел Л. В. Пустовалов, выделивший первые семь геохимических фаций: сероводородную, сидеритовую, шамозитовую,

глауконитовую, фосфоритовую, окислительную, ультраокислительную. Он различал их по окислительным потенциалам, возрастающим от первой фации к последней. По Л. В. Пустовалову, сероводородная фация характеризуется отсутствием свободного кислорода и содержанием органического вещества; окислительные фации — это фации окисления железа, марганца и других элементов, богатые свободным кислородом, но лишенные органического вещества. Правда, этот ряд мы стали бы рассматривать в обратном порядке, так как выпадение гидроокислов происходит в направлении перехода от кислых сред к щелочным, а не наоборот.

Значительно дальше по пути Л. В. Пустовалова пошел Г. И. Теодорович (1949), который выделил пять субкавальных (водных) фаций в вертикальном профиле осадка по окислительно-восстановительному потенциалу: восстановительную, или сероводородную, слабовосстановительную — сидеритовую и виванитовую, нейтральную — лептохлоритовую, слабоокислительную — глауконитовую и окислительную с гидроокислами железа. Кроме этих фаций, не отличающихся от названных фаций Л. В. Пустовалова, Г. И. Теодорович выделил еще шесть водных геохимических фаций по значениям рН в толще субкавальных осадков: резкощелочную, щелочную, слабощелочную, нейтральную, слабокислую, кислую.

Следует отметить попытки выявления естественных рядов фаций в литолого-минералогическом выражении. Из них, пожалуй, наиболее интересны труды Г. И. Теодоровича (1949) по выделению фаций для Приуралья в последовательности пересечения их меридиональных зон с востока на запад.

Фации \* восточной полосы Предуральского прогиба:

1. Известково-песчаная мелководная, 200—300 м.
2. Карбонатно-алеврито-глинистая, до 250 м.
3. Мергельно-глинистая, 200 м.

Фации глубоководной зоны Предуральского прогиба:

4. Карбонатно-кремнисто-глинистая глубоководной зоны прогиба, малая мощность.
5. Известково-доломитовая и мергельно-карбонатная мелководных, антиклинально приподнятых участков внутри области развития глубоководной фации, 42—50 м.

Фации платформенного склона Предуральского прогиба:

6. Переходные от рифовой к глубоководной — кладохонусовые и тонкозернистые известняки, облекающие рифовые массивы, грубообломочные отложения рифовых подножий.
  7. Рифовая в сакмаро-аргинское время, значительная мощность.
  8. Фузулиновая известковая.
  9. Фузулиново-штафелловая известняковая фация, значительная мощность.
  10. Штафелловая известняковая, значительная мощность.
- Фации платформы:
11. Фузулиновая доломитовая.
  12. Фузулиновая доломитовая с многочисленными штафеллами.
  13. Штафелловая или частью штафелловая, доломитовая и известняково-доломитовая.
  14. Доломито-известняковая местами со штафеллами и кораллами.
  15. Доломитовая, местами со штафеллами, нередко с линзами гипса.

\* Все «фации» Г. И. Теодоровича по существу литофации, осадки фаций.

16. Сульфатно-доломитовая лагунно-морская, местами со штафеллами.

17. Доломито-сульфатная преимущественно лагунная без штафелл.

Этот подход к пониманию фаций отчетливо выявляет закономерную смену одного типа комплексов фаций другим, соседним, с общей тенденцией к усилению их мористости. В этом порядке чередовались типы осадков различной глубинности (№ 4—6) и отчетливая полоса рифов внешней границы морского бассейна (№ 7). Следующие фации, типично морские (№ 8—10), переходят в лагунные ненормальной солености (№ 11—15) до доломито-сульфатных, типично лагунных. Нельзя не признать этот интересный материал заслуживающим еще более детального и более обоснованного расчленения.

Фация фосфатонакопления, не выделенная Г. И. Теодоровичем, помещается между комплексом фаций глубоководных карбонатно-кремнисто-глинистых и комплексом карбонатно-алеврито-глинистых фаций. В нашем представлении все эти фации явно морские, связанные со щелочными водами.

Для пермских соленосных отложений востока Русской платформы намечается следующий продольный ряд фаций: песчаная, глинистая, карбонатная, гипсоносная, галогенная.

В условиях засоленных бассейнов озерного типа, где соотношение компонентов в комплексе растворенных солей всегда отлично от морского, наблюдаются свои ряды фаций. Так, В. В. Щербина для третичных соленосных отложений Тянь-Шаня выявил следующий продольный ряд фаций: песчаная, глинистая, мергельная, гипсоносная, соленосно-гипсоносная и соленосно-галогенная.

В настоящее время еще пока невозможно охарактеризовать полностью в геохимическом плане известные нам природные литологические фации. Для этого нужна постановка специальных полевых и лабораторных работ.

Аналогичные, но обычно гораздо более сложные по составу ряды элементарных геохимических фаций можно различить всюду в разрезах современных и даже древних кор выветривания, в строении зон окисления земной коры. Но при этом мы пока чаще можем пользоваться лишь минерально-литологической характеристикой (Гинзбург, Рукавишникова, 1951). Минеральный состав этих зон отражает вертикальные изменения окислительно-восстановительной возможности их сред, обычно кислых вверху и щелочных внизу. При выветривании сульфидных месторождений, рассматриваемых С. С. Смирновым (1951), очаги кислых сред за счет минеральных кислот (серная кислота) образуются и на глубине, создавая ряд ступеней повышения щелочности элементарных сред, выражающийся в образовании специфических минерально-литологических зон.

Геохимические и биогеохимические процессы в поверхностной зоне земной коры в пределах материков, обусловленные сложной локально неоднородной деятельностью почвенных и грунтовых вод, представляют большой теоретический и особенно практический интерес. Деятельность этих и других факторов, в числе которых видную роль играет органическая жизнь, в каждую геологическую эпоху определяется суммарным влиянием гидросферы, атмосферы и биосферы. При этом качественное и количественное изменения живого вещества на протяжении истории Земли наряду с последовательным изменением состава атмосферы и гидросферы строго влияло на процессы развития коры выветривания, вызывая в ней местную и временную, общую и постоянную направленность. Не подлежит сомнению, что вскрытие этой направленности по материалам современных и древних кор выветривания очень важно, поскольку с этой зоной земной коры связано огромное разнообразие рудных и нерудных полезных ископаемых.

Нельзя не отметить, что отсутствие всестороннего и целеустремленного подхода к изучению кор выветривания, заложенного трудами Б. Б. Полянова, С. С. Смирнова, И. И. Гинзбурга и И. А. Рукавишниковой и других геологов, во многом лимитирует успех геологопоисковых работ на многие виды необходимых народному хозяйству полезных ископаемых. Известно немало типов, а также и конкретных месторождений полезных ископаемых коры выветривания, обусловленных деятельностью физических, химических и биологических факторов вторичной концентрации вещества. Несомненно, многие новые типы таких месторождений пока не используются народным хозяйством вследствие отсутствия систематического подхода к выявлению и изучению общих закономерностей состава и строения древних и современных кор выветривания на основе больших успехов геохимии, биогеохимии, физической химии, агрохимии и пр.\*.

Современный рыхлый покров суши является объектом исследований методами четвертичной геологии с большим изучением происхождения осадков, геоморфологической их приуроченности и с меньшим их вещественного, литолого-минерального состава. В этом направлении много сделано советскими почвоведом-геохимиками и геологами-поисковиками, изучающими месторождения выветривания, остаточные, инфильтрационные, среди которых важнейшую роль играют месторождения россыпные (элювиальные и аллювиальные россыпи золота, платины, алмазов, касситерита, вольфрамит, хромита, магнетита, корунда, андалузита, силлиманита, барита, монацита, графита, кварца, гравия и др.), обусловленные проявлением силы тяжести на материалах различной плотности, а также месторождения химического и биогеохимического происхождения.

Изучение современного пороодо- и рудообразования нельзя вести лишь на материалах осадков водных бассейнов, игнорируя огромное количество материала на поверхности суши. Литологическая наука должна охватить весь комплекс процессов и вещественный состав, свойственные покрову четвертичных образований, с использованием достижений четвертичной геологии, почвенной геохимии, региональной гидрохимии и других смежных наук с поисками закономерностей миграции и местной вторичной концентрации вещества земной коры, притом в продольном плане, т. е. по пути движения масс к общему базису эрозии (мировому океану), а затем уже и на дне крупных водоемов.

Проблема латерито-бокситообразования, формирования железных шпал за счет вещества сульфидных месторождений железа, железистых латеритов с рудными окислами никеля, хрома, кобальта и ряда других возможных элементов становится разрешимой, если для ее решения применить региональный геохимический, а для древних кор палеогеохимический подход. При этом местами окажутся возможными постановка поисков и некоторых вынесенных компонентов, неспособных по своим свойствам к дальней миграции, а также раскрытие мест и характера деятельности соответствующих факторов вторичной концентрации.

Таким образом, суммарное действие многих таких факторов, как ионизированный кислород и углекислота, окислительно-восстановительный потенциал и рН среды, определяет ход реакций выпадения многообразных соединений химических элементов в динамике последовательного изменения сред биосферы.

Органические кислоты, кислород и углекислота приводят в движение

\* Этот справедливо отмечаемый пробел в знаниях во многом восполняется работой В. П. Петрова «Основы учения о древних корах выветривания» (1967 г.). — *Прим. ред.*

многие элементы коры выветривания. Химические и биологические факторы концентрации в виде вытеснителей (в растворах), микроорганизмов и пр. ведут к выпадению этих элементов в осадок. Концентрация солевого состава вод вследствие их испарения под влиянием действия солнечной радиации (лагунные фации) довершает процесс высаживания солей из растворов в осадок, иногда нацело.

Отметим еще раз, что показатели рН сред (фаций) осаждения того или иного элемента зависят от концентрации этого элемента и его ионов в растворе, от температуры, присутствия или отсутствия в растворе других элементов, могущих стимулировать или подавлять образование осадка. Рассматривая в основном условия выпадения осадков из растворов наиболее низких из исследованных в лабораториях концентраций, мы, несомненно, в наибольшей степени приближаемся к пониманию природных геологических процессов, при которых весьма низкие концентрации растворов за весьма большие этапы времени оказываются способными создавать иногда огромные скопления твердых минеральных веществ.

Составленную шкалу геохимических фаций, естественно, можно существенно дополнить, а также и отметить места и условия некоторых характерных осадков, соответствующих минералов в литолого-минералогическом ряду фаций, а также в ряду минералов-указателей фаций.

Наряду с ответами на многие вопросы, получаемыми на основе теории концентрации химических элементов, становятся ясными многочисленные геологические факты, ранее не имевшие удовлетворительного объяснения. Так, стала ясна картина формирования осадочных медных руд, решается проблема медистых песчаников и сланцев в виде отложения гидроокисей и карбонатов меди в кислых природных водных средах при участии органических кислот растительного происхождения. Выяснились места и условия концентрации гидроокислов железа в осадочных отложениях как особые фации геохимического ряда в виде скоплений охристых масс в ассоциации с гидроокислами и силикатами алюминия. Определались места в геохимическом ряду фаций и условия выпадения в осадок радиоактивных элементов, проявляющих способность переходить в осадок в особо кислых и кислых средах, по-видимому, в теснейшей связи с угленакплением (с торфообразованием) и близкими к нему фациями. Таким образом, поиски их становятся более перспективными.

Возвращаясь к вопросу о концентрациях железа, необходимо отметить, что в пределах северной лесной полосы Советского Союза бассейны озерного типа широко развиты. Между тем лишь немногие районы озер характеризуются осадочным железонакоплением, как это имеет место, в частности, в Карелии. Отсюда ясно, что дело не только в озерном режиме и геологической деятельности железобактерий как фактора концентрации железа в осадках, но и в том, что воды, текущие в такие озера, имеют торфяной характер, кислую реакцию и что они предварительно вымывают это железо из докембрийских гранито-гнейсов и ледниковых отложений Карелии в виде железозаорганических соединений и воднорастворимой закиси железа. Подщелачивание таких вод и обстановка аэрации, благоприятная для жизнедеятельности железобактерий, ведут к выпадению в осадок гидроокиси железа при  $pH = 5,49$  и в виде гидрозакиси при  $pH = 6,60$ . Энергия жизнедеятельности железобактерий, по-видимому, способна к некоторому расширению перепада рН таких сред в сторону большей кислотности фаций, чем это свойственно фациям чисто химического осаждения железа.

В предложенной схеме нашли свое место многие химические элементы, в том числе и такие, о которых ранее в осадочных отложениях мы ничего не

знали. Это относится, в частности, ко многим редким металлам и редким землям. Напротив, создается впечатление, что такие элементы не так редки, как это представлялось ранее; перед геологической службой ставится задача поисков их промышленных концентраций в составе осадочных отложений.

При полевых исследованиях стратиграфы и литологи часто встречаются с осадочными породами то с весьма обильными скоплениями остатков тех или иных групп организмов, то совершенно несодержащими их, так называемыми немymi. В большинстве случаев этому явлению ранее не находилось достаточно удовлетворительного объяснения. Теперь мы знаем, что все живое население водных бассейнов может развиваться только при строго определенных значениях рН среды, т. е. может размещаться в одних фашиальных зонах и не может — в других. Немymi, например, являются «древний красный лежень», немые красноцветные толщи песчаников различного геологического возраста, которые по существующим представлениям формировались в водных средах кислого ряда, богатых растворенными соединениями железа, марганца, меди и пр., вредными для большинства организмов («заморные» кислые железистые воды Васюганья и низовьев р. Оби). Поэтому большое значение для палеонтологов представляет определение рН немых и фаунистически охарактеризованных пород по химически активным компонентам их минерального и органического состава.

Для многих известных природных минеральных соединений осадочных толщ в предложенном едином геохимическом ряду фаций мы пока не смогли найти места, в частности для некоторых ванадатов, хроматов, арсенатов и пр. В дальнейшем это должно стать объектом специальных лабораторных и полевых исследований одновременно с поисками цветных и редких металлов, редкоземельных и рассеянных элементов.

Изучая данные об условиях осаждения химических элементов из водных растворов, мы намечаем путь к пониманию природных геологических и геохимических процессов, всегда очень сложных, зависящих от гидрохимических, гидробиологических явлений, геотектонического режима земной коры, климата и т. п. На осадки фаций влияют относительные концентрации солей в растворах, ионный состав растворов, окислительно-восстановительный потенциал и органические вещества. Судьбы многих химических элементов в осадочных породах мы пока конкретно не знаем. Известно, например, что горные породы суши, а также почвы, дают в континентальный сток Li, Rb, Cs, Sr, Ba, Ni, Co, Cu, V, W и многие такие тяжелые элементы, как U, Mo, Ce, в той или иной мере способные к выносу и последующей миграции. Многие из этих элементов доходят до морей и океанов (иногда лишь в ничтожной концентрации), но огромные массы их оседают в пути.

Взаимовлияние элементов в растворах нередко своеобразно отражается на концентрации их в осадке. Так, например, соли никеля, кобальта и хрома могут подавлять (и, следовательно, сдвигать) реакции их вытеснения из раствора в условиях, когда возможно вытеснение водорода. Хлорид никеля в определенных условиях может подавлять выпадение в осадок кадмия, олова и свинца. По силе подавляющего действия, по влиянию на реакции вытеснения водорода можно, по данным физической химии, наметить особые ряды, как, например  $\text{CrCl}_3 > \text{NiCl}_2 > \text{CoCl}_2$ .

Лабораторные исследования над сложными многокомпонентными растворами показывают, что кроме простого «высаливания» элементов из раствора часто имеют место явления взаимовлияния растворенных веществ, выражающиеся в повышении или понижении их растворимости. В нашем понимании

соответствующих природных процессов речь идет о некоторых смещениях моментов выпадения и мест выпадения в осадок химических элементов геохимического ряда фаций.

Повышение концентрации какого-либо иона ведет к понижению его растворимости, минимальной в момент осаждения элемента. Это наблюдается при усилении испарения растворителя (воды). То же явление осаждения создается деятельностью осадителя и из низких концентраций элемента в растворе. Меняющаяся концентрация данного элемента в растворе и его осадителя иногда должна приводить к образованию новых химических соединений. Так, в лабораторных условиях избытком осадителя обуславливается образование осадков фосфатов, например  $\text{CaHPO}_4$  и  $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$  и др.  $\text{Mg}(\text{HCO}_3)_2$  при  $\text{pH} = 9,5-9,6$  действует как сильная щелочь, более сильная, чем  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$  при  $\text{pH} = 8,1-8,4$ .

Процесс природного выделения осадка из раствора есть результат сложного сочетания движущихся масс слабых водных растворов с рыхлым осадком дна, взаимовлияния их. Его характер и ход определяются взаимодействием между ионами, ионами и растворителем, ионами, взвесью и осадком под влиянием их количественных соотношений при определенных температурном режиме и факторе времени. Этот процесс имеет макро- и микроразнональность, в условиях которой он проходит последовательно соответствующие этапы ионно-энергетического обмена как у донной пленки осадка, так и в слое рыхлого осадка, и затормаживается лишь при завершении стадии диагенеза осадка, при его окаменении. Он не раскрыт еще во всех его деталях, но уже достаточно прояснен по существу.

При изучении растворимости сходных солей с помощью физической химии, приходящей на помощь учению об осадочных породах и осадочных полезных ископаемых, выявляется равенство их температурных коэффициентов или пропорциональность растворимости солей, прослеживается взаимосвязь между температурными коэффициентами, структурой различных солей, их ионизацией, валентностью и пр. Наша задача правильно приложить достижения физической химии к изучению природных процессов формирования осадков в фациях и микрофациях. Идеи советских ученых о реакциспособности атомов, закономерностях трансвлияния атомов в комплексных соединениях получают конкретные экспериментальные подтверждения. Разработка этих идей геологами и геохимиками сыграет важную роль в раскрытии закономерностей природных концентраций химических элементов современной и древних биосфер Земли.

Граница между разными средами, соседство разных сред биосферы, определяют ход и характер поведения мигрирующих химических элементов и их соединений. Как почвы на суше, так и рыхлые донные осадки в водных бассейнах, представляющие собой, по В. И. Вернадскому, самостоятельные биокосные естественно-исторические тела, характеризующиеся прежде всего их биологическими процессами, ведущими к синтезу органических веществ за счет кислорода, азота, углекислоты воды и пр. Следствием этого всегда и почти всюду являются возникновение и развитие аэробной и анаэробной зон с их часто многочисленными самостоятельного значения вертикально сменяющимися биогеохимическими подзонами, которые одновременно являются и средами более или менее интенсивных геохимических процессов. Именно эти системы зон и подзон на суше и в водах с почвенно-грунтовыми растворами и водными средами рыхлых осадков с микробиологическими и геохимическими процессами обуславливают их общую и местную поглотительную способность по отношению

к газообразным и ионноактивным компонентам атмосферы и растворов водных сред продольных фациальных систем.

Многие исследователи справедливо утверждают, что моря и океаны получают солевое питание и с суши и в результате проявлений морского вулканизма, в частности способного привносить в биосферу огромные массы хлористого натрия, хлора, углекислоты и пр. Можно предполагать, что концентрация химических элементов такого происхождения вследствие импульсивности, переменности проявлений морского вулканизма подчиняется спектру соответствующих геохимических фаций. Размещение этих фаций и их чередование должно иметь не столько горизонтальную, сколько вертикальную, временную, последовательность в виде этапов гидрохимических изменений водной массы бассейнов во времени с их общей тенденцией к «самоочищению вод» от «нетипичных» для морских вод компонентов. При этом, несомненно, имеет место ряд промежуточных фаций «барьерного» значения. След этих процессов часто обнаруживается в составе стратиграфических разрезов осадочных толщ, в которых в ассоциации с морскими осадками присутствует марганец, железо, ванадий, фтор и пр., местами в виде крупных концентраций.

Некоторые исследователи (А. П. Виноградов, К. И. Марков) полагают, что ионы  $\text{CO}_3$ , S, Cl, Br приносятся в моря главным образом из недр Земли, а ионы Ca и Mg — при участии речного стока. Между тем углекислота поступает в атмосферу и при наземном вулканизме, а сера в наибольшей степени, по-видимому, приносится в моря в составе органического вещества.

По Х. Т. С. Бриттону (1936), гидроокиси металлов «почти никогда не осаждаются в чистом виде, но только в соединении с некоторой долей неразложившейся соли в форме основной соли» (стр. 286). Поэтому, естественно, например, вместо гидроокиси меди (практически в осадочных условиях неизвестной) встретить гидрокарбонат меди азурит  $\text{Cu}(\text{OH})_2(\text{CO}_3)_2$ . Едким натрием из раствора азотнокислого тория при  $\text{pH} = 3,57$  осаждается  $\text{Th}(\text{OH})_{3,43} \times (\text{NO}_3)_{0,57}$ , из раствора хлористой соли при  $\text{pH} = 3,51$  —  $\text{Th}(\text{OH})_{3,31} \times \text{Cl}_{0,35}$ , из раствора сернокислой соли при  $\text{pH} = 3,53$  —  $\text{Th}(\text{OH})_{3,31} \times (\text{SO}_4)_{0,35}$ . Между тем едкий аммоний ( $\text{NH}_4\text{OH}$ ) из раствора  $\text{Th}(\text{NO}_3)_4$  при  $\text{pH} = 3,57$  осаждают  $\text{Th}(\text{OH})_{3,24} \cdot (\text{NO}_3)_{0,76}$ . Таким образом, все эти соли выпадают в осадок при  $\text{pH}$  от 3,51 до 3,57.

Судьба гидроокислов химических элементов, отложившихся в осадок в природных водных средах, различна в зависимости от окружающих химических элементов среды, от хода процесса диагенеза осадка и пр. В более простых случаях водные соединения осевших элементов в той или иной степени переходят в безводные: из вадов и псиломелана образуются пиролюзиты, из опалов — кварц и халцедон, из гидрогематитов и гидрогётитов — гематиты и т. д. По данным Х. Т. С. Бриттона, в условиях сероводородных щелочных сред при  $\text{pH}$  от 8 до 10 из раствора осаждаются CoS, NiS, ZnS, MnS, FeS.

Трудами советских химиков-аналитиков выявлено много нового в поведении и взаимоотношениях химических элементов при различных реакциях. Из числа наиболее интересных для нас вопросов можно отметить, например, данные о соосаждении элементов, в частности при участии сульфидов металлов группы сероводорода, т. е. весьма распространенной природной фации. Из табл. 27 видно, что величины соосаждения цинка, кобальта и железа с некоторыми сульфидами оказываются довольно большими, что способствует образованию местных концентраций комплексных руд.

В этом обзоре условий выпадения в осадок различных элементов мы не затронули поведения в растворах металлоорганических соединений. Последние

Соосаждение эквимолекулярных количеств цинка, кобальта и железа с сульфидами металлов группы сероводорода (по Н. А. Рудневу), %

Сульфиды	Zn	Co	Fe	Сульфиды	Zn	Co	Fe
HgS	42,2	5,5	0,3	SnS <sub>2</sub>	3,0	8,1	8,9
CuS	11,2	0,5	2,4	SnS	1,9	1,5	2,0
CdS	9,5	3,4	3,2	PbS	0,5	1,1	1,6
Bi <sub>2</sub> S <sub>3</sub>	3,7	2,5	0,5	Ag <sub>2</sub> S	0,3	0,3	0,3

имеет особый режим выпадения в осадок, что подлежит специальному изучению в растворах слабых концентраций с условиями опытов, близкими к природным. Например, известно, что торий под действием виннокислого натрия, начинает выпадать при  $pH = 2,15$ . По А. Г. Бетехтину (1950), при прибавлении  $27,5 \text{ см}^3$   $0,112M$  винной кислоты к  $100 \text{ см}^3$   $0,01M$  раствора виннокислого тория при  $pH = 1,75$  выпадает осадок  $(\text{ThO}_2)_{0,69} \cdot (\text{T})_{11,91} \cdot \text{H}_2\text{O}$  или  $\text{ThT}_{0,69} \cdot (\text{OH})_{2,62}$ , где Т — частица кислоты. Отсюда видно, что поведение металлоорганических соединений в природных средах по сравнению с минеральными совсем иное. Эта область природных явлений заслуживает также специального внимания исследователей.

Что же касается амфотерных элементов, то в указанных условиях  $pH$  они иногда образуют осадки гидроокислов и коллоидных веществ весьма дисперсного состава, коагулирующих при повышенных значениях  $pH$ . Как уже указывалось, гидроокись алюминия при воздействии  $\text{NaOH}$  или  $\text{Ca}(\text{OH})_2$  на раствор алюминиевых квасцов нормально садится при  $pH = 4,14$ . Между тем при воздействии  $\text{Ba}(\text{OH})_2$  при  $pH = 4,76$  наблюдается опалесценция, а коагуляция  $\text{Al}(\text{OH})_3$  наступает уже при  $pH = 6,5$ . При вытеснителе в виде  $\text{Sr}(\text{OH})_2$  гидрат алюминия при  $pH = 4,69$  дает опалесценцию и при  $pH = 6,5$  — коагуляцию.

Трудами русских химиков И. В. Тананаева, Л. И. Рябчикова и др. установлены соединения лантана, церия, празеодима, неодима и самария с лимонной кислотой. Состав их следующий:  $\text{Me}^+ [\text{Me}^{3+} (\text{C}_6\text{H}_5\text{O}_7)_2]$ , где  $\text{Me}^+ = \text{K}, \text{Na}, \text{NH}_4$ ;  $\text{Me}^{3+}$  — редкоземельные элементы. Химики пользуются этими соединениями для разделения металлов. В то же время изучение способов образования металлоорганических соединений упомянутых элементов позволяет проследить их на путях природной миграции с выявлением возможных концентраций под влиянием определенных осадителей.

По данным А. К. Бабко (1952), избыток осадителя иногда ведет к растворению осадка и подавлению осаждения ряда соединений. Так, едкая щелочь осаждает  $\text{Al}(\text{OH})_3$ , но ее избыток растворяет этот осадок с образованием алюмината, который может выпасть из раствора уже в иных условиях.

При изучении природных явлений осаждения химических элементов приходится сталкиваться с большим числом вопросов, требующих разрешения. Между тем большое многообразие сложных комплексных соединений в составе минералов биосферы (вадозовых, гипергенных), часть которых мы уже отметили в качестве минералов-индикаторов фаций, говорит о чрезвычайном, многостороннем характере и значении процессов осаждения для теории и практики. Поэтому составленный нами предварительный ряд геохимических фаций по

началам выпадения элементов практически, вероятно, потребует изменений и уточнений. Лишь серьезные специальные полевые и аналитические исследования химического состава осадочных пород могут внести в эти вопросы нужную нам ясность.

Комплекс мигрирующих в пределах суши компонентов постоянно изменяется под влиянием множества факторов. На основании собранных нами данных следует полагать, что составы мигрирующих терригенных элементов и их осадителей отражаются на составе рядов геохимических фаций: в увеличении роли одних, уменьшении или полном не проявлении роли других фаций, в осаждении элементов в каких-то иных условиях. Лабораторные работы по физико-химическому анализу многокомпонентных систем дают примерное представление об их поведении, в той или иной степени свойственном и природным процессам формирования химических и биогеохимических осадков. Работами И. В. Тананаева, И. Б. Мирецкой и А. Д. Виноградовой (1952) выделены следующие типы систем:

1. С двухсторонним высаливанием, т. е. уменьшением растворимости осадка при взаимодействии катиона с анионом. Комплексные соединения отсутствуют.

2. Частичное двухстороннее высаливание осадка с последующим комплексобразованием (увеличением растворимости) со стороны как катиона, так и аниона.

3. Сильно выраженное комплексобразование как со стороны катиона, так и аниона.

4. Высаливание и отсутствие комплексобразования со стороны общего катиона и частичное высаливание с последующим комплексобразованием со стороны общего аниона.

5. Высаливание со стороны катиона и сильно выраженное комплексобразование со стороны аниона.

6. Частичное высаливание с последующим комплексобразованием со стороны катиона и сильное комплексобразование со стороны аниона.

7. Сильно выраженное комплексобразование со стороны катиона и высаливание со стороны аниона.

8. Сильно выраженное комплексобразование со стороны катиона и частичное высаливание с последующим комплексобразованием со стороны аниона.

Все эти типы, изученные и изучаемые в замкнутой обстановке лабораторного опыта, несомненно имеют широкое проявление в природных процессах с наложением влияния на состав осадков фаций естественного геохимического ряда. Данные о широком проявлении комплексобразования мы получаем в большем количестве при рассмотрении химического состава гипергенных минералов. Они лучше изучены в зонах окисления сульфидных месторождений, в почвах и мало изучены в осадочных породах. Приуроченность сложных минералов к элементарным фациям геохимического ряда во многих случаях может быть предугадана. Она определяется поведением наиболее активных компонентов комплексных соединений. Например, подолит —  $3\text{Ca}(\text{PO}_4)_2 \cdot \text{CaCO}_3$  (?), встречающийся в пустотах фосфоритов, указывает на более высокую щелочность, чем это нужно для выпадения фосфата, кальция (?). Частица  $\text{CaCO}_3$  свидетельствует о  $\text{pH} \approx 10,7$ . Калий, подвижный элемент в кислых и щелочных средах, садится с алюминием в виде алуниита  $\text{K}_2\text{O} \cdot 3\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SO}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ , т. е. в условиях отложения каолина, галлуазита и гидраргиллита.

Особенно широкий размах имеет комплексобразование в осадках собственно гидрохимических фаций, засоленных лагун и озер, где разнообразие

таких минеральных видов, часто при крупных сообществах элементов, бывает весьма большим (оз. Индер, залив Кара-Богаз-Гол).

Выполненная нами работа не есть подведение итогов в затронутой нами области исследований. Напротив, она только приоткрывает дверь к познанию многообразных явлений природы в виде геохимии осадочных отложений, намекает возможность разрешения множества вопросов практического значения, требующую приложения к этому делу серьезных усилий со стороны геологической службы.

Многие площади распространения осадочных отложений с уже выявленными угленосными, нефтеносными, соленосными, бокситоносными и прочими отложениями, а также древние и современные коры выветривания, считавшиеся достаточно изученными, в настоящее время снова привлекают к себе наше внимание в связи с возможностями обнаружения многих других осадочных полезных ископаемых в тех же толщах. Тем более важно в научном и особенно в практическом отношении срочно перестроить подход к изучению осадочных отложений вообще, где бы они ни были развиты, где бы с ними ни встречался исследователь. Достаточно освоенные горнодобывающей промышленностью площади требуют доисследования осадочных отложений в наибольшей степени, так как там легче реализовать его результаты. Но и вновь изучаемые площади распространения осадочных толщ требуют срочного приложения к ним современных совершенных методов полевых и лабораторных работ для предельно полного выявления концентраций интересующих нас пород и минералов.

К установлению особенностей древних фаций можно подходить непосредственным измерением рН сохранившихся в породах активных компонентов; необходимо изучать минеральный состав осадочных пород, что поможет уточнить предлагаемый нами их примерный список и дополнить его новыми данными о минералах-указателях.

Знание рН фаций и минералов-индикаторов позволяет увереннее приступать к составлению палеогеохимических карт и выявлению распространения во времени и пространстве интересных для нас фаций в каждом изучаемом районе развития нормально осадочных толщ, для каждой толщи и ее подразделений. Рассматривая с химической позиции процесс природного осаждения химических и биологических осадков из водных сред, нужно учитывать коренное отличие его от процесса искусственного осаждения химических элементов в лабораториях или в заводских условиях.

Искусственно осуществляемые реакции, проходящие в замкнутой среде и с ограниченным учтенным количеством реагентов, характеризуются обязательным последующим сдвигом физико-химических показателей сред, так как ионный состав раствора по мере выпадания осадка последовательно меняется. Поэтому прослеживание условий полного осаждения какого-либо элемента в виде его гидрооксида, карбоната и пр. мыслимо и осуществимо только путем последовательных добавок осадителя-вытеснителя в тот же раствор, чтобы процесс походил на природный. При отсутствии добавок осадителя реакция среды обычно меняется в сторону повышения ее кислотности (снижения рН).

Природные процессы имеют ряд специфических черт. Прежде всего для природных растворов характерны предельно низкие концентрации при низкой (преимущественно) растворимости мигрирующего вещества земной коры, за исключением морских солей, солей щелочноземельных и щелочных металлов и им сопутствующих соединений. Во-вторых, среда осаждения динамична. Она имеет направленно-подвижной характер, проходящие через зону новые массы воды, непрерывно и более или менее быстро перемещаясь в одном направлении,

подщелачиваются встречным потоком подмешивающихся более щелочных вод с вовлечением новых масс осадителей в реакцию, в частности осаждения гидроокислов, карбонатов, боратов, фосфатов и пр. В пределах всей непрерывной цепи перепадов рН естественного ряда фаций имеют место закономерная связь осадка и среды, а также соответствующее равновесное состояние обратимого характера: понижение рН ведет к растворению только что отложившегося осадка.

Непрерывный ввод в реакцию все новых и новых масс растворенных минеральных и минерально-органических компонентов «твердого остатка» не сопровождается и не должен сопровождаться местным снижением рН и потому должна существовать относительная устойчивость любой данной фации. Выпадение химического осадка или биогеохимическая концентрация какого-либо химического элемента организмом есть процесс формирования однородного состава отложений с образованием при достаточной длительности процесса скопления рудных масс практического значения, например таких, как бурые железняки, вады, магнезиты и пр.

Скорость химических реакций определяется изменением концентрации раствора в единицу времени. Она зависит от температуры, присутствия катализатора, от свойств среды и осадка. В замкнутой системе (завод, лаборатория) темп превращений меняется с изменением концентраций действующих масс веществ. В природных условиях меняют места реагирующие массы веществ, но фация определенной физико-химической характеристики, например какая-либо элементарная зона области смешивания кислых и щелочных вод, остается на месте. Практически результат таких процессов мы наблюдаем постоянно в виде однородных по составу масс осадка (горной породы) при большом разнообразии их типов в естественном ряду фаций.

Еще одной существенной особенностью природных реакций водных сред является значительное временное ограничение их обратимости, поскольку отреагировавшие массы водной среды, претерпевшие снижение концентрации одного элемента (осадок) и повышение содержания другого (вытеснителя), меняют свое пространственное положение.

Исходя из сказанного, нужно полагать, что известные уравнения реакций, учитывающие изменения концентрации (конечной от начальной), к природному процессу осаждения химического элемента в конкретных подвижных фациальных зонах прямо неприменимы. Теоретически мыслимы другие формулы, учитывающие динамику перемещения водных масс, внутреннее (турбулентное) их перемешивание, температуру, толщину водной массы и, главное, время длительного существования фаций. Пока к составлению таких уравнений мы лишь подходим, но составлять их еще не умеем.

Внедрение математики в понимание хода и характера геологических процессов безусловно одна из важнейших очередных задач большого научного и практического значения. Это в свое время сделает геологию в такой же степени точной наукой, какая определяет в настоящее время успешное развитие физической химии, химической физики и геофизики.

В соответствии с сказанным в основном вследствие низких природных концентраций для нас наибольшее характеризующее значение получают начальные показатели рН условий выпадения осадков, что значительно упрощает картину природных явлений, облегчает экспериментирование в этой области и главное нашу работу над природными объектами — водными средами и активными компонентами рыхлых и диагенетизированных древних осадочных образований. По-видимому, в этом основная особенность химии низких концентраций, природных гидрохимических процессов.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Разработку данной темы на страницах предлагаемой книги мы считаем произведенной вчерне, в качестве первой редакции монографии на тему «Закономерности концентрации полезных ископаемых осадочных толщ», вполне сознавая ее некоторую нестройность и многие другие недостатки, нуждающиеся в исправлении на основе более широких литературных фондов, чем те, которые были в нашем распоряжении при написании данной работы.

Тем не менее многие важные вопросы нам удалось осветить и продвинуть в направлении познания причинности и следствия природных процессов формирования осадочных минерально-органических накоплений в конкретной меняющейся обстановке земной поверхности геологического прошлого, отчасти с использованием принципа актуализма, путем осторожного использования данных об аналогичных современных геологических процессах. В связи с этим наметилась необходимость коренного изменения типа исследовательских работ.

Кроме региональной геологической съемки даже детальных масштабов на каждой изучаемой площади представляется необходимым производить детальный палеогеохимический анализ литологических материалов, единственно раскрывающий сущность процессов формирования осадков в данном районе в геологическом прошлом. Осуществление работ в этом направлении при правильной постановке исследований, правильной расстановке научных сил и глубоком изучении природного материала поможет раскрыть картину геологической жизни древних водных бассейнов, с помощью специальных палеогеохимических карт позволит представить многие стороны геологической жизни древней суши, определить участки концентрации химических элементов, полезных ископаемых для каждого слоя осадочных пород, выяснит их распространение во времени и пространстве.

Поэтому к данной работе добавляется краткое описание предлагаемого нами нового палеогеохимического метода исследований как пути к осуществлению указанной задачи в целях правильной организации поисков и выявления всех полезных ископаемых в каждой изучаемой в поле толще осадочных пород.

Основу предлагаемого метода составляет разностороннее комплексное изучение разрезов осадочных толщ с рассмотрением свойств пород, характера и размещения фаций, а также элементов естественного ряда геохимическо-литологических фаций с поисками и изучением полезных ископаемых осадочного происхождения в соответствии с тектоническими движениями земной коры.

В процессе развития многих видов геохимических фаций происходит подмешивание к раствору того или иного количества относительно устойчивого минерального осадка терригенного происхождения, который при этом в какой-то степени разубоживает природные концентрации химических элементов. Если мы ищем месторождения осадочных полезных ископаемых рудного характера, то эта подмесь обломочного материала имеет практическое отрицательное значение. Но если нас интересуют горные породы как строительные материалы или как сырье для них, то концентрации рыхлого или диагенезированного терригенного материала часто представляют собой большого практического значения полезные нерудные ископаемые: глины и пески, песчаники и мергели и т. п. Смешивание собственных осадков фаций с принесенным терригенным материалом наблюдается часто; досадные примеси песчаного или песчано-глинистого характера в пластовых буро-железнякавых и лимонитовых рудах, в бокситах, фосфоритах, осадочных медных рудах и др., когда эти при-

меси более или менее значительно снижают процентное содержание рудных компонентов породы.

Миграция обломочного материала и его последовательное постепенное отложение в соответствии с перепадами скоростей движения водных масс представляет важнейший из факторов рассеяния многих химических элементов. Изучение этого фактора в биосфере геологического прошлого и в современной дало огромный фактический материал для разработки учения об осадочных горных породах, осадочной химической дифференциации. Успешное развитие этого учения силами советских специалистов позволяет опустить здесь изложение данных о терригенных породах, их гранулометрическом ряде и т. д. Следует только отметить, что минерально-гранулометрический ряд осадочных терригенных пород вследствие часто встречающейся относительной устойчивости минеральных компонентов не увязывается с рядом геохимических фаций непосредственно.

Частичная растворимость многих прочных и химически устойчивых минеральных терригенных образований является также фактором рассеяния химических элементов в биосфере, поскольку она способствует «проскакиванию» некоторых элементов через зоны их естественной химической и биологической концентрации.

Водные бассейны Земли с их вечным и непрерывным влагооборотом с атмосферой и водоносной зоной земной коры в любой этап истории ее геологического развития представляют собой среды многообразных химических и биохимических процессов. Основная особенность таких сред — постоянное движение вод, чаще направленное с суши и низкая концентрация растворенных в них минеральных и органических веществ. Таким образом, совокупность всех процессов, связанных с преобразованием этих веществ, есть явления, которые можно назвать химией низких концентраций и преимущественно низких растворимостей. Между тем массы растворителя, воды, огромны. Соответственно велики и мигрирующие массы химических элементов, вымываемых кислыми континентальными водами из пород приподнятых участков земной коры и сносимых в эпиконтинентальные моря, в сторону мирового океана. В геологической истории Земли в течение длительных этапов относительно спокойного состояния земной коры при благоприятных условиях (наличие химических элементов из числа упомянутых в областях размыва коренных пород, денудация, кислотность вод, условия их стока и пр.) в типовых фациях накапливались огромные массы таких элементов, то концентрированно, то рассеянно. Так формировались и все месторождения полезных ископаемых осадочных толщ. Таким образом, ничтожно слабые растворы химических элементов за длительные промежутки времени создавали часто крупные концентрации минеральных и органических веществ, в том числе и огромного экономического значения, таких как нефть и уголь, железо и марганец, бокситы и магнезиты и т. п.

Применение историко-геологического подхода для изучения процессов накопления осадков и осадочных полезных ископаемых пока не может иметь решающего значения для превращения сравнительно-литологического метода в действенное оружие при поисках осадочных полезных ископаемых. Для достижения этой цели мы должны располагать точной и предельно детализированной схемой геотектонического и литолого-стратиграфического развития каждой интересующей нас части литосферы, однако выявление истории тектонических движений производится еще не всегда на основе точно и детально разработанной стратиграфии. Поэтому для того, чтобы действительно применять историко-геологический подход к вскрытию общего процесса формирования осадочных пород,

прежде всего необходим детальный палеонтолого-стратиграфический анализ материалов исследуемых районов, поскольку он, одновременно с данными о фациях и о конкретном породообразовании, может дать необходимый материал для выяснения истории геологического развития вообще и осадкообразования с полезными ископаемыми, в частности.

Материалом литологических исследований в целях поисков содержащихся в осадочных толщах тех или иных полезных ископаемых должны служить породы определенного стратиграфического уровня, т. е. одновременного происхождения, выявляемые способом сопоставления разрезов по палеонтологическим и геологическим данным. На одном стратиграфическом уровне могут оказаться как типичные морские образования, так и континентально-морские, затем собственно континентальные до коры выветривания, древней зоны окисления, включительно, т. е. всего продольного ряда геохимических фаций для соответствующей временной системы суша — море.

Последовательное изучение полевого материала по стратиграфическим уровням с послойно-погоризонтной характеристикой состава осадочных толщ может выявить ряды геохимических фаций, направление их изменчивости в пространстве и времени под воздействием определенных факторов. Наряду с выявлением элементарных геохимических фаций по их диагенетизированным осадкам должен быть выявлен конкретный документальный материал и по тектоническому развитию данного участка литосферы.

Любая горная порода содержит признаки своего происхождения и указывает на особенности породившей ее среды. Осадочные породы, наблюдаемые нами в естественных разрезах на выходах на дневную поверхность, отражают в своем составе и сложении, структуре и текстуре всю историю их образования от первичного рыхлого ила и диагенетизированного осадка до скальной твердой породы, вошедшей в состав земной коры. Здесь она могла подвергнуться геохимическому воздействию подземных вод с выносом или привносом каких-либо компонентов, выйти затем на дневную поверхность и испытать те или иные проявления окислительных процессов. Геологическая практика позволяет определить масштаб и характер вторичных изменений осадочной породы и присутствие многих видов и разновидностей минеральных веществ, сохраняющих первичные, в частности, геохимические свойства.

Не претерпевшие регионального и контактового метаморфизма типовые минеральные виды осадочных пород — окислы и гидроокислы железа и марганца, гидроокислы алюминия, фосфаты кальция, железа и пр., минеральные формы кремнезема (опал, халцедон), осадочного происхождения глинистые минералы (монтмориллонит и др.) и многие другие образования сохраняют свойства породивших их фаций.

Важные результаты работ В. А. Гроссгейма и И. С. Мустафиева (1950) по изучению рН настоев, приготовленных на порошках коренных осадочных пород, к сожалению, не привлекли к себе до сих пор внимания литологических коллективов. Они оказались удачными именно благодаря сохранению многими осадочными породами свойств фаций их образования, благодаря «буферным» свойствам самих пород. Эти буферные свойства в виде комплекса определенных минералов и их запасов в породе позволяют последней выдерживать до известных пределов геохимическое влияние подземных вод, пока порода пребывала в глубинах литосферы. Эти свойства во многом сохраняются, конечно, и при выходе породы на дневную поверхность в условиях геологического обеднения. Процессы зоны окисления настолько ясны, что их проявление всегда можно учесть. Чаще всего они преобразуют коренные породы лишь частично. Поэтому

исследователь всегда может отобрать в поле достаточно хороший для специального исследования материал.

Опыт применения настоев из осадочных пород В. А. Гроссгейма и И. С. Мустафиева нельзя признать исчерпавшим все возможности познания свойств первичных фаций. Перед исследователями открывается широкое поле деятельности по изучению сред формирования многих других групп осадочных пород различного геологического, в том числе и современного, возраста (кроме пока затронутого этими исследованиями апта Дагестана) с изучением геохимии среды, осадка и хода процесса диагенеза. Поскольку опыты названных исследователей свидетельствуют о возможности искусственного восстановления свойств ископаемых сред фаций, необходимо продолжать разработку этого метода, вносить в последний те или иные технические приемы, для того чтобы надежно воссоздавать свойства исчезнувших в геологическом прошлом сред.

В свете сказанного изучение процессов современного породообразования с выявлением условий и признаков местных концентраций минерально-органического вещества экономического значения не может замыкаться в рамках современных береговых зон внутренних и эпиконтинентальных водоемов. Оно обязательно должно охватывать и соответствующие просторы суши, где в геохимических фациях почв, грунтов, зоны окисления — коры выветривания в широком смысле происходят многообразные процессы, частично до сих пор улавливаемые лишь почвоведом и геологами-четвертичниками, естественно не учитывавшими специальных интересов литологической науки, но многое для нее уже сделавшими. Четвертичная геология от этого тоже несомненно выигрывает, особенно если уделить должное внимание динамике движения рыхлых масс в пределах суши с изучением изменений их вещественного состава. Тогда интересы этой науки и литологии осадочных пород сомкнутся, что будет способствовать их совместному развитию и поднятию их практического значения.

Современные литологические процессы всем своим многообразием сопряженных фаций могут как-то отражать древние аналогичные процессы с теми поправками, которые необходимы в связи с эволюцией сред биосферы в ходе геологического времени. Но ход и характер этой эволюции и ее влияние на процессы породообразования по существу еще нужно раскрывать, притом не путем изучения современных осадков внутренних и внешних водоемов, а на конкретном материале древних, различного геологического возраста, осадочных пород. Для этого нужен особый подход к этим породам, и таким подходом, по нашему мнению, является рекомендуемый в данной работе. Для этого совершенно необходима постановка специальных экспериментальных исследований с целью определения рациональной степени измельчения испытуемого материала, длительности и способа получения настоя на порошке породы, роли воздушной среды при опытах. Опыты такого порядка необходимо вести, манипулируя газовой средой с воссозданием анаэробной и аэробной обстановок, что позволило бы в наибольшей степени приблизиться к пониманию первичных условий формирования древнего осадка.

При успешной доработке метода В. А. Гроссгейма и И. С. Мустафиева нам представляется возможность изучения геохимической эволюции сред биосферы геологического прошлого. Умелое использование минерального вещества осадочных неметаморфизованных пород и остатков организмов в качестве указателей на особенности древних сред (их индикаторов) поможет выявить фактическую основу явлений и, таким образом, от гипотетических, часто спекулятивных толкований перейти к построению научной теории.

В результате проведенной нами работы выявилась возможность и настоятельная необходимость доводить изучение осадочных отложений любого исследуемого геотектонического района до такого уровня, когда создается реальная возможность построения для него атласа палеофациальных, палеогеохимических карт разных стратиграфических уровней. Карты должны отражать временные пространственные размещения более или менее отчетливо обособляющихся фаций древних водных бассейнов с возможным уточнением границ этих фаций, мощностей соответствующих слоев, с физико-химической, литологической и палеонтологической характеристикой условий их формирования и т. п.

В общем случае практически наиболее интересна периферическая часть древних бассейнов эпох угле- и нефтеобразования, в особенности же области смешивания древних кислых континентальных вод с морскими, к которым пространственно должно приурочиваться выпадение в осадок многих практически важных химических элементов в результате явлений сорбции и замещения с последующим диагенетическим преобразованием осадков в обогащенные минералами и рудами металлов слои пород. Таким образом, можно говорить о единстве угле-нефте-металлонакопления в осадочных отложениях для определенных эпох и областей геологического прошлого Земли.

Отсюда выявляется необходимость постановки специальных комплексных исследований экспедициями нового типа, задачей которых будет сбор конкретных данных по истории геологического — геотектонического развития изучаемой площади с выяснением динамики движения и размещения фаций и их осадков во времени и пространстве, с выявлением конкретных площадей концентрации химических элементов.

Советская геологоразведочная служба упорно стремится к повышению эффективности ее работ. В борьбе за сырьевую базу горнорудной промышленности она ежегодно охватывает все новые и новые площади, открывает новые месторождения в старых и новых районах. Однако крупные объемы буровых и горных работ часто не сопровождаются полноценным геологическим анализом накапливаемого огромного фактического материала; этот ценнейший материал не обрабатывается или обрабатывается лишь частично, в результате эффективность работ оказывается небольшой. Для повышения эффективности геологоразведочных работ, их ускорения и удешевления наряду с геологической съемкой ведутся различного характера геофизические исследования.

При геологической съемке, как известно, получают ограниченное количество данных и часто весьма субъективную оценку результатов исследований особенно закрытых районов, которые составляют большую часть нашей страны. Геофизические исследования безусловно способны выявить многие особенности геологического строения недр как в складчатых, так и в платформенных областях. В то же время ценность геофизического метода проявляется лишь при правильной и полной расшифровке результатов его применения, при правильном понимании аномалий, поэтому приходится предъявлять высокие требования к квалификации геофизиков. Геолог же, получающий материалы методом геологической съемки, многое в размещении горных пород в закрытых районах принимает предположительно, без глубокого изучения вещества пород химическими методами и потому иногда не может помочь геофизику в интерпретации результатов его исследований. Вследствие этого очень многие выявленные аномалии остаются иногда недопонятыми, а иногда незаслуженно отнесенными к категории практически неинтересных. Камень преткновения — неясность природы геофизических аномалий — может быть устранен лишь с помощью

систематического геохимического подхода к характеристике вещества как изверженных пород, так и особенно осадочных с осадочными полезными ископаемыми. Ключ к пониманию геофизических аномалий — в правильном определении химического и минерального состава пород, имеющих в каждом отдельном случае свои особые физические свойства, а также условий естественного залегания их в земных недрах.

Богатые по процентному содержанию металла из числа малоценных и бедные по содержанию ценных элементов осадочные породы, а также безрудные дают разные по сложности геофизические аномалии. Необходимо уметь читать аномалии на местности и обозначать их на картах. Установка на поиски пластовых концентраций химических элементов в осадочных породах требует особой тонкости наблюдений и геолога-стратиграфа, и геохимика, и геофизика, особой тщательности и точности расшифровки полевых данных при обязательно одновременной комплексной работе этих исследователей.

В осадочных породах мы находим, а еще больше предполагаем найти различного типа минеральные концентрации, часть которых является или может явиться месторождениями промышленного значения, выраженными более или менее мощными горизонтами, пластами и пропластками, перемежающимися с практически неинтересными породами. Все изменения минерального состава пород, их структур и сложения отражаются на их физических свойствах, определяют эти свойства, знать которые нам совершенно необходимо.

Возможность переработки и использования бедных руд в результате применения все более совершенных методов их обогащения, позволяет нам пересчитывать запасы сырья в сторону их значительного увеличения. Горнорудная промышленность использует, например, руды с содержанием меди меньше 1,0—0,5%. Высокая ценность редких и рассеянных элементов позволяет с выгодой использовать и гораздо меньшие содержания, особенно в многокомпонентных сложных рудах. Поэтому в поисках и изучении многообразных концентраций металлов в осадочных толщах, геохимически пока относительно слабо изученных, перед геологоразведочной службой раскрывается широкая перспектива. Правильный подход к решению этой задачи мыслится в основном в широком использовании геолого-геохимического анализа полевого систематически собранного каменного материала, учета геохимической характеристики фаций, пространственных представлений о миграции элементов и их осаждении под воздействием физических, химических и биологических факторов концентрации.

Новое представление об осадочной породе как о продукте сложного физико-химического процесса в пределах развития соответствующей фации и за время ее относительно устойчивого размещения требует от нас полного отрешения от взглядов на «беспредельность» распространения слоев и горизонтов. До сих пор последние обычно уточнялись в любом изученном районе лишь в составе стратиграфической его колонки, но не прослеживались по простиранию.

Слой горной породы, пласт осадочного полезного ископаемого — есть трехмерное природное тело, знание границ которого для нас обязательно. Тянущийся на сотни и тысячи метров слой или горизонт осадочных пород может полностью сохранять свои свойства, но он не выходит за пределы породившей его фации. За ее пределами он приобретет иные свойства, иной химико-минеральный состав. Раскрытие таких фактов — прямая обязанность геолога.

С помощью применения современных приемов научно-исследовательских работ каждая из изучаемых толщ осадочных пород должна быть прослежена в пределах всего изучаемого района или геотектонической области с правильным

пониманием характеристики всего разнообразия фаций, формирования пород, их пространственного размещения. При таком выполнении задачи будут полностью определены и площади и мощности накоплений месторождений осадочных полезных ископаемых — конечная цель геологоразведочных работ.

Главнейший из теоретических выводов, полученных нами в процессе разработки данной темы, сводится к установлению конкретной связи между многими природными явлениями, конечное выражение которых должно представлять собой естественный геохимический ряд элементарных фаций. Главнейшая роль в развитии этого ряда принадлежит живому веществу биосферы, создателю запасов химически активного органического вещества (гумусовых и фульвиновых кислот и пр.) водных сред. Устанавливается последовательная цепь благоприятствующих накоплению полезных ископаемых природных явлений:

- 1)  $\text{CO}_2$  вулканического происхождения;
- 2) устойчиво влажный климат, благоприятный рельеф, размыв преимущественно изверженных пород;
- 3) массовое развитие растительного вещества, накопление органического вещества (органических кислот);
- 4) воздействие кислых вод на земную кору в виде вымывания химических элементов;
- 5) перенос элементов в кислых, средних и щелочных средах;
- 6) последовательное отложение элементов в серии фаций в связи с подщелачиванием их сред в виде фаций естественного продольного геохимического их ряда.

В связи с этим выявились признаки областей и эпох преимущественного концентрированного металлонакопления и областей и эпох противоположного характера, основным признаком которых является массовое накопление на суше монотонных толщ с переходами континентальных осадков в морские. Таким образом, в осадочных отложениях определилась генетическая и пространственная связь между углеобразованием, нефтеобразованием и металлонакоплением. Выявились эпохи и области, неблагоприятные для одновременного развития этих трех категорий природных явлений.

Основные черты тех и других эпох и областей условно сопоставляются в табл. 28; в ней, к сожалению, не удалось отобразить общий необратимый поступательный характер эволюции фаций во времени.

Если обратить внимание на мощные водорослевые толщи протерозоя, кембрия и силура на обширных пространствах платформ, свидетельствующие о периодически резко возраставших масштабах и интенсивности развития водорослевых фаций, на геологические интервалы времени массового развития зеленых автотрофных организмов моря, накапливавших в древних биосферах огромные количества органического вещества, то становится понятным образование древних концентраций битумов (шунгиты Карелии), кембрийской нефти Сибирской платформы. При этом естественно предполагать, что водорослевые фации захватывали и значительные пространства древнейшей суши, где сообщества водорослей с бактериями и лишайниками производили все возрастающую геологическую работу по формированию первичных почв, окислению коренных пород, обуславливая тем самым разложение последних, высвобождение и миграцию химических элементов. При этом в докембрии, например, железо выносилось даже в открытое море (Кривой Рог, Кирунавара), в кембрии — в ближнее мелкоморье (Нижняя Ангара), позднее лишь в области дельт (Аятское месторождение), а ближе к современности железорудные месторождения сместились в пределы суши. Вот такое смещение фаций в ходе геологи-

Основные черты областей и эпох угле-нефте-металлонакопления и областей и эпох формирования континентальных толщ в геологическом прошлом

Показатели	Эпохи и области	
	угле-нефте-металлонакопления в осадочных толщах	формирования континентальных толщ
Состояние недр	Отток масс (погружение земной коры)	Приток масс (поднятие земной коры)
Состояние (состав) атмосферы	Обогащение углекислотой, ювенильной и обращенной	—
Климат	Устойчиво влажный	Континентальный относительно сухой
Жизнедеятельность организмов	Обильное развитие растительных, бактериальных и животных ценозов	Относительно слабое развитие растительных и других форм жизни
Накопление осадков в бассейнах	Угленакопление, нефтеобразование. Отложение пестроцветных толщ, а также красноватых песчаников, известняков	Мощное накопление разнородных терригенных монотонных осадков (зеленых и серых тонов). Соли
Реакция вод материкового стока	Кислая, $pH < 7$	Щелочная, $pH > 7$
Роль глубоких подземных вод в континентальном стоке	Малая	Большая, выщелачивание древних осадочных толщ
Процессы в почво-грунтах и в зоне окисления	Преобладает вымывание химических элементов	Преобладает концентрированное накопление осадков кислой и промежуточной частей геохимического ряда фаций
Характер отложения химических элементов в областях формирования осадочных толщ	Последовательная концентрация элементов в фациях естественного геохимического ряда с образованием в составе осадочных толщ месторождений полезных ископаемых*	Рассеяние элементов кислой и промежуточной частей геохимического ряда фаций, концентрация элементов щелочной части ряда

\* В докембрии и в эпохи раннего палеозоя основную роль в данном процессе играли большие запасы в биосфере  $CO_2$ , известковые и иные водоросли и органическое вещество бактериального и химического происхождения. В более поздние эпохи ведущая роль принадлежала режиму ювенильной  $CO_2$  и обращенной.

ческого времени под влиянием общей и местной эволюции сред было бы весьма интересно показать на специальной диаграмме.

Угленосные и нефтеносные, континентальные и лагунные толщи, некоторые пестроцветные отложения различного геологического возраста теперь мы считаем вмещающими многие новые месторождения осадочных полезных ископаемых. С угленакоплением, как известно, часто связаны битумопроявления, местами с промышленными концентрациями нефти и газов. Поскольку к этому же комплексу фаций, по-видимому, тесно примыкает ряд фаций отложения различных металлов в виде гидроокислов и пр., то эпохи и пояса угленакопления на земной поверхности, их соседние палеогеографические области, приобретают для нас новый большой интерес. Суммарная мощность 8000 м угленосных толщ карбонового угленакопления Донецкого бассейна, 5000—11 000 м угленосной серии пермского угленакопления Кузнецкого бассейна, 700—

1400 м пермского угленакопления Тунгусского угленосного бассейна на площади около 1 млн. км<sup>2</sup> свидетельствует об огромном размахе каменноугольного и пермского накоплений растительного вещества, растворимые части которого (гуминовые кислоты) уходили в пределы соседних областей. В изменяющихся условиях сред последовательно выпадали в осадок металлоорганические соединения, соли неорганических кислот и другие компоненты водных масс тех же геологических периодов. Таким образом, кислые воды областей накопления органического вещества выполняли, как выполняют и теперь, важную геохимическую работу, выявление результатов которой необходимо.

Эпохи и области, неблагоприятные для вторичной концентрации металлических компонентов в осадочных толщах, представлены шире. Они выражены мощными толщами, сформировавшимися в условиях устойчиво щелочных сред. Толщи эти, сложенные относительно монотонными по окраске и составу терригенными, терригенно-морскими и морскими отложениями, могут быть интересными чаще как вмещающие вторичные концентрации твердых, жидких и газообразных углеводородов, морских солей, залежей гипса и ангидрита, скоплений глауконита, фосфоритов, магнезитов и пр.

Изучение литологических данных (осадков различных фациальных сред) в сочетании с данными геохимической характеристики по рН активной части осадочных горных пород (в суспензиях и настоях) с применением в поле комплексного послойного изучения разрезов (с канавными и др. выработками), фациограмм и геохимического исследования пород по единым стратиграфическим уровням должно помочь нам собрать для избранного района достаточный материал к палеогеографическому анализу его площади с выявлением осадочных полезных ископаемых.

Стратиграфические исследования только с послойным анализом разрезов, с тщательной точной детальной палеонтологической корреляцией разновозрастных разнотипных слоев с детальной геохимической характеристикой пород этих слоев могут стать достаточно прочной базой для создания серии палеогеографических построений (альбома палеогеографических карт), которую при этом необходимо превратить в серию палеогеохимических карт изучаемой территории.

Массовое применение фациограмм как наглядных изображений особенностей хода процессов местного накопления осадочных отложений, прослеживаемого в разных частях древнего бассейна по отношению к области «питания» по серии литолого-геохимических фаций, должно существенно помочь выявлению конкретного размещения интересующих нас геохимических фаций геологического прошлого Земли.

Объектом исследований, предметом научно-исследовательских геолого-поисковых работ является полный комплекс полезных ископаемых осадочных толщ изучаемого района. Поэтому учение об осадочных отложениях необходимо довести по меньшей мере до уровня знаний магматических горных пород со связанными с ними месторождениями металлов. Частая, а иногда и тонкая перемежаемость пород в составе осадочных толщ требует при их изучении большой детализации.

Успехи каждой отрасли науки оцениваются по их практической эффективности. От литологов мы вправе ожидать, во-первых, раскрытия связей между различными типами осадочных пород (осадков) и всех осадочных полезных ископаемых, действительных и прогнозируемых, во-вторых, конкретных указаний геологам-поисковикам на площади развития тех или иных групп полезных ископаемых, на геологические эпохи и геотектонические области их промыш-

ленных концентраций с характеристикой признаков залегания, если месторождения не выходят на поверхность земли. До такого состояния в целом наша литологическая наука еще не доведена. Законы относительного размещения всех выделенных фаций не вскрыты из-за давления эмпиризма в научно-исследовательской работе, из-за увлечения данными лишь научного, теоретического значения. Немалый ущерб делу развития науки доставляет неиспользование и недоиспользование достижений смежных дисциплин.

Для правильного развития литологической науки необходимо:

1) изучение элементарных геохимических фаций с их осадками и явлениями диагенеза на современном и ископаемом материале с выявлением данных, относящихся к эволюции фаций и их сообществу со смежными фациями;

2) изучение продольных рядов геохимических фаций для различных по геологическому строению, климату и пр. систем суша — море с выяснением условий их возникновения, развития и замирания, с расшифровкой данных о боковой миграции таких рядов и изменениях в их элементарном фациальном составе. При этом особенно необходим учет достижений смежных научных дисциплин.

Для восстанавливаемой истории древнего водоема, как и для современного, при поисках закономерностей размещения геохимических фаций нужно выявить: особенности строения дна, контур бассейна, общую схему течений с размещением областей смешивания морских вод с материковым стоком и оконтуриванием прогнозируемых практически интересных фаций, распределение донного и прибрежного населения.

Как известно, вскрытие закономерностей размещения даже современных морских фаций представляет трудности, поскольку практически приходится иметь дело с сочетанием влияния многих названных факторов. Но, сузив требования до задач установления контура бассейна и направления течений, как-то связанных с материковым стоком, а также до выявления осадков практического значения, можно сделать работу вполне посильной для специальных палеогеографических исследований геохимического и фацисологического характера.

Объектом геохимического, литолого-минералогического исследования должны стать не отдельные бассейны осадконакопления, современные или древние, а комплексы одновременных наземных и водных осадков с учетом динамики движения вещества земной коры на всем его пути от областей выноса до зон последовательного отложения. На опыте изучения движения и качественного изменения современного чехла рыхлых отложений суши, проводимого геологами-четвертичниками и почвоведом и пока, к сожалению, еще не тронутого специалистами-литологами, необходимо вскрыть роль и силу факторов миграции и факторов вторичной концентрации химических элементов и их соединений, а также роль и силу факторов рассеяния, приводящих к разубоживанию осадков полезными ископаемыми.

Геохимические работы почвоведов в основном посвящены почвам. Поэтому геохимическое изучение грунтов, подпочвенных рыхлых отложений, объектами почвенных исследований часто не являются. Геологи-четвертичники изучают рыхлые современные и близкие к ним покровы со своих позиций и не уделяют должного внимания геохимии типовых осадков, в нашем их понимании. Нам представляется необходимым изучать весь поток рыхлого материала на всем его пути, в продольном направлении от областей его выноса и смыва до областей отложения с выяснением существа и характера почвенных процессов, эрозии и пр., значения начальных, промежуточных и конечных водных сред в их последовательной смене и взаимовлиянии. Познавательное значение современных

водных бассейнов озерного или морского типа в этом отношении, по-видимому, весьма ограничено. Наиболее интересны лишь зоны смешивания вод материкового стока с морскими, которые, к сожалению, и на сегодня остаются мало изученными и гидрологами и морскими геологами.

Рассматривая вопрос о вторичной концентрации химических элементов в биосфере как извечный непрерывный геологический процесс, как один из путей образования месторождений осадочных полезных ископаемых, мы должны особо отметить его большую сложность, нераскрытость ни одной из ранее предложенных обобщающих идей и теорий.

Теория химической дифференциации вещества, предложенная Л. В. Пустоваловым (1940 г.), безусловно прогрессивная теория, сыгравшая важную роль при разработке науки об осадочных горных породах и эмпирическая по своей природе, в геохимическом отношении остается недоработанной. Она не учитывает всей сложности процессов образования ряда типов осадков с участием реакций синтеза, замещения и сорбции, не вяжущихся с идеей дифференциации. Она недоучитывает роль и размах многих биогеохимических процессов, роль конкретных сред осадко- и породообразования.

Предложенная в 1954 г. Н. М. Страховым в качестве новой теории химической, механической и биологической дифференциации вещества представляет собой попытку доразвития теории Л. В. Пустовалова. Она встречает немало возражений, в особенности из-за неполноты охвата исходного материала, выборочности рассматриваемых компонентов, выяснения их поведения в немногих избранных типах современных бассейнов вместо учета всей массы мигрирующего вещества земной зоны на всем пути его миграции.

В целях экономии сил, средств и времени, во избежание перекрытий и повторений исследований очень важно работами по единому плану выявлять путем специального палеогеохимического и фациального анализа перспективы каждого района, каждой толщи осадочных пород на те или другие виды осадочных и иных полезных ископаемых. При правильном научном подходе к практическому разрешению такой задачи в каждом районе можно найти полезные ископаемые, которые, если они не нужны сегодня, будут использованы завтра.

# МЕТОД КОМПЛЕКСНОГО ПАЛЕОГЕОХИМИЧЕСКОГО ИССЛЕДОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ

Рассмотрение материалов по состоянию изученности осадочных толщ, осуществленное отчасти в настоящей работе, заставляет прийти к выводу, что в огромном большинстве районов, даже относительно изученных методов геологической съемки, вопрос о полезных ископаемых осадочного происхождения остается неосвещенным, а перспективность использования минеральных ресурсов неопределенной. Галечно-конгломератовые отложения древних осадочных толщ редко где проверены на россыпные золото, платину, олово, вольфрам, серебро, алмазы и пр. Между тем, учитывая единство свойств переноса водой крупной гальки легких горных пород и мелких частиц тяжелых минералов, мы должны всюду в грубообломочных отложениях всех геологических систем искать древние россыпи промышленного значения, всюду проверять эти отложения на упомянутые полезные ископаемые, выяснять пути переноса при миграции древнего обломочного материала.

Разрезы осадочных толщ редко подвергаются систематическому исследованию на медные и ванадиевые, марганцевые и железные, никелевые и кобальтовые, бокситовые и фосфоритовые и иные рудные концентрации. Во многих районах слабо освещены вопросы нефтеносности и газоносности, не говоря уже о большом комплексе различных редких и рассеянных элементов в составе осадочных толщ.

Намеченный метод комплексного палеогеохимического изучения осадочных толщ с целью выявления скоплений всех видов полезных ископаемых осадочного (гравитационного, химического и биологического) происхождения состоит из сочетания разнородных приемов полевых и лабораторных работ, осуществляемых в должной последовательности со взаимовязкой результатов, по единому плану, на едином фактическом материале. Работы по данному методу складываются из детально осуществляемых палеонтолого-стратиграфических и параллельно на том же материале литолого-минералогических исследований с упором на выявление типовых геохимических фаций осадкообразования, характеризующихся специфическим накоплением тех или иных практически ценных компонентов в виде залежей осадочных полезных ископаемых.

## ПОЛЕВЫЕ РАБОТЫ

1. Первым элементом работ в отмеченном направлении следует считать детальную структурно-геологическую съемку масштаба 1 : 500 000 или 1 : 100 000, предваряющую применение других специальных приемов исследования района. Для этого, естественно, требуется того же масштаба топографическая основа. Съемочная работа, проводимая с установкой на полное раскрытие литолого-минерального состава слоев разрезов осадочных отложений, обязательно должна сопровождаться канавными выработками вкост простирания слоев (а местами и по простиранию), проводимыми на площадях развития рыхлых пород четвертичного покрова. В случаях значительной мощности последнего необходима постановка мелкого картировочного бурения для изучения рыхлых отложений и нижележащих коренных пород.

Задачи детальной структурно-геологической съемки известны, поэтому изложение их мы здесь можем опустить, отметив лишь необходимость упора на выявление литологического разнообразия состава осадочных толщ, распознавание развития различных типов осадков и фаций с характеристикой распространения пород, условий залегания и характера их пространственной изменчивости. Последнее должно помочь установлению палеогеографических границ, выявлению мигрировавших границ суши и моря и колебаний мощностей осадков в отдельные моменты существования древних бассейнов.

Исключительно важно знать направление древних потоков водных масс для каждого выявляемого и изучаемого стратиграфического уровня осадочных отложений данной геотектонической области. Этим направлением определяется положение продольного ряда геохимических фаций; на основе таких материалов должны строиться палеогеохимические и фациальные карты и профили.

2. Метод палеогеохимического исследования складывается из работ по раскрытию вещественного состава осадочной горной породы с изучением содержания в ней не только, как часто принято, 12—18 макроэлементов, но и других компонентов, из числа имеющих практическое значение, хотя бы и представленных в малых концентрациях. Параллельно изучается состав органических веществ с определением рН и Eh настоев пород с целью установления условий возникновения, существования и завершения данного типа ископаемой фации, выясняется положение последней в ископаемом бассейне с помощью известных теперь и уточняемых со временем данных об естественном геохимическом ряде фаций.

3. Специальные тщательные одновременные поиски органических остатков со сбором на месте данных об экологии организмов должны сопровождаться монографическим изучением палеонтологических материалов с применением вариационной статистики с целью: 1) установления возможно более точного геологического возраста данного слоя осадочной породы, 2) определения видового состава и относительной количественной характеристики организмов каждой фации, 3) выяснения характера биогеохимической деятельности организмов фаций и 4) познания особенностей среды их обитания по закону единства жизненных проявлений со средой. Обычно палеонтологи бывают заняты разработкой лишь первых двух вопросов, а биогеохимическую роль организмов и среду их обитания изучают редко.

Между тем около 1935 г. А. П. Виноградовым была высказана мысль, что химический состав организмов представляет собой видовой признак, которую следует принимать как закон биохимического выражения элементарной формы жизни — вида. Поскольку организмы способны концентрировать те или другие химические элементы, то химическое изучение их остатков, естественно, может представить и теоретический и практический интерес. Кроме того, одна из важнейших очередных задач палеонтологии есть осуществление корреляции разновозрастных палеонтологических зон по разнородным органическим остаткам. Эта работа осуществима лишь с помощью детального изучения стратиграфических разрезов с выяснением взаимосвязей между соответствующими различными фациями.

Современное морское население, в частности, местами отчетливо разбивается на группы, характерные для ряда смежных фаций. Для примера один из таких рядов приведен в табл. 29.

В плане подобные зоны часто размещаются в пределах мелкого моря довольно закономерно. Это можно видеть, например, по распределению бентоса в районе Восточной Гренландии (Зенкевич, 1951), где выделяются с особыми

Зоны и их фации (по Л. А. Зенкевичу, 1951)

Зона	Подзона (фация)	Фауна
Литоральная (приливо-отливная)	Верхняя Средняя Промежуточная Нижняя	<i>Littorina rudis</i> , <i>L. neritoides</i> , <i>Balanus</i> <i>Mytilus edulis</i> , <i>Littorina rudis</i> <i>Littorina</i> <i>littorea</i> , <i>Purpura lapillus</i> <i>Littorina littorea</i> , <i>Risseea</i> sp. sp.
Циркумлитора- ральная	Циркумлиторальная Средняя Нижне-средняя	<i>Laminaria</i> (до 27 м) <i>Corallinacea</i> (27—91 м) Глубинные кораллы (глубже 91 м)

площадями развития зоны *Astarte borealis* — *Pectinaria*, *Ophiocten* — *Pectinaria*, глубинный *Ophiocten*, *Arca* — *Astarte crenata*, *Fucus* — *Desmarestia*, *Ascidia*.

Незнание истинных соотношений между фациальными зонами упомянутого типа при изучении подобных древних материалов легко может ввести геолога в заблуждение: он может ошибочно принять фаунистические остатки разных зон за разновозрастные образования; такие случаи известны. Таким образом, ответственная и почетная задача палеонтологов — детально разобраться в вопросах о биоценозах разных фаций и уметь сопоставлять между собой разновозрастные различного видового состава биоценозы.

4. Специальное полевое исследование с целью выявления типов ископаемых фаций и их пространственного и во времени сопряжения друг с другом составляет один их важнейших элементов палеогеохимического исследования. При этом необходим подбор материала к литологической характеристике фации, скорости накопления осадка, условиям процесса его формирования с определением направления течений, глубинности, связи с сушией и пр.

5. Всестороннее изучение осадочной породы в комплексе с вмещающими отложениями в разрезе, а также с учетом переходов пород по простиранию и установлением степени и характера связи данного участка фации с древней сушией послужит основой определения тектонического режима: имели ли место поднятия, погружения или временное состояние покоя между ними.

Материалы этого рода вместе с литологическим составом пород и скоростями накопления осадков должны помогать установлению скоростей и направлений движения водных масс (по гранулометрическому составу). Одновременно фациограммы позволяют выяснить относительные скорости и направление вертикальных движений земной коры, устанавливать положение тех или иных минеральных или органического происхождения природных концентраций. При сопоставлении изученных разрезов по фациограммам исследователю может, применяя достаточно детальное расчленение типов осадков по их фациальной принадлежности, проложить границы древних фаций (палеофаций) на топографической основе изучаемой территории и сознательно подойти к выявлению в составе изучаемого комплекса осадочных пород месторождений полезных ископаемых.

Одним из существенных достоинств фациограмм является возможность установления с их помощью относительных скоростей накопления осадков для одного геологического этапа времени и разных частей палеобассейна,

местоположения области сноса обломочного материала, характера движения земной коры во время формирования каждого из слоев.

6. Топографическая привязка всех точек наблюдений к карте, нанесение на карту искусственных и естественных выходов на дневную поверхность всех приметных (маркирующих) горизонтов и слоев представляется необходимым элементом данного типа геологопоисковых работ. В совокупности с послойным описанием разрезов изучаемой площади составляет ценный литолого-стратиграфический учетного значения материал, пересмотр которого в поле, доисследование, взятие необходимых проб для анализов и пр. были бы весьма затруднительными, если не принять мер к постановке на приметных выходах горных пород реперов длительной сохранности с записями года, фамилии и инициалов исследователя или название учреждения), с нанесением таких реперов на топографическую основу.

Таким образом, на каждом изучаемом разрезе, в задачи полевых работ входят:

- 1) детальная структурно-геологическая съемка с проведением канав стратиграфического назначения и картировочного бурения;
- 2) литологическое послойное изучение и описание с отбором образцов;
- 3) геохимическое послойное полевое изучение (отбор материала);
- 4) палеонтологическое и палеоэкологическое послойное изучение;
- 5) послойное фациальное исследование (фациограммы);
- 6) палеотектоническое исследование;
- 7) топографо-геодезическая привязка изученных объектов с постановкой реперов на приметных выходах пород на дневную поверхность.

Предварительная полевая обработка материалов позволяет в любом районе, сложенном осадочными в различной степени дислоцированными горными породами, наметить характерные палеогеографические направления, пространственные соотношения между сушей и морем при формировании отдельных слоев и горизонтов стратиграфического разреза, пути миграции веществ, т. е. пути движения водных масс суши в сторону моря. Именно по этим направлениям прежде всего и должны быть составлены геологические профили с полным использованием естественных выходов горных пород и канав в промежутках между обнажениями.

## КАМЕРАЛЬНЫЕ РАБОТЫ

Круг камеральных работ, в соответствии с характером собранных в поле материалов, оптимально должен включить следующие работы.

### ЛИТОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Литолого-минералогические исследования материалов послойных сборов включает в случае надобности и в соответствии с геолого-экономическим значением данного района, изучение отдельных видов ценных минералов, характера соотношения между ценным компонентом и вмещающей породой, а при предполагаемой или действительной нефтегазоносности района изучение пористости и проницаемости пород и механического (гранулометрического) \* состава, а также вещества и структуры возможных коллекторов нефти, газа и подземных вод.

\* Изучение гранулометрического состава при литолого-минералогических исследованиях всегда обязательно. — *Прим. ред.*

## ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ

Палеонтологическое исследование полевых материалов с выделением руководящих форм по послойным сборам производится по эволюционно-морфологическому методу с выяснением истории развития каждой из групп организмов, остатки которых установлены в осадочных горных породах изучаемого района, с определением моментов и эпох видообразования, приселения новых форм, а также с выявлением комплексов самостоятельных экологических групп организмов, обитавших одновременно в условиях различных фаций изучаемого древнего бассейна. Проводимое в таком плане палеонтологическое исследование, способствуя определению геологического возраста слоев из состава изучаемых разрезов осадочных толщ, должно служить базой и для детальной синхронизации отложений разных частей древнего бассейна, представленных осадками различных фаций. Конечно, такая задача не принадлежит к числу легких и обычных в практике работы наших палеонтологических лабораторий, если не говорить, в частности, о периферийных лабораториях трестов Министерства нефтяной промышленности, где такие задачи решаются повседневно. Между тем к проведению таких работ должны стремиться все палеонтологи, чтобы обеспечивать дальнейшее углубление познания земной коры в интересах геологоразведочного дела и дальнейшего развития учения об органической жизни в геологическом прошлом Земли.

## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Геохимические исследования материалов, собранных послойно, а также выборочно составляют основу описываемого вида исследовательской геологопоисковой работы в отношении осадочных толщ. Их назначение — определять быстрыми и наиболее дешевыми способами химический состав осадочных пород, выявлять природные концентрации нужных для народного хозяйства химических элементов (месторождения полезных ископаемых). В решении этих задач ввиду массовости исходного изучаемого каменного материала наибольшая роль принадлежит спектральному анализу, позволяющему в наиболее короткий срок получить качественные и количественные показатели состава осадочных пород и содержания наиболее важных химических компонентов. Одновременно производится систематическое изучение настоев порошков пород на рН и Eh.

Постановка работы по изучению химического состава вещества осадочных горных пород требует очень серьезного внимания. Анализы для перспективных толщ и горизонтов должны быть массовыми, предельно точными и дешевыми.

По всей вероятности, в соответствии с различиями химических свойств элементов и в соответствии с опытом химических исследований, накопленным геологоразведочной службой, исследование вещества осадочных пород рационально осуществлять различными методами. Большой точностью обладает полярографический метод, что очень важно при анализах проб с небольшими концентрациями определяемых элементов. При этом не требуется сложной химической подготовки исследуемого минерального вещества к анализу. Кроме того, из одного раствора можно определять несколько содержащихся в нем элементов\*.

Опишем два вида работ по изучению вещества пород несколько подробнее.

\* В настоящее время имеется ряд других весьма точных и весьма производительных методов физико-химического анализа. — *Прим. ред.*

**Спектральный анализ.** В разработке его теории и практическом применении виднейшая роль принадлежит Г. С. Ландсбергу, А. К. Русанову и др. С помощью анализа можно получать не только качественную, но и количественную характеристику химического состава изучаемого минерального вещества. Поскольку в теории и лабораторной практике спектральный метод разработан достаточно глубоко, его подробное описание здесь опускаем. Отметим лишь, что аналитическая работа этим методом весьма облегчается применением готовых эталонных смесей порошков, содержащих до 20 элементов с различной их относительной концентрацией.

Изученность спектров химических элементов наряду с возможностью получать количественную характеристику содержания элементов в изучаемой породе составляет большую ценность спектрального метода исследования минерального вещества.

Изучение органических компонентов осадочных горных пород есть дело химиков-органиков. Вообще оно весьма сложно, и изучение отдельных соединений и их групп может быть поставлено одновременно с другими видами исследований лишь с участием химика-специалиста.

**Концентрации водородных ионов и окислительно-восстановительный потенциал.** Процедура определения концентрации водородных ионов в растворах связана с использованием различной аппаратуры, с электроизмерительными приборами, специально подготовленными электродами, эталонными в отношении рН растворами, с применением различных веществ и поэтому она может выполняться опытными физико-химиками или при их непосредственной консультации. Каждый из методов имеет свои особенности, отражающиеся на результатах определений, и потому последние требуют тех или иных поправок. Описание способов, пригодных для определения рН природных вод, взвесей и настоев горных пород, приготовленных на стандартной воде, приведено в работах Х. Т. С. Бриттона (1936), Т. Мисловицера (1934) и др.

В. А. Гроссгейм, И. С. Мустафиев (1950) и другие исследователи располагали возможностью палеогеохимического анализа среды формирования нижнемеловых отложений Дагестана с нанесением на карты изолиний по рН и, следовательно, возможностью определения для соответствующих геологических эпох и веков пространственного положения внешней границы древнего морского бассейна и его краевой зоны смешанных вод (район с. Цудахар). Здесь, видимо, представила бы большой научный, а может быть и практический интерес детализация геохимического изучения пород на присутствие полезных элементов определенной части естественного химического ряда фаций.

Большой интерес представляет работа Л. А. Гуляевой и Е. С. Иткиной (1951) по изучению окислительно-восстановительного потенциала твердых и жидких каустобиолитов (углей и нефтей), что должно было раскрыть физико-химические особенности среды формирования этих веществ. Для улавливания в каустобиолитах небольших количеств активных компонентов, реагирующих с рабочей окислительно-восстановительной системой веществ, работа велась с системами малой емкости, т. е. слабых концентраций. Для этого была взята дистиллированная вода и слабые концентрации из обратимых систем сернистого натрия ( $\text{SO}_3^2 \rightleftharpoons \text{S}$  и др.) и сернистоокислого натрия ( $\text{SO}_3^2 \rightleftharpoons \text{SO}_4^2$ ) путем растворения их в дистиллированной воде.

20 г. испытуемого материала (для углей в измельченном состоянии) помещались в промытую азотом склянку, куда приливалось 200 г рабочего раствора  $\text{H}_2\text{O}$ , раствор  $\text{Na}_2\text{S}$  или  $\text{Na}_2\text{SO}_3$ . Соли эти растворялись в дважды перегнанной и прокипяченной в токе азота дистиллированной воде. Склянка герметически

закрывалась и встряхивалась на трясушке в течение 3 ч. Затем в нее вставлялись электроды и под током азота с помощью сурьмяного элемента производилось измерение величины Eh и pH. Ставилось всегда два опыта параллельно и, кроме того, контрольный с рабочим раствором без каустобиолита. Принимались меры к удалению кислорода из воды и из применяемого азота.

В результате исследований выяснилось, что каменные и бурые угли (табл. 30) заметно окисляют все системы с Eh от  $-101$  до  $+207$  мВ. Антрацит ведет себя инертно по отношению к раствору  $\text{Na}_2\text{S}$  (Eh  $-156 \div -166$  мВ), графит восстанавливает раствор  $\text{Na}_2\text{S}$  с отрицательным Eh ( $-264 \div -156$  мВ), между тем сапропелит оказался совершенно инертным по отношению к растворам и с положительными и с отрицательными Eh в пределах от  $-168$  до  $+382$  мВ, что заслуживает специального выяснения. Сдвиг каменными и бурыми углями окислительно-восстановительного потенциала рабочих растворов в положительную сторону свидетельствует, по мнению исследователей, о содержании в них окисленных и довольно подвижных активных веществ, вступающих во взаимодействие с растворами серных соединений.

Таблица 30

Взаимодействие между углями, графитом, антрацитом и сапропелитом и рабочими растворами (Гуляева, Иткина, 1951)

Испытуемое вещество	Дистиллированная вода				Раствор $\text{Na}_2\text{S}$ 0,01 н.			
	контроль		+ уголь		контроль		+ уголь	
	Eh	pH	Eh	pH	Eh	pH	Eh	pH
Каменный уголь полуматовый	373	6,52	247	6,20	-101	7,64	73,5	6,08
Бурый уголь	323	6,40	370	6,36	-76,9	8,73	69,1	6,7
Антрацит	409	7,29	440	5,28	—	—	—	—
Графит с р. Курейки	409	7,29	339	9,15	—	—	—	—
Сапропелит Иркутского бассейна	294	6,47	295	6,47	-167	8,8	-163	8,7

Примечание. Eh в мВ.

Измерение величин pH водных вытяжек из нефтей показало сдвиг pH среды в кислую сторону. Наименее значительный сдвиг оказался у нефти Саратовского Поволжья, снизившей pH только на 0,1. Другие образцы нефти, в частности из Прикамья, показали сдвиг pH воды с 7,19 до 3,2 (табл. 31).

За исключением антрацита и графита, твердые каустобиолиты показали pH преимущественно в пределах 6,0—7,0, а нефти — от 3,2 до 6,78. Следует полагать, что высокие pH сапропелевых, бурых и каменных углей, изученных Л. А. Гуляевой и Е. С. Иткиной, являются результатом коренного изменения химического состава первичного осадка под влиянием микробиологических и ферментативных процессов, а также дальнейшего процесса его преобразования в твердые, жидкие и газообразные органические соединения, с их дальнейшей судьбой в биосфере. Поэтому ионноактивные настои на твердых каустобиолитах не могут уже иметь той физико-химической характеристики, какая была свойственна исходной фации торфообразования. Следовательно, сдвиг показателей pH твердых неметаморфизованных и метаморфизованных каустобиолитов, а также нефти то в сторону их снижения, то в сторону повышения следует объяснить увеличением или уменьшением в их составе свободных органических кислот.

Взаимодействие между нефтями и рабочими растворами (Гуляева, Иткина, 1951)

Место взятия проб нефти	Дистиллированная вода				Раствор Na <sub>2</sub> S 0,01 н.			
	контроль		+ нефть		контроль		+ нефть	
	Eh	pH	Eh	pH	Eh	pH	Eh	pH
Девон Башкирии	433	7,18	432	6,78	-212	14,9	-187	14,6
» »	443	5,84	452	4,3	-179	10,1	-119	6,9
Угленосная свита Среднего Поволжья	445	7,18	442	5,4	-212	14,9	-161	14,4
Горизонт А <sub>2</sub> Среднего Поволжья	521	6,7	528	5,3	-207	8,7	-125	9,0
Горизонт А Прикамья	445	7,19	483	3,2	-212	14,8	-168	14,6

Примечание. Eh в мВ.

Изложенные примеры позволяют нам считать постановку систематических исследований в отношении pH и Eh осадочных горных пород с целью получения данных к палеогеографическому — геохимическому районированию древних бассейнов делом весьма нужным и перспективным, обещающим раскрыть пути к выявлению площадей развития древних фаций с их практически интересными осадочными образованиями.

Советская наука о почвах, развитая в основном трудами работников Почвенного института им. В. В. Докучаева, Всесоюзной сельскохозяйственной академии им. В. И. Ленина, почвенных институтов республиканских академий, располагает вполне разработанными методами физико-химических свойств почв, отчасти пригодными и для анализа коренных осадочных горных пород. Не подлежит сомнению, что приготовление настоя на породе в условиях азрации, и при том длительной, поможет нам получать характеристики сред, предельно близкие к первичным.

При отборе материала для описываемого вида исследований необходимо учитывать, что эффективность изучения осадочных пород в отношении определения условий их формирования прямо зависит от пористости и проницаемости их. Чем порода пористей, тем она менее пригодна для относительно точного определения pH среды ее формирования, так как в некоторых условиях подземные воды способны вымывать активные компоненты этих пород и приносить другие химические элементы. Все же первичный тип породы при этом никогда не затушевывается нацело, вероятно, вследствие сохранения ею буферных свойств.

Основное требование к образцам осадочных пород, исследуемых на pH и Eh, — это их предельная плотность, относительная непроницаемость для воды и газов. В противоположность интересам нефтяной геологии, для которой разыскиваются пористо-проницаемые породы, мы, напротив, должны отбирать преимущественно такие породы, исходные материалы которых с момента возникновения осадка, при их диагенезе и за все последующее геологическое время в наименьшей степени промывались мигрировавшими водами; последние могли изменять состав осадка-породы, его действующую и потенциальную ионную характеристику. Это должны быть такие осадки — породы, которые не пережили стадий их существенного литолого-минералогического изменения, в их ионноактивной части.

Чем больше и чем дольше в диагенетизируемой массе осадка сохранялось остаточных вод и газов, тем лучше обеспечивалась первичная проницаемость пород, предопределявшая миграцию жидкой и газовой фаз в осадке. Иногда породообразование обуславливалось вымывающей деятельностью проточных вод по отношению к некоторым менее стойким минералам (карбонаты, закисные соединения железа и марганца и пр.), обычно составлявшим цемент породы. Такие породы относительно менее пригодны для выяснения условий их образования по настоям рН и пр.

Таким образом, для определения окислительно-восстановительных и кислотно-щелочных свойств следует предпочитать относительно плотные породы, с наименьшей проницаемостью, а также породы мономинеральные, запас ионно-активных компонентов которых оказывается неисчерпанным и в их современной стадии сохранности; пригодны породы пелитоморфные и коллоидного происхождения, кристаллические, раскристаллизовавшиеся в стадии диагенеза осадка.

Большой интерес для изучения на рН и Eh представляют настои на глинах и глинистых породах. Давно известная сорбционная способность глин по отношению к некоторым химическим элементам может повышать их практическую ценность. Поэтому такие глины могут оказаться рудами. Специфические типы глин, как монтмориллонитовые — бентонитовые, глауконитовые и иные, могут быть использованы как указатели условий формирования соответствующих слоев и горизонтов осадочных толщ. Таким образом, глины в составе разновозрастных отложений могут использоваться для ограниченного этапа геологического времени как фациальные реперы, помогающие в определении границ фациальных зон древних морей и пресноводных бассейнов. Такие «реперы» мы действительно имеем. Так, среди сорбированных элементов в глинах пресноводных водоемов преобладающим оказывается кальций, в глинах морского происхождения — натрий и магний. Диагенез глин может несколько изменить их элементарный состав, но при отсутствии интенсивного промывания подземными водами они могут сохранить свой состав близким к равновесному соотношению с теми водами, в которых происходило отложение. Поэтому изучение глин как пород, характеризующихся наименьшей проницаемостью для подземных вод, должно иметь для изучения свойств их фаций большое значение.

Экспериментальные работы с различными глинами, произведенные М. А. Хачванкяном (1948), дали весьма интересные результаты. Исследователь установил, что в гипсовой воде глины адсорбируют кальций, в черноморской — магний и натрий, в рапе оз. Сасык-Сиваш — натрий и магний.

Экспериментальные работы по способу, применявшемуся М. А. Хачванкяном и состоявшему в получении искусственных водных сред с измельченной изучаемой породой с определением рН полученных растворов стеклянным электродом, должны весьма существенно помочь делу выявления условий формирования глин в древних бассейнах с определением особенностей солевого состава последних.

В связи с отмеченным, а также с нашими выводами относительно роли концентрации свободных водородных ионов в природных гидрохимических процессах перед исследователями встает задача изучения величины рН не только в природных водах, но и в самих осадках соответствующих фациальных сред, современных и древних. Совершенно необходимо знать условия образования осадочных пород по водородному показателю их настояв, пусть с некоторой неизбежной неточностью результатов этих измерений по сравнению с

современными фациями накопления осадков. Такие знания позволят сознательно и обоснованно разбираться в химизме водных сред далекого геологического прошлого по осадочным породам различного состава и различного геологического возраста, а также опознавать типы фаций их естественного геохимического ряда. Специальные последующие работы несомненно помогут уточнить характеристику тех или других элементов этого ряда и обогатить его новыми элементами научного и практического значения.

Метод измерения рН на твердом веществе осадочной горной породы минерального или органического древнего или современного осадка должен способствовать определению состава и свойств его химических компонентов в отношении обычного растворителя — воды (с ее известным показателем рН). Измельченная в тонкий порошок определенная навеска испытуемого вещества при взбалтывании ее с избранным типом воды (дистиллированной) как растворителя, несомненно, раскроет более или менее близкую к действительности характеристику рН этого вещества, в результате ионизации его химических элементов, аэрации его активных растворимых компонентов. Можно полагать, что этим приемом мы приближенно восстанавливаем физико-химические свойства давно исчезнувшей фации и возможность измерить ее рН и Eh.

Судя по результатам специальных исследований величины рН для осадков засоленных лагун, грязевых озер, например типа Сакского озера с лечебными грязями (Овсяникова, 1951), и в особенности по результатам изучения Л. А. Гуляевой и Е. С. Иткиной (1951) окислительно-восстановительного потенциала каустобиолитов различного геологического возраста и химического состава (углей и нефти), задача изучения рН и Eh древних осадков, диагенетизированных в горные породы, практически разрешима. Дело теперь за массовым применением этого метода ко всем осадочным неметаморфизованным горным породам с конкретной практической целью.

Полевой и лабораторный анализ горных пород на рН, а также спектральный анализ в применении к систематическому послойному изучению пород стратиграфических разрезов должны выявлять картины пространственного развития фаций в древних водных бассейнах для получения конкретных данных о природных концентрациях химических элементов — полезных ископаемых осадочных толщ. Постановкой специальных экспериментальных работ можно и необходимо выработать конкретный подход к полевому геологическому материалу, научиться правильно понимать его геохимический «язык», т. е. понимать его с химической, электрохимической и физико-химической точек зрения.

#### ИЗУЧЕНИЕ ЦВЕТНОСТИ ПОРОД И ДРУГИХ ОСОБЕННОСТЕЙ

Попутно с экспериментальным выяснением, какие из методов измерения рН являются для осадочных пород лучшими, необходимо углубленно исследовать связи между геохимической и литологической характеристикой горных пород, между их химическим и минеральным составом. При этом, в частности, должен проясниться еще один из трудных на сегодня вопросов — происхождение и значение цветности осадочных горных пород.

Цветность осадочных пород обусловлена своеобразными сочетаниями макро- и микроэлементов. Раскрытие ее природы увеличит эффективность наших геологопоисковых работ прежде всего установлением признаков пород маркирующего значения для составления разрезов. Кроме того, такие исследования могут дать практические результаты самостоятельного значения в виде открытий ценных микроэлементов в осадочных породах.

Особое значение следует придавать изучению геохимическим путем широко распространенных в различных геологических системах пестроцветных толщ и свит, которыми, в частности, интересуются геологи-нефтяники. Местами, как известно, «пестроцветность» осадочных пород объясняется присутствием в них железа и марганца попеременно то в закисных, то в окисных формах, местами, как, например, на Восточном Салаире (Урский район), пестроцветные сланцы характеризуются содержанием рассеянных полиметаллов — серебра, свинца, цинка и пр.

Изучая «пестроцветность» пород и свит, фации первичных осадков которых должны изменяться от слабокислых до слабощелочных, мы, по-видимому, должны признать, что ее причиной является не только наличие окислов таких макроэлементов, как железа и марганца, но и ряда цветных и редких металлов и элементов. Е. А. Терентьева (1952 г.) приводит следующие окраски, характерные для ряда окислов редких элементов:  $\text{La}_2\text{O}_3$  белая,  $\text{CeO}_2$  желтая,  $\text{Pr}_6\text{O}_{11}$  черная,  $\text{Nd}_2\text{O}_3$  голубая, под действием влаги переходит в розовую,  $\text{Sm}_2\text{O}_3$  кремово-желтая,  $\text{Eu}_2\text{O}_3$  бледно-розовая,  $\text{Gd}_2\text{O}_3$  белая,  $\text{Tb}_4\text{O}_7$  темно-коричневая,  $\text{Dy}_2\text{O}_3$  палево-желтая,  $\text{Ho}_2\text{O}_3$  желтая,  $\text{Er}_2\text{O}_3$  нежно-розовая,  $\text{Tm}_2\text{O}_3$  зеленоватая,  $\text{Yb}_2\text{O}_3$  белая,  $\text{Lu}_2\text{O}_3$  белая.

Учитывая зеленые и красные цвета закисных и окисных соединений железа, зеленые и синие цвета карбонатов меди, черную окраску окислов марганца, а также исключительное разнообразие цветов окислов редкоземельных элементов, мы должны с особым вниманием подходить к изучению пестроцветных терригенных толщ, тем более что кларки этих элементов геохимии то и дело повышаются. В частности, теперь считают, что церий, иттрий и неодим распространены в такой же степени, как кобальт, кадмий и ряд других элементов.

Пока редкоземельные элементы больше известны в изверженных породах, например в хибинских апатитах. Носителями редкоземельных элементов являются монацит, лопарит и другие минералы, иногда накапливающиеся в виде россыпных месторождений. Трудности установления и разделения редких элементов друг от друга известны. Тем не менее практическая их ценность и необходимость для промышленности требуют усиленных поисков их природных концентраций. Осадочные отложения в этом отношении представляют собой огромный, почти нетронутый исследованиями объект.

В составленном нами ряде действительных и предполагаемых геохимических фаций уже нашли свое место цирконий, олово, марганец, железо, торий, алюминий, ванадий, цинк, медь, хром, фосфаты многих металлов, бериллий, свинец, никель, кадмий, иттрий, кобальт, самарий, неодим, празеодим, ртуть, церий, лантан. Условия их выпадения в осадок кислые, умеренно кислые и умеренно щелочные среды (рН от 1,86 до 8,35). Среди перечисленных элементов имеются редкие металлы и редкоземельные элементы. Химические свойства редкоземельных элементов близки; это, несомненно, определяет смежное размещение их концентраций, в пределах указанного перепада величин рН водных сред.

Естественно, свойственный некоторым, обычно трехвалентным, редкоземельным элементам переход в двух и четырехвалентные, должен приводить к выходу их из намечающегося ряда, в связи с резким изменением химических особенностей элементов и наличием дополнительных обстановок осаждения (по рН). Способность входить в состав металлоорганических соединений также осложняет картину размещения фаций осаждения элементов. Таким образом, перед нами возникает большая и благодарная задача разработки методов

установления таких элементов в водах и породах и разработки методов эффективных поисков их природных концентраций.

Можно предполагать, что такие редкие элементы, как церий, европий, иттербий и самарий, осаждаются в водных бассейнах системы суша — море не только в виде окислов и гидроокислов, но и в виде фосфатов при изменениях рН от 4 до 6, а также и около рН = 9,5, когда выпадают соли слабой фосфорной кислоты с образованием соединений типа  $Me_3(PO_4)_2$ . Вероятно также, что редкие элементы выпадают в виде карбонатов в диапазоне перепада рН, соответствующем выпадению твердого карбоната кальция (рН от 7,0 до 10,7). Возможно они выпадают, и скорее всего, через стадию металлоорганических соединений, в виде галогенидов и сульфатов в сильно щелочных средах, т. е. при рН более 10,3—10,5 (?).

Поскольку образование окислов редких элементов сопровождается выделением значительных количеств тепла (образование одной грамм-молекулы  $La_2O_3$  дает 457 ккал, а  $Ca_2O_4$  и  $Nd_2O_3$  соответственно 466 и 435 ккал), то эти элементы могут восстанавливать другие металлы. Способность редких элементов ускорять химические реакции, используемая в химической промышленности и в лаборатории, несомненно проявляется и в природных обстановках. Можно полагать, что фазовые превращения углеводородов, в частности нефтеобразование за счет углеводородных газов через стадию их полимеризации, происходит при участии таких или подобных катализаторов, что, конечно, крайне важно выяснить в интересах нефтепоисковых исследований. Такая роль окиси неодима в лабораторных условиях по отношению к углеводородам парафинового ряда уже вполне доказана.

Количественный химический анализ на нужные химические элементы с помощью различных методов — от спектрального и масспектрографического до других, более дорогих, глубже раскрывающих состав горных пород осадочного происхождения, должен помочь выявлению практически интересных пород, выявлению обогащенных нужными элементами участков внутри и по простиранию пластов осадочных толщ.

### ФАЦИОГРАММЫ

Фациограммы, впервые предложенные нами в 1943 г., представляют собой весьма наглядное отображение процессов формирования осадочных отложений любого изучаемого района. Построенные на основании представлений об естественном ряде фаций, на основе специально составляемой для каждого геотектонического района легенде, они показывают связь между слоями и непрерывно (то медленно, то быстро) меняющейся фациальной обстановкой, одновременно отображая и степень подвижности земной коры и направления самих движений.

Ранее фациограммы (литограммы, циклограммы) составлялись лишь на основе литологических и гранулометрических данных для континентальных и континентально-морских отложений, составляя для морских осадков условный ряд по степеням повышения их карбонатности. Необходимость иного подхода к данному вопросу в настоящее время очевидна.

По-видимому, наилучшим решением данного вопроса является составление комплексной литолого-геохимической фациограммы, основанной на элементах описанного естественного ряда фаций в их литологическом выражении. В таком случае за нулевую линию фациограммы можно принять осадки фации с наименьшим показателем рН. При наличии в изучаемом районе угленосных

отложений это место будет принадлежать углям и горючим сланцам, углистым сланцам (рН от 2,0 до 5,5).

Таким образом, все выявленное исследованиями литолого-геохимическое разнообразие осадочных пород изучаемого района даст возможность построить кривую фаціальных изменений в ходе геологического времени, причем мощность слоев, их повторяемость, частая (микроциклы) или редкая (макроциклы), будут свидетельствовать о периодическом возобновлении одних и тех же условий для накопления осадка с теми или иными отклонениями в составе органических остатков при длительности существования фаций (мощность слоев, годовичные наложения и пр.).

При сопоставлении фациограмм, построенных для различных частей изучаемого района, раскрываются (при удачном подходе к составлению легенды) черты геологической истории каждой из частей былых бассейнов осадконакопления, древних геотектонических районов с теми или иными их местными отличиями, подобно тому, как мы попытались изобразить подобные явления для трех соседних разрезов в виде фациограмм (см. рис. 5).

Множество различных «счетчиков» геологического времени, таких как многие ископаемые органические остатки (строматолиты, кораллы), а также минеральные осадки бассейнов сезонного характера, часто позволяют нам переходить к подсчету этапов времени формирования того или иного слоя водорослевого известняка, кораллового рифа, или горизонта «ленточных» глин или аналогичных им других осадков, подчиненных влиянию сезонных изменений климата и солнечной радиации (годовичные слои). Использование таких материалов при изучении истории геологического развития районов по фациограммам дает ключ к выявлению скоростей накопления и иных осадков, отлагавшихся по соседству синхронно.

Геохимическая основа фациограмм (с рН водных вытяжек из осадочных пород) имеет назначение вскрыть характер фаций по составу водных сред (кислые, промежуточные, щелочные) и указать пространственное размещение осадков (горных пород) с того или иного типа концентрациями химических элементов, которые местами несомненно могут оказаться имеющими промышленное значение. Фациограммы составляются в избранном (всегда детальном) масштабе, снизу вверх, по ходу процесса накопления осадков.

Материалы геохимического исследования стратиграфических разрезов осадочных толщ могут быть сводимыми в специальные геохимические разрезы с учетом установленных рН настоев отдельных пород.

### ГЕОХИМИЧЕСКИЕ РЯДЫ ФАЦИЙ И ПАЛЕОКЛИМАТЫ

В нашем представлении природные геохимические ряды фаций устанавливаются по отдельным стадияльным их изменениям; выпадения тех или других элементов в осадок должны увязываться с литологическим выражением фаций, а также со сменой животных, растительных и бактериальных обитателей в каждой из них. Однако многие детали таких рядов разработаны очень недостаточно. Так, без специальных исследований пока трудно увязать между собой физико-химическую и литологическую характеристики фаций, так как нам пока неизвестны пределы колебаний рН в настоях на отдельных типах осадочных пород и не диагенетизированных (рыхлых) осадках. Не подлежит сомнению, что каждая фация с ее организмами характеризуется равновесными отношениями среды с осадком.

Любое вещественное изменение осадка в естественном литологическом ряду терригенных осадков обломочного характера, изменяющихся в части

гранулометрического состава, соотношений между его минеральными компонентами и цветности осадков, имеет свою физико-химическую причину. Вымывание полуторных окислов из слоя песка в одном месте, сопровождаемое отбеливанием и обогащением породы, есть процесс, противоположный обогащению ее гидроокислами железа или марганца в другом месте с образованием красных, бурых и иного цвета осадка. Это наглядно свидетельствует о взаимовлиянии среды и осадка на их единство в условиях каждой фации. Соответственно каждая из различающихся фаций имеет и особое, ей свойственное живое население. В связи с этим палеонтологи должны ставить себе столь же детализированные задания, как и гидробиологи в отношении поисков и сопоставления одинаковых по времени развития, хотя и разнородных по составу и происхождению видовых комплексов фаун и флор. В то же время каждый из этих комплексов определяет место и условия своего обитания в связи с законом о единстве организма и среды. Поэтому остатки ископаемых организмов для нас ценнейшие показатели не только геологического возраста вмещающей их горной породы, но и свойств самой исчезнувшей фациальной среды, в особенности если выяснится не только форма раковины ископаемого моллюска, но и ее вещественный состав. Полезно пытаться изучать и остаточное органическое вещество в осадочной горной породе, которое при относительной стойкости некоторых органических соединений в ископаемом состоянии может дать ответ на многие интересующие геолога вопросы.

Таким образом, геохимические ряды фаций, пока устанавливаемые нами по векам в виде осадков ряда некоторых элементов только теоретически, при их дополнениях другими элементами и исправлении в соответствии с новыми данными должны определять ход многих разнообразных процессов современной и древней биосферы. Они представляются нам ключом к пониманию природных процессов прошлого, от эпох зарождения на Земле жизни до современности, во многом помогая освещать темные вопросы истории земной коры.

Пермское угленакпление в пределах азиатской части Советского Союза — Тунгусский угленосный бассейн площадью около 1 млн. км<sup>2</sup>, Минусинский, Кузнецкий и Карагандинский угольные бассейны с суммарной мощностью угленосных отложений до 11 тыс. м с многочисленными угольными пластами, представляет ярчайший пример в геологической истории, когда под влиянием благоприятных условий биосферы, формировались огромные накопления растительных масс, создавались крупнейшие количества органических кислот, производивших свою геохимическую работу на больших площадях поверхности суши.

Поэтому, обобщая все сказанное, необходимо полагать, что в геологической истории Земли, на более или менее крупных по размерам площадях в определенные эпохи существовали условия усиленного развития организмов, преимущественно зеленых автотрофов (по В. И. Вернадскому). Они сменялись в пространстве и времени обширными площадями и эпохами ослабления жизнедеятельности вследствие дефицита атмосферных осадков и уменьшении углекислоты в свободном состоянии в биосфере, что непосредственно сказывалось в усилении или ослаблении формирования местных концентраций химических элементов в составе осадочных отложений континентов и водных бассейнов.

В случаях первого типа, т. е. в эпохи концентраций, имели место массовое вымывание и массовое, частью концентрированное, вторичное отложение элементов в осадках более или менее крупных бассейнов. Кислая и промежуточная части геохимического ряда фации спускались к уровню мирового океана, особенно в древнейшие геологические времена. В случаях второго типа фациальный

ряд резко разрывался на две части. Кислая его часть была связана лишь с зоной почв, с накоплением в них (по зонам) рассеянных масс химических элементов, неподвижных при  $pH < 7$ , тогда как щелочная часть охватывала область всего континентального стока, область смешивания речных вод с морскими и, конечно, воды морей. Границы фаций этой растянутой части геохимического ряда естественно были менее устойчивыми, миграция фаций была значительной, поэтому мощность слоев, соответствующих этапам устойчивости фаций, в условиях спокойного состояния земной коры была малой. Отсюда концентрации элементов, естественно, могли создаваться лишь незначительные, за исключением, конечно, связанных с морскими водами, с геологической деятельностью самого морского бассейна, где могли отлагаться мощные карбонатные и иные толщи.

В эпохи движений земной коры, особенно при образовании поднятий количество выносимого в бассейны терригенного материала, естественно, возрастало, мощность отлагавшихся обломочных пород увеличивалась. Поэтому следует полагать, что эпохи погружения и начала подъема участков земной коры из-под уровня моря, в основном, быть может, под влиянием господства морского климата, были благоприятными для угле-нефте-металлонакопления в осадочных толщах, часто с образованием месторождений полезных ископаемых промышленного значения. Напротив, подъем участков земной коры над уровнем мирового океана, усиление процессов размыва горных пород на резко расчлененной земной поверхности, усиление испарения вод на суше в результате континентального климата, — все это явления неблагоприятные для образования отмеченных концентраций полезных ископаемых осадочных толщ.

В свете изложенного в геологическом прошлом, как и в переживаемую нами геологическую эпоху, поверхность континентов соответственно ее высоте, широте, удаленности от морей, количества осадков, режима температуры и ветров разделялась на области различного геохимического характера. Отмеченные и рассмотренные нами два основных типа климатов, противоположных по своему характеру, несомненно во все геологические времена имели определенное, но неодинаковое развитие и были подчинены тектоническому режиму областей суши и морей и общей эволюции сред.

В. И. Вернадским и А. П. Виноградовым высказывалась важная идея о биогеохимических и геохимических провинциях, об эндемиях. Она обосновывалась полученными данными об избыточности или недостатке каких-либо химических элементов, непосредственно влияющих на жизнь животных и растений. В связи с этим названные исследователи предложили химическую обстановку существования организмов называть, что совершенно справедливо, химической экологией. Выделяя биогеохимические провинции, как этапы эволюционного развития фаун и флор, А. П. Виноградов (1950) считает, что изучение среды жизни (в частности почв) обеспечивает движение науки вперед. Это глубоко прогрессивное представление заслуживает распространения на весь процесс палеогеографического развития земной поверхности со времени появления на ней органической жизни для выяснения истории миграции и накоплений химических элементов в осадочных породах, раскрытия направленности геохимических процессов при формировании осадочных отложений и установления закономерностей развития органического мира на Земле.

#### ПАЛЕОГЕОХИМИЧЕСКИЕ КАРТЫ

В результате геологической съемки территории Советского Союза с изучением разрезов, развитых на огромных площадях осадочных отложений различного геологического возраста, получены данные о конфигурации морских

бассейнов в различные эпохи геологического прошлого, о преобладающем составе нормальноосадочных отложений, о некоторых особенностях палеоклиматических условий, о моментах перерывов в накоплении осадков в связи с поднятиями земной коры и вулканизмом. Выяснялось местное развитие соответствующих типов осадков, их литологические переходы от одного типа к другому, указывающие на положение береговых зон и суши в пределах древних бассейнов, а также на связь морских осадков с континентальными. Последние формировались за счет наземного мелкозема, часто в бассейнах ненормальной солености (внутренние бассейны — лагуны, эстуарии, дельты). Изучение их дает возможность ориентироваться в основных чертах истории геологического развития любой части территории Советского Союза. С помощью специально составляемых графиков процесса накопления осадков (фациограмм), альбомов палеогеографических карт можно разобраться в местных и общих особенностях процессов формирования осадков на дне бассейнов и предвидеть возможное распространение в их составе твердых каустобиолитов — бурых и каменных углей, антрацитов, графитов, а также углистых и горючих сланцев.

Значительно труднее прогнозировать области с нефтью и горючими газами вследствие трудностей выявления признаков этих ископаемых по данным земной поверхности, а местами и с низкой общей разбуренностью недр. Еще слабее разработаны подходы ко всем остальным типам полезных ископаемых осадочных толщ.

Взаимосвязь между естественными природными телами системы «почвогрунты суши — море», как оказывается, определяется в геохимическом отношении (геохимия, гидрохимия, биогеохимия) состоянием недр Земли, ее атмосферы, характером вертикальных движений земной коры, климатом, развитием организмов, условиями накопления и стока континентальных вод в бассейны, где осуществлялось и осуществляется накопление осадков. Выше мы пытались уточнить признаки двух основных типов отмеченной системы суши — моря: 1) эпох погружения земной коры и областей с устойчивым относительно влажным климатом (эпохи металлонакопления) и 2) эпох поднятия земной коры и областей с устойчиво континентальным сухим климатом.

При полевых исследованиях необходимо собрать достаточный фактический материал для палеогеографических и палеогеохимических построений на бланковых картах изучаемого района с нанесением водных потоков, продольных рядов и границ фаций, мощностей и площадей развития скоплений полезных ископаемых. Палеогеохимические карты, составляемые на основе сопоставления фациограмм разных частей района, должны отобразить размещение различных типов древних осадков для каждого из выделяемых интервалов геологического развития данного участка земной коры. Составление такой серии карт на единой топографической основе имеет целью выявить изменения земной поверхности, области древних морей и одновременной им суши, а также проанализировать ход и характер геотектонической эволюции изучаемого района. Правильное понимание слоев осадочных пород как осадков соответствующих геохимических фаций при достаточном количестве исходного фактического материала позволит определить конкретные площади фациальных зон, их миграцию во времени и пространстве.

Построение палеогеохимических карт требует углубленной обработки палеонтологических материалов по данной территории с анализом сопоставлений разновозрастных, но литологически разных пород с остатками различных групп ископаемых организмов.

Таким образом, с помощью лабораторного изучения осадочных пород, детализированных фациограмм и, наконец, атласа палеогеохимических карт исследователь получит возможность детально разобраться в составе и распространении различных типов осадочных пород района, найти и доисследовать нужные народному хозяйству виды полезных ископаемых осадочного происхождения. Разумеется, с развитием науки и техники намеченные типы исследований и их взаимосвязь друг с другом будут пополняться и заменяться новыми.

## К ПРИМЕНЕНИЮ МЕТОДА

Метод палеогеохимического исследования применим к изучению всех областей распространения нормальных неметаморфизованных осадочных отложений. Если же мы достаточно полно учтем результаты преобразования их гипергенных минералов при региональном метаморфизме в соответствующие устойчивые формы, то по минералам-индикаторам он будет применим и для метаморфических толщ. Успешность его применения будет зависеть от степени изученности исследователями литолого-минерального состава осадочных отложений данного района. Ей будет способствовать хорошая естественная обнаженность, а при слабой обнаженности и искусственные обнажения (канавы и другие горные выработки). При этом необходима установка на полноту изучения литологического состава осадочных отложений в пределах толщи земной коры, доступной (в перспективе) для горных работ.

Немаловажным условием успешного применения метода в полевых условиях является правильный и полный учет всех данных предварительного геологического изучения площади, на основе которых и составляется схема маршрутных линий, определяется разнообразие и объем необходимых земляных (горных) работ и вспомогательного бурения. В отличие от картировочных работ обычных типов необходимо планировать изучение толщ не только вкостр простирания слоев, но местами и по простиранию для прослеживания выявленных фациально интересных пород в целях открытия полезных ископаемых.

Палеогеохимический метод еще больше применим при специального назначения поисково-разведочных работах, при разведках на отдельные виды и группы осадочных полезных ископаемых, как, например, угли, осадочные руды, нефть, соли и др., когда искусственное вскрытие стратиграфических разрезов (самая дорогая часть полевых работ) производится систематически. Применение метода должно способствовать ускорению решения задачи с экономией на горных работах.

Признаки фаций геохимического ряда должны улавливаться при изучении осадочных толщ вкостр простирания с одновременным выяснением конфигурации древних водоемов и направлений потоков мигрирующего минерального материала, т. е. направлений фациальных смен. При этом данные изучения пород по величинам рН должны лечь в основу построения палеогеохимических карт в виде изохем. Размещение изохем для отдельных слоев и горизонтов при достаточном количестве замеров рН пород должно показать площадное размещение ряда разновозрастных фациальных зон с местными концентрациями тех или иных химических элементов.

Данный метод вполне применим также для изучения пород современной и древних кор выветривания, зон окисления. Как показывают результаты работ И. И. Гинзбурга и И. А. Рукавишниковой (1951), фации таких пород с их характерными минералами нередко отличаются пространственной сближенностью с частыми следами наложения смежных фаций. Наложение происходит

в процессе вертикальной миграции изохем и гидрохимических зон в связи с динамикой перемещения органических и минеральных кислот и оснований метеорными, грунтовыми и подземными водами. Изучаемые этим методом зоны окисления земной коры необходимо расчленять на элементарные геохимические фации с их типовым минеральным составом, что позволит выявлять площади наибольшего развития скоплений минеральных масс практического значения: руд алюминия, железа, марганца, никеля, кобальта, магния, каолинитов и пр.

Изучение рН почвенных растворов и минералогии почв геологами должно давать конкретные указания на минералого-геохимический характер нижележащей части коры выветривания (зоны окисления), поскольку признаки рудоносности недр очень часто проявляются в составе почв, как это показывается работами А. П. Виноградова (1950) и многих других исследователей. Поэтому геолог-поисковик не должен пренебрегать изучением вещества и геохимии почв. Для этого ему необходимо осваивать данные почвенной минералогии, строения почвенных разрезов, миграции почвенных растворов, которые могут дать существенные указания на геохимические особенности местной зоны окисления (коры выветривания).

Как известно, специфика видового состава наземной растительности и состав золы растений могут явиться надежным критерием для поисков местных концентраций тех или иных металлов, как об этом, в частности, сообщают А. П. Виноградов и другие исследователи. В районе известных месторождений меди, никеля, кобальта и цинка такие явления наблюдаются очень часто.

Можно предположить, что идея геохимического ряда фаций окажется небесполезной при искусственном разделении минеральных веществ на отдельные минералы и химические элементы, как это частично делается при мокром обогащении руд. Обработка кислыми торфяными водами отходов крупных бегунных золотопромывательных фабрик должна приводить к переходу в раствор ряда металлов — спутников золота (серебра, меди, железа и пр.). Применение последовательное подщелачивание таких растворов, вероятно, можно сохранить для народного хозяйства большие количества ценных металлов.

Особенно важен вопрос выбора перспективных районов распространения наибольшего разнообразия геохимических фаций, в том числе и связанных с кислыми средами. Тектоника геосинклинальных областей обычно сильно затрудняет детальное сопоставление слоев, а сами отложения относятся преимущественно к морским осадкам. Изучение их в отношении геохимических фаций может привести к выделению лишь осадков щелочных сред с малой четкостью их межфациальных границ. Поэтому первоочередного исследования методом палеогеохимического анализа заслуживают толщи осадочных отложений эпох и областей, благоприятных для металлонакопления: во-первых, угленосных и стратиграфически с ними связанных иных отложений в палеографически едином контуре и, во-вторых, относительно слабо складчатых. Такими являются отложения бассейнов платформ вблизи геологически сложных участков геосинклинальных зон, а также отложения бассейнов внутри геосинклинальных областей. В таких бассейнах предгорных и межгорных прогибов, внутренних и эпиконтинентальных морей по соседству с интенсивным торфо- и углеобразованием и с выветривающимися изверженными и иными породами могут отлагаться черные, цветные, редкие и малые металлы, а местами и рассеянные и редкоземельные элементы.

При огромных размерах таких площадей в пределах Советского Союза для поисков новых месторождений осадочных полезных ископаемых, есте-

ственно, должны быть отобраны наиболее перспективные и наиболее геологически изученные их части. При этом необходимо учитывать, что возможность возникновения концентраций элементов в переотложенном виде в осадочных толщах во многом зависит от наличия их в областях питания, поскольку всегда существует геохимическая связь между областями сноса и областями отложения осадков.

Особую, практически очень интересную категорию районов составляют платформенные площади внутренних «мигрировавших» бассейнов, питавшихся материалом перемыва осадочных пород. Перемыв и отложение могут, как известно, приводить к повышению концентрации тех или иных химических элементов и минеральных образований, очистке их от примесей и облагораживанию многих типов полезных ископаемых, часто именуемых вторичными. Палеогеографические и палеогеохимические построения помогут уточнить границы таких древних бассейнов и указать в их пределах наиболее перспективные площади.

При разработке рассмотренной темы мы в меру возможности стремились использовать достижения всех отраслей естествознания, могущих оказать содействие в понимании природных процессов формирования осадочных толщ, в частности миграции и концентрации химических элементов в биосфере. Нужно признать, что это дало нам возможность понять многие важные явления в интересующей нас области. В то же время успешное развитие учения об осадочных горных породах и связанных с ними разнообразных полезных ископаемых требует дальнейшего совершенствования и других отраслей естествознания. Наука непрерывно должна идти вперед, помогая практике и используя ее результаты. В интересах затрагиваемой области геологического знания в качестве первой наметки можно представить следующие списки очередных вопросов, дальнейшая разработка которых была бы очень желательна другими разделами естествознания.

### УЧЕНИЕ О ФАЦИЯХ

1. Экспериментальное исследование транспортирующей деятельности текущих вод по отношению к представленному смесью различных фракций обломочному материалу с изучением влияния солености и вязкости взмученной воды на ее способность к переносу отдельных фракций при разных температурах.

2. Выяснение экспериментальным и теоретическим путем соотношений между плотностями и размерами транспортируемых частиц обломочного материала в обоснование теории формирования россыпных месторождений полезных ископаемых.

3. Изучение влияния физико-химической характеристики водной среды фации на хемогенный, обломочный и биогенный состав ее осадка с целью поисков признаков фаций накопления вещества полезных ископаемых.

4. Выявление относительного расположения фациальных зон в современных областях смешивания континентальных вод с морскими во внутренних и эпиконтинентальных морях с определением их физико-химической, гидробиологической и биогеохимической характеристик по данным процессов, происходящих в пределах соответствующих фаций.

5. Изучение физико-химических и литологических особенностей по границам смежных фаций с целью установления причинности резких и нерезких смен в составе осадков.

6. Сравнительное изучение современных и древних фаций осадочного железа и марганца с выяснением признаков их крупных природных концентраций.

7. Изучение современного размещения комплекса различных фаций в пресноводных и морских бассейнах с целью решения вопроса о связях между ними и о существовании естественного продольного ряда фаций по обломочным, хемогенным и биогенным компонентам осадка.

8. Выявление и изучение признаков древних фаций, связанных с геотектоническими областями различного типа.

9. Изучение роли ископаемых организмов из числа породообразующих в развитии древних бассейнов.

10. Исследование конфигурации древних бассейнов осадконакопления, признаков движения береговых зон, течений, температурного и ветрового режимов.

11. Изучение фациальных различий в древних бассейнах в условиях трансгрессии и регрессии моря с установлением закономерностей пространственного размещения естественного ряда фаций, в частности обуславливающих накопление различных типов полезных ископаемых осадочного происхождения.

12. Выявление и изучение признаков древнего островного режима.

13. Выявление и изучение признаков глубинности и особенностей строения дна древних бассейнов осадконакопления.

14. Выявление и изучение современных фаций гидросферы суши в их продольных рядах по направлению общего материкового стока с установлением соотношений между свойствами выпадающей части (осадка) и мигрирующей и с поисками соответствующих полезных ископаемых.

15. Выявление и изучение древних осадков и пород материкового происхождения, особенностей их фаций и характера изменения последних в пространстве и геологическом времени с поисками полезных ископаемых.

16. Изучение роли органических веществ и органогенных минеральных масс при формировании древних и современных осадочных отложений.

17. Выявление и изучение комплекса фациальных признаков для построения палеогеографических фациальных карт с прогнозом осадочных полезных ископаемых.

## ПАЛЕОНТОЛОГИЯ

На основе достижений палеонтологии в области установления закономерностей филогенетического развития ископаемых групп животных и растений, необходим массовый отход палеонтологов-иконографистов от их уже устаревших методов исследовательской работы. Одновременно привлечение внимания палеонтологов к работе методами эволюционно-морфологического исследования ископаемых организмов может повысить точность определений, прояснить связь этапов эволюционного развития организмов с этапами геологической жизни земной коры и с детально расчлененными конкретными фациями, выявить много новых надежных руководящих форм.

На основе такого познания ископаемых остатков животных и растений и знания их прижизненного размещения по экологическим нишам палеонтолог может сопоставлять разновозрастных обитателей различных ниш, т. е. осуществлять корреляцию вмещающих органические остатки слоев. Поэтому кроме обычного определительского и монографического изучения органических остатков от палеонтологов в интересах правильного построения палеогеохимических карт требуется изучение палеонтологических зон с их корреляцией для всех осадочных комплексов, развитых на территории Советского Союза и интересующих народное хозяйство в настоящем или в связи с их перспективами на будущее.

Для проведения таких работ в первую очередь можно наметить следующие палеонтологические зоны:

1) докембрийских отложений Средней и Восточной Сибири в связи с поисками в докембрии (протерозое) магнезитов, силицилитов, железных и марганцевых руд и других ископаемых;

2) кембрийских отложений Сибирской платформы в связи с поисками нефти, горючих газов, железных и марганцовых руд, медистых и свинцовоносных пород, бокситов, фосфоритов и т. п.;

3) девонских отложений Западной и Средней Сибири в связи с проблемами бокситоносности, меденосности и пр.;

4) верхнепалеозойских отложений Сибири, Дальнего Востока и Русской платформы в связи с угленосностью, меденосностью, железнакоплением, гидрхимическими осадками и пр.;

5) мезозойских и кайнозойских отложений в связи с геолого-экономическими перспективами внутренних бассейнов (угли, сланцы, металлы).

## ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ МИКРОБИОЛОГИЯ

1. Изучение жизнедеятельности тионовокислых бактерий, их окислительной способности, а также способности образовывать скопления элементарной серы, формировать серные месторождения.

2. Изучение роли бактерий в образовании черного вонючего ила грязевых озер и лиманов с выявлением физико-химических особенностей этих фациальных зон, с установлением роли участвующих в круговороте среды химических элементов.

3. Изучение роли бактерий в образовании сероводородной фации и в формировании скоплений пирита в осадке.

4. Выяснение роли микроорганизмов в процессе биохимического разложения каолина на кремнезем и глинозем как пути для установления происхождения бокситов и скоплений коллоидного кремнезема.

5. Сравнительное микробиологическое изучение процессов торфообразования и грязеобразования на материале переходной фации с выявлением конкретных агентов, а также с изучением окислительных, восстановительных и гидролитических процессов и явлений разложения органического вещества и сорбции.

6. Изучение микроорганизмов разрушителей лигнина.

7. Изучение жизнедеятельности пресноводных и морских кальцийконцентрирующих бактерий — основных источников карбонатных илов с выявлением степени подчиненности их условиям среды и степени влияния их на ее физико-химическую характеристику.

8. Изучение видового состава и жизнедеятельности морских марганцевых бактерий как концентраторов гидроокислов марганца в донных осадках.

9. Изучение условий жизнедеятельности железобактерий как концентраторов в осадках водоемов гидроокислов железа.

10. Изучение роли микроорганизмов в отложении в озерах и лиманах гидроокислов и карбонатов меди.

11. Изучение процессов «старения» сапропелевых осадков с выяснением отдельных этапов преобразования осадков и конкретных микроорганических агентов путем биохимического исследования продуктов жизнедеятельности последних.

12. Изучение роли микроорганизмов в процессах перехода растительных остатков в торф и органические кислоты, в лигнит, лигнита в бурый, а затем и в каменный уголь (целлюлозные бактерии?).

13. Изучение роли микроорганизмов в природных морских концентрациях фосфатов кальция.

14. Микробиологическое изучение фации глауконитонакопления с выявлением конкретных агентов в этом процессе и продуктов их жизнедеятельности.

15. Микробиологическое исследование процесса карманообразования на поверхности полевошпатовых изверженных пород с выявлением конкретных разрушителей породы и их изучением.

Разработка перечисленных микробиологических тем, частично ставившихся еще в 1932 г. Б. Л. Исаченко, должна способствовать правильному подходу геологов к выяснению вопросов породо- и рудообразования, характеристики соответствующих природных фаций современных и древних пресноводных и морских бассейнов, а также к выяснению роли микроорганизмов в концентрации химических элементов.

## БИОГЕОХИМИЯ

1. Изучение элементарного и компонентного химического состава остатков ископаемых животных и растений по видам с изучением состава вмещающих горных пород для выявления материалов о биохимической эволюции органического мира с установлением роли в этом процессе распространенных, редких и рассеянных химических элементов и попутным определением ископаемых организмов — концентраторов тех или иных элементов или соединений.

2. Изучение изменения химического состава остатков ископаемых растений (элементарного и компонентного) при переходе их в осадок в виде сапропеля с изучением процессов «старения» этого типа осадков.

3. Изучение органических веществ речных и озерных пресных вод.

4. Изучение органических веществ соленых озер, засоленных лагун и морских вод для установления конкретных связей и взаимодействий между органическими соединениями и биофильными и минерогенными химическими элементами в отношении транспортировки смываемых материалов в зоны щелочных вод.

5. Изучение ископаемого органического вещества, сохранившегося в бокситах, фосфоритах, каолинитах, бурых железняках, лимонитах и гематитах осадочных толщ и в веществе «железных шлям» с установлением характера связей между ними и биофильными и минерогенными химическими элементами.

6. Изучение явлений сорбции щелочных и щелочноземельных и других элементов конкретными органическими сорбентами с целью познания аналогичных процессов в геологическом прошлом.

7. Изучение остаточного органического вещества бактериальных и водорослевых известняков и доломитов.

8. Изучение битумов и гуматов осадочных горных пород в свете проблем нефте- и углеобразования.

9. Изучение природных углеводородных газов (адсорбированных и свободных) в осадочных горных породах и подземных водах для выяснения закономерностей их связей со вмещающими горными породами определенной физико-химической характеристики.

10. Выявление состава органических веществ, характеризующих процесс оторфования растительных масс, а также образования лигнитов, бурых и каменных углей с изучением твердых, жидких и газообразных продуктов этих процессов.

11. Изучение органических веществ современных и древних фаций меденскопления, например на материале с оз. Балхаш.

12. Изучение органических соединений медно-ванадиевых пород древних осадочных толщ с установлением конкретных концентраторов меди, ванадия и рассеянных элементов.

13. Изучение процессов изменения вещества плавающей и ископаемой древесины с раскрытием этапов и закономерностей ее минерализации на фоне химизма вмещающих сред.

14. Биогеохимическое изучение бурых и каменных углей, отдельных углистых пленок и обугленных остатков растений для познания концентрирующей способности растительных видов и сорбционной способности их веществ в отношении химических элементов.

## ГЕОХИМИЯ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ

Геохимическая наука охватила пока лишь незначительную часть из большого числа очередных вопросов геологии осадочных полезных ископаемых. Можно сказать, что полевой геолог еще ожидает сотрудничества с геохимиком для разрешения ряда насущных вопросов практической геологии. Учитывая недостаточность кадров высококвалифицированных геохимиков и недостаточную часто пропускную способность аналитических геохимических лабораторий геологической службы, можно ограничиться рекомендацией следующих очередных тем для разработки в ближайшее время.

1. Геохимическое изучение осадков естественного литологического ряда современных фаций с применением спектрального и мокрого анализов для выявления комплексов химических, в том числе и практически интересных элементов на материалах этого естественного ряда в пределах суши, внутренних пресных и засоленных бассейнов и эпиконтинентальных морей и для изучения связи осадков с физико-химической характеристикой каждой из фаций.

2. Изучение сорбционной роли ископаемого и современного природного органического вещества пресноводных, лагунных и морских бассейнов в образовании осадочных концентраций меди, ванадия, редких и рассеянных элементов.

3. Изучение роли сорбции ископаемых металлических и неметаллических химических элементов органическими веществами гумусового ряда (бурые и каменные угли, углистые сланцы).

4. Изучение явлений сорбции редких и рассеянных химических элементов твердыми и жидкими битумами с изучением химического состава вмещающих пород.

5. Геохимическое послойное изучение осадочных отложений различных геологических систем из областей платформ и геосинклиналей с применением спектрального и других видов анализа для геохимической характеристики изменений в пространстве и времени процессов накопления осадков и в том числе осадочных полезных ископаемых.

6. Сравнительное геохимическое изучение древних и современных осадков прибрежных и дельтовых фаций на материале отложений палеозойских и мезозойских водных бассейнов, границы которых уже установлены, и на материале прибрежных фаций морей эпиконтинентального типа с целью установления геохимических признаков естественных рядов литолого-минералогических фаций.

7. Специальная полевая и лабораторная проверка идеи о древних бассейнах рудонакопления с целью выявления закономерностей природного размещения осадочных рудоносных фаций (железо, марганец, медь, ванадий, никель, кобальт и др.) в промышленных количествах.

8. Изучение роли отдельных сорбентов ископаемого органического вещества — углей и углистых сланцев, битумов и горючих сланцев, бурых железняков, бокситов, известняков, фосфоритов, кремнезема и т. п. — в отношении

черных, цветных и редких металлов и рассеянных элементов с установлением условий и порядка сорбции элементов на конкретном полевом каменном материале геологических коллекций, собранных специальными полевыми партиями.

9. Изучение химических процессов в древесине фаций современного плавника (низовья северных рек, берега и острова морей Советской Арктики, внутренних озерных и морских бассейнов — Каспия, Арала, Балхаша и др.), а также в ископаемой древесине в отложениях различного геологического возраста с одновременным палеоботаническим и биогеохимическим изучением этих растительных остатков.

10. Геохимическое изучение процессов конкрецииобразования в древних толщах.

11. Детальное геохимическое изучение древних концентраций железа и марганца в осадочных толщах с целью выявления на материале известных месторождений этих металлов условий возникновения, развития и прекращения оруденения в процессе формирования соответствующей осадочной толщи.

12. Детальное геохимическое изучение типов древнего фосфатообразования.

13. Детальное геохимическое изучение типов древнего боксито- и каолинообразования.

14. Сбор и изучение конкретных геохимических данных для отдельных геотектонических областей с целью построения палеогеохимических карт. Разработка принципов составления таких карт с установкой на выявление площадей крупных промышленных концентраций полезных ископаемых осадочного происхождения.

15. Исследование проблемы изотопного анализа древних концентраций химических элементов практического значения в осадочных толщах.

## ОРГАНИЧЕСКАЯ ХИМИЯ

Состав и поведение природных органических веществ, формирующихся в почвенных условиях, представляет большой интерес для разрешения вопросов почвообразования и выяснения подпочвенных процессов. Вынос этих соединений из почвы в зону окисления приводит к воздействию их на минеральные компоненты коренных горных пород с теми или иными последствиями. Вынос их в пресноводные и засоленные бассейны суши и в континентальные моря ведет к развитию геохимической деятельности этих агентов, заслуживающей детального изучения. Не меньший интерес для региональной и практической геологии представляет изучение остаточного органического вещества осадочных горных пород, каменных и бурых углей и углистых сланцев.

Особого внимания для практической геологии заслуживают органические вещества пресных и засоленных водоемов, лагун, областей смешивания континентальных кислых вод с морскими, а также эпиконтинентальных морей, где они производят огромную работу по сорбции химических элементов и участвуют в формировании донных осадков.

Объем работ по изучению состава и поведения этих веществ в интересах геологии велик. Отметим здесь лишь немногие легкие осуществимые темы большого практического значения.

1. Изучение качественного и количественного состава почвенных органических веществ ортоэлювиальных (первичных) почв с экспериментальными работами по исследованию их воздействия на минеральное вещество коренных горных пород.

2. Выявление и изучение органических веществ зоны окисления земной коры.

3. Изучение состава воднорастворимых, коллоидных и твердых органических соединений пресноводных и засоленных континентальных бассейнов с выявлением их происхождения, биогеохимической (сорбционной) деятельности и дальнейших превращений в составе осадков.

4. Изучение состава воднорастворимых, коллоидных и иных органических веществ лагун, морских заливов и эпиконтинентальных морей по литологическим типам фаций для выяснения их роли в формировании осадков, в концентрации химических элементов.

5. Изучение состава органических веществ в древних и современных осадочных железных и марганцевых рудах для сопоставления с веществом современных концентрирующих эти элементы бактерий.

6. Изучение состава органических веществ в бокситах, фосфоритах, каолиновых и иных глинах с целью выяснения их природы и связи с минеральными компонентами этих образований.

## ПОЧВОВЕДЕНИЕ

Почвы представляют собой сложный комплекс мелкоземных продуктов разрушения скальных коренных пород, развития огромных масс органических соединений, концентрации или рассеяния тех или иных химических элементов. Зарождение процессов почвообразования на Земле, неразрывно связанное с возникновением микроорганизмов примерно на границе архея и протерозоя, обусловило формирование в водных бассейнах нормальноосадочных отложений. Без жизни на Земле не было бы ни почв, ни осадочных горных пород, поскольку чистое физико-химическое выветривание коренных пород не могло бы создать такой массовости мелкозема, какая имела место уже в эпохи протерозоя.

Почвоведение многообразно помогает геологии. В то же время, некоторые специальные задачи почвенных исследований имеют для геологии особый интерес:

1. Изучение эффективности образования первичных почв с физико-химической характеристикой их растворов и минерализацией в условиях различных ландшафтных и климатических зон.

2. Изучение эффективности водной и воздушной эрозии почв в условиях различных ландшафтных и климатических зон как геологического процесса, вовлекающего в круговорот веществ на земной поверхности огромные массы обломочного материала, минеральных и органических соединений с перераспределением концентраций химических элементов на земной поверхности.

3. Изучение количественных соотношений между концентрирующимися в почве и мигрирующими химическими элементами по типам почв и химическим зонам с целью прослеживания путей миграции веществ почв под воздействием силы тяжести.

4. Сравнительное физико-химическое и биогеохимическое изучение некоторых типов почв и верхнего слоя донных осадков водных бассейнов (подводных почв) с выяснением причинности явлений концентрации и рассеивания химических элементов.

## ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Автолиз 25, 84  
 Авотроф 75, 88, 101, 104  
 Адсорбент 83  
 Адсорбция металлоорганическая 83  
 Азотобактер 95, 96  
 Алюминиевая гидратная фация 62, 134, 138, 161  
 Алюмосиликатная фация 62, 133  
 Амфотер 133  
 Анаэробная зона 24, 30, 36, 79, 84  
 Анаэробный распад илов 30  
 Анаэробное явление 30, 79, 81, 111  
 Антракосилит 82  
 Ассимиляция веществ 35  
 Атолл 199  
 Аэробная зона 79, 84, 141  
 Аэробное проявление 36, 79, 111  
  
 Бактериальный ценоз 206  
 Барьерные рифы 38, 41, 61, 62  
 Батинальная зона 149  
 Биогенный компонент 34  
 Биоценоз 40, 52, 110  
 Береговой риф 38, 41, 62  
 Биогерма 38, 64  
 Биогеохимия 15, 16  
 Биофильные компоненты 26  
 Биофильный элемент 24, 29, 89, 93, 186  
 Бокситовая фация 65, 196  
 Болотный сидерит 133  
 Борато-алюминиевая фация 133  
 Борато-бериллиевая фация 142  
 Борато-марганцевая фация 158  
 Борато-ториевая фация 134  
 Борато-хромовая фация 134  
 Борато-цинковая фация 134  
 Борато-циркониевая фация 133  
 Буфер фации 39, 52, 77  
 Буферный осадок 39, 77, 142  
  
 Валентность элемента 39, 179  
 Vegetивность бактерий илов 31  
 Вертикальная зональность акваторий 36  
 Восстановительная обстановка 18  
 Вторичные вадозовые минералы 18  
 Вторичная концентрация 215  
 Высаливание металлов 217  
  
 Галитовая фация 167  
 Галлиевая фация 130  
 Гальмиролиз 60, 80, 155  
 Гемоцианин 23  
 Гетеротроф 64, 90, 132, 155  
 Гетеротрофные бактерии 28, 90, 155  
 Гетеротрофный микроорганизм 155, 160  
  
 Гидратация ионов 186  
 Гидратный ряд фаций 46, 75  
 Гидрато-бериллиевая фация 142, 167  
 Гидрато-хромовая фация 135  
 Гидрато-цинковая фация 134  
 Гидроксил 39, 72  
 Гидролиз железоорганики 23  
 Гидролиз минералов 27  
 Гипергенный процесс 34, 44  
 Гипергенные соединения 34  
 Глауконитовая фация 24, 149  
 Гравитационный фактор 54  
 Гранулометрический состав 38, 71  
 Гранулометрический ряд 38  
 Группы фаций 38, 64  
 Гумат 131  
 Гуминовые кислоты 27, 100, 131, 194, 232  
 Гумус 19, 85, 91, 131, 193  
  
 Денитрифицирующие бактерии 76, 96, 205  
 Диагенез 24, 25, 34, 36, 46, 81  
 Диагенетизированный осадок 36, 70, 152  
 Диссимиляция веществ 35  
 Диссоциация 21  
  
 Естественный ряд фаций 15  
  
 Железная фация 62, 130, 139, 146  
 Железобактерия 23, 50, 65, 90  
 Железоорганические соединения 23, 24, 90, 216  
  
 Закон необратимости 14  
 Закон сродства фаций 38  
 Закон фаций 32  
 «Захват» мигрирующих элементов 187  
 Золотая фация 137  
 Зона окисления 18, 111  
 Зона цементации 18, 111  
 Зообентос 34  
  
 Известково-доломитовая фация 213  
 Изовалентность 188  
 Изоморфные ряды 188  
 Изоморфное сосаждение 187, 188  
 Изохемы фаций 41  
 Ингрессия 53  
 Индикаторы фаций 212  
 Ионный потенциал 39  
 Ионный радиус 39, 144  
 Ионно-энергетический обмен 169  
 Ископаемая фация 17  
 Иттриевая фация 147

- Кадмиевая фация 147  
 Карбонато-кальциевые фации 152  
 Карбонато-ториевая фация 130  
 Карбонатно-хромовая фация 135  
 Карбонатно-цинковая фация 135  
 Карналлито-борацитовая фация 167  
 Катализ 30, 147  
 Катализатор 30  
 Кероген 99  
 Кислые фации фосфатов 196  
 Кларк 7, 47  
 Кларковая концентрация 47  
 Классификация фаций 168  
 Коагулят 63  
 Кобальтовая фация 148  
 Коллоидный комплекс 63, 202  
 Конкреция 142, 150  
 Континентальный сток 217  
 Континентальная фация 15  
 Концентраторы 90, 92, 100, 127  
 Кремнеземная фация 162
- Лагунная фация 35, 73, 164  
 Лантановая фация 154  
 Литиевая фация 164  
 Литограмма 37  
 Литологическая фация 46
- Магнетитовая фация 163  
 Марганцевая фация 62, 129, 134, 158  
 Материковые воды 59  
 Материковый сток 59  
 Медная фация 62, 94, 135  
 Месселитовая фация 159  
 Метеорные воды 23  
 Миграционная способность 20, 21  
 Миграция фаций 20, 33, 46, 48, 59  
 Миграция элементов 20  
 Микрозональность водоемов 29, 30  
 Микрозоны илов 29  
 Микроэлементы руд 12  
 Миксотрофная бактерия 88, 163  
 Моногидрофосфатная фация 141  
 Мукур 132
- Неодимовая фация 153  
 Никелевая фация 147  
 Нитраты 21, 96  
 Нитриты 21, 95  
 Нитрифицирующие концентраторы 95
- Область денудации 35  
 Оловянная фация 129  
 Онтогенез 35  
 Опалесценция 133  
 Ореол рассеяния 13
- Палеофаунистика 9  
 Пектин 84  
 Пелит 149  
 Пептид 132  
 Пизолит 160  
 Пинноитовая фация 167
- Потенциал среды 34  
 Постумное захоронение 89  
 Постумная реакция 89  
 Почвенные растворы 189, 190  
 Празеодимовая фация 153
- Ранний диагенез 25, 34  
 Риф барьерного типа 143  
 Рифовая фация 52, 199, 208  
 Родонитовая фация 154  
 Родохрозитовая фация 157  
 Роскоэлитовая фация 201  
 Ртутная фация 153  
 Ряды типов осадков 45  
 Ряды фаций 37, 38, 43, 45, 165, 177
- Самариевая фация 149  
 Сапропель 47, 57, 81, 85, 99, 196  
 Сапрофит 97  
 Свинцовая формация 144  
 Серебряная фация 142  
 Сероводородная фация 30, 40, 151, 197  
 Сейш 46  
 Сидеритовая фация 156  
 Силикато-бериллиевая фация 135  
 Силикато-магниева фация 159  
 Силикато-ториевая фация 130  
 Силикатно-цинковая фация 135  
 Сильвиновая фация 167  
 Силицилит 102, 103  
 Скандиевая фация 134  
 «Сметаноподобная» руда 133  
 Сорбция 13, 28, 34, 80, 184  
 Сорбция ионов 80, 169  
 Сорбирующая поверхность 34, 170  
 Спектр фаций 150  
 Субаквальная фация 213  
 Сульфатредуцирующие бактерии 97  
 Сульфидно-натриевая фация 167  
 Стронцианитовая фация 154
- Твердый остаток 233  
 Терригенный материал 35  
 Типовое осадконакопление 14  
 Типы фаций 33  
 Титановая фация 129  
 Торфяно-болотная фация 85, 107, 131, 132, 191  
 Турбулентное перемешивание 57, 155
- Удельная щелочность 52
- Фактор концентрации 17, 23, 27, 37, 51, 55, 103  
 Фация 9, 16, 17, 24, 32  
 Фациальный анализ 32  
 Фациальная зона 17, 40, 42, 49, 50, 52  
 Фациальная ниша 17  
 Фациограмма 37, 38, 41, 48, 50  
 Фациографическая кривая 38  
 Фация дюнных песков 20  
 Фация континентальных глин 195  
 Фация мангровых зарослей 61

- Фа́ция морских глин 199, 214  
Фа́ция морских глубин 213, 214  
Фа́ция открытого моря 47  
Фа́ция отложений 32  
Фильтр стока 23  
Фило́генез 35  
Фитобентос 34  
Фитогенез 56, 102  
Фитопланктон 22, 29, 47, 75  
Фосси́лизация 101  
Фосфоритовая фа́ция 24, 99, 159  
Фосфато-марганцевая фа́ция 142, 158  
Фосфато-натриевая фа́ция 167  
Фосфато-ториевая фа́ция 130  
Фосфато-хромовая фа́ция 134  
Фосфато-цинковая фа́ция 142  
Фосфато-циркониевая фа́ция 129  
Фотосинтез 101  
Фульви́новая кислота 39, 84, 139
- Хемогенный компонент 34, 35  
Хлоридная теория 25  
Хромовая фа́ция 167  
Целлюлозные бактерии 52, 256
- Цементация осадка 111  
Ценоз 158  
Цеолитная теория 112  
Цери́евая фа́ция 154  
Цикл седиментации 179  
Цирко́ниевая гидратная фа́ция 129
- Шамозитовая фа́ция 154  
Шельф 57, 58, 110, 203  
Шунгиты 230
- Щелочной резерв 52, 62, 77  
Щелочная фа́ция кремнезема 200
- Электролитическая диссоциация веществ 35, 69  
Экологическая группа 28, 31  
Экология 125  
Электропотенциал ионов 42, 208  
Эндемия 125  
Энергия межэлементарных связей 42, 206  
Эпиконтинентальное море 155
- Ювенильная углекислота 205

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алекси́н О. А. Общая гидрохимия. (Химия природных вод). Л., Гидрометеоздат, 1948<sub>1</sub>, 208 с.
- Алекси́н О. А. Гидрохимическая классификация рек. Л., Гидрометеоздат, 1948<sub>2</sub>, 224 с. (Труды Гидрол. ин-та, вып. 4).
- Алекси́н О. А. Гидрохимия рек СССР. Ч. 2. Л., Гидрометеоздат, 1948<sub>3</sub>, 184 с. (Труды Гидрол. ин-та, вып. 10).
- Алекси́н О. А. Гидрохимия рек СССР. Ч. 3. Л., Гидрометеоздат, 1949, 143 с. (Труды Гидрол. ин-та, вып. 15).
- Астахов К. В., Елицур А. Г., Николаев К. М. Исследование гидратов гидритным методом. — «Журн. общ. химии», 1951, т. 21, вып. 10, с. 1753—1763.
- Бабко А. К. Растворимость осадков в присутствии общих и посторонних ионов. — «Журн. аналит. химии», 1952, т. 7, вып. 1, с. 3—13.
- Барковская М. Г. Об изображении Л. В. Пустоваловым истории развития и современного состояния советской литологии. — В кн.: К вопросу о состоянии науки об осадочных породах. М., 1951, с. 95—106.
- Батурин В. П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным континентам. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1947, 339 с.
- Бейли К. Торможение химических реакций. Л.—М., Госхимиздат, 1940, 462 с.
- Бетехтин А. Г. Понятие о парагенезисе минералов. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1949, № 2, с. 15—28.
- Бетехтин А. Г. Минералогия. М., Гостеоллиздат, 1950, 526 с.
- Боровик-Романова Т. Ф. Рубидий в биосфере. — «Труды Биогеохим. лабор. АН СССР», 1946, т. 8, с. 143—180.
- Боровиков Л. И. Основные черты стратиграфии, вулканизма и тектоники в нижнем палеозое Джезказган-Улутауского района западной части Центрального Казахстана. — «Докл. АН СССР», 1952, т. 35, № 1, с. 189—191.
- Бриттон Х. Т. С. Водородные ионы. Л., ОНТИ Химтеорет., 1936, 583 с.
- Бровков Г. Н. Об условиях накопления красноцветной толщи нижнего девона Приднестровья. — «Докл. АН СССР», 1954, т. 94, № 1, с. 121—124.
- Брунс Е. П. Генезис юрских угленосных отложений Южной Ферганы. — В кн.: Литол. сб., 1. М.—Л., 1948, с. 99—114.
- Бруевич С. В. Химия волжского стока в Каспийское море. — «Гидрохим. материалы», 1949, т. 16, с. 72—87.
- Булл Г. Б. Физическая биохимия. М., Изд-во иностр. лит., 1949, 412 с.
- Бушинский Г. И. О минералогии и классификации фосфоритов в связи с использованием их в сельском хозяйстве. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1954, № 1, с. 3—12.
- Бэтман А. М. Промышленные минеральные месторождения. М., Изд-во иностр. лит., 1949, 648 с.
- Вант-Гофф Я. Г. Исследование условий образования океанических соляных отложений в особенности страффуртских соляных залежей. Л., ОНТИ Химтеорет., 1936, 344 с.
- Василенко В. К. Основные понятия литологии. (Тезисы доклада). — В кн.: Литол. сб., 1. Л.—М., 1948, с. 48—50.
- Вассоевич Н. Б. Эволюция представлений о геологических фациях. — В кн.: Литол. сб., 1. Л.—М., 1948<sub>1</sub>, с. 13—14.
- Вассоевич Н. Б. К изучению слоистости осадочных горных пород. — В кн.: Литол. сб., 2. Л.—М., 1948<sub>2</sub>, с. 24—34.
- Вебер В. В. Нефтеносные фации продуктивной толщ. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1945, № 2, с. 6—23.
- Вернадский В. И. Биосфера. Л., Изд-во АН СССР, 1926, 146 с.
- Вернадский В. И. История минералов земной коры. Л., ОНТИ Химтеорет., 1923—1936.
- Т. 1., ч. 1, вып. 1. История минералов земной коры. 1923, 375 с.
- Т. 2, ч. 1, вып. 1. История природных вод. 1933, 201 с.
- Т. 2, ч. 1, вып. 2. История природных вод. 1934, с. 202—402.
- Т. 2, ч. 1, вып. 3. История природных вод. 1936, с. 403—562.
- Вейхер А. А. Опыт изучения осадкообразования в турбулентном потоке. — В кн.: Литол. сб., 1. Л.—М., 1948, с. 92—99.
- Вейхер А. А. Предварительное сообщение о результатах наблюдения осадкообразования в речном русле. — В кн.: Литол. сб., 2. Л.—М., 1948, с. 7—14.

Вильнер А. И., Орлова Е. В., Пахолков В. Д. Минеральные ресурсы стран Ближнего Востока. М.—Л., Госгеолтехиздат, 1948, 127 с. (Минеральные ресурсы зарубежных стран, вып. 9).

Виноградов А. П. Химический элементарный состав организмов моря. Ч. 3. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1944, 273 с. (Труды Биогеохим. лабор. АН СССР. Т. 6).

Виноградов А. П. Геохимия редких и рассеянных химических элементов в почвах. М., Изд-во АН СССР, 1950, 279 с.

Виноградов А. П., Ронов А. Б. Ратынский В. М. Изменения химического состава карбонатных пород Русской платформы. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1952, № 1, с. 33—50.

Виноградов А. П., Ронов А. Б. Ратынский В. М. Эволюция химического состава карбонатных пород. — В кн.: Собрание по осадочным породам. Доклады, вып. 1. М., Изд-во АН СССР, 1952, с. 104—123.

Вистелиус А. В. Простейшие задачи математической обработки в литологии и пути их решения. — В кн.: Литол. сб., 1. Л.—М., 1948, с. 125—131.

Вистелиус А. В. О распределении магнезита в палеозое востока Русской платформы. — В кн.: Литол. сб., 1. Л.—М., 1948, с. 42—49.

Вологдин А. Г. Геологическая деятельность микроорганизмов. — «Изв. АН СССР». Сер. геол., 1947, № 3, с. 19—38.

Вологдин А. Г. Фациограммы — новый способ графического оформления стратиграфических разрезов. — «Докл. АН СССР», 1943, т. 40, № 8, с. 378—381.

Геккер Р. Ф. Примеры палеоэкологического изучения осадочных толщ. — В кн.: Литол. сб., 1. Л.—М., 1948, с. 114—121.

Гинзбург И. И., Рукавишников А. И. Минералы древней коры выветривания Урала. М., Изд-во АН СССР, 1951, 736 с.

Глестон С. Введение в электрохимию. М., Изд-во иностр. лит., 1951, 768 с.

Горбунов Н. И. Поглощительная способность почв и ее природа. М., Сельхозгиз, 1943, 216 с.

Горбунова Л. И. Глаукониты юрских и нижнемеловых отложений центральной части Русской платформы — «Труды Ин-та геол. наук АН СССР», 1950, вып. 114, с. 65—103.

Горещий Ю. К. Об условиях формирования и некоторых закономерностях в размещении осадочных и осадочно-метаморфизованных рудных месторожде-

ний. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1954, № 1, с. 13—99.

Гроссгейм В. А., Мустафиев И. С. К литологии аптских отложений Дагестана. — «Докл. АН СССР», 1950, т. 74, № 2, с. 361—364.

Губкин И. М. Учение о нефти. Изд. 2-е перераб. и доп. М.—Л. ОНТИ Гл. ред. горно-топ. и геол.-разв. лит., 1937, 456 с.

Гуляева Л. А., Иткина Е. С. К вопросу об определении окислительно-восстановительного потенциала каоустобиолитов. — «Докл. АН СССР», 1951, т. 81, № 1, с. 71—74.

Давиташвили Л. Ш. К вопросу о положении в советской петрографии осадочных пород. — В кн.: К вопросу о состоянии науки об осадочных породах. М., 1951, с. 192—197.

Дробышев Д. В., Геология нефти и литология. — В кн.: Литол. сб., 1. Л.—М., 1948, с. 9—13.

Жаггар К. Б. К характеристике гидрхимических фаций некоторых поверхностных и грунтовых вод Южного Зауралья. — В кн.: Гидрхим. материалы. Т. 17. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1950, с. 128—131.

Жемчужников Ю. А. Тип косой слоистости как критерий генезиса осадков. — «Зап. Горного ин-та», 1926, т. 7, с. 35—69.

Жемчужников Ю. А. Общая геология каоустобиолитов. Л.—М., ОНТИ Гл. ред. геол.-развед. и геодес. лит., 1935, 547 с.

Жемчужников Ю. А. Общая геология ископаемых углей. Изд. 2-е испр. и доп. Л., Углетехиздат, 1948<sub>1</sub>, 491 с.

Жемчужников Ю. А. Что такое фация. — В кн.: Литол. сб., 1. Л.—М., 1948<sub>2</sub>, с. 50—59.

Жемчужников Ю. А. К вопросу о современном состоянии актуалистического метода в литологии. — В кн.: Литол. сб., 1. Л.—М., 1948<sub>3</sub>, с. 59—66.

Жижченко Б. П. Нижний миоцен. — В кн.: Стратиграфия СССР. Т. 12. Неоген СССР. М.—Л., 1940, с. 11—50.

Залесский М. Л. О климатических поясах земного шара в карбоне и перми. — В кн.: Проблемы палеонтологии. Т. 4. М., 1938, с. 333—362.

Зенкевич Л. А. Фауна и биологическая продуктивность моря. Т. 1—2. М., «Сов. наука», 1947—1951. Т. 1, 1951, 507 с. Т. 2, 1947, 588 с.

Золотавин В. Л. О константе диссоциации метаванадиевой кислоты. — «Журн. общ. химии», 1948, т. 18, вып. 5, с. 813—815.

Зубов Н. Н. Морские воды и льды. М., Гидрометеониздат, 1938, 456 с.

И п а т о в П. Ф. Гидрохимический режим Средней Камы. — «Гидрохим. материалы», 1951, т. 19, с. 125—145.

И л ь и н С. И. К вопросу об условиях образования нефти и формирования нефтяных залежей. — В кн.: Литол. сб., 2. Л.—М., 1948, с. 78—81.

И с а ч е н к о Б. Л. Исследования над бактериями Северного Ледовитого океана. Пт., 1914, 297 с. (Труды Мурманской научн.-промыс. экспедиции 1906 г.).

И с а ч е н к о Б. Л. Микробиологические исследования над грязевыми озерами. — Избр. труды. Т. 2. М.—Л., 1951, с. 26—142.

И с а ч е н к о Б. Л. Микробиологические исследования торфяных лечебных грязей. — Избр. труды. Т. 2. М.—Л., 1951, с. 185—187.

И с а ч е н к о Б. Л. О задачах изучения геологической деятельности микробов. — Избр. труды. Т. 2. М.—Л., 1951, с. 3—5.

К а з а к о в А. В. Фосфатные фации. Вып. 1. Происхождение фосфоритов и геологические факторы формирования месторождений. Л.—М., ГОНТИ, 1939, 108 с. (Труды Научн. ин-та по удобрениям и инсектофунгицидам, вып. 145).

К в о п р о с у о периодичности осадкообразования и о методе актуализма в геологии. — В кн.: К вопросу о состоянии науки об осадочных породах. М., Изд-во АН СССР, 1951, с. 146—163. Авт.: Н. С. Шатский, Ю. А. Косыгин, А. В. Пейве и др.

К в о п р о с у о состоянии науки об осадочных породах. М., Изд-во АН СССР, 1951, 280 с.

К а л и н е н к о В. Д. Роль бактерий в формировании железомарганцевых конкреций. — «Микробиология», 1946, т. 15, вып. 5, с. 364—369.

К а л и н е н к о В. О. Геохимическая деятельность бактериальной колонии. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1952, № 1, с. 145—150.

К а п у с т и н с к и й А. Ф. Структура периодической системы химических элементов. — «Докл. АН СССР», 1951, т. 81, № 1, с. 47—50.

К н я з е в В. С. К вопросу о периодичности осадкообразования. — В кн.: К вопросу о состоянии науки об осадочных породах. М., Изд-во АН СССР, 1951, с. 130—145.

К л е н о в а М. В. Геология моря. М., Учпедгид, 1948, 496 с.

К л я к о Л. С. Приближенный метод определения начальной скорости трогания твердых донных частиц. — «Изв. АН СССР. Отд. техн. наук», 1952, № 3, с. 433—440.

К о б и л е в А. Г. К вопросу о роли природных вод в процессах минералообра-

зования. — «Гидрохим. материалы», 1950, т. 18, с. 39—49.

К о н с т а н т и н о в М. М. Об осадочном происхождении некоторых месторождений свинца и цинка. — «Разведка недр», 1951. № 5, с. 5—13.

К о р е н м а н И. М. Осаждение гидроксидов в зависимости от pH раствора. — «Журн. общ. химии», 1951, т. 21, вып. 1, с. 10—18.

К р а в ц о в А. И. К вопросу о положении в науке об осадочных породах и общей теории осадочного процесса. — В кн.: К вопросу о состоянии науки об осадочных породах. М., Изд-во АН СССР, 1951, с. 164—169.

К у з н е ц о в С. И. Роль микроорганизмов в круговороте веществ в озерах. М., Изд-во АН СССР, 1952, 300 с.

К у р с месторождений полезных ископаемых. М.—Л., Гостоптехиздат, 1946, 592 с. Авт.: А. Г. Бетехтин, В. С. Домарев, В. Н. Зверев и др.

Л а р и н А. Я., Ф р о с т А. В. Превращение кетонов над активными алюмосиликатами. — «Докл. АН СССР», 1948, т. 59, № 7, с. 1297—1300.

Л а р с е н Э. Успехи в области химии циркония и гафния. — «Успехи химии», 1952, т. 21, вып. 7, с. 824—835.

Л а п и н с к а я Т. А., Ф л о р е н с к и й В. П. О некоторых вопросах теории осадкообразования. — В кн.: К вопросу о состоянии науки об осадочных породах. М., Изд-во АН СССР, 1951, с. 71—94.

Л е п е ш к о в И. Н., Б а д а л е в а Н. В. О порядке кристаллизации солей при испарении воды Аральского моря. — «Докл. АН СССР», 1952, т. 83, № 4, с. 583—584.

Л о г в и н е н к о Н. В. К вопросу об осадочной дифференциации вещества. — В кн.: К вопросу о состоянии науки об осадочных породах. М., Изд-во АН СССР, 1951, с. 53—70.

Л я л и к о в а Н. Н. Участие *Thiobacillus ferroxidans* в окислении сульфидных руд на колчеданных месторождениях Среднего Урала. — «Микробиология», 1960, т. 29, вып. 3, с. 382—387.

Л о п а т и н Г. В. О размере транзитной части водной эрозии. — «Докл. АН СССР», 1950, т. 73, № 1, с. 161—163.

Л у ч и ц к и й В. И. Петрография. Т. 1, 2. М.—Л., Госгеолгиздат, 1947—1949. Т. 1, 1947, 332 с. Т. 2, 1949, 437 с.

М а к с и м о в и ч Г. А. Основы учения о гидрохимических фациях. — «Гидрохим. материалы», 1950, т. 18, с. 75—85.

М а л ю г а Д. П. К геохимии рассеянных никеля и кобальта в биосфере. — «Труды Биогеохим. лабор. АН СССР», 1946, т. 8, с. 75—141.

Марковский Б. П. Тезисы доклада «Термин и понятие фация». — В кн.: Литол. сб., 1. Л.—М., 1948, с. 44—48.

Мелешенко В. С. Кальцит-шамовитовые оолитовые породы чусовской свиты Южного Урала. — «Бюлл. Моск. о-ва испит. природы. Отд. геол.», 1952, т. 27, вып. 1, с. 53—60.

Мильнер Г. Б. Петрография осадочных пород. Под ред. В. П. Батурина. М., Изд-во АН СССР, 1934, 337 с.

Минеральные ресурсы стран Африки. М., Госгеолиздат, 1950, 194 с. (Минеральные ресурсы зарубежных стран, вып. 18).

Миропольский Л. М., Миропольская Г. Л. Новые данные о галените в девонских отложениях на юго-востоке Татарии. — «Докл. АН СССР», 1952, т. 83, № 6, с. 907—910.

Мисловицер Э. Определение концентрации водородных ионов в жидкостях. Л., Госхимтехиздат, 1931, 426 с.

Надсон Г. Микроорганизмы как геологические деятели. О сероводородном брожении в Вейсовом соляном озере и об участии микроорганизмов в образовании черного ила (лечебной грязи). — В кн.: Труды Комиссии по исследованию Славенских минеральных озер. 1903, с. 1—98.

Наливкин Д. В. Учение о фациях. Условия образования осадков. М.—Л., Гос. научн.-техн. геол.-разв. изд-во, 1933, 282 с.

Николаев А. В. Физико-химическое изучение природных боратов. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1947, 240 с.

Образование осадков в современных водоемах. М., Изд-во АН СССР, 1954, 792 с. Авт.: Н. М. Страхов, Н. Г. Бродская, Л. М. Князева и др.

Овсянникова Н. А. Окислительно-восстановительный потенциал и рН рапы и грязи Сакского озера. — «Гидрохим. материалы», 1951, т. 19, с. 43—54.

Перельман А. И. Типоморфные химические элементы в ландшафте. — «Природа», 1952, № 4, с. 113—118.

Перфильев Б. В. — Микробы и жизнь озер. — В кн.: Озера Карелии. Л., 1930, с. 85—105.

Петров Л. С. Некоторые выводы о палеогеографии верхнего девона в Прибалтике. — В кн.: Литол. сб., 2. Л.—М., 1948, с. 35—37.

Петровская Н. В., Фасталович А. И. Изменения внутренней структуры самородного золота в условиях россыпей. — В кн.: Вопросы геологии Азии. Т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 245—256.

Плешаков И. Б. Природа куполовидных структур западного крыла Подмосковной впадины на примере Нелидов-

ского района. — В кн.: Литол. сб., 2. Л.—М., 1948, с. 50—56.

Позин М. Е. Технологии минеральных солей. Л.—М., Госхимиздат, 1949, 688 с.

Полынов Б. Б. Кора выветривания. Ч. 1. Изд-во АН СССР, 1934, 240 с.

Пономарева В. В. О реакциях взаимодействия группы креновой и опокреновой (фульвокислот) с гидроокисями оснований. — «Почвоведение», 1949, № 11, с. 638—651.

Пономарева В. В., Мясникова А. М. К характеристике процесса гумусообразования в дерново-карбонатных почвах. — «Почвоведение», 1951, № 12, с. 721—735.

Попов В. М. О происхождении месторождений медистых песчаников гидротермального типа. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1951, № 5, с. 3—17.

Попов С. П. Минералы рудных пластов Керченского и Таманского полуостровов. — «Труды Геол. музея АН СССР», 1910, т. 4, вып. 7, с. 99—198.

Попов С. П. О керченитах. — «Изв. Геол. комитета», 1929, т. 48, № 10, с. 1543—1548.

Приклонский В. А., Лаптев Ф. Ф. Руководство по изучению физических свойств и химического состава подземных вод. М.—Л., Госгеолиздат, 1949, 208 с.

Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород. Ч. 1, 2. М.—Л., Госхимтехиздат, 1940. Ч. 1. 476 с. Ч. 2, 419 с.

Пустовалов Л. В. К вопросу о положении в науке об осадочных породах. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1950, № 4, с. 68—102.

Пустовалов Л. В. Некоторые важнейшие итоги дискуссии о состоянии науки об осадочных породах. — В кн.: «К вопросу о состоянии науки об осадочных породах». М., Изд-во АН СССР, 1951, с. 245—277.

Пустовалов Л. В. О главнейших исходных положениях при изучении осадочных горных пород и связанных с ними полезных ископаемых. — В кн.: К вопросу о состоянии науки об осадочных породах. М., Изд-во АН СССР, 1951, с. 5—11.

Пустовалов Л. В. О путях подхода к изучению и главнейших задачах исследования осадочных пород и полезных ископаемых. — В кн.: Совещание по осадочным породам. Доклады. Вып. 1. М., Изд-во АН СССР, 1952, с. 124—160.

Ратновский И. И., Чочиа Н. Г. О первичных углах наклона пород. — В кн.: Литол. сб., 1. Л.—М., 1948, с. 121—125.

Ратынский В. М. Германий в углях. — «Трубы Биогеохим. лабор. АН СССР», 1946, т. 8, с. 183—223.

Ренгартен Н. В. Цеолит из группы морденита в верхнемеловых и палеогеновых морских отложениях восточного склона Урала. — «Докл. АН СССР», 1945, т. 48, № 8, с. 619—622.

Ренгартен Н. В. Гояцит в породах «беликовой» свиты на восточном склоне Урала. — «Докл. АН СССР», 1948, т. 60, № 3, с. 429—431.

Ренгартен Н. В. Ломонити анальцит из нижнеюрских отложений на Северном Кавказе. — «Докл. АН СССР», 1950, т. 70, № 3, с. 485—488.

Розен Б. Я. Адсорбция йода и брома из водных растворов на минеральных адсорбентах. — «Докл. АН СССР», 1951, т. 81, № 2, с. 243—245.

Ронов А. Б. История осадконакопления и колебательных движений европейской части СССР. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1949, 391 с.

Русанов А. К. Спектральный анализ руд и минералов. М.—Л., Госгеол-издат, 1948, 250 с.

Рухин Л. Б. Типы песчаных фаций. — В кн.: Литол. сб., 1. Л.—М., 1948, с. 85—92.

Рухина Е. В. Проблема актуализма в работе Кернер-Марилауна «Палеогеография». — В кн.: Литол. сб., 1. Л.—М., 1948, с. 131—134.

Савич В. Г. Физико-химическая характеристика водоемов Таманского полуострова. — В кн.: К познанию современных аналогов нефтеносных фаций. М.—Л., 1950, с. 136—180.

Савченко Г. С., Тананаев И. В. О формах комплексных соединений фторалюминатов в водных растворах. — «Журн. общ. химии», 1951, т. 21, вып. 12, с. 2235—2245.

Савчинская О. В. Об условиях фосфоритообразования на северо-западной окраине Донецкого бассейна в сеноманское время. — «Докл. АН СССР», 1952, т. 84, № 1, с. 117—120.

Самойлов Я. В., Горшкова Т. И. Осадки Баренцева и Карского морей. М., 1924, 40 с. (Труды Пловучего морск. научн. ин-та, вып. 14).

Самойлов Я. В. Задача изучения современных осадков морского дна. — «Почвоведение», 1924, т. 19, вып. 1—2, с. 141—146.

Самойлов Я. В. Биолиты. Л., Науч. хим.-техн. изд-во, 1929, 140 с. (Посмертный сборник статей).

Сапожников Д. Г. Закономерности осадкообразования в озере Балхаш и некоторые вопросы литологической теории. — В кн.: К вопросу о состоянии науки об осадочных породах. М., Изд-во АН СССР, 1951, с. 107—129.

Сауков А. А. Геохимия. Изд. 2-е испр. и доп. М., Госгеол-издат, 1951, 382 с.

Силин-Бекчурин А. И. Специальная гидрогеология. М., Госгеол-издат, 1955, 248 с.

Симанчук А. О. Гидрохимическая характеристика вод рек Лены и Эбетема. — «Труды Арктического ин-та», 1938, т. 105, с. 73—97.

Сисакян Н. М. Биохимия обмена веществ. М., Изд-во АН СССР, 1954, 276 с. Скопинцев Б. А. Органическое вещество в природных водах (водный гумус). Л., Гидрометеозидат, 1950, 290 с.

Смирнов С. С. Зона окисления сульфидных месторождений. М., Изд-во АН СССР, 1951, 366 с.

Совещание по осадочным породам. Доклады. Вып. 1. М., Изд-во АН СССР, 1952, 327 с.

Современные методы исследования физико-химических свойств почв. Вып. 3. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1947, 207 с. (Руководство для полевых и лабораторных исследований почв, т. 4).

Степанов Д. Л. Реферат статьи У. Х. Твенхофела «Седиментация и стратиграфия с современной точки зрения» (J. of Paleontology, 1934, vol. 8, № 4), — В кн.: Литол. сб., 1. Л.—М., 1948, с. 135—136.

Страхов Н. М. Доломитовые осадки озера Балхаш и их значение для познания процесса доломитообразования. — «Сов. геология», 1945, № 4, с. 46—68.

Страхов Н. М. Историко-геологические типы осадконакопления. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1946, № 2, с. 39—71.

Страхов Н. М. Железорудные фации и их аналоги в истории Земли. М., Изд-во АН СССР, 1947, 257 с. (Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 73, сер. геол., № 22).

Страхов Н. М. К познанию закономерностей и механизма морской седиментации. 1. Черное море. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1947, № 2, с. 49—90.

Страхов Н. М. Об истинной роли бактерий в образовании карбонатных пород. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», № 3, с. 9—30.

Страхов Н. М. Распределение железа в осадочных озерных и морских водоемах и факторы его контролирующие. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1948, № 4, с. 3—50.

Страхов Н. М. О периодичности и необратимой эволюции осадкообразования в истории Земли. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1949, № 6, с. 70—111.

Страхов Н. М. К вопросу об общей теории осадочного процесса. — «Изв. АН СССР». Сер. геол., 1950, № 4, с. 103—146.

Страхов Н. М. К познанию закономерностей и механизма морской седиментации. 2. Каспийское море. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1950, № 1, с. 80—111.

Страхов Н. М. К литологической дискуссии. — В кн.: К вопросу о состоянии науки об осадочных породах. М., Изд-во АН СССР, 1951, с. 211—244.

Страхов Н. М. Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов. М., Изд-во АН СССР, 1951, 371 с. (Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 124, сер. геол., № 45).

Страхов Н. М. О путях построения литологической теории. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1951, № 3, с. 136—142.

Страхов Н. М., Бродская Н. Г. и др. Образование осадков в современных водоемах. М., Изд-во АН СССР, 1954, 792 с.

Султанов А. Д., Султанов Р. Г. О соответствии теоретических построений Л. В. Пустовалова природным фактам. — В кн.: К вопросу о состоянии науки об осадочных породах. М., Изд-во АН СССР, 1951, с. 170—178.

Тагеева Н. В. О некоторых геохимических типах подземных вод. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1954, № 1, с. 69—85.

Тананаев И. В., Мирецкая И. Б., Виноградова А. Д. Физико-химический анализ систем, имеющих значение в аналитической химии. — «Журн. аналит. химии», 1952, т. 7, вып. 1, с. 14—20.

Тасон В. О. Наследство микробов. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1947, 147 с.

Тасон В. О. Великие дела маленьких существ. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1948, 136 с.

Твенхофел У. Г. Учение об образовании осадков. М.—Л., ОНТИ, 1936, 916 с.

Теодорович Г. И. Карбонатные фации нижней перми — верхнего карбона Урало-Волжской области. М., Изд-во Моск. о-ва испытателей природы, 1949, 304 с.

Теодорович Г. И. Литология карбонатных пород палеозоя Урало-Волжской области. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1950, 215 с.

Теодорович Г. И. Об основных закономерностях осадкообразования. — В кн.: К вопросу о состоянии науки об осадочных породах. М., Изд-во АН СССР, 1951, с. 20—52.

Тиссен Д. Состав и происхождение минеральных веществ в углях. — В кн.: Химия твердого топлива. Сб. 1. М., 1951, с. 51—69.

Точилин М. С. Реликтивно-метасоматические микроструктуры бурых железняков и их геохимическое значение. —

«Минерал. сб. Львовск. геол. о-ва», 1950, № 4, с. 155—162.

Точилин М. С. Об ошибках Л. В. Пустовалова при изучении лицейских и тульских железных руд. — В кн.: К вопросу о состоянии науки об осадочных породах. М., Изд-во АН СССР, 1951, с. 179—191.

Тронеv В. Г. Вклад русских ученых в химию редких элементов. М., Изд-во «Знание», 1952, 23 с.

Тюремнов С. Н. Торфяные месторождения и их разведка. Изд. 2-е. М.—Л., Госэнергоиздат, 1949, 464 с.

Тюрин И. В. Органическое вещество почв и его роль в почвообразовании и плодородии. М.—Л., Сельхозгиз, 1937, 265 с.

Успенский В. А., Чернышева А. С., Мандрыкина Ю. А. О рассеянной форме нахождения углеводородов в различных осадочных породах. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1949, № 5, с. 82—98.

Успенский В. А., Горская А. И., Карпова И. П. Генезис альгаритов и процессы анаэробного окисления нефтей. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1947, № 4, с. 89—106.

Ферсман А. Е. Геохимия. Т. 1—4. Л., Госхимтехиздат, 1933—1939. Т. 1, 1933, 328 с. Т. 2, 1934, 354 с. Т. 3, 1937, 503 с. Т. 4, 1939, 355 с.

Ферсман А. Е. Геохимические и минералогические методы поисков полезных ископаемых. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1939, 448 с.

Филатов М. М. Основы дорожного грунтоведения. М.—Л., Гострансиздат, 1936, 537 с.

Филатова З. А. Некоторые зоогеографические особенности двустворчатых моллюсков у рода *Portlandia*. — «Труды Ин-та океанографии АН СССР», 1951, т. 6, с. 117—131.

Фридман Е. Д., Булатова Р. Х. К вопросу о механизме восстановления комплексных ионов. Влияние солей никеля, кобальта и хрома на реакции взаимного вытеснения металлов. — «Журн. общ. химии», 1950, вып. 9, с. 1533—1542.

Хабаров А. В. Динамическая палеогеография, ее задачи и возможности. — В кн.: Литол. сб., 1. Л.—М., 1948, с. 66—85.

Хайн В. Е. О некоторых основных понятиях в учении о фациях и формациях. — «Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол.», 1950, т. 25, вып. 6, с. 3—28.

Харвей Х. В. Современные успехи химии в биологии моря. М., Изд-во иностр. лит., 1948, 228 с.

Хачванкян А. М. Комплекс адсорбированных на глине катионов в равнове-

сии с некоторыми типами природных вод. — «Гидрохим. материалы», 1948, с. 69—75.

Ч о ч и а Н. Г. Цикличность в девонских отложениях западного склона Урала в пределах Уфимского амфитеатра и комплекса Кара-Тау. — В кн.: Литол. сб., 2. М.—Л., 1948, с. 38—41.

Ш в е ц о в М. С. Петрография осадочных пород. М.—Л., Госгеолиздат, 1948, 368 с.

Ш м а н е н к о в И. В. Ускоренные методы химического анализа. — «Разведка недр», 1951, № 6, с. 44—47.

Ш р о к Р. Последовательность в свитах слоистых пород. М., Изд-во иностр. лит., 1950, 564 с.

Э б е р з и н А. Г. Геологические исследова-

ния железорудных месторождений Керченского полуострова. — «Труды Всес. геол.-разв. объединения», 1933, вып. 325, с. 129—167.

Э б е р з и н А. Г. Средний и верхний плиоцен Черноморской области. — В кн.: Стратиграфия СССР. Т. 12. Неоген СССР. М.—Л., 1940, с. 477—566.

Э й т е л ь В. Физическая химия силикатов. Л., ОНТИ Химтеорет., 1936, 560 с.

Ю д а н о в И. Г. К познанию замора р. Оби (Гидрохимическое исследование). Ч. 1. Красноярск, 1929. 83 с. (Труды Сиб. науч. рыбохозяйственной станции, т. 4, вып. 3).

Я с ю н е в и ч С. М. Обогащение руд цветных металлов и золота. М.—Л., Цветметиздат, 1932, 312 с.

# ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
<i>От редактора</i> . . . . .	3
<i>Предисловие</i> . . . . .	6
<i>Введение</i> . . . . .	9
<i>Водная среда</i> . . . . .	18
Материковые воды и твердый сток . . . . .	18
Морские воды . . . . .	21
Поведение в морях некоторых химических элементов . . . . .	23
Соли рек и морей . . . . .	25
Вертикальная зональность . . . . .	28
<i>Фации</i> . . . . .	32
Понятие о фациях . . . . .	32
Пути развития и важнейшие задачи учения о фациях и осадочных породах . . . . .	35
Геохимические особенности фаций . . . . .	39
Миграция фаций . . . . .	46
<i>Факторы концентрации</i> . . . . .	55
Физические факторы концентрации . . . . .	56
Химические факторы концентрации . . . . .	66
Биологические факторы концентрации . . . . .	87
Выводы . . . . .	103
<i>Миграция и концентрация химических элементов в биосфере</i> . . . . .	106
Первый комплекс барьеров . . . . .	110
Почвенные растворы и континентальный сток . . . . .	115
Второй комплекс барьеров . . . . .	120
<i>Роль жизни в геологических процессах</i> . . . . .	123
<i>Закономерности образования вторичных концентраций элементов осадочных толщ</i> . . . . .	127
Причинность рассеяния и концентрации химических элементов . . . . .	127
Естественный оптимальный ряд действительных и предполагаемых геохимических фаций . . . . .	129
Фации особо кислых сред . . . . .	129
Фации слабо кислых сред . . . . .	131
Фации широкого физико-химического диапазона . . . . .	149
Фации щелочных сред . . . . .	152
Фации щелочные лагунные . . . . .	164
Общие замечания . . . . .	168
Поведение некоторых химических элементов в биосфере . . . . .	173
Систематика геохимических фаций . . . . .	175
Тектонический режим и цикличность осадков . . . . .	179
Сорбция элементов и обменные реакции . . . . .	184
О литолого-минералогическом выражении некоторых геохимических фаций единого ряда . . . . .	188
Эволюция сред осадконакопления . . . . .	204
Минералы-указатели фаций . . . . .	208
Ряды фаций и реакции . . . . .	212
Заключение . . . . .	227
<i>Метод комплексного палеогеохимического исследования осадочных толщ</i> . . . . .	235
Полевые работы . . . . .	235
Камеральные работы . . . . .	238
К применению метода . . . . .	251
<i>Очередные задачи исследовательских работ</i> . . . . .	254
<i>Предметный указатель</i> . . . . .	261
<i>Список литературы</i> . . . . .	264
	271

*Александр Григорьевич Вологдин*

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ  
ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ  
ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Редактор издательства *З. И. Башмакова*  
Переплет художника *В. А. Тогобицкого*  
Художественный редактор *В. В. Быкова*  
Технический редактор *О. Ю. Трепенюк*  
Корректор *Т. М. Столярова*

---

Сдано в набор 20/I 1975 г. Подписано в печать 10/VI 1975 г.  
Т-10434. Формат 70 × 100<sup>1/16</sup>. Бумага № 2.  
Печ. л. 17,0. Усл. п. л. 22,1. Уч.-изд. л. 23,38.  
Тираж 2300 экз. Заказ № 43/5335-4. Цена 2 р. 58 к.

---

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12,  
Третьяковский проезд, 1/19.

Ленинградская типография № 6 Союзполиграфпрома  
при Государственном комитете Совета Министров СССР  
по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.  
196006, г. Ленинград, Московский пр., 91.

2p.58k

1369

БЕДРА