

САШАРПЕВ

ГИПРОФЕКЦИОННЫЕ
ЗОНЫ ГИПЕРГЕНЕЗА

С. Л. ШВАРЦЕВ

ГИДРОГЕОХИМИЯ
ЗОНЫ ГИПЕРГЕНЕЗА



МОСКВА, «НЕДРА», 1978

Шварцев С. Л. Гидрогохимия зоны гипергенеза. М., «Недра», 1978, 287 с.

В книге по материалам исследований автора и литературным источникам систематизированы данные по 52 химическим элементам в подземных водах основных ландшафтных зон земного шара; впервые приведены средние (кларковые) содержания этих элементов для вод зоны гипергенеза, которые сопоставлены с данными по речным и морским водам. Детально рассмотрен вопрос о равновесно-неравновесном характере системы вода — горные породы, выявлена специфичность взаимодействия воды с алюмосиликатами, которое развивается при участии органического вещества и газов. Показано, что состав воды является гетерогенным, так как одна часть элементов поступает из атмосферы, другая часть — из биосферы и третья — из литосферы. Выявлены основные факторы, контролирующие характер геохимической среды, направленность выветривания горных пород и условия формирования химического состава подземных вод, приводится схема соподчиненности основных природных факторов. Обсуждаются геохимические аспекты выветривания пород, сodoобразования, формирования различных типов подземных вод, включая содовые воды и воды континентального засоления.

Работа рассчитана на гидрогохимиков, гидрогоеологов, геохимиков, литологов и географов.

Таблиц 86, ил. 49, список лит. — 245 назв.

ПРЕДИСЛОВИЕ

В настоящее время внимание геологов все больше и больше привлекает зона гипергенеза как одна из самых многообразных и динамичных оболочек земной коры. В этой зоне происходит разрушение и переотложение минералов, образование многих месторождений полезных ископаемых, создание значительной массы органического вещества биосфера, которая затем рассеивается и накапливается в толще земной коры, формирование широко используемых в народном хозяйстве разнообразных подземных вод. Достаточно сказать, что с зоной гипергенеза связана подавляющая часть подземных питьевых и ирригационных вод, а также некоторая часть минеральных и промышленных.

Познание процессов гипергенеза является основой дальнейшего развития теории осадочного литогенеза, формирования кор выветривания, почвообразования, разработки теории геохимической подвижности и дифференциации химических элементов, их рассеяния, концентрирования и участия в циклах миграции, формирования химического состава подземных вод, разработки теории формирования ореолов и потоков рассеяния рудных месторождений, являющейся основой геохимических методов поисков. Особую проблему представляет геохимическое изучение преобразования органического вещества и его участия в формировании угля, торфа, битумов, почвенного гумуса, а также установление закономерностей образования и размещения месторождений полезных ископаемых. Уже этот далеко не полный перечень проблем показывает всю важность изучения зоны гипергенеза, как одной из сложных оболочек биосфера, наиболее полно используемой человеком, которую В. И. Вернадский называл ноосферой.

Среди природных тел, слагающих зону гипергенеза, особая роль принадлежит подземным водам, составляющим важнейшую часть гидросферы в целом, которые, по мнению акад. В. И. Вернадского, определяют «всю химию земной коры в доступной нашему непосредственному изучению ее области. Химические реакции идут, главным образом, в водных растворах, жидких или парообразных, и свойства растворов обусловливают, в гране мере, генезис водозных и фреатических минералов. Они же определяют среду жизни» (Вернадский, 1960, с. 15).

Подземные воды представляют наиболее активную часть зоны гипергенеза, они определяют характер физических, химических и биологических процессов, протекающих в пределах этой зоны, и вызывают в гигантских масштабах разрушение, миграцию, переотложение и новообразование веществ, развитие ландшафтных и других процессов, а также биосферы как одной из важнейших оболочек земной коры.

Наиболее полно гипергенные процессы были классифицированы А. Е. Ферсманом, который в это понятие включал все процессы, происходящие в наружных частях Земли, захватывающие атмосферу, гидросферу и неглубокие слои литосферы. Он выделил следующие геохимические типы процессов гипергенеза: собственно гипергенез, педогенез, сингенез, диагенез, катагенез, галогенез, гидрогенез, механогенез, биогенез, техногенез. В последующем понятие гипергенеза подвергалось критике, предлагались новые его варианты, тем не менее оно в основном сохранило первоначальный смысл. Именно так понимают и используют смысл этого термина А. А. Сауков, И. И. Гинзбург, Н. Б. Вассоевич А. И. Перельман, В. В. Шербина, А. М. Овчинников и др.

А. И. Перельман подчеркнул термодинамический характер понятия зона гипергенеза, в которой давление и температура характеризуются значениями, близкими к значениям земной поверхности, где геохимические процессы совершаются при активнейшем участии живого вещества и жидкой воды. В таком термодинамическом смысле термин *гипергенез* употребляется и в данной работе. Важнейшими составными частями гипергенных процессов являются гидрогенез, биогенез, педогенез, выветривание и эпигенез.

Зона гипергенеза — это область действия подземных вод инфильтрационного, реже конденсационного типа, генетически связанных с атмосферными осадками и парами атмосферы. По условиям залегания это в подавляющем большинстве случаев грунтовые воды (напорные и безнапорные) и воды типа верховодки, реже артезианские. Постоянное восполнение запасов подземных вод приводит к формированию в пределах зоны гипергенеза активного водообмена, захватывающего области местного дренирования горных пород.

Следовательно, объектом исследований в данной работе являются инфильтрационные воды регионального распространения в пределах зоны активного водообмена, не связанные с участками рудных полезных ископаемых и активной техногенной деятельности человека.

Какой же смысл вкладывается в понятие *гидрогеохимия зоны гипергенеза*? Не вдаваясь в дискуссию о содержании новой научной дисциплины *Гидрогеохимии*, отметим, что последняя, по мнению большинства исследователей (А. М. Овчинникова, Е. В. Посохова, А. И. Перельмана, И. К. Зайцева и др.), изучает геохимию подземных вод и пути формирования их состава. Большое внимание уделяется также «тем динамическим взаимосвязям, которые существуют между горными породами и водами» (Овчинников, 1970, с. 4). Такой подход, однако, по нашему мнению, несколько сужает цели и задачи гидрогеохимии, вытекающие из самой ее сути. Чтобы понять пути формирования химического состава подземных вод, необходимо знать масштабы и направленность преобразования водой горных пород, органического вещества и газов или, другими словами, изучить развитие этой четырехкомпонентной системы во времени в различных термодинамических условиях зем-

ной коры. Поэтому формирование подземных вод представляется только частью тех грандиозных процессов, которые протекают на нашей планете. Изучая подземные воды, гидрогоеохимия тем самым участвует в познании общих закономерностей преобразования вещества (горных пород, органических продуктов) в условиях земной коры.

Сказанное выше позволяет утверждать, что гидрогоеохимия через изучение состава и путей формирования подземных вод способствует познанию многих геохимических процессов (включая рудообразование), протекающих с участием воды. Следовательно, гидрогоеохимия — это наука не только о химическом составе подземных вод и путях его формирования, но и той геохимической роли, которую они играют в земной коре.

Зона гипергенеза является частью земной коры, где геохимическая роль подземных вод выражена особенно наглядно в процессах почвообразования, выветривания, эпигенеза, разрушения рудных тел, засоления и т. д. Поэтому представляется, что рассматриваемая зона является своеобразной гидрогоеохимической системой, под которой, согласно А. И. Перельману, понимается «часть земной коры, в которой подземная вода и вмещающие породы между собой связаны и взаимообусловлены, составляя в совокупности единое природное образование» (Перельман, 1974, с. 11). Выяснение механизмов, контролирующих развитие этой гидрогоеохимической системы, составляет основную цель данной работы.

В соответствии с этой задачей нам предстоит выяснить основные механизмы и параметры, определяющие направленность и интенсивность взаимодействия воды с горными породами, газами и органическим веществом, установить соподчиненность основных факторов, которые контролируют состав подземных вод, вскрыть причины образования того или иного их состава, показать пути изменения состава вод при их движении от источников питания (атмосферные осадки) к областям разгрузки (реки), выяснить степень насыщенности воды относительно алюмосиликатов, возможность эволюции этой системы во времени, ее геохимическую роль в формировании кор выветривания различного состава и соответствующей геохимической обстановки. Самостоятельной целью работы является получение средних значений содержания химических элементов в подземных водах зоны гипергенеза.

Выполнение поставленной цели невозможно без решения частных, но не менее важных задач, среди которых можно назвать следующие: 1) определение средних содержаний главных и рассеянных элементов в подземных водах основных ландшафтно-климатических зон земного шара; 2) оценка подвижности химических элементов в условиях различных классов водной миграции; 3) определение соотношения масштабов выветривания подземными водами горных пород и минерализации органического вещества; 4) установление источника основных элементов в подземных водах, а также степени гетерогенности их состава.

Перечень поставленных задач показывает, что понятие *Гидро-геохимия зоны гипергенеза* включает: 1) проблему формирования химического состава подземных вод и 2) изучение отдельных сторон развития гипергенных процессов гидрохимическими методами. Вторая проблема является крайне многогранной и сложной и поэтому в работе будут намечены только некоторые пути ее возможного решения. Поэтому приводимые в работе усредненные данные по составу подземных вод, величинам подземного стока, масштабам выветривания и т. д. необходимо рассматривать только как приближенные. Автор ставит своей целью разработать скорее методологический подход решения этих вопросов, нежели дать окончательную оценку масштабов проявления природных явлений.

Материалы для написания работы нами были получены в процессе многолетних гидрохимических исследований в районах Забайкалья, северо-западной части Сибирской платформы, Канско-Тасеевской впадины, северной части Колывань-Томской складчатой зоны, Кураминского хребта (Средняя Азия) и Либерийского щита (Западная Африка). Кроме того, широко использованы многочисленные советские и зарубежные литературные данные по химическому составу вод, полученные в последние годы, особенно в связи с разработкой гидрохимического метода поисков, а также материалы Проблемной гидрохимической лаборатории Томского политехнического института (по Саяно-Алтайской и Томь-Колыванской складчатым областям). В работе использовано более 25 000 химических анализов подземных вод из 73 отдельных районов всех материков (кроме Антарктиды) земного шара.

В процессе многолетних исследований автор постоянно пользовался советами, поддержкой и консультациями профессоров П. А. Удодова и А. М. Овчинникова. При проведении полевых исследований, анализе вод и оформлении работы автору помогали Б. В. Олейников, Н. Н. Олейникова, В. Б. Адилов, А. А. Лукин, Н. М. Шварцева, Э. П. Бабурова, Е. А. Курышева и др. Ценные замечания по рукописи сделали И. В. Гармонов, С. Р. Крайнов, И. С. Ломоносов, А. И. Перельман, Е. В. Пиннекер, Н. М. Рассказов, Г. М. Рогов, П. А. Удодов, В. М. Швец, П. Ф. Швецов, В. В. Щербина. Всем перечисленным лицам автор выражает свою искреннюю благодарность.

ГЛАВА I

СОСТОЯНИЕ, ЗАДАЧИ И МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ГИДРОГЕОХИМИИ ЗОНЫ ГИПЕРГЕНЕЗА

Прежде чем формулировать теоретические, методологические и практические аспекты рассматриваемой нами проблемы, необходимо хотя бы в краткой форме осветить состояние изученности этого вопроса, так как это поможет лучше сконцентрировать внимание на спорных и нерешенных проблемах.

§ 1. КРАТКИЕ ИСТОРИЧЕСКИЕ СВЕДЕНИЯ

Проблемы геохимии и формирования химического состава подземных вод изучаются довольно давно. Этот вопрос подробно рассмотрен В. И. Вернадским (1954) в связи с изучением им истории геохимии в целом. Им впервые сформулировано содержание новой отрасли знаний, которую принято сейчас называть гидрогеохимией. Он отметил, что среди химических соединений Земли вода занимает совершенно особое положение, и подчеркнул, что природные воды, рассматриваемые как минералы, являются сложными динамическими системами, находящимися в тесной связи с окружающей их средой. Далее В. И. Вернадский отмечал, что геохимия вод является одной из жизненно важных геологических проблем, так как она изучает воду, а вода определяет основные черты биосфера, окружающей нас среды, с которой все живое неразрывно и закономерно связано. Идеи В. И. Вернадского сыграли важнейшую роль в становлении новой области знания по геохимии подземных вод, и его по праву называют основоположником гидрогеохимии.

В. И. Вернадский впервые обосновал положение об единстве всех типов природных вод и вслед за Ф. Кларком сделал попытку дать количественную характеристику распространения химических элементов в каждом из них. Следует отметить, что это направление геохимии подземных вод до сих пор не получило достаточного развития. Подтверждением этого служит факт отсутствия до настоящего времени данных о кларках подземной гидросферы. Сложилась в некотором роде парадоксальная картина: имеются кларки для всех типов пород, почв, растений, речных и морских вод, но они отсутствуют для подземных вод. Такое положение затрудняет обобщение накопленных данных, решение ряда практических вопросов и безусловно обедняет гидрогеологию в целом.

После основополагающих работ В. И. Вернадского началось более детальное изучение геохимии подземных вод отдельных типов. При этом исследователи основное внимание уделяли не широко распространенным водам, а скорее их экзотическим разностям: ми-

неральным, термальным, промышленным, водам вулканических областей, нефтяных месторождений, крепким и сверхкрепким растворам и т. д. По этим водам опубликовано значительное число работ, проводятся совещания, устраиваются дискуссии.

Что касается вод регионального распространения и, в частности, интересующих нас пресных вод зоны активного водообмена, то изучение их ведется эпизодически и только в связи с теми или иными практическими потребностями. Среди последних можно выделить несколько таких направлений.

1. Изучение геохимии подземных вод питьевого водоснабжения. Это направление в свое время было начато под руководством В. И. Вернадского, затем продолжено под руководством А. П. Виноградова в Биогеохимической лаборатории АН СССР. В настоящее время такие работы чаще всего проводятся службами санитарной охраны. Благодаря этим работам накоплены значительные данные по распространению в питьевых водах I, Br, F, Sr, Fe и др. В последние годы круг анализируемых элементов расширился.

2. Геохимическое изучение подземных вод в процессе гидрогеологических съемок. При проведении последних обычно отбирается и большое число проб воды, но анализ их за редким исключением проводится только на шесть основных компонентов (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ + K^+ , HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^-). Кроме того, эти данные плохо обобщаются и, как правило, теряются. Поэтому можно лишь приветствовать, что в многотомном издании Гидрогеологии СССР среди других вопросов предпринята попытка обобщения и данных по химическому составу подземных вод различного генезиса.

3. Изучение почвенных и болотных вод в связи с проблемами почвообразования. В этом направлении можно отметить работы К. К. Гедройца, И. Н. Антипова-Каратеева, В. А. Ковды, И. Н. Скрынниковой, В. В. Пономаревой, Н. С. Сотниковой и др. Именно почвенные исследования впервые обогатили гидрогеохи-мию учением о катионном обмене, которое затем было перенесено и на более глубокие горизонты подземных вод.

4. Мелиоративные работы наряду с почвенными позволили изучить геохимию процессов засоления подземных вод (В. А. Ковда, Н. И. Базилевич, М. Г. Валяшко, Г. Н. Каменский, О. К. Ланге и др.).

5. Значительный толчок изучению геохимии подземных вод дала разработка гидрогеохимического метода поисков вначале урановых месторождений, а затем и многих других рудных месторождений (А. И. Германов, А. В. Щербаков, А. Н. Токарев, А. К. Лисицын, А. М. Овчинников, А. А. Бродский, П. А. Удодов, Е. Е. Белякова, С. П. Албул, Г. А. Голева, С. Р. Крайнов, С. Л. Шварцев и др.). Благодаря этому направлению удалось в общих чертах изучить характер распространения в подземных водах зоны активного водообмена большой группы тяжелых металлов и радиоактивных элементов, что позволило значительно расширить наши представления о составе подземных вод. Кстати, некоторые исследователи (Албул, 1972) ошибочно полагают, что развитие гидрогеохимии

и СССР связано только с разработкой гидрогеохимического метода поисков.

6. Изучение подземных вод в связи с проблемой выветривания горных пород и формирования кор выветривания. Это направление научных исследований связано прежде всего с работами Б. Б. Потынова (1956), который ввел понятие о подвижности химических элементов и стадийности выщелачивания последних из алюмосиликатных горных пород. С именем Б. Б. Потынова связана и разработка теории о биогенной природе химического вещества природных вод, а также возможности образования из растворенных ионов глинистых минералов путем их синтеза. Эти и другие идеи Б. Б. Потынова получили дальнейшее развитие в работах А. И. Перельмана (1968, 1972, 1973, 1975), который, разрабатывая основы геохимии ландшафта, много сделал и в направлении изучения геохимии подземных вод. Так, широко известны его коэффициент и классы водной миграции, учение о геохимических барьерах, геохимическая классификация элементов по характеру их подвижности, учение об эпигенетических процессах и др. Много сделано в этом направлении и К. И. Лукашевым (1956, 1963, 1964).

Вопросы геохимии подземных вод все более широко изучаются при исследовании процессов выветривания и литогенеза в целом. Проводятся большие работы по экспериментальному моделированию процессов выветривания (И. И. Гинзбург, Ж. Педро и др.), выяснению взаимодействия состава воды и характера продуктов выветривания (Дж. Х. Фес, И. Тарди, Ю. Ю. Бугельский и др.). Получены данные по модулю подземного химического выноса (Ф. А. Макаренко, В. П. Зверев) и т. д.

В результате всех этих исследований гидрогеохимия обогатилась знанием характера процессов выщелачивания горных пород, выяснила основные факторы, которые контролируют поведение элементов в растворе и переход их в твердую фазу, стали полнее наши знания о химическом составе подземных вод и закономерностях их распределения в земной коре. Под влиянием основополагающих идей В. В. Докучаева получило широкое развитие учение о широтной зональности грунтовых вод (работы П. В. Отоцкого, В. С. Ильина, Г. Н. Каменского, О. К. Ланге, И. В. Гармонова и др.). Это учение способствовало ниспровержению постулата, сформулированного еще Плинием Старшим (I век н. э.), согласно которому вода такова, каковы породы, по которым она протекает. Вместо этого А. М. Овчинников (1970) предложил новую формулировку: кома такова, какова геологическая история района, в которой она находится, лучше отвечающую современным взглядам.

Замена одной формулировки постулата на другую, более прогрессивную не вскрыла, однако, соотношения между геологическими (структура и состав пород) и зональными (климат) факторами формирования состава подземных вод. Кроме того, остались не выясненными механизмы, через которые передается влияние каждого из этих факторов на подземную гидросферу, а также на их соподчиненность. Практически нет работ, посвященных проблеме равноз-

весия воды с алюмосиликатами, широко развитыми в земной коре. Слабо или почти не используются данные по составу подземных вод для изучения масштабов и направленности преобразования водой пород и органических веществ.

Как справедливо отмечают А. В. Сидоренко и К. И. Лукашев, «основные гидросферные процессы гипергенеза — эрозия, растворение и выщелачивание, гидролиз, гидратация и дегидратация, капиллярное передвижение и др. — изучаются с давних пор, хотя механизм и специфика их при взаимодействии водных растворов с литосферным и биосферным веществом еще мало известны» (Сидоренко, Лукашев, 1971, с. 10). Еще менее известны геохимические особенности подземных вод, связь их состава с составом вмещающих пород, баланс элементов в системе вода — порода — органическое вещество, интенсивность выноса и степень подвижности химических элементов в водах, насыщенность вод относительно горных пород и др. Отмечая отсутствие удовлетворительно разработанной теории формирования подземных вод, Е. В. Порохов подчеркивает, что «наши сведения о многих гидрогеохимических процессах в земной коре довольно неопределены, и поэтому существующие представления являются предварительными или умозрительными» (Порохов, 1975, с. 6). Добавим, что все это верно и для условий зоны гипергенеза.

В области гидрогеохимии крайне мало обобщающих работ, а для вод зоны интенсивного водообмена они практически отсутствуют. Среди тех, которые хотя бы частично затрагивают интересующие нас вопросы, можно назвать работы Г. Н. Каменского (1949, 1951), где он совершенно справедливо обосновал необходимость подразделения грунтовых вод на воды выщелачивания и континентального засоления, О. А. Алекина (1970) и С. А. Дурова (1961) по основам гидрохимии, Е. В. Порохова (1966, 1969, 1975), посвященные формированию отдельных химических типов подземных вод и гидрогеохимии в целом, А. М. Овчинникова (1970), который пытался сформулировать основы гидрогеохимии как науки, Б. А. Скопинцева (1950) и В. М. Швеца (1973), посвященные органическим соединениям в водах, Г. А. Максимовича (1955), где предпринята попытка дать географическое распределение химических типов вод на земном шаре, работы П. А. Удодова и др. (1962), С. П. Албула (1969), Г. А. Головой (1968), С. Р. Крайнова (1973), А. В. Щербакова и др. (1974), А. И. Германова и др. (1975), А. К. Лисицына (1975), А. Н. Токарева и А. В. Щербакова (1956). Наконец, нельзя не отметить и интересной работы Р. М. Гаррелса и Ч. Л. Крайста (1968), которая способствовала быстрому проникновению в гидрогеохимию методов химической термодинамики. Среди иностранных авторов нельзя не упомянуть также работы Х. Шеллера (Schoeller, 1956), Д. Е. Уайта и др. (White e.a., 1963), Дж. Д. Хема (Hem, 1970), У. Стумма и Дж. Дж. Моргана (Stumm and Morgan, 1970), С. Дэвиса и Р. де Уиста (1970), Е. Ерикссона и В. Кунакасема (Eriksson, Khunakasem, 1968), Дж. Дж. Чеботарева (Chebotarev, 1955) и др.

Таким образом, краткий обзор существующей гидрогеохимической литературы показывает, что несмотря на наличие ряда интересных работ, отражающих значительные успехи этой области знаний, вопросы геохимии и формирования химического состава подземных вод зоны гипергенеза остаются слабо изученными. Это касается прежде всего распространения как отдельных химических элементов и форм их миграции в водах, так и в целом химических типов вод в зависимости от конкретных геолого-ландшафтных условий. Отсутствует теория, которая бы увязывала в единое целое процессы формирования химического состава воды, преобразования горных пород, органического вещества и газов, т. е. теория, которая бы раскрыла основные закономерности взаимодействия и эволюции во времени всех составляющих ландшафта. До сих пор в работах обычно только перечисляются факторы, которые влияют на состав подземных вод, но мало внимания уделяется механизмам, контролирующем взаимосвязь этих факторов и степень их влияния на состав подземных вод.

§ 2. ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ. СИСТЕМА ВОДА — АЛЮМОСИЛИКАТЫ И ОСОБЕННОСТИ ЕЕ РАЗВИТИЯ

Работами перечисленных выше и многих других исследователей показано, что проблема формирования химического состава подземных вод является одной из наиболее сложных в гидрохимии, так как состав вод контролируется многими факторами и процессами (Посохов, 1966). Среди первых применительно к верхней зоне обычно называют климат, рельеф, тип горных пород, наличие органического вещества и их производные (осадки, испарение, температура, проницаемость, водообмен и т. д.), среди вторых — растворение, выщелачивание, обменные реакции, испарительная концентрация, сорбция, смешение, гидролиз и т. д. В то же время совершенно очевидно, что изучением только факторов и процессов нельзя раскрыть сущность проблемы формирования химического состава подземных вод, так как в этом случае остается неясным, в течение какого времени действует тот или иной фактор или процесс. Ведь само по себе, например, растворение как химический процесс может развиваться на первых этапах взаимодействия воды с горными породами, но затем по мере насыщения раствора соответствующими соединениями оно может прекратиться. Чтобы этот процесс мог возобновиться, необходимо изменение каких-либо условий (состава раствора, типа вмещающей породы, температуры и т. д.). То же относится и к выщелачиванию, катионному обмену и всем другим процессам. Но этой (эволюционной) стороне проблемы до последнего времени уделялось мало внимания.

Следовательно, наша задача состоит в том, чтобы показать, может ли вода в течение всего времени взаимодействовать с горными породами или только в течение части времени нахождения в их пределах. Иначе говоря, совпадает ли время взаимодействия с временем контакта воды с породой. Какие факторы контролируют это

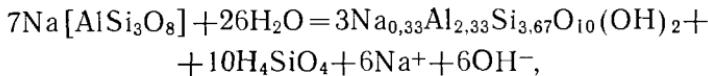
взаимодействие, в каком направлении оно развивается и как это сказывается на составе подземных вод. Естественно, что решение всех этих задач возможно только путем установления характера равновесия воды с горными породами и направленности преобразования последних. Поэтому необходимо выяснить, возможно ли установление термодинамического равновесия воды с тем или иным типом горных пород в условиях зоны гипергенеза. Если рассматриваемое равновесие возможно, то в течение какого времени и в каких условиях оно достигается, если нет, то почему и чем это обусловлено.

Поясним сказанное на примере системы вода — алюмосиликаты. Известно, что последние в земной коре занимают совершенно особое положение не только потому, что они пользуются наиболее широким распространением, но и благодаря своему особому характеру взаимодействия с природными водами. Дело в том, что растворение алюмосиликатных минералов в отличие от карбонатов, сульфатов, хлоридов носит инконгруэнтный характер и сопровождается образованием глинистых продуктов, которые в коре выветривания становятся объектом механической эрозии. Важно подчеркнуть, что при этом в природе всегда соблюдается принцип электронейтральности системы, т. е. каждый катион уравновешивается соответствующим анионом, что приводит к отсутствию электрически заряженных растворов. В обеспечении нейтральности природных систем большую роль наряду с водой играет углекислота, которая в зависимости от конкретных условий может образовывать нейтральные (CO_2 , H_2O) или заряженные (H^+ , HCO_3^- , CO_3^{2-}) соединения.

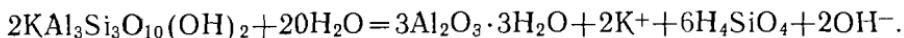
В самом деле, выветривание силикатов с образованием глин сопровождается переходом в раствор катионов, заряд которых уравновешивается образующейся при этом гидроксильной группой OH^- . Примером этого может служить реакция выветривания аортита с образованием каолинита



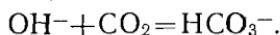
альбита с образованием монтмориллонита



калиевой слюды с образованием гиббсита и т. д.



Образующаяся в результате этих реакций и других им подобных гидроксильная группа OH^- прежде всего вступает во взаимодействие с находящимся в растворе углекислым газом



Константа приведенной реакции в нормальных условиях (25°C) равна $10^{6.2}$, поэтому при тех парциальных давлениях углекислого газа, которые обычно наблюдаются в подземных водах

(10^3 — 10^2 Па), содержания HCO_3^- на несколько математических порядков превосходят концентрации OH^- . Последнее подтверждается и практическими данными по составу подземных вод зоны гипергенеза, в которых концентрация HCO_3^- обычно колеблется в пределах 10^{-4} — 10^{-2} моль/л, тогда как концентрация OH^- составляет только 10^{-8} — 10^{-6} моль/л. Следовательно, большая часть образующейся при взаимодействии алюмосиликатов с водой щелочности нейтрализуется либо углекислым газом с образованием гидрокарбонат-иона, либо другими кислотами органического или неорганического происхождения.

Нейтрализация образующейся при разрушении силикатных пород щелочности — важнейший геохимический процесс, который приводит к связыванию части продуктов реакции гидролиза алюмосиликатов, а следовательно, к нарушению степени равновесия воды с этими породами. В этой связи возникает проблема природы равновесия рассматриваемой системы, степени ее неравновесности, факторах, которые ее контролируют. На данном этапе исследований недостаточно знать, что вода разрушает алюмосиликаты, важно найти ответы на следующие вопросы: возможно ли хотя бы краткосрочное установление рассматриваемого равновесия и в каких условиях, если нет, то в каком направлении развивается система, всегда ли образуется один и тот же глинистый минерал, какими параметрами его формирование контролируется, до какой степени или стадии могут накапливаться в водах подвижные катионы, что с ними происходит в дальнейшем, каково соотношение между элементами, переходящими в раствор и накапливающимися в продуктах выветривания и т. д. Последний из этих вопросов имеет особое значение, так как его решение открывает новые возможности в использовании данных по составу вод для изучения динамики современных процессов химического выветривания.

Другая важная особенность рассматриваемой системы вода — алюмосиликаты состоит в том, что она развивается при непосредственном участии углекислого газа, источником которого выступают атмосфера и процессы минерализации органического вещества. Следовательно, растворение алюмосиликатов приводит к созданию щелочного резерва, а преобразование органического вещества — кислого резерва в виде разнообразных сложных по структуре органических и минеральных (углекислота) кислот. Каково же соотношение этих двух процессов в различных климатических зонах, остается ли оно постоянным, какими факторами контролируется? Эти и многие другие вопросы также требуют ответа, так как без этого нельзя понять причин разнообразия геохимической обстановки, а значит и разнообразия состава подземных вод, продуктов выветривания и т. д.

Наконец, третья особенность взаимодействия воды с алюмосиликатами заключается в том, что вода является не только акцептором химических элементов, покидающих кристаллическую решетку минералов (как это происходит, например, при растворе-

рении галита), но, как видно из приведенных выше уравнений, она участвует непосредственно в реакции и, разлагаясь как химическое соединение, исчезает. Подчеркнем, что масштабы понного разложения воды являются весьма внушительными и при соответствующих условиях это может привести к полному уничтожению воды как химического соединения. В самом деле, легко подсчитать, что выветривание 1 т анортита с образованием каолинита требует участия около 0,2 т воды (или 20% по весу), а выветривание 1 т альбита по той же схеме — почти 0,38 т воды, выветривание микроклина до гидрослюды 0,26 т, калиевой слюды до гиббсита 0,45 т, альбита до монтмориллонита 0,26 т, анортита до монтмориллонита 0,17 т и т. д., т. е. требуется примерно такое количество воды, которое способны содержать в себе породы в раздробленном состоянии.

Естественно возникают вопросы: в каких масштабах происходит разложение воды, какое это имеет геохимическое значение, что происходит в дальнейшем с гидроксильной группой OH^- , включая связанную в форму HCO_3^- , и т. д. Все это, в свою очередь, требует знания динамики развития современных процессов в зоне гипергенеза, масштабов их проявления.

Таким образом, система вода — алюмосиликаты характеризуется рядом специфических особенностей, ее развитие происходит не изолированно от других важнейших компонентов ландшафта — газов и органического вещества, а в тесной с ними взаимосвязи. Поэтому познание этой системы не может быть плодотворным без изучения всей совокупности явлений и процессов, понимания эволюции этой системы во времени.

Поэтому важно выявлять не только те или иные отдельные факторы и процессы, гораздо важнее разобраться, как протекает процесс в своей совокупности и как он развивается во времени. Все это, в свою очередь, требует установления механизма взаимодействия факторов и процессов. Другими словами, при изучении взаимодействия воды с горными породами, как и любых других природных явлений, необходимо «выяснить основу взаимодействия их, найти один общий источник движения и развития процесса» (Швецов, 1968, с. 36). Следовательно, недостаточно указать на характер взаимодействия воды с горными породами, органическим веществом и газами, а необходимо найти причины этого взаимодействия. Последнее можно понять только в том случае, если само взаимодействие рассматривать как часть более сложной системы, включающей массо- и энергообмен с внешней средой. Причем в силу того, что энерго- и массообмен развиваются во времени, систему вода — горная порода — органическое вещество — газы также можно понять только в ее временном аспекте.

Естественно, что поставленные в работе новые задачи не могут быть решены при изучении гидрохимии какой-либо одной ограниченной территории хотя бы уже потому, что в этом случае региональные факторы и процессы могут быть не замечены. Чтобы

выяснить влияние последних, необходимо исследовать процессы и различных климатических условиях и ландшафтных зонах.

Это условие, в свою очередь, требует использования равнозначного по качеству фактического материала из различных регионов. К сожалению, в настоящее время в литературе отсутствуют обобщенные данные по составу подземных вод различных ландшафтно-климатических зон. Поэтому нам пришлось включить в объект своих исследований и решение этой задачи, для чего потребовалось обобщение большей части имеющегося материала по единой методологии, к описанию которой мы и переходим. А это, в свою очередь, дало нам возможность получить средние данные по составу подземных вод зоны гипергенеза в целом.

§ 3. ОСОБЕННОСТИ МЕТОДИКИ ИССЛЕДОВАНИЙ

В соответствии с поставленными задачами по выяснению особенностей эволюции зоны гипергенеза, как гидрогеохимической системы, была разработана и соответствующая методика исследований, которая складывается в основном из двух этапов: 1) полевых исследований и 2) обработки полученных данных.

Полевые исследования проводились нами начиная с 1958 г. вплоть до 1972 г. Естественно, что за столь длительный промежуток времени детали работ во многом изменились, но принципы исследований сохранялись. Подробно методика изучения химического состава подземных вод изложена в специальной работе (Методическое руководство..., 1973). Поэтому здесь подчеркнем лишь, что при исследованиях подземных вод изучались также продукты выветривания горных пород, различные новообразования, почвы, коры выветривания (Шварцев, 1963, 1965, 1975₂, 1975₃, 1976₁, 1976₃). Это позволило тесно увязывать особенности геохимии подземных вод с соответствующими продуктами выветривания.

Подземные воды анализировались различными методами: химическим, спектральным, полярографическим, атомно-абсорбционным, пламенно-фотометрическим. Большая часть тяжелых металлов определялась методом соосаждения с гидроокисью алюминия и последующим анализом осадка спектральным методом (Удодов, Онуфриенок, Парилов, 1962). При этом содержания значительной части металлов (Cu, Zn, Pb, As, Ni, Mo и др.) контролировались химическим или спектральным методами путем получения сухого остатка. Золото и сурьма определялись полярографическим методом; литий, рубидий, стронций, калий и натрий — пламенно-фотометрическим; кремний, алюминий, железо, а также основные компоненты воды — химическим путем по известным методикам (Резников, Муликовская, Соколов, 1970).

Поставленные выше задачи не могли быть решены без широкого использования также литературных данных. При отборе последних преимущество отдавалось следующим работам: 1) тем, в которых приводятся анализы подземных вод с указанием кон-

крайних геологических, гидрогеологических, ландшафтных и других условий; 2) при прочих равных условиях использовались те данные, в которых фигурирует большее число анализируемых элементов (естественно, если анализ проводился надежными, хорошо опробованными методами); 3) особое внимание уделялось тем работам, где проводится сопоставление состава воды с особенностями геохимии ландшафтов, развитием современных кор выветривания, выясняется равновесие воды с горными породами и т. д.

В связи с использованием данных многих лабораторий перед нами возникла и проблема сопоставимости применяемых методов анализа. В этом отношении мы можем отметить, что все макро-компоненты, а также Fe, Al, Si, Mn, Br, I, B, Sr, F, P и U анализируются во всем мире практически одними общепризнанными или близкими по точности методами, изложенными в специальных руководствах (Резников, Муликовская, Соколов, 1970), и достоверность таких данных сомнений не вызывает. Что касается микрокомпонентов, то их анализ является до сих пор не всегда точным, хотя для этого и применяются современные методы, включая полярографию, атомную абсорбцию, нейтронную активацию, радиохимию. Поэтому в данной работе мы использовали только данные, полученные в известных центрах по изучению геохимии подземных вод. В СССР — это ВСЕГИНГЕО, ВСЕГЕИ, МГУ, ЛГУ, ТПИ, Гидрохимический институт и др., за рубежом — отдельные лаборатории США, Канады, Англии, Франции, Швеции и Японии. Данные, достоверность которых по тем или иным соображениям выявала сомнение, во внимании не принимались.

Содержание органического вещества в водах в большинстве случаев выражалось через окисляемость. Автор отдает себе отчет в том, что этот параметр не всегда является точным, но при региональных построениях он не может приводить к принципиальным ошибкам. Это утверждение базируется на экспериментальных данных А. В. Мальцевой и др. (1975 г.), которые показали (табл. 1), что в однородных физико-географических усло-

Таблица 1

Соотношение между величинами перманганатной окисляемости и содержания органического углерода в речных водах СССР

Номера зон и поясов	Широтные зоны (I—IV) и типы вертикальной поясности (V, VI)	$O_{\text{перм}}/C_{\text{орг}}$		
		половодье	межень	среднее
I	Тундра, лесотундра, тайга и смешанные леса	1,15	1,01	1,05
II	Широколиственные леса и лесостепь	1,05	0,89	0,94
III	Степь	0,91	0,77	0,82
IV	Полупустыня и пустыня	—	—	0,77
V	Тундро-таежные и лесо-луговые	1,04	0,77	0,85
VI	Субтропические и пустынные	—	—	0,70

иях отношение между величиной перманганатной окисляемости и содержанием органического углерода изменяется в сравнительно узких пределах и поэтому первый параметр может быть использован для примерного определения второго. В отдельных случаях в водах определялось содержание непосредственно C_{org} . Каждый такой случай в работе подчеркивается особо.

Следует особо подчеркнуть, что C_{org} и окисляемость характеризуют содержание только так называемых нелетучих составляющих органического вещества, в то время как в грунтовых водах, по данным В. М. Швеца (1973), преобладают летучие их разности. Приводимые ниже средние данные по концентрации органического вещества характеризуют поэтому не полное его содержание в водах, а только частичное, отражаемое понятием термина C_{org} в классическом смысле.

Широкое использование литературных источников, в которых, как правило, отсутствуют первичные анализы подземных вод и приводятся лишь обобщенные средние, реже модальные или предельные содержания, а также неравномерная охарактеризованность всех геохимических зон имеющимися в нашем распоряжении данными не позволили провести строгую статистическую обработку с определением модальных значений и дисперсии распределения элементов в водах, хотя это и представляется интересным. Поэтому мы ограничились расчетом лишь среднеарифметических значений, т. е. приемом, который до сих пор применялся при оценке кларковых значений (Виноградов, 1962). При этом в силу того, что пробы с «ураганными» содержаниями тех или иных элементов оказывают резко искажающее влияние на среднее содержание, проводился тщательный отбор проб, отражающих только региональные закономерности изменения состава подземных вод. В расчет не включались воды, связанные с рудными месторождениями или подверженные влиянию каких-либо локальных процессов (смещение с глубинными водами иного генезиса, влияние производственной деятельности человека и т. д.). Следовательно, учитывались только воды регионального фона, а все экзотические их разности исключались из рассмотрения.

Другие методы обработки полученных данных, включая термодинамические расчеты, расчеты соотношения выноса и накопления химических элементов в процессе выветривания алюмосиликатов, определения подвижности химических элементов и т. д., — приведены в соответствующих главах работы. Остановимся поэтому еще только на одном методическом вопросе, а именно на принципе систематизации конкретных анализов подземных вод.

В основу систематизации многочисленных данных мы положили принцип зональности подземных вод зоны гипергенеза. Выбор именно этого принципа диктовался по крайней мере тремя причинами: 1) рассматриваемые нами воды регионального распространения зональны и поэтому их состав в пределах одних и тех же пород является крайне разнообразным; 2) в соответствии с развиваемой нами в данной работе концепцией состав под-

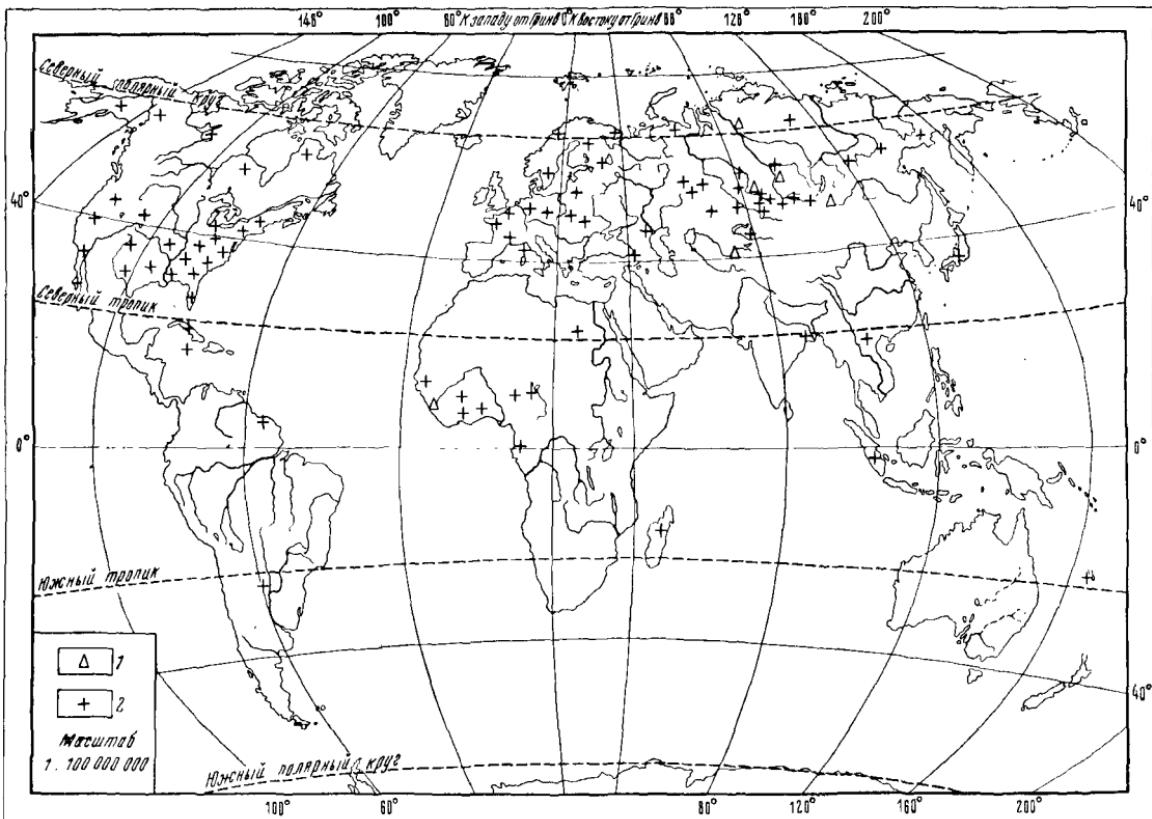


Рис. 1. Карта районов, состав подземных вод которых использован в работе.
1 — районы личных исследований автора; 2 — районы, по которым использованы литературные данные

земных вод определяется не столько типом горных пород, сколько направленностью преобразования последних, которое также является зональным; 3) попытки систематизировать состав вод по типу водовмещающих пород имели место неоднократно, но окончились безрезультатно. Примером может служить известная работа Д. Е. Уйта и др. (White e. a., 1963).

В соответствии с принципом зональности нами отдельно рассматриваются воды провинций: 1) с развитием многолетней мерзлоты; 2) тропического и субтропического климата; 3) горных областей; 4) умеренно влажного климата и 5) континентального (аридного) климата. В пределах каждой из выделенных провинций систематизация вод проводилась по основным типам ландшафтов. Во избежание грубых ошибок воды каждой из ландшафтных зон были охарактеризованы по крайней мере по трем, чаще пяти-шести какими-либо пунктами земного шара (рис. 1). Были учтены таким же путем данные и по распределению отдельных (единичных) химических элементов в подземных водах.

В пределах отдельно взятого небольшого района, по которому имелись данные по составу подземных вод, систематизация последних проводилась по типу водовмещающих пород. Следовательно, общая схема обработки данных и получения средних значений, характеризующих состав вод отдельных районов, регионов, ландшафтных зон и т. д., выглядит следующим образом: среднее из отдельных анализов подземных вод одного типа водовмещающих пород → среднее для района → среднее для ландшафтной зоны → среднее для гидрогеологической провинции → среднее для подземных вод зоны гипергенеза.

В заключение отметим, что в работе названия химических типов вод приводятся в соответствии с рекомендациями С. А. Щукарева, М. Г. Курлова и др., т. е. в названии анионы и катионы с большим содержанием предшествуют соответственно анионам и катионам с меньшим содержанием. Такой принцип названия вод, как известно, закреплен ГОСТом 13273—73 «Воды минеральные, питьевые, лечебные и лечебно-столовые». Это же касается и названия сульфатных, гидрокарбонатных и других типов, которое присваивается водам, если в них содержание других анионов не превышает 25 мг-экв. %. Названия вод по катионам также соответствуют этим критериям.

ГЛАВА II

ГЕОХИМИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ПРОВИНЦИИ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД

Мерзлая зона Земли охватывает обширные пространства суши, включая Антарктиду, северо-восточную часть Европы, большую часть Сибири, почти всю Аляску, значительную часть Канады, арктические острова, Гренландию. Встречается она также в высокогорных областях всех континентов, включая даже зоны тропического пояса.

В пределах суши земного шара мерзлая зона занимает 35 млн. км², или примерно 24%. Из них в северном полушарии находится около 22 млн. км², а в южном — 13 млн. км². Если же выбросить из расчета ледовые континенты — Гренландию (2,17 млн. км²) и Антарктиду (12,98 млн. км²), то процент суши, занятой мерзлотой, уменьшится до 13,7% (Black, 1954).

В СССР, по последним данным И. А. Некрасова (1970), только субаэральная криолитозона распространена на площади 10,98 млн. км², что составляет 49,1% территории. Однако площадь собственно мерзлой зоны за вычетом таликов значительно меньше и составляет 7,66 млн. км², или 34,1% от территории СССР. Следовательно, талики в пределах криолитозоны занимают 3,32 млн. км². Островная мерзлота протягивается значительно южнее территории СССР и занимает 40% северной части Монголии.

Подземные воды зоны криогенеза нами изучались в пределах северо-западной части Сибирской платформы в бассейнах рек Северной, Курейки, Фокиной, Кулюмбэ, Норилки. Район относится к зоне сплошного развития многолетней мерзлоты, характеризуется наличием тундровых и северо-таежных ландшафтов и может рассматриваться как типичный.

§ 1. ОСОБЕННОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ И ЗАЛЕГАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Исследованный район охватывает западную часть Средне-Сибирского плоскогорья с абсолютными отметками до 500 м, представленного столовыми горами, разделенными ледниковыми часто заболоченными долинами. Северная часть района расположена в зоне тундры, южная — в подзоне северной тайги.

Климат района относится к переходному от континентального к чисто полярному со среднегодовыми температурами от —7,6 до —12,1°C. Среднее количество осадков, большая часть из которых выпадает летом, составляет 350—450 мм/год (по данным

метеостанции в г. Норильске). При приближении к горам Путорана количество осадков увеличивается.

Короткое лето и низкие температуры обусловливают небольшое испарение осадков, а следовательно, и высокое значение коэффициентов стока. Несмотря на то, что большая часть стока совершается в форме поверхностного и коэффициент подземного стока составляет только 10—15%, реже 20—25%, в абсолютном значении величина его, по нашим расчетам, достигает в Норильском районе 4 л/с·км², а в других — 2,5—3,2 л/с·км². Близкие к этим цифрам приводятся и в монографии Б. И. Куделина (Подземный сток..., 1966).

Формированию активного стока, наблюдаемого в деятельном слое, способствует наличие мерзлоты. По долинам практических всех рек развиты талики. Температура мерзлых пород достигает минус 6,7° С.

В геологическом строении района исследований принимают участие разновозрастные и различные по составу породы, достаточно четко подразделяющиеся на шесть комплексов: 1) эфузивно-осадочные образования докембрия; 2) карбонатно-терригенные образования (E_1-O_3): известняки, песчаники, аргиллиты, алевролиты; 3) морские и лагунно-морские отложения (S_1-C_1) карбонатно-терригенного состава с прослоями мергелей, гипсов и красноцветов (D); 4) песчано-углистые образования тунгусской серии (C_1-P_2); 5) комплекс основных эфузивов триаса: базальты, туфопесчаники, диабазы и т. д. и 6) четвертичные отложения различного генезиса.

Характерной особенностью геологии этого региона является широкое развитие сибирских траллов — интрузивных образований основного состава, которые прорывают все осадочные породы, начиная с ордовика и кончая эфузивной толщей триаса; особенно широко они распространены в отложениях девона, карбона и перми.

Зона активного водообмена в районе исследований представлена преимущественно надмерзлотными водами и водами обширных таликовых зон, развитых по долинам рек и только частично подмерзлотными водами. Последние, как правило, характеризуются повышенной минерализацией, сложным химическим составом и слабо связаны с зоной гипергенеза. В более глубоких горизонтах встречаются седиментационные воды (Шварцев, 1962), которые нами не рассматриваются.

Надмерзлотные воды или воды деятельного слоя, залегающие непосредственно на многолетнемерзлых породах, являющихся водоупором, обладают непостоянным режимом, большую часть года находятся в твердом состоянии, перед замерзанием могут быть напорными. Источниками питания их являются атмосферные осадки, а также воды таяния мерзлых пород. Последнее обстоятельство приводит к тому, что деятельный слой даже на хорошо дrenируемых склонах характеризуется повышенной влажностью.

практически в течение всего летнего сезона. Неглубокое залегание подземных вод приводит к их тесной связи с почвенным горизонтом.

Родники данного типа вод приурочены большей частью к подножию склонов, где происходит выклинивание водоносных горизонтов. Они, как правило, нисходящего типа и очень редко могут быть восходящими в результате местного напора. Источники сезонные, отличаются небольшим расходом (обычно менее 1 л/с, редко до 3 л/с). Температура их, как правило, ниже 5°С, чаще 1—3°С. В основном это поровые воды элювиально-делювиальных отложений или трещинные воды коренных пород.

Малодебитные родники надмерзлотных вод (менее 0,1 л/с), а также мочажины, источники протаивания и другие встречаются практически по всему склону вплоть до водоразделов, где преобладают так называемые источники вершин. Их наличие обусловлено в основном таянием многолетнемерзлых пород в первую половину лета. Изучение таких родников представляет большой геохимический интерес, так как состав этих вод полностью зависит от локальных геологических и ландшафтных условий и отражает начальные стадии формирования химического состава вод. Именно по составу этих вод можно судить о влиянии процессов, протекающих в толще мерзлых пород (Шварцев, 1963).

По ионному составу надмерзлотные воды преимущественно относятся к гидрокарбонатным натриево-кальциевым или кальциево-натриевым с общей минерализацией меньше 1 г/л. В пределах карбонатных отложений развиты гидрокарбонатные кальциевомагниевые, а в пределах карбонатно-гипсонасовых — сульфатно-кальциевые воды с повышенной минерализацией, т. е. в пределах относительно легкорастворимых пород состав вод отражает состав последних. В пределах угленосных отложений воды большей частью гидрокарбонатно-кальциевые, реже натриево-кальциевые, а в пределах эфузивно-туфогенной толщи — гидрокарбонатные кальциево-магниевые или магниево-кальциевые.

На участках развития широких ледниковых долин и ровных платообразных столовых гор часто наблюдаются явления заболачивания, обусловленные слабым стоком воды, наличием на небольшой глубине плохо проницаемых мерзлых пород и небольшим испарением. В этих условиях среди изолированных кочек и сухих участков торфяников встречаются небольшие озерки, окна стоячей воды или просто слой торфяно-глеевой подстилки, сильно насыщенной водой. Здесь родники в общепринятом понимании встречаются редко, только по бортам рек и речек, дренирующих эти болота. В основном же это окна стоячей воды, из которых и отбирались пробы. Среди таких заболоченных участков часто встречаются зарастающие озера значительных размеров. Примером таких участков являются: долины р. Енисея, нижнего течения рек Кулюмбэ, Сухарихи, Курейки и др. В геохимическом отношении воды заболоченных участков отличаются рядом особенностей и поэтому нами рассматриваются отдельно. По составу это

преимущественно пресные гидрокарбонатные натриево-кальциевые воды, отличающиеся пониженным значением рН и Eh.

Долины рек на отдельных участках заполнены крупнообломочными, хорошо проникаемыми аллювиальными или ледниково-выми отложениями, перемежающимися с практически непроникаемыми глинами. Такие отложения собирают большое количество воды с окружающих склонов и расположенных выше участков долин рек. В этих условиях формируются мощные таликовые зоны, представленные либо сквозными, либо надмерзлотными таликами, к которым приурочены часто высоконапорные воды. В областях разгрузки таких вод формируются массовые выходы русловых, террасовых, прирусовых и других родников, отличающихся большими дебитами (до 50 л/с), небольшой минерализацией (до 0,5 г/л) и высокими значениями рН (7,8—8,4). Скважины, вскрывающие такие воды, часто фонтанируют.

Описанный тип вод вскрыт скважинами, например, в долинах рек Ергалак, Норилка, Талнах и других местах. Такие воды относятся к водам таликов с надмерзлотным питанием (Шварцев, 1962). Эти талики могут быть сквозными, над- или подмерзлотными. Однако и в последнем случае они относятся к зоне интенсивного водообмена.

Таким образом, по условиям залегания в районе исследований изученные воды можно подразделить на несколько типов:

- 1) надмерзлотные:
 - а) расчлененных районов (воды тесно связаны с коренными породами),
 - б) равнинных районов (заболоченные площади);
- 2) воды таликов (сквозных и надмерзлотных), залегающих преимущественно в четвертичных хорошо проникаемых отложениях. Местами эти воды могут быть под- или межмерзлотными;
- 3) подмерзлотные воды коренных пород:
 - а) зоны активного водообмена,
 - б) зоны замедленного водообмена.

Наиболее полно в дальнейшем описывается геохимия подземных вод первых двух типов, как наиболее тесно связанных с зоной гипергенеза. Более подробно вопрос о взаимодействии подземных вод с мерзлыми породами и условия их залегания на обширном материале всей криолитозоны рассмотрен Н. А. Вельминой (1970).

§ 2. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Приведенные выше краткие сведения об общем химическом составе подземных вод показывают, что он достаточно разнообразен и зависит не только от типа вмещающих пород, но и от той геохимической обстановки, которая наблюдается в конкретных условиях. Чтобы полнее разобраться в тех процессах, которые приводят к формированию разнообразных по составу вод, рассмотр-

шим последовательно изменение их состава, начиная с источников их питания — атмосферных осадков.

Химический состав атмосферных осадков приведен в табл. 2, из которой видно, что это ультрапресные гидрокарбонатные воды с минерализацией, как правило, менее 50 мг/л. Важно подчеркнуть, что состав дождевых вод отличается от состава снега, который сохранился в защищенных от солнца местах и является многолетним. Состав снежников отличается щелочной реакцией, повышенной концентрацией окисного железа, иона аммония, кальция, общей минерализации и ряда тяжелых металлов, по составу — это гидрокарбонатные кальциево-натриевые воды. Дождевые осадки характеризуются слабокислой средой, гидрокарбонатно-натриевым составом, пониженным значением общей минерализации и некоторых микрокомпонентов. Все это свидетельствует о том, что состав снежников не полностью отражает состав атмосферных осадков, а является измененным, видимо, в результате частичного растворения атмосферной пыли, что ведет к росту общей минерализации. Нельзя не обратить внимание и на то обстоятельство, что

Таблица 2
Химический состав атмосферных осадков

Компоненты	Еди- ницы изме- рения	Номера проб					Средний состав	
		104	132	482	564	631	снега	дождя
pH	—	7,8	8,0	6,4	6,7	—	7,9	6,6
HCO ₃ ⁻	мг/л	43	37	12	24	12	40	16,3
Cl ⁻	"	14	7,1	3,6	7,1	3,6	10,5	4,8
SO ₄ ²⁻	"	0,0	10	0,2	0,5	0,5	5,0	0,4
CO ₃ ²⁻	"	6,0	6,0	0,0	0,0	0,0	6,0	0,0
Na ⁺ +K ⁺	"	7,6	6,2	2,1	8,8	4,4	6,9	4,6
Ca ²⁺	"	15	10	4,0	0,0	1,0	12	1,7
Mg ²⁺	"	0,0	0,0	0,0	2,4	0,5	0,0	0,9
NH ₄ ⁺	"	3,0	7,8	0,2	0,4	0,1	5,4	0,2
Сумма	"	90	86	22	43	22	96	29
CO ₂ (св.)	Pa	—	6,6	—	8,8	—	—	—
P _{CO₂}	Па	10 ^{1,7}	10 ^{1,4}	10 ^{2,6}	10 ^{2,5}	—	10 ^{1,5}	10 ^{2,5}
Zn	мкг/л	11	10	3,0	3,0	—	10	3,0
Mn	"	4,5	3,0	5,0	3,0	—	3,7	4,0
Cr	"	2,0	3,0	3,0	1,5	—	2,5	2,2
Cu	"	2,2	3,0	1,5	0,5	—	2,6	1,0
Ti	"	1,1	1,0	1,5	0,5	—	1,0	1,0
V	"	1,1	0,5	1,5	0,5	—	0,8	1,0
Pb	"	1,1	1,0	0,5	0,1	—	1,0	0,3
Ni	"	1,1	0,5	0,3	0,2	—	0,8	0,2
Вид осадков	—	Снег	Снег	Дождь	Дождь	Дождь	Снег	Дождь
Дата отбора	—	10/8 1960 г.	15/8 1960 г.	13/8 1961 г.	1,9 1961 г.	13/7 1962 г.	—	—

жидкие атмосферные осадки характеризуются повышенными по сравнению со снежниками парциальными давлениями углекислого газа. Видимо промораживание снежников в течение длительной зимы способствует выделению в атмосферу свободной угольной кислоты, парциальное давление которой поэтому остается близким к атмосферному. Перечисленные особенности состава жидких и твердых атмосферных осадков необходимо учитывать при рассмотрении особенностей формирования состава надмерзлотных вод.

Выпадающие атмосферные осадки прежде всего соприкасаются с горизонтом почв, который характеризуется своеобразной геохимической обстановкой. Надмерзлотные воды практически повсеместно связаны в той или иной мере с почвами, поэтому особенно важно выяснить, в каком направлении изменяется состав вод при их взаимодействии с последними.

Почвенные воды непосредственно в районе наших исследований были изучены В. В. Ивановым (1970). Полученные им данные приведены в табл. 3. Следует подчеркнуть, что изученные им почвенные горизонты расположены в бассейне р. Пясины близ устья р. Агапы, где развиты плейстоценовые отложения бореальной морской трансгрессии, которые оказали определенное влияние на состав поровых растворов. В районе наших исследований непромытые морские отложения слабо распространены и в этом смысле изученные почвенные растворы не являются типичными, особенно по содержанию хлора. Несмотря на это направленность изменения состава почвенных вод прослеживается достаточно четко.

Изученные почвы первого, второго и четвертого участков (разрезы 251, 253, 258) относятся к подтипу тундровых глеевых мерзлотных, а третьего участка (разрез 257) — к подтипу болотно-тундровых мерзлотных. Для состава всех почвенных растворов характерно значительное содержание хлор-иона, что, как предполагает В. В. Иванов, обусловлено составом подстилающих пород. Доказательством этому служит факт увеличения содержания хлора в растворе с глубиной. Видимо с восходящими токами влажности к поверхности деятельного слоя мигрирует в данном случае преимущественно хлор.

Содержание в почвенном растворе щелочноземельных элементов характеризуется равным присутствием магния и кальция или в эквивалентном выражении даже преобладанием первого. Значительных колебаний содержания этих катионов во времени не обнаружено. Однократное определение натрия и калия показало, что содержание каждого из них составляет в среднем 10 мг/л. Более высоким (40 мг/л) содержание натрия оказалось в глеевом горизонте почв бугроватых тундр (разрез 253).

Концентрация ионов SiO_2 в почвенных растворах колеблется от нескольких до 30 мг/л, а изменение ее во времени не обнаруживает четких закономерностей. С глубиной содержание кремнезема резко падает. Важно обратить также внимание на высо-

Таблица 3

Содержание элементов в почвенных растворах *, мг/л

Тип тундры	Номер разреза	Место взятия образца	Глубина отбора проб, см	Ca^{2+}	Mg^{2+}	HCO_3^-	Cl^-	SiO_2	pH	P_{CO_2} , Па
Пятнистая нано-полигональная	251	Пятно	0—10	51,0	22,6	109,5	88,8	12,8	6,8	$10^{3,2}$
			20—40	47,2	21,5	135,6	71,8	18,6	7,0	$10^{3,1}$
		Ложбина	0—10	24,8	13,8	67,5	37,4	7,2	6,2	$10^{3,5}$
			20—40	31,2	11,0	69,7	44,6	9,2	6,1	$10^{3,7}$
		Мерзлый слой	120—130	120,0	72,8	292,8	173,7	0,5	7,3	$10^{3,1}$
Пятнистая бугорковатая	253	Пятно на бугре	0—10	45,1	19,6	119,9	87,1	10,4	6,3	$10^{3,7}$
			20—40	54,2	28,8	124,4	102,4	11,9	6,7	$10^{3,3}$
		Ложбина	0—10	29,6	20,3	95,6	50,6	6,7	6,6	$10^{3,3}$
			20—40	35,7	29,6	97,0	64,4	7,2	6,6	$10^{3,3}$
		Мерзлый слой	120—130	104,0	64,8	251,9	226,1	0,0	6,8	$10^{3,5}$
Плоскобугристая	257	Поинижене	0—10	16,0	9,7	45,9	22,7	8,0	6,0	$10^{3,6}$
			20—40	47,9	18,7	137,7	102,8	6,2	6,4	$10^{3,7}$
		Мерзлый слой	90—100	112,0	33,6	177,6	87,5	25,0	7,5	$10^{2,7}$
Пятнистая нано-полигональная	258	Пятно	0—10	46,1	22,0	158,6	65,9	20,6	6,8	$10^{3,3}$
			20—40	40,0	25,8	151,9	97,7	17,7	6,9	$10^{3,2}$
		Мерзлый слой	150—170	93,0	67,2	287,3	135,4	10,0	7,2	$10^{3,2}$
		Ложбина	0—10	15,5	9,8	49,0	18,2	8,5	6,2	$10^{3,4}$
			20—40	33,8	18,5	93,8	85,4	13,0	6,7	$10^{3,2}$
		Мерзлый слой	130—140	87,8	46,3	258,0	183,6	8,2	7,2	$10^{3,1}$

* Среднее из трех-пяти определений, проведенных в различные месяцы летнего периода.

кие концентрации парциального давления углекислого газа (см. табл. 3).

Полученные В. В. Ивановым данные свидетельствуют о том, что уже в пределах гумусового горизонта почв происходит резкое изменение состава выпадающих атмосферных осадков, обусловленное взаимодействием этих двух наиболее активных составляющих ландшафта. Это изменение выражается прежде всего в резком обогащении вод кальцием, магнием, кремнием, хлором. Особенно важно подчеркнуть относительно высокое обогащение вод кремнеземом, что свидетельствует о глубоком геохимическом преобразовании минеральной составляющей почв. Причем это преобразование наиболее активно протекает в верхних горизонтах почв, в водах которых поэтому и наблюдаются наиболее высокие концентрации кремния. С глубиной содержания последнего уменьшаются. Видимо, это связано с тем, что часть кремнезема участует в новосинтезе вторичных глин.

О резком изменении состава свободных подземных вод уже в пределах почвенного горизонта свидетельствуют данные, полученные нами при изучении надмерзлотных вод водораздельных участков. Как ранее отмечалось, деятельный слой водораздельных пространств является достаточно обводненным вследствие прогрессирующего таяния мерзлоты в течение летнего периода. Образующиеся при этом воды находятся в теснейшем контакте одновременно с почвами и подстилающими горными породами.

Характерной особенностью таких вод вне карбонатных пород является их слабокислый и окислительный характер (pH обычно 6,0—6,8; $Eh > 0,3\text{B}$). Одной из причин этого является разложение растительных остатков с образованием органических кислот. Так, Л. А. Гришина и Н. И. Тодорова (1970), изучая фракционный состав гумуса почв Таймырской тундры, т. е. района наших исследований, пришли к выводу, что процессы гумусообразования в тундровых почвах останавливаются на начальных стадиях формирования специфических гумусовых веществ. Низкая биологическая активность почвенной микрофлоры, заторможенный процесс минерализации органических остатков, ослабленные процессы конденсации и полимеризации органических веществ в тундровых почвах обусловливают формирование гумуса преимущественно фульвокислотного состава и, вероятно, примитивного строения.

При этом часть органического вещества растворяется в подземных водах, что подтверждается повышенной окисляемостью и пониженным значением pH . В определенных условиях часть органического вещества, видимо, подвергается окислению свободным кислородом, повышенные концентрации которого в водах обусловлены их низкой температурой. Вследствие этого в водах водоразделов поддерживается повышенные значения парциального давления углекислого газа, которые, по нашим расчетам, как правило, составляют 10^3 — $10^{2.5}$ Па, т. е. выше, чем в атмосферных осадках (Шварцев, Шубенин, 1973).

Таблица 4

Химический состав подземных вод в пределах массива основных пород, мг/л
(бассейн р. Северной)

Номер пробы	Геоморфологическое положение родника	pH	Fe ³⁺	NH ₄ ⁺	SiO ₂	CO ₂ (св.)	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ + K ⁺	Сумма	P _{CO₂} , Па
262	Водораздел	6,2	1,5	1,5	9,9	17,6	18,3	4,0	7,1	0,0	3,6	6,9	39,9	10 ^{3,0}
259	Верхняя часть склона	6,4	0,3	1,5	8,5	8,8	36,6	0,0	7,1	2,0	2,4	13,5	61,8	10 ^{3,1}
263	Нижняя часть склона	6,8	0,3	1,0	7,4	8,8	48,8	10,0	10,5	12,0	4,8	9,2	102,7	10 ^{2,8}
267	Долина	7,3	0,1	1,0	7,1	13,2	61,0	35,0	14,2	15,0	6,0	20,7	149	10 ^{2,4}

Накапливающаяся в летний период углекислота зимой при промерзании почв видимо улетучивается в атмосферу, тем самым нарушая установившееся термодинамическое равновесие в растворах. Подтверждением этому служит недавно установленный П. Дж. Коинным и Дж. Дж. Келлаем (Coyne, Kelly, 1971) факт выделения из почв Северной Аляски при их промораживании огромного количества CO₂, которое составило от 0,1 до 20 мл/г почвы.

При движении воды вниз по склону, т. е. по мере увеличения ее контакта с горными породами, значение pH, содержание кальция и натрия возрастают, содержание же кремния и величина P_{CO₂}, наоборот, несколько уменьшаются (табл. 4). Следует подчеркнуть, что отмеченная зональность характерна лишь для грунтовых вод и прослеживается только при изучении родников. Для ручьев, имеющих питание за счет таяния снежников, указанная закономерность не характерна.

Еще большие изменения в составе вод наблюдаются в направлении от водоразделов к долинам рек, если в последних развиты талики. Характерным примером является долина р. Ергалак в районе г. Норильска. Здесь на склонах долины встречаются ультрапресные слабокислые воды, у подножия — нейтральные с несколько большей минерализацией (до 160 мг/л), в долине — слабощелочные (pH до 8,0) с минерализацией до 250 мг/л (рис. 2). И это, как правило, характерно для всех без исключения склонов в пределах алюмосиликатных пород.

Таким образом, в пределах одних и тех же алюмосиликатных пород наблюдается изменение состава надмерзлотных вод по мере увеличения времени соприкосновения с горными породами: чем длительнее время контакта, тем выше минерализация воды и ее щелочность. Рассмотрим состав грунтовых вод с учетом конкретной геохимической обстановки.

Подземные воды окислительной геохимической обстановки распространены преимущественно в расчлененных хорошо дренируемых участках. Их подробная химическая характеристика представлена в табл. 5. Из приведенных данных видно, что по содержанию основных химических элементов и общей минерализации

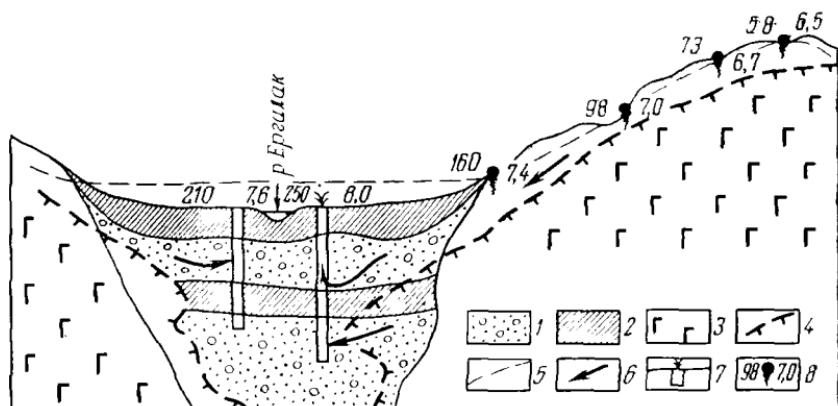


Рис. 2. Направленность изменения pH и общей минерализации подземных вод в бассейне р. Ергалак.

1 — грубообломочные ледниковые образования; 2 — прослой ледниковых глин; 3 — разнообразные траппы; 4 — граница многолетней мерзлоты; 5 — уровень подземных вод; 6 — направление движения подземных вод; 7 — фонтанирующие скважины; 8 — родники (справа — величина pH, слева — общая минерализация, мг/л)

рализации резко выделяются только воды гипсонасных и в меньшей степени карбонатных отложений. Воды всех других водоносных комплексов похожи между собой как по сумме солей, так и по содержанию основных компонентов. Небольшое отличие состоит лишь в том, что в водах магматических пород несколько возрастает содержание кремния и сульфат-иона.

Особенно следует остановиться на поведении кремния, так как существует мнение о том, что в северных районах содержания этого элемента в водах настолько высоки, что он может преобладать над другими ионами и на этом основании в тундровой зоне выделяется провинция кремнистых (силикатных) вод (Максимович, 1955). Приведенные в табл. 5 данные показывают, что в среднем доля кремнезема среди других анионов не превышает 10%, т. е. она, как правило, незначительна. Однако в отдельных случаях содержания кремния действительно резко возрастают и доминируют над всеми другими анионами, кроме гидрокарбонатного, т. е. такие воды по составу становятся гидрокарбонатно-кремнистыми (табл. 6). Важно подчеркнуть, что в основном это слабокислые, маломинерализованные воды, залегают на водораздельных пространствах и тесно связаны с почвенными горизонтами. Кислая среда вод и повышенные парциальные давления углекислого газа не способствуют накоплению гидрокарбонат-иона. Если при этом отсутствуют в значительных количествах хлор-ион и

Химический состав подземных вод окислительной

Компоненты	Единицы измерения	Воды карбонатных отложений		Воды карбонатно-гипсонасыщенных отложений		Воды песчано-угленосной толщи	
		пределы содержаний	среднее	пределы содержаний	среднее	пределы содержаний	среднее
pH	—	7,1—8,0	7,4	7,0—7,8	7,5	6,4—7,4	6,9
HCO ₃ ⁻	мг/л	171—439	295	122—256	183	49—232	103
Cl ⁻	—	3,5—49,6	12,4	7,0—57	14,5	3,5—71	15,0
SO ₄ ²⁻	—	0,0—8,0	0,0	50—1100	555	0,0—40	12,9
Ca ²⁺	—	24—90	43,5	35—660	234	6,0—40	19,1
Mg ²⁺	—	15,6—63	33,2	0,0—146	17,3	0,5—19	5,7
Na ⁺	—	0,0—20,7	8,2	0,0—172	42,4	0,0—25	14,8
NH ₄ ⁺	—	0,2—4,5	2,0	0,4—4,2	2,56	0,1—7,0	2,08
K ⁺	—	0,0—6,15	0,8	0,0—12,4	2,6	0,0—4,0	1,4
Fe ³⁺	—	0,0—0,5	0,21	0,0—0,3	0,11	0,0—0,5	0,2
Fe ²⁺	—	—	0,0	—	—	0,0—0,2	0,0
CO ₂ (св.)	—	8,8—35,2	17,0	4,0—88	13,4	8,8—28,0	15,3
Окисляемость	мг О ₂ /л	2,0—9,6	6,8	—	—	5,3—22,3	12,8
SiO ₂	мг/л	1,0—10,0	4,78	1,0—20,0	4,82	2,0—40,0	12,4
Al	—	0,05—3,5	0,22	0,04—2,8	0,28	0,1—0,9	0,34
Сумма	—	321—613	403	312—2695	1045	91—250	171
Zn	мкг/л	3,0—30,0	13,5	0,4—10,0	4,0	1,0—20,0	7,9
Mn	—	1,0—25,0	8,8	0,5—10,0	3,2	1,0—80,0	9,8
Cu	—	0,5—9,0	4,0	0,1—4,0	1,21	0,5—5,0	2,8
Ba	—	—	3,0	—	—	—	—
Zr	—	0,0—18,0	2,0	—	—	0,0—15,0	1,7
Sb	—	0,1—5,0	1,8	—	—	0,0—15	1,5
Cr	—	0,5—5,0	1,0	0,1—3,0	0,5	0,1—5,0	1,9
Ti	—	0,1—6,0	0,67	0,05—3,0	0,5	0,3—15,0	2,5
Sn	—	—	0,5	—	—	—	0,3
Ni	—	0,1—2,0	0,45	0,1—2,0	0,3	0,1—3,0	1,4
Pb	—	0,05—0,5	0,22	0,01—0,3	0,12	0,01—0,8	0,45
Co	—	0,0—1,5	0,2	—	—	—	—
Ag	—	0,05—0,3	0,12	0,01—0,5	0,07	0,05—0,2	0,13
V	—	0,0—1,5	0,1	—	—	0,0—3,0	0,8
Ga	—	—	—	—	—	0,0—0,6	0,27
Sc	—	—	—	—	—	0,0—0,2	0,05
Be	—	—	—	—	—	—	0,04
Число анализов		68		35		227	

сульфат-ион, то такие воды становятся гидрокарбонатно-кремнистыми.

Любопытно также, что эти кремнистые воды в большинстве случаев являются гидрокарбонатно-натриевыми, так как часто кальций и магний в них отсутствуют полностью и на долю натрия приходится все 100% катионного состава (см. табл. 6). Важно и то, что эти воды тесно связаны с почвами, т. е. представляют собой продукт ранней стадии метаморфизаций атмосфер-

обстановки северо-запада Сибирской платформы

Таблица 5

Воды основных эфузивов		Воды основных интрузивов		Воды четвертичных образований различного генезиса	
пределы содержаний	среднее	пределы содержаний	среднее	пределы содержаний	среднее
6,7—7,6	7,2	6,0—7,3	6,8	6,5—7,5	7,2
61—122	88	24—183	43,3	45—210	121
3,5—15,6	9,4	7,0—65	10,9	3,5—10	7,0
0,0—110	27,0	0,0—50	17,5	0,0—10	0,0
8,0—60	24,6	0,0—50	13,2	4,0—30	16,5
1,2—32,5	13,2	0,0—14	5,0	2,5—20	6,3
0,0—41,0	10,9	0,0—38	6,4	2,5—25	14,4
0,1—6,0	2,7	0,2—3,0	1,2	0,5—6,0	3,2
0,0—4,8	0,9	0,0—6,2	1,2	0,0—1,9	1,2
0,0—0,8	0,22	0,0—0,6	0,26	0,0—0,3	0,15
—	0,0	—	0,0	0,0—0,1	0,0
4,0—08,0	9,5	4,0—31,0	14,2	8,8—18,4	12,3
4,0—10,3	6,2	2,5—10,3	5,6	4,3—17,6	12,5
2,0—35,0	10,3	1,5—30,0	13,5	1,0—25,0	9,7
0,05—1,5	0,41	0,07—2,3	0,52	0,5—8,7	1,1
9,0—325	174	45—250	105	60—290	177
1,5—80	9,0	1,5—60,0	11,5	1,5—15,0	8,5
3,0—50	8,3	3,0—50,0	10,3	3,0—18,0	12,5
0,5—9,0	2,5	0,5—15,0	3,6	0,5—5,0	3,1
0,0—15,0	5,0	0,0—30,0	6,0	—	>3,0
0,0—15,0	3,0	—	1,0	—	<1,0
0,0—15,0	1,0	0,0—3,0	1,0	0,1—3,0	1,1
0,5—8,0	1,5	0,5—10,0	2,0	0,5—3,0	1,3
0,3—10,0	1,6	0,5—60,0	3,5	0,5—3,0	1,5
—	0,3	—	0,3	—	0,3
0,5—20,0	1,5	0,5—20,0	1,2	0,1—1,5	0,80
0,05—1,0	0,32	0,05—1,0	0,48	0,05—3,0	0,37
0,0—4,0	1,0	0,0—10,0	1,0	—	<0,1
0,05—0,5	0,08	0,05—1,0	0,10	0,01—0,25	0,08
0,0—4,0	1,3	0,0—8,0	1,0	—	<1,0
—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—
—	<0,05	0,01—0,3	0,06	0,01—1,5	<0,1

150

123

38

ных осадков. В дальнейшем почвенные воды, взаимодействуя с вмещающими породами, обогащаются прежде всего кальцием и в пределах алюмосиликатных пород становятся гидрокарбонатно-кальциево-натриевыми, при наличии в породах сульфидов — сульфатными, в пределах гидротермально измененных пород — хлоридными (рис. 3).

В пределах химически активных пород, к которым в первую очередь относятся карбонатные, формирование химического со-

Химический состав некоторых гидрокарбонатно-кремнистых вод, мг/л

Номер пробы	Тип водо-пункта	Вмещающие породы	SiO_2	NH_4^+	CO_2 (св.)	HCO_3^-	Cl^-	SO_4^{2-}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^++K^+	Общая минерализация	P_{CO_2} , Па	pH
14	Родник	Долериты	18,4	6,0	2,2	37,0	10,6	8,0	—	—	24,4	80,0	$10^{2,4}$	7,0
17	,	,	13,5	3,0	2,2	24,0	10,6	20,0	—	—	25,8	70,4	$10^{2,5}$	6,8
20	,	,	19,8	0,7	4,4	49,0	7,1	—	6,0	—	23,0	85,1	$10^{2,2}$	7,4
30	,	Песчаники	11,9	1,0	13,2	49,0	10,6	—	6,0	—	25,3	90,9	$10^{3,2}$	6,4
49	,	Габбро-диабазы	14,0	0,7	4,4	49,0	7,1	—	4,0	1,2	16,1	77,4	$10^{1,6}$	8,0
412	,	,	12,1	0,2	8,8	24,4	7,1	—	—	—	13,8	45,3	$10^{2,5}$	6,8
207	Ручей	Долериты	21,3	1,5	8,8	33,6	7,1	—	2,0	—	16,1	61,8	$10^{3,0}$	6,4
216	Родник	,	15,7	2,0	4,4	24,4	7,1	—	—	—	13,8	45,3	$10^{2,9}$	6,4
516	Капеж	Габбро	24,3	0,7	8,8	33,6	7,1	20,0	6,0	—	20,7	85,0	$10^{2,8}$	6,2
237	Родник	Песчаники	18,9	1,0	13,2	30,5	14,2	4,0	—	—	23,0	71,7	$10^{2,9}$	6,4
262	Канава	Габбро-диабазы	14,5	1,5	17,6	18,3	7,1	4,0	—	3,6	6,9	39,9	$10^{3,0}$	6,2

состава вод обусловлено прежде всего влиянием вмещающих пород. Так, в пределах карбонатно-гипсонасных толщ воды являются сульфатно-кальциевыми, а в пределах карбонатных — гидрокарбонатными кальциево-магниевыми или магниево-кальциевыми. Интересно, что последний тип вод преобладает над первым и сред-

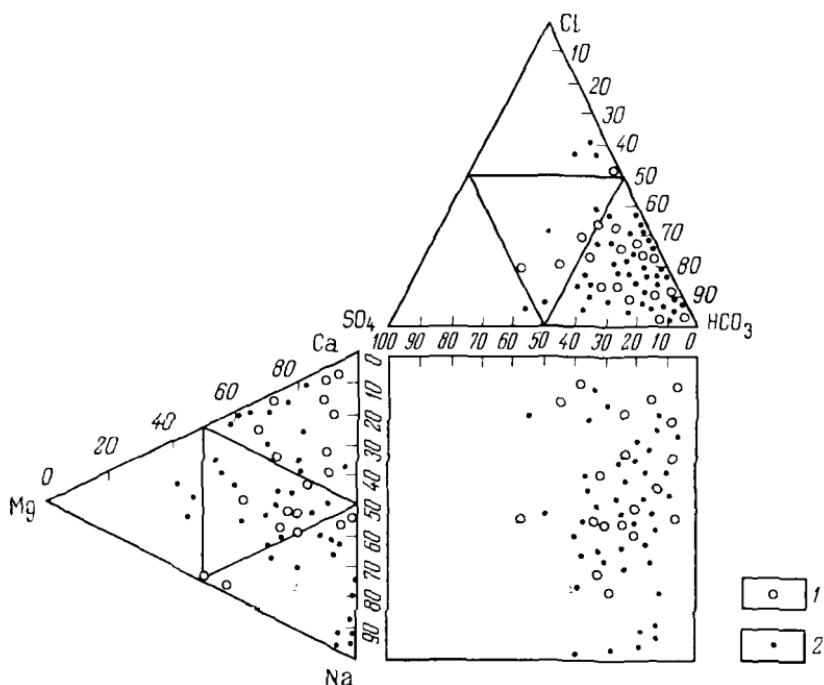


Рис. 3. Сдвоенная диаграмма С. А. Дурова с нанесением данных по составу вод песчано-угленосных (1) и магматических (2) пород

ний состав вод карбонатных толщ является гидрокарбонатным магниево-кальциевым (см. табл. 5). Такое положение вряд ли можно объяснить влиянием только вмещающих пород, так как даже в доломите эквивалентное отношение кальция к магнию равно единице, а в среднем в карбонатных породах меньше единицы. Видимо часть кальция участвует в обменных реакциях с натрием почв, активнее поглощается растительностью или микроорганизмами. Нельзя также сбрасывать со счета и явлений периодического промораживания вод деятельного слоя, которое приводит к осаждению карбонатов кальция и накоплению в растворе карбонатов магния (Власов, Павлова, 1969).

Таким образом, уже в пределах почвенного горизонта происходит существенное изменение химического состава подземных вод, приводящее к формированию различных химических их типов, которые, фильтруясь в подстилающие породы, изменяются не однотипно, а в зависимости от своего первоначального состава и

состава вмещающих пород. Большое влияние на состав вод оказывают и алюмосиликатные горные породы.

Микрокомпонентный состав основных типов вод представлен в табл. 5, из которой следует, что резких различий в их содержании не наблюдается. Средние содержания изменяются не более чем в несколько раз по всем элементам. Исключение составляют только воды карбонатно-гипсонасной толщи, которые несмотря на повышенную общую их минерализацию, содержат минимальные концентрации микрокомпонентов. Это обстоятельство лишний раз подчеркивает факт связи состава вод с составом водовмещающих пород.

Воды глеевой геохимической обстановки распространены в районах со слаборасчлененным рельефом (долины рек, ровные водораздельные пространства, плоские столовые горы) и на участках развития слабопроницаемых пород (глины, торф, суглинки). Слабый поверхностный сток, небольшое испарение и наличие многолетнемерзлых пород приводят в этих условиях к различной степени заболоченности территории. Болотные воды характеризуются невысокой минерализацией, гидрокарбонатным составом, пониженным значением рН, повышенным содержанием органических веществ, закисного железа и некоторых микрокомпонентов (табл. 7).

В таких условиях широко развиты процессы оглеения, которые, по А. И. Перельману, представляют собой «восстановительные процессы, протекающие без участия сероводорода и приводящие к образованию пород, илов, почв сизой, зеленой, голубоватой и пятнистой (христо-сизой и т. д.) окрасок» (Перельман, 1968, с. 197). Процессы оглеения обусловлены водами, не содержащими свободного кислорода и способными восстанавливать трехвалентное железо. В этих условиях развиваются анаэробные бактерии, которые в процессе движения отнимают необходимый им кислород у минеральных соединений, обусловливая восстановление последних, и выделяют такие газы, как углекислый и метановый, что способствует созданию неравновесной обстановки. Железо и марганец переходят в двухвалентную форму и поэтому легко мигрируют. Содержание закисного железа в таких водах, по нашим определениям, достигает 5—10 мг/л.

На окислительном барьере в этих условиях образуются гидроокислы железа и марганца, на других барьерах—глинистые минералы (включая в отдельных случаях глауконит и вивианит), органо-минеральные соединения. Многие из этих минералов находятся в форме коллоидов и сорбируют значительные количества микрокомпонентов.

Основными факторами, определяющими химический состав болотных вод, являются разложение растительных остатков, жизнедеятельность микроорганизмов и в меньшей степени разрушение горных пород. Особая роль при этом принадлежит карбонатным породам, которые нейтрализуют органические кислоты и формируют даже в болотах слабощелочную среду. Состав вод в этом

Таблица 7

Характеристика глеевых вод (болотных) северо-запада Сибирской платформы

Компоненты	Единицы измерения	Воды некарбонатных пород		Болотные воды в пределах карбонатных пород	
		пределы содержаний	среднее	пределы содержаний	среднее
pH	—	4,8—6,9	6,0	6,2—7,4	6,9
HCO ₃ ⁻	мг/л	24—135	60,5	36—390	89,0
Cl ⁻	,	3,5—35,5	10,3	7,1—49,7	7,9
SO ₄ ²⁻	,	0,0—8,0	0,71	0,0—0,0	0,0
Na ⁺ +K ⁺	,	4,6—25,3	15,3	0,0—25	11,0
Ca ²⁺	,	0,0—36	8,6	0,0—68	12,0
Mg ²⁺	,	0,0—15	2,44	0,0—42	9,0
NH ₄ ⁺	,	0,2—7,0	3,32	1,0—7,0	3,18
Fe ²⁺	,	0,0—6,5	0,47	0,0—4,0	0,16
Fe ³⁺	,	0,0—2,0	0,35	0,1—1,8	0,44
Окисляемость	мг О ₂ /л	11,1—43,9	25,1	7,2—27,1	21,4
CO ₂ (св.)	мг/л	8,8—30,5	14,5	4,4—35,2	15,6
SiO ₂	,	1,5—25,0	5,78	1,8—10,0	4,07
Al	,	0,05—1,8	0,27	0,07—0,86	0,18
Сумма	,	33—254	98,7	57—375	128
Mn	мкг/л	5—100	25,3	5,0—60	16,7
Zr	,	1,0—30	5,65	1,0—20	3,9
Zn	,	1,5—25	5,28	1,5—10,0	3,6
Ba	,	1,0—18	4,46	1,0—10	2,3
Cr	,	0,5—8,0	1,95	0,5—5,0	1,7
Ti	,	0,5—6,0	1,75	0,1—2,0	0,87
Cu	,	0,5—4,0	1,54	0,5—6,0	2,1
Mo	,	—	<1,0	—	<1,0
Sb	,	0,1—6,0	0,91	0,1—6,0	1,5
Ni	,	0,1—2,0	0,83	0,1—1,5	0,46
V	,	1,0—3,0	0,75	0,5—5,0	0,9
Pb	,	0,05—1,0	0,41	0,05—1,5	0,51
Sn	,	—	<0,3	—	<0,3
As	,	—	—	—	<1,0
Co	,	—	<0,1	—	—
Cd	,	—	—	—	<0,3
Be	,	0,01—0,3	0,08	0,01—0,1	0,05
Ag	,	0,01—0,2	0,05	0,01—0,3	0,07
Число анализов		78		49	

случае гидрокарбонатный магниево-кальциевый. Поэтому нами в табл. 7 отдельно показан состав болотных вод в зависимости от их связи с карбонатными породами. Неактивные в химическом отношении породы оказывают меньшее влияние на состав болотных вод и поэтому практически независимо от состава подстилающих пород рассматриваемые воды являются гидрокарбонатными натриево-кальциевыми с общей минерализацией меньше 100 мг/л.

Таким образом, исследуемый регион характеризуется наличи-

ем разнообразных по химическому и газовому составу подземных вод. Это разнообразие обусловлено различным влиянием на отдельных участках биологических (интенсивность образования и разложения органики, заторфованность), геологических (состав пород), гидрогеологических (интенсивность водообмена, забоченность) и геокриологических (вымораживание, восходящая миграция) факторов.

§ 3. ГЕОХИМИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ДРУГИХ РАЙОНОВ КРИОЛИТОЗОНЫ. СРЕДНИЕ СОДЕРЖАНИЯ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ВОДАХ

Отмеченное выше разнообразие химического состава подземных вод в пределах одного района носит локальный характер так как в региональном плане, если не считать влияния легкорасторимых гипсоносных и карбонатных пород, состав вод изменяется незначительно (см. табл. 6 и 7). Формирующиеся здесь воды являются ультрапресными и пресными с минерализацией менее 350 мг/л, слабокислыми и нейтральными, реже слабощелочными, преимущественно гидрокарбонатными кальциево-натриевыми. В пределах алюмосиликатных пород наиболее пресные воды формируются в областях питания на водоразделах, наиболее минерализованные и щелочные — в областях разгрузки (долинах рек) и особенно в том случае, если в долинах развиты талики, способствующие относительно глубокому залеганию воды и тем самым более длительному контактированию воды с породами.

Отмеченные особенности состава вод Норильского района характерны и для других регионов криолитозоны. Так, по данным Н. Г. Шубенина (1971) и М. Е. Королева (1973), в северной части Енисейского кряжа резко преобладают слабокислые гидрокарбонатные кальциевые воды с общей минерализацией 0,05—0,5 г/л. Увеличение минерализации происходит от областей питания к участкам аккумуляции и разгрузки подземных вод. Меньшим распространением пользуются гидрокарбонатные натриевые воды с минерализацией около 0,1 г/л. Приурочены они преимущественно к наиболее возвышенным участкам, сложенным терригенными и гранитоидными породами. Сульфатные и хлоридные воды с минерализацией более 1 г/л ограниченно распространены и связаны с красноцветными загипсованными и засоленными отложениями кембрия. Преобладание малоактивных силикатных пород и интенсивный водообмен способствуют формированию пресных и ультрапресных вод, характерных для этого региона (табл. 8).

В юго-западном Забайкалье детальные гидрогеохимические исследования проводились П. А. Удодовым при участии автора в бассейнах рек Куналей и Асакан (Удодов и др., 1962). Развитые здесь воды отличаются низкой минерализацией, преимущественно гидрокарбонатным натриево-кальциевым составом и pH меньше 7,0 (см. табл. 8). Для них характерна четкая зави-

Таблица 8

Химический состав подземных вод отдельных районов провинции с развитием многолетней мерзлоты, мг/л

Компоненты	Сибирская платформа	Енисейский кряж	Забайкалье	Бассейн р. Мая	Бассейн р. Оленек	Аляска	Юкон, Канада
pH	6,9	6,8	6,7	6,8	7,6	6,8	6,9
HCO_3^-	118	96,3	87,0	176	160	108	33,8
SO_4^{2-}	8,3	2,5	1,9	6,5	8,3	13,3	5,9
Cl^-	10,9	6,8	4,6	1,0	5,6	11,4	3,5
NO_3^-	0,10	—	0,65	—	—	0,93	0,75
F^-	0,1	0,12	0,4	0,1	0,3	0,1	0,08
Ca^{2+}	16,9	20,1	8,2	39,0	35,8	28,9	10,2
Na^+	6,1	9,9	10,8	2,4	27,9	9,1	5,1
Mg^{2+}	9,9	5,3	3,3	16,0	6,4	7,4	2,3
K^+	0,7	1,2	1,8	—	—	1,4	0,6
SiO_2	9,2	10,3	15,8	6,6	6,5	12,8	6,2
Al	0,29	0,13	0,30	0,03	1,23	—	0,08
Fe	0,38	0,35	0,18	0,3	0,4	0,34	0,06
NH_4^+	2,5	0,4	—	—	—	—	0,2
Сумма	182	147	118	241	242	187	64
Число анализов	150	2500	320	45	43	22	41

симость состава вод от типа вмещающих пород. В пределах гранитных массивов особенно на водоразделах встречаются слабокислые (pH 5,8—6,8) гидрокарбонатные натриевые воды с минерализацией менее 100 мг/л. Вниз по склонам pH вод и их минерализация несколько возрастают. В пределах развития осадочно-метаморфических песчаников и роговиков pH вод, как правило, больше 7,0 (достигает 7,8), состав их гидрокарбонатный кальциево-натриевый. Минерализация больше 100 мг/л, но не превышает 250 мг/л. На участках развития сульфидной минерализации в водах отмечаются повышенные концентрации сульфат- и хлор-ионов.

Подземные воды расщлененного Омниинско-Майского плоскогорья (Юж. Якутия) приурочены к карбонатным и терригенным отложениям верхнепротерозойского и кембрийского возраста, реже к маломощным четвертичным отложениям (Басков, Климов, 1972). Состав вод в основном гидрокарбонатный кальциево-магниевый и только в пределах магматических пород основного состава встречаются воды сульфатно-гидрокарбонатные магниево-кальциевые. Общая минерализация вод обычно меньше 0,5 г/л и составляет чаще 0,1—0,3 г/л. Кислородно-азотный состав растворенных газов, низкие значения He/Ar , отсутствие анаэробных сульфат-восстанавливающих и аэробных, окисляющих углеводороды, групп бактерий, интенсивное развитие сапропфитов — все это свидетельствует о формировании вод в хорошо промытых

породах в пределах зоны свободного водообмена, мощность которой составляет, по заключению Е. А. Баскова и Г. И. Климова, не менее 400—500 м. Средний химический состав вод приведен в табл. 8. Близкий к рассмотренному микро- и макрокомпонентный состав подземных вод зоны активного водообмена отдельных районов Якутии приводится в работах М. Н. Косолаповой (1963), Г. А. Толстикова (1969), И. Б. Никитиной (1973), В. П. Волжковой (1971), Н. П. Анисимовой (1971) и др.

Химический состав подземных вод Аляски и Канады изучен крайне слабо. Во всяком случае в имеющейся сводной работе (*Pergmafrost* e. a., 1955) полные анализы подземных вод отсутствуют. Поэтому нам удалось использовать только работу Е. У. Лора (*Loehr*, 1957), в которой приводится фактический материал по питьевым водам Аляски, данные по северным районам Канады (*Ground water...*, 1967) и работы Р. У. Бойла и др. (*Boyle* e. a., 1956; *Hydrogeochemical methods...*, 1971), в которых имеются отдельные анализы надмерзлотных вод провинции Юкон. Кроме того, часть анализов нам любезно представлена Р. Алланом. Эти данные в обобщенном виде приведены в табл. 8.

Приведенная краткая характеристика геохимических особенностей подземных вод зоны гипергенеза отдельных районов криолитозоны показывает, что это преимущественно ультрапресные и пресные воды разнообразного, в основном гидрокарбонатного кальциево-натриевого состава с минерализацией меньше 0,5 г/л. Детали состава этих вод определяются интенсивностью водообмена, составом вмещающих пород, металлогеническими особенностями района, интенсивностью биологических процессов, типом развитых почв и влиянием процессов криогенеза, в частности, периодическим промерзанием и оттаиванием деятельного слоя, вымораживанием вод в местах их разгрузки в зимний период, миграцией влаги в верхней части многолетнемерзлых пород и другими процессами. Различное сочетание этих факторов и процессов в конкретных условиях определяет тот или иной состав и степень минерализации подземных вод.

Среди перечисленных факторов особая роль принадлежит интенсивности водообмена, который определяет сумму солей в растворе: чем больше водообмен (Балтийский щит, Канадский щит, Енисейский кряж), тем ниже минерализация подземных вод. В условиях одинакового водообмена и одного типа пород сумма минеральных солей в растворе определяется временем соприкосновения воды с горными породами. Именно по этой причине наблюдается, отмечаемая многими исследователями (Анисимова, 1971; Всеволожская, 1973; Никитина, 1973; и др.), закономерность увеличения степени минерализации подземных вод при движении от водоразделов к подножию склонов.

На фоне этих регионально действующих факторов в отдельных местах оказывают влияние локальные процессы и факторы, к которым относятся: 1) континентальное засоление (отдельные районы Якутии и Забайкалья); 2) смешение инфильтрационных вод

с седиментационными, возрожденными или инфильтрационными водами более глубокого залегания; 3) влияние рудных тел; 1) техногенная деятельность человека. Воды, формирующиеся под действием таких локальных факторов, нами не рассматриваются.

Небольшие колебания общей минерализации подземных вод регионального распространения рассматриваемой провинции (см. табл. 8) позволяют рассчитать средний состав этих вод отдельно для зон тундры и северной тайги (табл. 9). При составлении этой таблицы кроме наших данных и уже упоминавшихся источников использованы материалы по составу вод Верхне-Арманского района Магаданской области (Кузнецов, 1969), западной части Сибирской платформы (Шварцев, Шубенин, 1973), Яно-Омолойского междуречья (Чижова, 1974), Кольского полуострова (Антонов, 1964; Питьева, 1962, 1963), таежных районов Восточной Сибири (Лапина, 1967; Тихонова, Шрамко, 1966), а также некоторые обобщающие работы (Гинзбург, Кабанова, 1960; Крайнов, 1973; Германов, 1963; Удовов и др., 1962).

Общее число анализов, которое использовано при расчете средних значений, также приведено в табл. 9. Для большинства элементов оно значительно больше 100, а в ряде случаев и больше 1000, достигая в отдельных случаях 9800. Это дает основание считать, что приведенные цифры в наиболее общей форме отражают средний состав подземных вод провинции многолетнемерзлых пород. Исключение составляют йод, ниобий, иттербий, торий и золото, средние содержания которых рассчитаны по небольшому числу анализов вод, отобранных, кроме того, на ограниченных площадях.

Полученные данные показывают, что подземные воды регионального распространения провинции многолетней мерзлоты являются слабокислыми, ультрапресными, преимущественно гидрокарбонатными кальциево-магниевыми, богатыми органическим веществом. Последнее является крайне важной особенностью, определяющей их геохимическую специфику. По данным И. Б. Никитиной (1973), в общей сумме растворенных солей органические летучие и нелетучие вещества составляют 10—75%, т. е. содержание органических кислот в воде превышает содержание минеральных веществ и достигает 25—40 мг/л в пересчете на С_{орг}. Важно и то, что в составе нелетучих соединений органических веществ большое место принадлежит фульвокислотам, которые составляют до 80% общего количества органических кислот. Фульвокислоты в 5—10 раз преобладают над гуминовыми соединениями. Все это результат определенных климатических условий (низкие температуры), относительно слабого водообмена, тесной связи воды с почвами и, что особенно важно, относительно слабого и непродолжительного взаимодействия воды с горными породами, определяющего небольшое содержание минеральных веществ.

Таблица 9

Средний химический состав подземных вод провинции многолетней мерзлоты

Компоненты	Единицы измерения	Ландшафты				Провинция в целом	
		тундровые		северотаежные		среднее	число анализов
		среднее	число анализов	среднее	число анализов		
pH	—	6,54	272	6,82	7383	6,68	7655
HCO ₃ ⁻	мг/л	61,5	272	137,1	7383	98,8	7655
SO ₄ ²⁻	—	6,50	272	5,26	7383	5,88	7655
Cl ⁻	—	5,25	272	5,91	7383	5,58	7655
NO ₃ ⁻	—	0,84	105	0,38	428	0,61	533
F ⁻	—	0,17	53	0,21	352	0,19	405
NO ₂ ⁻	—	—	—	0,03	150	0,03	150
Ca ²⁺	—	15,6	272	26,0	7383	20,8	7655
Na ⁺	—	6,13	272	12,8	7383	9,46	7655
Mg ²⁺	—	5,37	272	7,35	7383	6,36	7655
K ⁺	—	1,08	85	1,22	1805	1,15	1890
NH ₄ ⁺	—	0,22	60	1,35	785	0,79	845
SiO ₂	—	7,60	85	11,7	1265	9,63	1350
Сумма	—	100,2	272	209,3	7383	159,0	7655
CO ₂ (св.)	—	14,0	170	10,8	341	12,4	511
C _{опр}	—	10,7	80	9,3	115	10,0	195
Al	мкг/л	160	86	440	310	300	396
Fe	—	200	250	380	5150	290	5400
Zn	—	23,0	350	31,8	9440	27,4	9800
P	—	26,5	33	21,7	46	24,1	79
Sr	—	21,3	340	26,3	5150	23,8	5490
Mn	—	12,3	340	17,9	5150	15,1	5490
B	—	—	—	10,9	81	10,0	81
Ba	—	10,0	360	9,10	9440	9,55	9800
Li	—	3,97	11	6,09	784	5,03	795
Ti	—	2,34	360	4,64	9440	3,99	9800
Cu	—	1,70	360	2,98	9440	2,34	9800
Cr	—	2,52	360	2,16	9440	2,34	9800
Sb	—	—	—	1,93	3510	1,93	3510
Ni	—	1,91	360	1,63	9440	1,77	9800
Pb	—	1,88	360	1,16	9440	1,52	9800
Rb	—	1,53	11	1,47	72	1,50	83
Zr	—	0,68	360	1,28	9440	0,98	9800
As	—	0,73	360	0,99	9440	0,86	9800
I	—	—	—	>0,75	35	>0,75	35
Mo	—	0,64	360	0,92	9440	0,78	9800
V	—	0,50	360	0,88	9440	0,69	9800
Nb	—	0,54	9	—	—	0,54	9
Ga	—	0,35	27	0,49	156	0,42	183
Sn	—	0,22	360	0,50	9440	0,36	9800
U	—	0,30	132	0,34	428	0,32	560
Co	—	0,40	360	0,24	9440	0,32	9800
Ag	—	0,21	360	0,37	9440	0,29	9800
Yb	—	—	—	0,23	15	0,23	15
Th	—	0,07	23	—	—	0,07	23
Sc	—	—	—	0,05	87	0,05	87
Be	—	0,02	360	0,04	3150	0,03	3510
Au	—	—	—	<0,012	15	<0,012	15

Формула Курлова*	M _{0,1} C77 Cl12 S11 Ca52 Mg30 Na18	M _{0,21} C89 Cl7 S4 Ca52 Mg25 Na23	M _{0,16} C84 Cl9 S7 Ca52 Mg27 Na21
------------------	---	--	--

* Здесь и далее С соответствует HCO₃⁻, S — SO₄²⁻.

§ 4. ИСТОЧНИКИ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Химический состав подземных вод складывается из солей, привносимых атмосферными осадками, элементов, выщелачиваемых и вмещающих пород, почв и растительных остатков, а также ионов, синтезированных из воды и углекислого газа. Важно поэтому разобраться, в каких соотношениях обогащают воду все эти составляющие. Начнем с атмосферных осадков. Рассмотрим их влияние на примере Норильского района.

Сравнивая данные табл. 2 и 5, нетрудно заметить, что доля атмосферных осадков в общем составе подземных вод, если судить по сумме солей, колеблется от 27 (воды основных интрутивов) до 2,7% (воды карбонатно-гипсонасных отложений). Если к тому же учесть некоторое концентрирование химических элементов вследствие испарения выпадающих атмосферных осадков*, то доля атмосферной составляющей химического стока в пределах алюмосиликатных пород (при сумме солей 150 мг/л) возрастет до 30—35%, а в пределах карбонатных пород — до 10%.

По данным В. П. Волковой (1972), средняя минерализация атмосферных осадков Яно-Индигирского района Якутии по 44 анализам составляет 20,0 мг/л, а минерализация подземных вод, по данным того же автора (Волкова, 1971), в соседнем районе в пределах алюмосиликатных пород колеблется от 0,1 до 0,2 г/л, что также с учетом испарительной концентрации приближает долю атмосферных солей к 20—40%. Поэтому цифра 30—35% в среднем, видимо, правильно отражает долю атмосферных солей в составе подземных вод рассматриваемой провинции.

Другим важным источником солей подземных вод является органическое вещество почвенного горизонта, через который просачиваются атмосферные осадки. Прежде чем рассмотреть роль этого фактора, напомним, что в биологическом круговороте участвуют практически все химические элементы и прежде всего воздушные и водные мигранты (Перельман, 1966). Органическое вещество, синтезируясь из воды и углекислого газа, через корневую систему поглощает и многие другие элементы, и прежде всего азот, хлор, серу, бор, фосфор, бром и другие, обладающие высокой биофильностью. Пройдя биологический цикл, эти элементы вместе с опадом попадают в почву и при минерализации, гумификации и растворении органического вещества переходят в подземные воды.

Какое же количество элементов получают подземные воды таким путем. Ответить на этот вопрос не просто и поэтому здесь можно наметить лишь схему решения поставленной задачи. Как было показано в главе I, ион HCO_3^- образуется за счет углекислого газа и гидроксильной группы OH^- . Если учесть, что пар-

* Точная величина испарения подземных вод неизвестна, но она значительно меньше общего испарения, достигающего в районе исследований 600% суммы осадков.

циальное давление углекислого газа в подземных водах значительно выше, чем в воздухе (см. табл. 2, 3, 4), то становится очевидным, что основным источником углекислого газа, связываемого в ион HCO_3^- , является органическое вещество. Последнее доказывается и специальными геохимическими и изотопными исследованиями (Rightmire, Hanshaw, 1973, Нагтоп е. а., 1975). Зная поэтому содержание в водах HCO_3^- и других производных угольной кислоты, нетрудно рассчитать долю органического вещества, минерализация которого привела к образованию угольной кислоты и ее производных. Полученные результаты приведены в табл. 10. Следует отметить, что в случае карбонатных пород, разрушение которых протекает по реакции



только половина образующихся ионов HCO_3^- имеет биогенную природу, что и учтено в табл. 10.

Таблица 10

Доля минерализованного органического вещества, участвующего в образовании растворенной угольной кислоты и ее производных (на примере вод Норильского района)

Тип вод	рН	Содержание HCO_3^- , мг/л			Количество равновесного H_2CO_3 , мг/л	Молуль подземного стока, л/с·км ²	Количество минерализованных органических веществ, т/год·км ²	Производя живого вещества, т/год·км ²	Количество минерализованного органического вещества, %
		в подземных водах	в атмосферных осадках	биогенного генезиса					
Воды основных интрузивов	6,8	43,3	16,3	27,0	27,2	3,0	5,5	450	1,22
Воды карбонатных пород	7,4	295	16,3	139	43,1	2,0	12,2	450	2,7

Приведенные данные убеждают нас в том, что процент минерализованного органического вещества, участвующего в подземном химическом стоке, является по сравнению с ежегодной его продукцией крайне незначительным и не превышает нескольких процентов, т. е. в этом плане мы имеем неисчерпаемый источник углекислого газа. Если даже прибавить к этому, что воды поверхностного стока выносят в 2—3 раза больше минерализованных органических веществ, чем подземные (что заведомо завышено), то и в этом случае искомая цифра не превысит 10%.

Таким образом, в пределах алюмосиликатных пород в Норильском районе только в подземном стоке в виде конечных продуктов минерализации участвует ориентировочно 6 т/год·км² органического вещества, разрушение которого поставляет в раствор исходя из средних цифр его состава (Родин, Базилевич, 1965).

3,0 мг/л Ca; 1,8 K и Na; 1,2 Si; 0,42 P; 0,3 S и т. д. Если же учесть, что далеко не весь биогенный CO₂ участвует в стоке, так как он в значительных количествах выделяется в атмосферу (Соупе, Kelly, 1971), а также то, что огромное количество органического вещества образуют различные растворимые продукты и, кроме того, при гумификации часть элементов переходит в раствор, становится очевидной исключительная роль органического вещества в обогащении подземных вод химическими элементами. Создается впечатление, что подавляющая часть элементов, обнаруживаемых в водах, прошла цикл биологического круговорота. Интересной в этом отношении является работа Е. М. Наумова и И. Г. Цюрупы (1973), в которой авторы на основе изучения лизиметрических вод и водных вытяжек из мерзлотных таежных почв Северной Якутии, Колымы и Чукотки приходят к выводу о том, что основным источником легкоподвижных соединений в водах является органическая составляющая почв.

Таким образом, роль живой материи оказывается исключительно высокой и состоит в том, что она переводит элементы в подвижную форму, сконцентрированную у поверхности земли. Поэтому атмосферные осадки, уже в первые моменты соприкосновения с почвами, выщелачивают из них биогенные элементы, формируя своеобразный состав почвенных вод.

Признавая важнейшую роль органического вещества как источника подвижных элементов, нельзя однако забывать, что оно не только разрушается, но в еще больших масштабах формируется в этих же условиях. Так, по данным Л. Е. Родина и Н. И. Базилевич (1965), прирост и опад органических веществ составляют соответственно (ц/га): арктическая тундра 10 и 9,5; кустарничковая тундра 23,8 и 22,7; лесотундра 56,0 и 53,1; гипновое болото Западной Сибири 41,0 и 32,0. Следовательно, прирост органической массы всюду превышает опад, поэтому количество элементов, поглощаемых корневой системой из вод, превышает их освобождаемое количество. Это обстоятельство имеет крайне важное значение, так как однозначно свидетельствует о том, что в общем балансе органическое вещество может поставлять в подземные воды в избыточном количестве только те элементы, которые заимствуются им из атмосферы, т. е. воздушные мигранты: кислород, углерод, азот и др.

Следовательно, необходимо различать два аспекта, определяющих роль органического вещества: 1) в количественном отношении органическое вещество не является источником химических элементов, кроме воздушных мигрантов, так как, во-первых, масштабы его образования превышают опад и, во-вторых, не вся отмершая его часть полностью разлагается в ландшафте и, подвергаясь механической и химической эрозии, частично уходит за пределы ландшафта в моря, озера и болота, унося с собой и химические элементы; 2) большая часть химических элементов прежде чем попасть в подземные гравитационные воды участвует в биологическом круговороте, нередко связывается в комплексные

органо-минеральные соединения, повышающие стабильность и миграционную способность многих из них и способствующие тем самым их проникновению в глубокие водоносные горизонты. Геохимическую роль второго аспекта преобразования органического вещества трудно переоценить.

В настоящее время не разработаны критерии, которые бы позволили определять, какая часть химических элементов прошла биологический цикл, а какая перешла в раствор непосредственно из горных пород. Это задача дальнейших исследований. Однако, учитывая изложенное выше, нами принимается, что все химические элементы, кроме воздушных мигрантов, независимо от того, участвовали они или нет в биологическом круговороте, в подземные воды попали из горных пород, т. е. имеют литогенную природу.

Среди воздушных мигрантов первостепенная роль принадлежит углероду, который образует широко представленные в водах угольную и различные органические кислоты, образующие гидрогенно-биогенную составляющую суммы элементов. Нетрудно видеть, что в общем составе растворенных солей (см. табл. 8) на долю только HCO_3^- приходится от 53 до 73%, в среднем 61% для вод тундры и 66% для вод северной тайги (см. табл. 9). Если учесть долю HCO_3^- , поступающую из атмосферы и в результате разрушения карбонатных пород, то две последние цифры уменьшатся до 34 и 42% соответственно.

Следовательно, полная соленость подземных вод складывается из 30—35% солей атмосферного происхождения, 35—40% анионов гидрогенно-биогенной природы и 25—35% катионов, заимствованных из горных пород. Кроме того, гидрогенно-биогенная составляющая в водах представлена недиссоциированной угольной кислотой, в отдельных случаях анионом CO_3^{2-} , разнообразными органическими кислотами, выраженными через C_{org} или окисляемость, и в незначительной степени окислами азота. Учет всех этих форм необходим при расчете объемов органического вещества, выносимых подземными водами в различной форме. Так, приняв среднее значение окисляемости вод в Норильском районе равным 12,7 мг/л (см. табл. 5), нетрудно рассчитать, что подземные воды выносят вместе со стоком 6,6 т/год· km^2 органического вещества. Еще более внушительная цифра выноса водами органических кислот характерна для Алданского нагорья, где рассчитанное нами, по данным И. Б. Никитиной (1973), среднее значение C_{org} , включая летучие соединения, составило 25,34 мг/л, что при модуле подземного стока 2,5 л/с· km^2 (Подземный сток..., 1966) эквивалентно выносу 10,8 т/год· km^2 органического вещества.

Обобщенные данные о масштабах выноса подземными водами органических веществ в различных формах приведены в табл. 11, которая подтверждает эмпирический вывод А. И. Перельмана (1966) о том, что в северных таежных ландшафтах процессы минерализации и гумификации органических веществ чрезвычайно

Таблица 11

Масштабы выноса подземными водами производных органического вещества в различных формах

Компоненты	Вынос, т/год·км ²	
	Тундра	Северная тайга
Гидрокарбонат-ион	1,6	4,5
Угольная кислота	3,5	8,8
Органические соединения (нелетучие)	2,8	3,2
Сумма	7,9	16,5
Доля от общей биологической продуктивности, %	4,9	3,2
Модуль подземного стока, л/с·км ²	0,5—2,5	1,0—3,0

ослаблены. В то же время ослаблены и процессы образования водорастворимых органических соединений. Все это свидетельствует в целом о медленном преобразовании свежего опада, что обусловлено общим дефицитом тепла. Следствием этого является высокая торфянистость и грубогумусность органо-аккумулятивных горизонтов почв — черта, которая, по мнению В. О. Таргульяна (1971), является общей для всех почв холодных гумидных областей. О неглубоком преобразовании почвенной органики в этих условиях свидетельствуют и данные Л. А. Гречиной и Н. И. Тодоровой (1970), которые упоминались нами в начале этой главы.

Таким образом, результаты гидрогохимических исследований позволяют заключить, что только незначительная часть образующегося органического вещества выносится подземными (и вероятно поверхностными) водами за пределы современного ландшафта. Большая часть его накапливается в почвах без глубокого химического преобразования и на участках слабого водообмена приводит к заторфованности, а следовательно, и заболоченности территории. На участках с расчлененным рельефом этого не происходит, так как масштабы механической эрозии оказываются более высокими, чем масштабы биологических и химических процессов вместе взятых или, по крайней мере, совпадают с последними.

Перейдем к рассмотрению роли литогенной составляющей стока, представленной в основном катионами подземных вод и нейтральными соединениями типа SiO_2 . Зная содержание в водах всех элементов, выносимых из пород, и модуль подземного химического стока, нетрудно рассчитать модуль подземного химического выноса. Так, используя данные табл. 5, нами рассчитано, что суммарный объем выносимых из некарбонатных пород элементов в Норильском районе составляет 0,234 г/с·км², или 7,36 т/год·км² (Шварцев, 1976₂). Среди рассматриваемого типа пород наименьший вынос характерен для интрузивных пород основного состава и составляет 5,3 т/год·км². Эффузивы основного состава и песчано-угленосные отложения характеризуются близ-

кими величинами выноса порядка 7,5 т/год·км². В два раза большей (15 т/год·км²) эта величина является для карбонатных пород и почти в восемь раз (56 т/год·км²) — для карбонатно-гипсонасных.

Несколько более низкие значения стока получены для условий Енисейского кряжа, в пределах которого суммарный объем выноса составляет 0,121 г/с·км², или 3,8 т/год·км². Данные выноса по отдельным типам пород отсутствуют, однако можно предположить, что он является минимальным у кристаллических сланцев, и равен, видимо, 3,0—3,5 т/год·км², и более высоким у гранитов, ориентировочно 4,5—5,0 т/год·км².

Таким образом, по интенсивности современного выноса химических элементов из горных пород в зоне гипергенеза западной части Сибирской платформы их можно расположить в следующий ряд в возрастающем порядке (в скобках объем разрушаемых пород, т/год·км²): кристаллические сланцы и гнейсы (3,0—3,5), основные интрузивы (4,0—4,5), граниты (4,5—5,0), основные эффирузивы и песчано-угленосные образования (6,5—7,0), карбонаты (14—15), карбонатно-гипсонасные отложения (50—60).

В среднем для алюмосиликатных пород криолитозоны вынос химических элементов является невысоким и составляет для тундры и северной тайги соответственно 0,046 и 0,121 г/с·км², или 1,5 и 3,8 т/год·км².

ГЛАВА III

ГЕОХИМИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ПРОВИНЦИЙ ТРОПИЧЕСКОГО И СУБТРОПИЧЕСКОГО КЛИМАТА

Тропические области протягиваются широкой полосой вдоль экватора в Африке, Южной и Юго-Восточной Азии, Центральной и Южной Америке, Австралии и Океании. Изобилие тепла в этой зоне сочетается с изобилием осадков, что обеспечивает возможность интенсивного развития большинства геохимических процессов. Климат здесь либо влажный экваториальный, либо тропический с четко выраженным двумя сезонами года — сухим и дождливым. Первый тип климата определяет развитие влажных тропических лесов (гилеи), а второй — травянистой тропической саваны.

Подземные воды тропической зоны нами изучались на территории Гвинеи (Шварцев, 1971, 1972). Кроме того, были использованы многочисленные опубликованные работы по соседним с Гвинеей территориям, что позволило нам в своих исследованиях опираться на данные по геохимии подземных вод обширного региона Западной Африки.

Климат Западной Африки подразделяется на два типа: 1) экваториальный гвинейский, охватывающий побережье Гвинейского залива, и 2) тропический суданский, занимающий внутренние континентальные области региона. Экваториальный тип климата характеризуется наличием большого количества осадков (2000—4800 мм/год, рис. 4), выпадающих почти круглогодично, постоянно высокой влажностью воздуха (80—100%) и несколько пониженными среднегодовыми температурами (24—27° С). Число дней в году, в течение которых выпадают осадки, достигает 200 и не опускается ниже 120. Сухой сезон поэтому является коротким (1,5—2 месяца) и выражен нечетко: в этот период осадки, хотя и менее интенсивно, продолжают выпадать. Все это способствует развитию зоны влажных тропических лесов (гилеи), покрывающих узкой полосой почти все побережье Гвинейского залива (рис. 5). Обилие влаги и тепла определяют быстрый рост растений, отсюда исключительная густота леса, обилие видов древесной и травянистой растительности. Леса эти обладают наивысшей на земле биологической продуктивностью, составляющей в среднем 3250 т/год·км² (Перельман, 1966).

Тропический тип климата отличается более высокими среднегодовыми температурами (27—29° С), большим размахом их колебаний в течение года, меньшей влажностью воздуха и меньшим количеством осадков: 750—2000 мм/год в зоне саванн и 200—750 мм/год в зоне степей (см. рис. 4 и 5). Число дней в году, когда выпадают осадки, в зоне саванн составляет 50—120, а в зоне

степей только 20—50. Распределение осадков в течение года весьма неравномерное, поэтому год здесь делится на два четко выраженных сезона: влажный, делящийся в зоне саванн с мая по октябрь, в течение которого выпадает все годовое количество осадков, часто в виде тропических ливней, и сухой — с ноября по

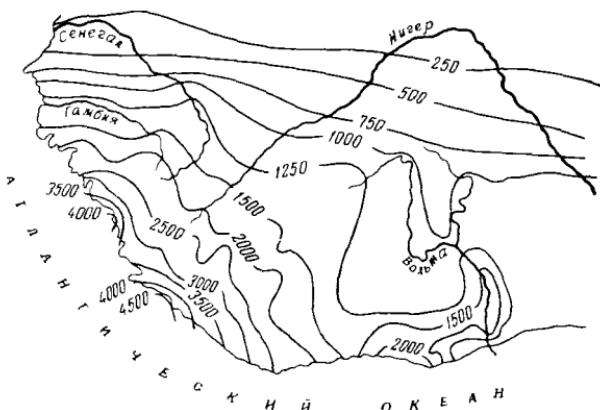


Рис. 4. Среднегодовое распределение атмосферных осадков на территории Западной Африки, мм/год

май, когда осадки отсутствуют, а температура воздуха поднимается до 40°С и более. В зоне степей сухой сезон является еще более длинным и жарким. Во влажный период года саванна покрывается пышной травяной растительностью, среди которой резко преобладает слоновая трава, достигающая 5-метровой высоты. В сухой сезон травяной покров гибнет и саванна превращается в коричневую пустыню. Биологическая продуктивность саванн высокая и составляет, например, для территории Ганы 1200 т/год·км² (Родин, Базилевич, 1965).

В геоморфологическом отношении территория Западной Африки характеризуется наличием нескольких древних пенепленизированных поверхностей. Согласно обобщающей работе И. Н. Олейникова (1973), в которой проанализированы все опубликованные работы по этому обширному региону, на территории юга Мали, центральной и восточной части Гвинеи, востока Сьерра-Леоне, севера Либерии и севера Берега Слоновой Кости выделяются четыре уровня выровненных поверхностей, имеющих следующие средние и крайние высоты (м): 1600 (1400—1900); 1300 (1100—1400); 800 (600—1000); 500 (300—700). По данным различных авторов, возраст этих поверхностей соответственно определяется как гондванский (доверхнемеловой), послегондванский (верхнемеловой), африканский (среднеэоценовый) и плиоценовый. Две более высокие поверхности сохранились только на небольших площадях водоразделов, две другие — прослеживаются в той или иной мере по всему региону.

Кроме указанных древних поверхностей на более низких отметках широко развитыми элементами геоморфологического ланд-

шахта в Западной Африке являются молодые педименты — гласисы, привязанные к уровням четвертичных террас, имеющих возраст от нижнеплейстоценового до верхнеплейстоценового. Поэтому И. Н. Олейников совершенно справедливо отмечает, что «явно подлежит пересмотру карта Кинга, на которой поверхности

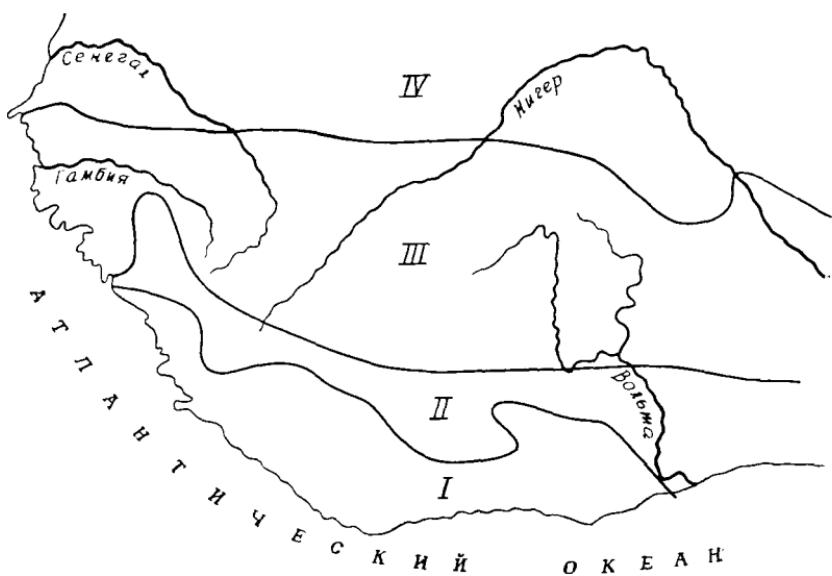


Рис. 5. Ландшафтные зоны Западной Африки.
I — влажные леса (гилея); II — вырубленные леса; III — саванна; IV — степь

четвертичного цикла показаны в Западной Африке лишь узкими полосами вдоль главных рек» (Олейников, 1973, с. 149).

В центре Гвинеи возвышается самое высокое в Западной Африке плато Фута-Джаллон (1300—1500 м), служащее своего рода водонапорной башней для всей Западной Африки. Именно здесь берут свое начало крупнейшие реки этого района: Сенегал, Гамбия, притоки Нигера, Томине, Конкуре и др. Здесь же располагается и область питания для большинства водоносных комплексов.

Геологическое строение описываемого региона определяется наличием древнего Либерийского щита, сложенного архейскими и нижнепротерозойскими сильноизмененными породами: гнейсами, гранито-гнейсами, слюдистыми сланцами, прорванными многочисленными интрузиями гранитов. На севере и востоке региона указанный щит перекрыт более поздними платформенными образованиями верхнего протерозоя, инфракембрия и палеозоя, среди которых широко распространены интрузии основных пород. Эти платформенные образования представлены сланцами, аргиллитами, алевролитами и песчаниками различной степени метаморфизма. Местами они образуют синклинальные структуры, цент-

ральная часть которых сложена ордовикскими, силурийскими и местами девонскими глинистыми сланцами и песчаниками.

Характерной особенностью геологии рассматриваемого региона является широкое развитие латеритных кор выветривания, мощность которых в отдельных местах превышает 100 м. Самый верхний горизонт этих кор представлен своеобразными латеритными образованиями небольшой мощности (5—12 м) называемыми кирасой. Эта последняя представляет обычно железистые или железисто-глиноземистые породы сильнопористой и кавернозной (конкремионной) структуры. Большие размеры открытых каверн (часто больше 1 см) делают этот горизонт коры исключительно водопроницаемым и играющим важную роль в формировании подземного стока.

Ниже по разрезу кираса подстилается мощной зоной структурных охр, представленных либо окислами и гидроокислами железа (на основных и ультраосновных породах), либо бокситовыми глинами (на гранитах и метаморфических сланцах). Еще ниже структурные охры постепенно переходят в слабовыетрельные разности соответствующих пород (Михайлов, 1968; Шварцев, 1976). Горизонт структурных охр, достигающий по мощности 100 м, представляет собой практически водоупор, затрудняющий питание нижележащих водоносных горизонтов атмосферными осадками.

Подземные воды Западной Африки изучены крайне недостаточно. Сводные работы практически отсутствуют. Можно назвать лишь небольшую работу Дж. Аршамбо (Arschambault, 1960), в которой подводятся некоторые итоги гидрогеологических исследований этого обширного региона. Рассмотрим поэтому специфику условий питания, распространения и залегания подземных вод на примере территории Гвинеи, где исследования проводились нами лично (Шварцев, 1971).

§ 1. ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕРРИТОРИИ ГВИНЕИ

В гидрогеологическом отношении территория Гвинеи может быть охарактеризована как сложная водонапорная система массивов трещиноватых пород с чехлом осадочных отложений, заключающих субартезианские и артезианские воды. Последние пока еще весьма слабо изучены (Шварцев, 1971) и их рассмотрение выходит за рамки данной работы. Остановимся поэтому лишь на характеристике вод зоны гипергенеза.

В пределах этой зоны достаточно четко по условиям залегания выделяются два типа вод: верховодка, приуроченная к горизонту кирасы, и грунтовые воды коры выветривания, аллювиальных отложений и верхней трещиноватой зоны коренных пород (рис. 6).

Верховодка в зоне саванн существует только в течение влажного периода года и исчезает с наступлением сухого сезона, что подтверждается изучением уровня подземных вод в шурфах, скважинах и режима соответствующих родников. В лесной зоне Гвинеи

постоянно влажный климат способствует сохранению верховодки на слабопроницаемых (глинистых) породах в течение всего года.

Грунтовые воды в Гвинее проникают в основном к нижним трещиноватым зонам коры выветривания или аллювиальным отложениям речных долин. В первом случае, благодаря мощной

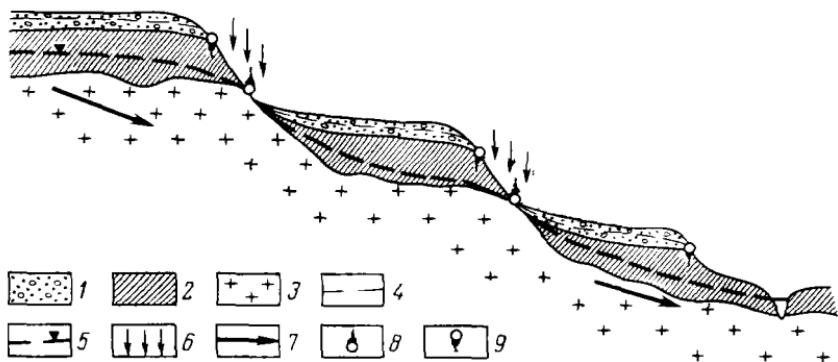


Рис. 6. Схема питания, распространения и разгрузки подземных вод.

1 — кираса, включающая верховодку; 2 — железисто-глинистые образования коры выветривания; 3 — коренные породы; 4 — уровень верховодки; 5 — уровень грунтовых вод; 6 — места основного питания и разгрузки грунтовых вод; 7 — направление движения грунтовых вод; 8 — постоянно действующие источники грунтовых вод; 9 — сезонно-действующие источники верховодки

покрышке глинистых образований, питание и разгрузка грунтовых вод затруднены. Глубина залегания их в сухой сезон на пенепленизированных участках, как правило, превышает 20—30 м, достигая иногда 50 м. Поэтому постоянно действующие родники грунтовых вод этого типа встречаются относительно редко и пользуются исключительной популярностью у местного населения.

Указанные особенности питания и разгрузки подземных вод Гвинеи определяют и характер подземного стока, который складывается из двух частей: вод верховодки или сезонного грунтового питания и грунтовых вод или постоянного грунтового питания. Первая составляющая стока нами была определена на гидрографе по методу Ф. А. Макаренко, так как воды верховодки не связаны гидравлически с рекой, а вторая — по методу Б. И. Куделина.

Данные по многолетнему стоку некоторых рек Гвинеи, любезно предоставленные нам национальным управлением Горной службы Гвинеи, показаны на рис. 7, а коэффициенты подземного питания и модули подземного стока, рассчитанные нами, в табл. 12.

Приведенные данные показывают, что подземный сток составляет более 50% от общего стока, но его основная часть приходится на сезонное грунтовое питание, т. е. связана с водами зоны аэрации или верховодки. В то же время подземный сток, обусловленный грунтовыми водами, составляет всего лишь немногим более 10% от общего стока, хотя в абсолютном значении и достигает значительных величин ($6 \text{ л/с} \cdot \text{км}^2$). Близкие значения подземного стока

для рассматриваемой территории приводятся и в работе М. И. Львовича (1974).

Наибольшее значение стока характерно для холмистой части Гвинеи (прибрежные районы и плато Фута-Джаллон) и уменьшается в районах развития пепеленов (Верхняя Гвинея). Уменьше-

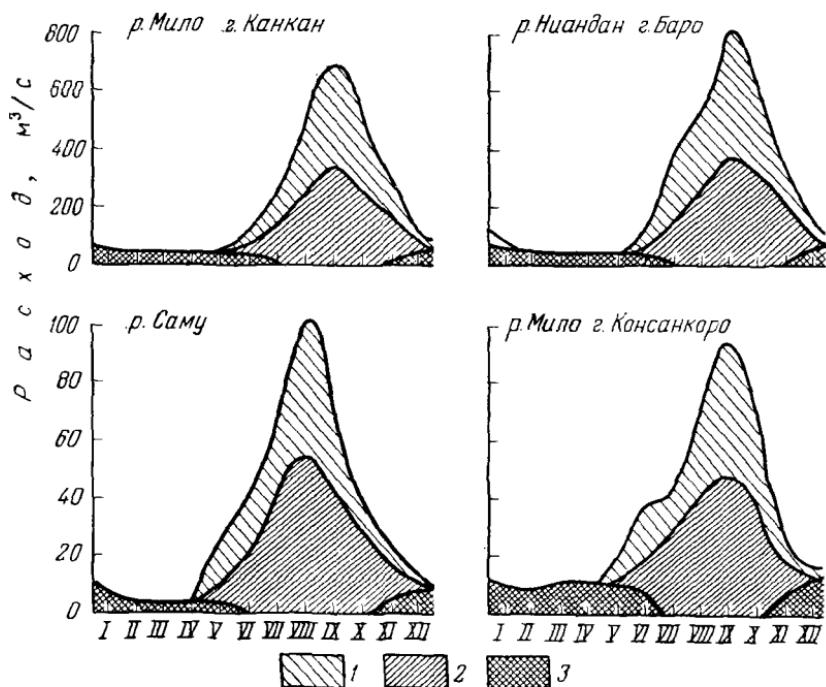


Рис. 7. Расчленение гидрографов некоторых рек Гвинеи.

1 — поверхностный сток; 2 — неглубокий подземный сток; 3 — глубокий подземный сток

ние подземного стока при этом происходит в основном за счет его сезонной составляющей, тогда как глубинная его часть остается в пределах 2–3 л/с·км². При переходе из зоны саванн в зону влажных лесов, по данным Ж. Ружери (Rougéie, 1960), коэффициент стока уменьшается почти в два раза. Это на первый взгляд странное явление объясняется густой залесенностью и равнинностью территории, а также наличием глинистых продуктов выветривания, затрудняющих сток и способствующих испарению и особенно транспирации воды растениями. Именно поэтому коэффициент стока рек, текущих из зоны саванн в зону лесов резко уменьшается. Важно подчеркнуть и тот факт, что в исследуемом регионе подземный сток преобладает над поверхностным. Но если в зоне саванн преобладание является незначительным: коэффициент подземного питания равен 50–60%, то в лесной зоне он уже достигает 85%, т. е. более 3/4 стока представлено подземным.

Таблица 12

Характеристика элементов стока некоторых рек Гвинеи

Река	Место гидрометрического створа	Площадь водосбора, км ²	Среднегодовой сток, м ³ /с	Атмосферные осадки, мм/год	Сток, л/с·км ²	Коэффициент стока, %	Коэффициент подземного питания, %		Модуль подземного стока, л/с·км ²	
							сезонно-о.	постоянно-го	сезонного	постоянного
Мило Ниандан Саму	г. Канкан	9 900	212,7	1749	21,1	38,7	48,13	11,51	10,3	2,5
	г. Баро	12 600	266,6	2178	22,5	32,4	41,78	10,83	8,8	3,0
	Гранд-Шют (водопад)	954	33,6	2800	35,0	39,4	51,46	8,40	17,9	2,9
Мило	г. Консан-коро	1 000	33,5	2796	33,5	37,6	45,48	18,02	15,2	6,0
Нигер	г. Куруса	18 000	260,4	1608	14,5	28,5	35,24	13,53	4,4	2,7

Таким образом, кираса в тропических странах играет роль буфера, который сдерживает интенсивный поток тропических ливней, поглощает его и затем постепенно питает им реки и частично грунтовые воды, способствуя формированию в зоне саванн неглубокого подземного стока. Отсутствие кирасы в зоне лесов и более равномерное выпадение осадков в течение года приводит к увеличению роли грунтового питания.

Следовательно, несмотря на большое количество атмосферных осадков и значительные величины модулей подземного стока (20 л/с·км² и более), разгрузка подземных вод происходит главным образом в зоне аэрации и только во влажный период года. Расходы рек Гвинеи в сухой сезон резко сокращаются, а большинство источников исчезает уже в начале этого сезона.

Следует также обратить внимание на весьма высокую температуру грунтовых вод Гвинеи, как правило, превышающую среднегодовую температуру воздуха. Так, по данным Аршамбо (Arscham-bault, 1960), среднегодовая температура воды в г. Конакри на глубине 0,3 м составляет 29,7° С при среднегодовой температуре воздуха 26,3° С, т. е. разница температур достигает 3,4° С. Этот факт, известный давно для тропических стран, объясняется аккумуляцией железистыми породами кирасы больших количеств солнечной энергии в течение круглого года с последующей передачей ее подземным водам.

§ 2. ГЕОХИМИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ЗАПАДНОЙ АФРИКИ

Разнообразие климатических и ландшафтных условий Западной Африки требует дифференцированного подхода к рассмотрению вопросов геохимии подземных вод. Остановимся поэтому на характеристике подземных вод отдельных регионов. Такой под-

ход диктуется тем, что исследования проводились на относительно небольших площадях, а также отсутствием данных для большей части территории.

Западная часть Гвинеи. Район исследований относится к так называемой холмистой части Гвинеи, расположенной

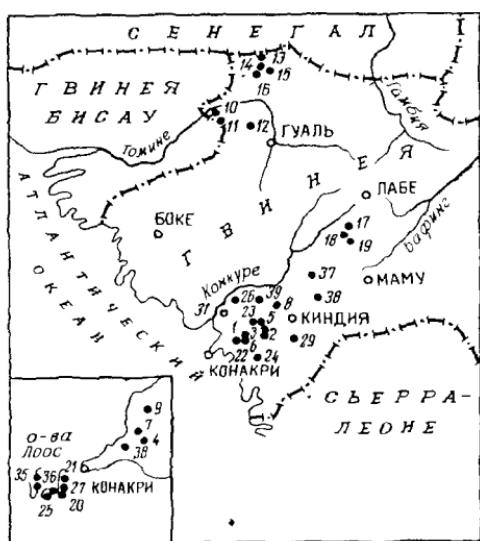


Рис. 8. Схематическая карта района исследований в Гвинее (точки на карте — место отбора пробы воды и номер пробы)

между побережьем Атлантического океана и горным массивом Фута-Джаллон (рис. 8). Большое количество осадков (1900—4500 мм/год), наличие четко выраженного сухого сезона, холмистый рельеф способствуют формированию активного стока (коэффициент стока достигает 40%), большая часть которого приходится на неглубокий подземный сток (см. табл. 12). Развитию последнего способствует широкое распространение кирасы.

Водовмещающие породы изученных пами грунтовых вод представлены либо мощной (до 100 м) латеритной корой выветривания, сформированной на дунитах и нефелиновых сиенитах, либо слабовыетрелыми кварцевыми песчаниками и реже гранитогнейсами. Геохимия и минералогия указанных кор выветривания детально описана в работах Б. М. Михайлова (1968) и С. Л. Шварцева (1976).

В геохимическом отношении специфической особенностью грунтовых вод изученного района является их достаточно кислый характер (табл. 13). Значение pH этих вод, как правило, не превышает 6,0, а зачастую и 5,0, понижаясь до 4,5. Причем указанные низкие значения pH характерны для вод, циркулирующих в различных горных породах, за исключением карбонатных, где pH вод резко возрастает и превышает обычно 7,0. С увеличением глубины pH вод изменяется незначительно. По крайней мере, это верно для первых десятков метров, т. е. для зоны интенсив-

Таблица 13

Средний состав грунтовых вод Гвинеи*

Компоненты	Единицы измерения	Водовмещающие породы				Среднее	Атмосферные осадки
		железистые латериты	нефелиновые сиениты	кварцевые песчаники	гранитогнейсы		
pH	—	5,6	5,3	5,4	5,5	5,4	6,4
HCO ₃ ⁻	МГ/л	27,0	19,4	31,2	33,5	31,3	12,2
Cl ⁻	—	23,7	21,1	4,6	4,2	19,7	3,6
SO ₄ ²⁻	—	0,0	0,7	0,14	—	0,27	0,0
Na ⁺ +K ⁺	—	23,1	18,9	15,0	14,6	17,9	6,9
Ca ²⁺	—	1,8	0,5	0,3	0,7	0,9	0,2
Mg ²⁺	—	0,3	0,5	0,3	0,15	0,3	0,0
SiO ₂	—	3,4	4,0	4,4	—	3,7	—
Сумма	—	75,6	66,3	56,5	53,4	64,0	22,9
CO ₂ (св.)	—	11,7	21,0	12,7	13,3	14,5	—
Al	—	0,22	0,29	—	—	0,26	—
Fe	—	0,11	0,07	0,14	0,03	0,09	—
Zn	МКГ/л	26,3	29,5	32,5	37,3	29,9	—
Ba	—	3,9	4,9	5,6	22,2	6,8	—
Mo	—	2,8	—	—	—	2,7	—
Ti	—	1,1	2,2	4,6	4,3	2,5	—
Mn	—	1,7	2,3	0,4	5,1	1,8	—
Ni	—	1,5	1,4	1,3	—	1,4	—
Cu	—	0,6	0,4	2,6	4,7	1,3	—
Ag	—	0,2	0,1	0,2	0,2	0,19	—
Температура	°С	27,4	26,8	26,4	—	26,8	—
Число анализов	—	11	8	10	3	32	3

* Исходные данные опубликованы в работе (Шварцев, 1972).

ного выветривания и выщелачивания. В течение года pH вод изменяется также незначительно (Шварцев, 1972).

Наконец, следует отметить, что величина pH грунтовых вод, как правило, ниже соответствующей величины атмосферных осадков, которые в течение влажного сезона большей частью имеют pH выше 6,0 (см. табл. 13).

Таким образом, атмосферные осадки при инфильтрации через зону аэрации изменяют величину pH в меньшую сторону, а не в большую, как это обычно бывает при взаимодействии воды с горными породами. Причина этого явления кроется в высоком значении парциальных давлений CO₂, достигающих 10⁴ и даже 10^{4,5} Па (Шварцев, 1972). Последнее возможно лишь при постоянном бактериальном разложении органических веществ в почве, что достигается, в свою очередь, наличием чрезвычайно обильных атмосферных осадков и жаркого климата.

Так, по данным Р. Меньена (Maignien, 1958), 100 г почвы исследованного нами района выделяют 60—100 мг CO₂ в течение 7 дней, что способствует поддержанию постоянного высокого парциального давления CO₂ в почве.

Роль почв заключается не только в создании высоких парциальных давлений углекислого газа, но и обогащении подземных вод ионами водорода, источником которых, по нашему мнению, является органическое вещество почв. Как известно, при взаимодействии последнего с металлами с образованием внутрикомплексных соединений выделяются ионы водорода, вследствие чего возможно понижение pH подземных вод. В этой связи интересно отметить, что на участках, где почвы эродированы, pH вод значительно выше и приближается к pH атмосферных осадков. С этим же, по нашему мнению, связано несколько повышенное значение pH вод коры выветривания в течение сухого сезона.

Изменение pH грунтовых вод определяет в значительной мере поведение многих химических элементов. В частности, это касается железа, алюминия и кремния, геохимические особенности которых во многом определяют характер и направление процессов латеритного выветривания. Поэтому остановимся на рассмотрении гидрохимии этих элементов несколько подробнее. С этой целью определим соотношение активностей различных форм миграции этих элементов, исходя из равновесных концентраций ионов с соответствующими им минералами.

Основными минералами железа в коре выветривания полуострова Калум, где нами изучался состав вод железистых латеритов, являются гематит (20% по весу), гётит и гидрогётит. Приведенные расчеты равновесия воды с этими минералами по методике Р. М. Гаррелса и Ч. Л. Крайста (1968) позволяют сделать несколько интересных выводов (табл. 14).

Во-первых, при наблюдаемых значениях pH наибольшей активностью обладает ион Fe(OH)²⁺. Следовательно, из приведенных возможных форм миграции железа именно этому иону надо отдать предпочтение. Во-вторых, активность ионов железа на

Таблица 14

**Рассчитанные величины активностей железа в воде
в равновесии с гётитом и гематитом**

Ионы железа	Гётит		Гематит	
	pH 4.5	pH 6.3	pH 4.5	pH 6.3
Fe ³⁺	10 ^{-8,66}	10 ^{-14,06}	10 ^{-14,22}	10 ^{-19,82}
Fe(OH) ²⁺	10 ^{-6,59}	10 ^{-10,19}	10 ^{-12,15}	10 ^{-15,75}
Fe(OH) ₂ ⁺	10 ^{-20,28}	10 ^{-27,48}	10 ^{-12,34}	10 ^{-14,14}

Примечание. Средняя наблюдаемая активность железа в растворе составляет 10^{-5,7} моль/л.

несколько порядков выше при равновесии их с гидроокисью железа, однако и это соединение не обеспечивает фактически наблюдаемой активности. Расчетная величина активности иона $\text{Fe}(\text{OH})^{2+}$ почти на целый порядок ниже фактически наблюдаемых значений. Такое положение можно объяснить только наличием дополнительного источника ионов железа, обеспечивающего большую их активность. Совершенно очевидно, что таким источником не могут явиться подстилающие ультраосновные породы, при выветривании которых в данном конкретном случае образуется гётит, гидрогётит и гематит, так как закисное железо, образующееся при выветривании первичных минералов, окисляясь, выпадает в виде гидроокиси из раствора, которая, как мы видели, обеспечивает активность железа в растворе ниже фактически наблюдаемой. Кроме того, нами исследовались воды железистых латеритов в условиях, практически исключающих их соприкосновение с невыветрелыми породами, что предполагает наличие другого источника железа, кроме коренных пород.

Таким дополнительным источником железа грунтовых вод могут быть латеритные почвы, проходя через которые атмосферные осадки растворяют органо-минеральные соединения железа. Последнее, находясь уже в растворе в виде комплексных органо-минеральных соединений и попадая в грунтовые воды, может мигрировать на значительные расстояния. При разрушении же этих комплексных соединений оно выпадает из раствора до активности, обеспечивающей равновесие с гётитом или лимонитом, что и отмечается в ряде точек наблюдений. Высказанные соображения о роли почв в мобилизации подвижности железа хорошо согласуются с выводами почвоведов о высокой миграционной способности железа в этих условиях (D'Hoog, 1954).

Рассчитанная аналогичным образом активность алюминия в растворе в равновесии с гиббситом и каолинитом также оказалась на целых три порядка ниже фактически наблюдаемой (табл. 15), что и в этом случае заставляет предполагать ведущую роль почв в обогащении грунтовых вод этим элементом и его миграцию в виде комплексных органо-минеральных соединений. При разру-

Таблица 15

Рассчитанные величины активностей ионов алюминия в растворе в равновесии с гиббситом и каолинитом

Ионы алюминия	Гиббсит		Каолинит	
	pH 4,5	pH 6,0	pH 4,5	pH 6,3
Al^{3+}	$10^{-7,8}$	$10^{-12,3}$	$10^{-8,33}$	$10^{-12,87}$
AlO_2^-	$10^{-10,1}$	$10^{-8,6}$	$10^{-10,63}$	$10^{-9,13}$

П р и м е ч а н и е. Средняя фактическая активность $\text{Al}=10^{-4,96}$ моль/л; принятая при расчетах активность $\text{H}_4\text{SiO}_4=10^{-4,17}$ моль/л.

шении последних, видимо, и образуется гиббсит или каолинит в зависимости от концентрации кремния в растворе. В этой связи интересно отметить, что содержание кремния в водах колеблется в пределах, допускающих возможность образования как каолинита, так и гиббсита (рис. 9), что и соответствует наблюдаемым фактам (Шварцев, 1976₁).

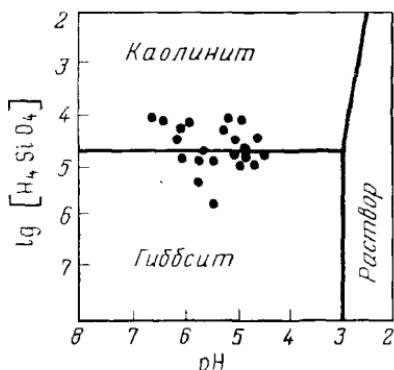


Рис. 9. Содержания кремния в грунтовых водах Гвинеи, нанесенные на диаграмму соотношения между гиббситом, каолинитом и раствором при 25°C, 10⁵ Па и $\lg[A]^{3+} = -5$

Прежде чем сделать окончательные выводы об условиях образования гиббсита и каолинита, рассмотрим возможные источники кремния в подземных водах, сравнив равновесные его активности с фактическими.

Основными минералами — источниками кремния в районе исследований являются полевые шпаты и слюды, которые при выветривании с образованием каолинита приводят к обогащению раствора кремниевой кислотой. Приняв активность иона калия равной 10^{-3.89} (5 мг/л), найдем, что равновесная активность кремния в растворе равна соответственно при pH 5,0 для калиевого полевого шпата 10^{-2.0}, для калиевой слюды 10^{-2.87} и для каолинита 10^{-4.7}. Фактическая же активность кремния в водах не превышает 10^{-5.8} (см. рис. 9), т. е. почти на три порядка ниже активности равновесной с полевыми шпатами, но близка к таковой с каолинитом. Следовательно, подземные воды по содержанию кремния не насыщены относительно вмещающих их пород и с течением времени возможно повышение в них концентрации этого элемента.

Особенно низкая активность кремния в растворе характерна для зоны аэрации, в которой материнские породы встречаются редко, поэтому вместо каолинита образуется гиббсит и именно поэтому все бокситовые месторождения коры выветривания занимают повышенные, хорошо дренируемые участки. В долинах же рек, где на небольшой глубине встречаются грунтовые воды с более высокими содержаниями кремния, при выветривании силикатов образуется каолинит. Широкое распространение последнего в долинах рек, ниже уровня грунтовых вод, автор наблюдал неоднократно (Шварцев, 1976₁). Это же отмечалось и рядом других

исследователей (Михайлов, 1968; Bonifas, 1959; Maignien, 1958, и др.). О более высоких содержаниях кремния в грунтовых водах, питающих реки, т. е. в области их разгрузки, свидетельствуют данные Ж. Ружери (Rougéie, 1960), который показал, что содержание кремния в грунтовых водах Берега Слоновой Кости достигает 25 мг/л в пересчете на SiO_2 .

Следовательно, интенсивность водообмена наряду с составом горных пород, регулируя содержание кремния в растворе, определяет условия образования гиббсита или каолинита, которые, в свою очередь, контролируют состав формирующихся подземных вод.

Не останавливаясь детально на поведении других химических элементов, обнаруженных в подземных водах, отметим, что несколько повышенные содержания никеля, молибдена, титана и марганца в водах объясняются частичным их накоплением в коре выветривания при латеритообразовании с последующим переходом в раствор в результате почвообразовательных процессов, наиболее вероятно, в форме внутрикомплексных соединений с органическим веществом почв. К такому выводу нас приводят ряд косвенных наблюдений за поведением этих элементов в профиле коры выветривания.

В целом, несмотря на низкие величины рН, грунтовые воды Гвинеи характеризуются исключительно низкой минерализацией, не превышающей, как правило, 100 мг/л. Это объясняется не только интенсивным водообменом, достигающим в отдельных случаях 30 л/с·км², но и устойчивостью минералов, слагающих кору выветривания. Некоторое повышение минерализации подземных вод в ряде случаев связано с поступлением хлора вместе с атмосферными осадками (см. табл. 13).

Таким образом, изучение химического состава грунтовых вод Гвинеи позволяет нам сделать несколько весьма важных выводов.

1. Химический состав и величина рН грунтовых вод изученного региона в значительной мере определяются составом почв, через которые фильтруются атмосферные осадки, питающие грунтовые воды. Почвы являются источником, видимо, многих элементов, наблюдавшихся в водах, и в частности железа и алюминия. Они же определяют повышенную кислотность подземных вод.

2. Интенсивный водообмен, определяя низкую минерализацию вод, является весьма важным фактором, контролирующим характер и условия латеритного выветривания. Последнее, в свою очередь, способствует освобождению при выветривании всех подвижных катионов, состав которых поэтому определяется типом выветривающихся пород.

3. Наблюдаемые концентрации железа, алюминия и ряда других элементов в подземных водах возможны лишь при условии их миграции в форме сложных комплексных соединений, наиболее вероятно органо-минеральных.

Берег Слоновой Кости. Геохимия грунтовых вод наиболее детально изучена И. Тарди (Tardy, 1956) в районе населенно-

го пункта Корхого на севере страны (рис. 10). Климат района тропический с четко выраженным двумя сезонами года — сухим и влажным. Температура воздуха колеблется от 15,9 до 35,8° С. Ландшафт относится к типу злаковой саванны с довольно ровным рельефом: отметки колеблются в пределах 369—412 м. Из выпа-

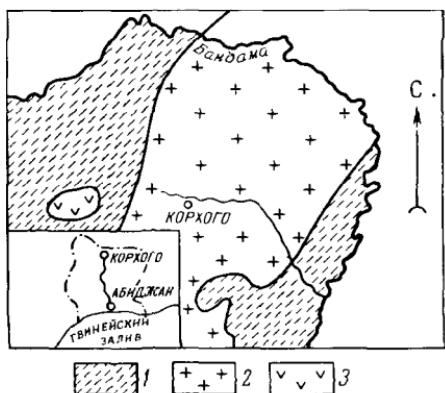


Рис. 10. Местоположение и геология района Корхого (Берег Слоновой Кости).
1 — сланцы; 2 — граниты и мигматиты; 3 — гиперстеновое габбро

дающих 1490 мм осадков больше половины (950 мм) расходуется на испарение (коэффициент стока равен 35,6%), незначительная часть (70 мм) образует поверхностный сток, и оставшаяся (470 мм) — подземный. Следовательно, модуль подземного стока равен 14,9 л/с·км².

Геологические условия изучаемого района показаны на рис. 10. Коренные породы покрыты каолинитовой корой выветривания мощностью 20—40 м, которая кирасирована у поверхности. Ферраллитный тип почв сменяется на склонах тропическим ферритным, а в долинах — гидроморфным. Изучение геохимии процессов выветривания показало, что они сопровождаются практически полным выносом Na, K, Ca, Mg, Sr, Ba, As и Zn; значительным выносом Si, Mg, Cr, Cu, Ga, Ni, B, Pb, Co и Sn; слабым выносом Al и привносом Fe, Ti и V (Tardy, 1969).

Химический состав подземных вод, залегающих в коре выветривания гранитов на глубине от 2 до 15 м, представлен в табл. 16. Из приведенных данных видно, что наиболее характерные черты, отмеченные для состава подземных вод Гвинеи, сохраняются и здесь: исключительно низкие величины минерализации и pH. Только в наиболее глубоких горизонтах коры выветривания (скважины) pH вод приближается к нейтральному. Одновременно несколько снижается окислительно-восстановительный потенциал вод, но общая минерализация их не только не увеличивается, но даже уменьшается. Важно подчеркнуть и то обстоятельство, что при переходе от сухого сезона к влажному химический состав вод изменяется незначительно. Любопытно отметить тот факт, что во влажный сезон года несколько возрастет величина Eh, хотя можно было бы ожидать обратное. Видимо, это связано с более активным поступлением кислорода в водоносные горизонты в растворенном

Таблица 16

Химический состав подземных вод коры выветривания гранитов района Корхого (Берег Слоновой Кости)

Компоненты	Единицы измерения	Скважины (сухой сезон; среднее)	Шурфы				Среднее	
			Сухой сезон		Влажный сезон			
			среднее	медиана	среднее	медиана		
pH	—	7,1	5,5	5,3	5,5	5,3	5,6	
Eh	мВ	55	160	160	212	221	177	
HCO ₃ ⁻	мг/л	4,1	9,8	6,1	13,2	6,1	10,9	
Cl ⁻	—	—	<3,0	—	<3,0	—	<3,0	
SO ₄ ²⁻	—	1,2	0,42	0,36	0,57	0,56	0,56	
Ca ²⁺	—	5,6	1,4	1,0	<1,3	<1,0	1,7	
K ⁺	—	5,3	1,3	1,0	1,0	0,6	1,5	
Na ⁺	—	3,2	1,3	0,8	0,9	0,2	1,3	
Mg ²⁺	—	0,4	0,16	0,1	0,16	<0,1	0,18	
SiO ₂	—	4,1	14,4	10,8	9,2	8,0	11,0	
Сумма	мкг/л	23,9	31,8	—	29,3	—	30,2	
Fe	—	111	81	33	17	17	52,7	
Mn	—	78	28	7	10	2	23,4	
Sr	—	89	19	10	7,7	5,0	19,3	
Ba	—	83	13	10	9,0	4,0	16,7	
Al	—	10	7	5	6	6	6,8	
Rb	—	19	5,5	4,0	2,9	2,0	5,3	
Pb	—	8,3	3,5	0,5	5,0	1,0	4,6	
Cu	—	11	4,0	2,0	1,7	1,5	3,5	
Ti	—	2,3	2,5	1,1	1,9	1,0	2,2	
Li	—	3,3	1,3	1,0	2,8	0,5	2,2	
Cr	—	1,5	1,6	1,0	0,9	0,5	1,2	
Ni	—	2,1	1,5	1,1	<0,5	<0,4	<1,1	
Mo	—	1,6	0,6	0,3	<0,3	<0,3	<0,53	
V	—	1,5	0,5	0,3	<0,3	<0,3	<0,48	
Число анализов	—	10	54	—	59	—	123	

состоянии с атмосферными осадками, чем путем диффузии во время сухого периода.

Й. Тарди провел статистическую обработку данных по выяснению поведения отдельных элементов при движении воды от области питания (водораздел) к области разгрузки (река) и получил ряд интересных выводов, суть которых сводится к следующему. Концентрация подвижных элементов (Si, Na, K, Mg, Rb, Li, Ba и Sr) возрастает в воде по мере того, как удлиняется путь ее прохождения в породе. Однако этот рост у всех элементов не пропорционален. Так, наибольший рост характерен для натрия, который не задерживается никакими барьерами, в то время как кальций частично сорбируется глинами, а кремний расходуется на образование каолинита и монтмориллонита. Аналогично натрию ведет себя калий, содержания которого являются даже более высокими.

Содержания малоподвижных элементов (Al, Fe, Mn), наоборот, уменьшаются по мере движения от водораздела к долине. При этом наиболее высокие их концентрации обнаруживаются в водах шурфов, непосредственно пройденных в зоне развития красных ферраллитных почв, и резко уменьшаются в зоне развития се-рых ферритных и гидроморфных почв. Элементы-гидролизаты, таким образом, мигрируя из почвенного горизонта, очень быстро выпадают из раствора и участвуют в образовании горизонта кирасы.

Следовательно, на первых этапах формирования химического состава подземных вод в почвенном горизонте все элементы в той или иной мере становятся подвижными, но одни из них (малоподвижные) выпадают из раствора на первых этапах эволюции последнего, тогда как другие (подвижные) — не только не выпадают из раствора, но концентрируются в нем в результате перехода из породы в воду.

В более региональном плане геохимия подземных вод Берега Слоновой Кости изучалась Ж. Ружери (Rougére, 1960), который

Содержание некоторых элементов в подземных

Водовмещающие породы	Кремний			Кальций			Калий		
	число анализов	пределы содержаний	среднее	число анализов	пределы содержаний	среднее	число анализов	пределы содержаний	среднее
Аллювиальные отложения	8	1,0—7,7	4,8	6	4,5—19	9,3	5	0,9—29	8,6
Третичные пески	39	3,0—7,2	4,7	30	Следы—6,8	1,5	24	0,0—0,8	0,3
Галечники с магнетитом	8	1,0—6,5	2,8	7	0,0—1,5	0,6	1	Следы	Следы
Щелочные граниты	16	2,5—9,5	6,5	15	1,2—6,0	3,9	11	7,0—16	12,1
Гранито-гнейсы	32	3,5—15	6,0	30	1,4—35,4	5,2	22	2,3—6,6	4,0
Гиперстеновые граниты	39	4,0—8,0	6,2	40	1,0—3,0	1,7	31	0,8—3,9	2,0
Гранодиориты	3	4,5—7,0	5,3	3	1,0—7,0	3,3	1	1,6	1,6
Зеленокаменные сланцы	35	6,0—12	7,6	38	3,5—78,5	30,3	29	0,7—30,1	7,5
Сланцы	4	5,5—7,5	6,4	2	2,0—4,7	3,3	2	0,8—2,0	1,4
Региональное среднее*	184	1,0—15	5,6	171	0,0—78,5	6,5	126	0—30,1	4,2
Среднее для вод* гранитов	90	2,5—15	6,0	88	1,0—35,4	3,5	65	0,8—16	5,0

* Рассчитано нами.

также отмечает их повышенную кислотность и пониженную общую минерализацию. Важно подчеркнуть, что Ж. Ружери изучал подземные воды преимущественно в зоне развития лесов, отличающейся повышенной влажностью, более равномерным выпадением осадков в течение года и более низким значением величины подземного стока. Все это сказывается и на химическом составе подземных вод (табл. 17).

Данные, приведенные в табл. 16 и 17, показывают, что подземные воды лесной зоны по сравнению с зоной саванн более обогащены химическими элементами и богаты органическим веществом. Это объясняется меньшей интенсивностью водообмена и большей биологической продуктивностью ландшафта влажных лесов. Активный биологический круговорот вещества способствует переводу химических элементов в подвижное состояние и обогащению ими подземных вод еще в зоне аэрации, которые поэтому содержат более высокие концентрации элементов, чем подземные воды зоны насыщения. Это же подтверждается и данными режимных наблюдений, показывающими некоторое увеличение содержаний хими-

Таблица 17
водах лесной зоны Берега Слоновой Кости, мг л

число анализов	Натрий		Магний		Железо (общее)		рН	Окисляемость	
	пределы содержания	среднее	число анализов	пределы содержания	среднее	число анализов	пределы содержания	среднее	
5	5,0—23	15,6	—	—	—	6	0,2—0,8	0,4	5,9 15,1
24	1,4—9,2	4,6	9	3,6—39,5	19,1	9	Следы—0,7	0,3	5,2 7,2
1	Следы	Следы	1	Следы	Следы	—	—	—	—
11	3,0—15,9	12,2	8	9,1—36,5	21,8	—	—	—	5,2 —
22	1,1—40,7	12,3	13	Следы—36,5	18,7	7	Следы—1,5	0,5	5,8 69,6
31	0,7—16,6	2,8	21	Следы—24,3	10,6	3	Следы—0,6	0,3	5,5 —
1	2,8	2,8	1	18,4	18,2	—	—	—	—
29	7,6—92	33,4	18	Следы—88,1	32,7	3	0,2—0,5	0,3	7,2 —
2	13,3—14	13,7	1	24,3	24,3	—	—	—	5,3 10,3
126	Следы—92	10,3	72	Следы—88,1	18,3	28	Следы—1,5	0,36	5,8 25,0
65	0,7—40,7	7,5	43	Следы—36,5	17,3	10	Следы—1,5	0,4	5,6 —

ческих элементов в водах в периоды наименьшего количества осадков (рис. 11).

Восточный Сенегал. Исследования в этой части Западной Африки были проведены Я. М. Ваккерманном (Wackermann, 1972). Район исследований в климатическом отношении относится

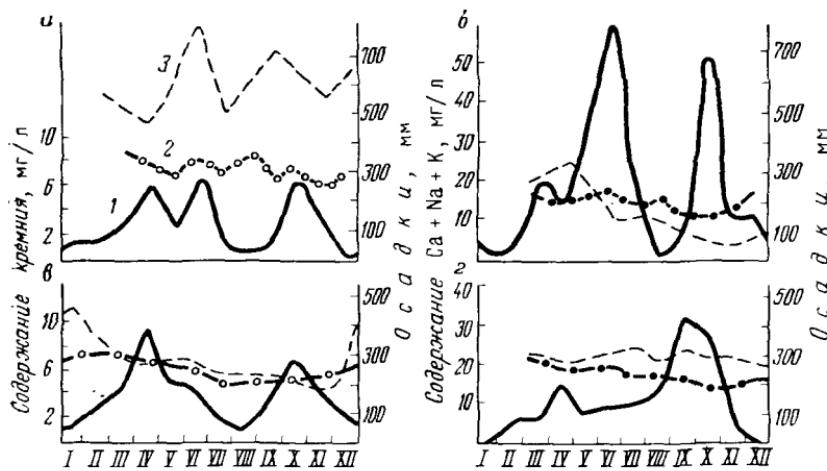


Рис. 11. Изменение во времени содержаний химических элементов в подземных водах зеленокаменных сланцев (а), третичных песков (б), гранито-gneйсов (в) и гиперстеновых гранитов (д) Берега Слоновой Кости

1 — атмосферные осадки; 2 — содержание кремния; 3 — содержание Ca+Na+K

к переходной зоне между судано-гинейским и сахело-суданским типами, отличается повышенной сухостью и среднегодовыми температурами 27,9—28,3° С. Сухой сезон выражен четко и является более продолжительным, чем в Гвинее. Ландшафт — типичная савания (количество осадков 950—1430 мм, коэффициент стока 32,1%; величина стока 9,7—14,5 л/с·км²). Соотношение между подземным и поверхностным стоками неизвестно.

Подземные воды изучались в специально пройденных для этой цели шурфах. Всего в течение сухого сезона было отобрано и изучено 17 проб воды. Изученные водоносные горизонты связаны с развитой здесь каолинитовой корой выветривания и верхней частью коренных магматических пород основного и кислого состава. Глубина залегания вод 3—8 м от поверхности. Одновременно с водой детально изучался химический и минеральный состав вмещающих пород.

Химический состав изученных Я. М. Ваккерманном подземных вод приведен в табл. 18. Прежде всего обращает внимание повышенное значение pH вод, так же как и повышенное содержание большинства микрокомпонентов, включая кремнезем, что сказывается на резком увеличении общей минерализации вод (сравните табл. 13, 16 и 18). В то же время низкие концентрации хлора и сульфат-иона в водах свидетельствуют об отсутствии значительного влияния процессов континентального засоления на их состав.

Таблица 18

Химический состав грунтовых вод Восточного Сенегала

Компоненты	Единицы измерения	Основные породы		Граниты		Общее среднее
		пределы содержаний	среднее	пределы содержаний	среднее	
pH	—	7,3—7,6	7,5	6,4—7,9	7,3	7,4
HCO ₃ ⁻	мг/л	210—530	415*	140—480	268*	341*
Cl ⁻	—	1,8—4,0	3,0	2,5—10,0	7,0	5,0
SO ₄ ²⁻	—	0,3—1,1	0,8*	0,7—13,6	4,0	2,4*
PO ₄ ³⁻	—	0,05—0,06	0,25*	0,05—2,3	1,0	0,6*
Ca ²⁺	—	38,0—50,0	42,0	10,5—92,0	30,4	38,0
Mg ²⁺	—	23,8—53,8	42,1	5,9—49,6	18,0	33,6
Na ⁺	—	17,0—53,5	30,5	15,0—60,0	36,9	33,0
K ⁺	—	2,0—3,2	2,6	1,7—6,4	4,2	3,2
SiO ₂	—	64,0—74,0	71	35—108	58,0	66,0
Сумма	—	291—705	536*	178—698	371*	423
Fe	мкг/л	8—250	58,0	10—630	118	79,0
Sr	—	5,0—48	26,0	13—360	110	56,0
Al	—	2,5—140	27,0	2,5—480	87,0	48,0
Mn	—	5—152	18,0	0,8—48	10,0	15,0
Ba	—	2,5—36	12,0	5,0—68	23,0	15,0
Li	—	0,8—5,0	4,0	0,8—15	6,0	5,0
Ti	—	1,0—14,4	4,0	0,4—27	4,0	4,0
V	—	2,5—7,0	3,0	0,9—10,8	5,0	4,0
Cu	—	1,0—5,0	2,0	0,8—3,4	1,0	2,0
Rb	—	0,8—14	3,0	0,8—10	3,0	3,0
Cr	—	1,0—14,4	4,0	0,4—27	4,0	4,0
Ni	—	1,5—5,0	3,0	1,0—5,0	2,0	3,0
Mo	—	0,8—5,4	1,0	0,3—14,4	5,0	2,0
Число анализов	—	10		7		17

* Рассчитано нами по приведенным в работе Я. М. Ваккерманна анализам.

Следовательно, повышение общей минерализации подземных вод происходит в результате более активного растворения и выщелачивания вмещающих пород вследствие слабого водообмена и связанного с этим изменения характера направленности процессов выветривания, что будет рассмотрено ниже.

Важно подчеркнуть и то обстоятельство, что состав вод гранитов и основных магматических пород, хотя и является несколько разным, но это различие не носит принципиального характера и проявляется только на фоне более общих черт состава воды. Так, в водах основных пород среди катионов резко преобладает ион магния (в эквивалентном выражении), а в водах гранитов — менее резко ион натрия, что вполне естественно. Поэтому в первом случае состав вод является гидрокарбонатным магниево-кальциевым, а во втором — гидрокарбонатным натриево-кальциево-магниевым. Различная интенсивность выветривания гранитов и основных пород

определяет и некоторое различие содержаний солей в водах в этих двух случаях.

Я. М. Ваккерманом была проведена статистическая обработка результатов исследований с целью выяснения коррелятивных связей между содержанием элементов в водах и вмещающих их коренных породах, которая показала, что искомая связь наблюдается только у калия и менее четко у магния. Для всех других элементов она не характерна. Поэтому Я. М. Ваккерман предлагаёт использовать величину Mg/K в водах в качестве индикатора подстилающей породы. Установлено, что для вод гранитов это отношение всегда меньше 9, тогда как в водах основных пород оно больше 9. В воде положительные значимые связи установлены между следующими элементами: $Si - Mg$, $PO_4 - Al$, $SO_4 - Sr$, $Ca - Cu$, $Al - Fe - Ba$, $Mn - Cu - Ni$ и $Ni - V$.

Северная Нигерия. Для сравнения приведем данные по химическому составу грунтовых вод Северной Нигерии, изученных Дж. У. дю Призом и У. Барбером (Preez du and Barber, 1965). Исследованный регион частично относится к зоне саванн, но большей частью расположен в зоне степей. Количество атмосферных осадков колеблется от 300 (побережье оз. Чад) до 1700 мм (юго-восток региона), среднегодовая температура 26—30°С, сухой сезон длится от 4 до 8 месяцев. Подземный сток, по данным М. И. Львовича (1974), равен 0,15—1,5 л/с·км². Химический состав вод первого от поверхности водоносного горизонта приведен в табл. 19.

Приведенные данные свидетельствуют о достаточно пестром составе подземных вод этого региона. На фоне слабокислых (провинции Кацина, Энугу, Нигер), нейтральных (провинции Баучи, Плато, Илорит, Сокото) и слабощелочных (провинции Сарданна, Кано) маломинерализованных (общая минерализация меньше 200 мг/л) вод встречаются воды с повышенной минерализацией (400—600 мг/л). По составу подавляющая часть вод относится к типу гидрокарбонатных кальциево-натриевых и реже магниево-кальциевых или кальциево-магниевых (последние встречаются в пределах ультраосновных и основных пород соответственно). Воды с повышенной минерализацией (свыше 400 мг/л) чаще являются гидрокарбонатно-сульфатными (провинции Баучи, Борну, Сокото) или сульфатно-хлоридными (провинция Бенуэ). Катионный состав их натриево-кальциевый, реже натриево-магниевый. Все это говорит о наличии здесь первых стадий континентального засоления вод. Поэтому при подсчете среднего состава вод последние разделены на воды выщелачивания и континентального засоления (см. табл. 19).

Среди вод выщелачивания преобладают слабокислые ультрапресные воды, типичные для зоны саванн, реже встречаются слабощелочные с повышенной минерализацией (провинция Адамава), аналогичные тем, которые обнаружены в восточной части Сенегала. Все это соответствует разнообразию ландшафтных условий этого обширного региона, в котором наряду с участками активно-

Таблица 19

Средний химический состав грунтовых вод Северной Нигерии, мг/л

Компоненты	Провинции (районы) страны													Среднее										
	Баучи		Касцина		Плато		Сарданна		Бенуэ		Энугу		Борну		Кано		Илорин		Нигер		Адамава		Сокото	
	1	2	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	
pH	6,4	7,2	5,8	6,6	7,6	7,3	5,8	6,5	6,6	7,5	7,0	5,8	7,1	6,8	6,9	6,8	6,9	6,8	6,9	6,8	6,9	6,9		
HCO ₃ ⁻	63,8	112,2	17,4	44,8	66,4	136,8	13,8	80,5	235,1	69,4	68,1	8,6	250	87,6	115	75,2	154,1							
SO ₄ ²⁻	6,1	112,3	0,0	10,4	0,0	13,7	3,6	3,7	107,1	7,0	0,5	0,0	0,10	12,7	64,3	4,8	93,6							
Cl ⁻	4,3	25,0	10,4	4,4	0,7	3,0	3,3	4,0	46,7	5,4	5,5	4,5	3,6	6,3	12,3	4,6	28,0							
NO ₃ ⁻	3,58	0,72	53,7	2,98	0,33	0,65	0,14	3,76	3,11	2,33	0,07	0,0	0,16	5,5	5,38	1,63	3,07							
NO ₂ ⁻	0,02	0,54	0,21	0,31	0,006	0,002	0,001	0,04	2,27	0,17	0,26	0,001	0,009	0,065	0,001	0,09	0,93							
F ⁻	0,17	1,15	0,35	0,13	0,40	0,05	0,15	0,32	0,36	0,50	0,03	0,07	0,4	0,35	0,10	0,24	0,54							
PO ₄ ³⁻	0,11	0,4	0,002	0,10	0,002	0,11	0,05	0,1	0,51	0,03	0,18	—	0,10	0,06	0,003	0,08	0,30							
Na ⁺	13,4	86,2	12,4	9,3	17,6	37,7	3,1	17,3	116,8	11,7	5,4	1,7	56,1	8,8	10,2	16,2	71,0							
Ca ²⁺	9,6	32,0	20,0	11,3	18,2	12,6	2,7	19,0	21,8	28,2	19,1	2,3	55,2	12,7	34,6	17,6	29,5							
K ⁺	8,9	9,5	6,1	4,7	8,8	4,7	2,7	4,4	13,9	5,0	9,5	0,5	19,7	7,7	9,3	6,9	10,9							
Mg ²⁺	1,9	4,0	1,5	0,22	2,5	5,0	1,8	8,1	9,8	1,9	3,3	0,13	4,8	6,9	13,5	3,2	9,1							
NH ₄ ⁺	0,16	0,004	0,19	0,006	0,01	0,017	0,20	0,007	1,37	0,004	0,05	0,004	0,10	0,07	1,94	0,068	1,10							
SiO ₂	32,3	35,0	20,7	36,7	47,3	11,0	15,0	29,3	65,8	36,0	39,6	32,7	15,0	23,0	15,2	28,3	38,7							
CO ₂ (св.)	—	—	—	—	—	—	—	—	63,5	—	—	—	—	9,0	13,0	9,0	38,2							
Mn	0,18	0,025	0,25	0,22	0,09	0,36	0,36	0,05	1,25	0,03	0,01	0,04	0,03	0,10	0,40	0,14	0,56							
Fe	0,78	0,12	1,3	0,45	0,61	0,06	0,23	0,19	0,65	0,05	1,48	0,15	2,4	0,06	0,06	0,65	0,28							
Zn	0,32	0,20	0,33	0,17	0,05	0,10	0,10	0,20	0,23	0,20	0,10	1,13	1,10	0,20	0,10	0,33	0,18							
Cu	0,10	0,20	0,116	0,10	0,133	0,10	0,10	0,20	0,006	0,20	0,08	0,00	0,20	0,002	0,004	0,11	0,07							
Al	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00	0,07	0,02	0,02	0,03	0,01	0,03	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02							
Сумма	146	42	91,0	126	165	226	47,0	171	627	171	153	51,7	409	173	282	169	480							
Число анализов	6	2	6	6	3	3	2	5	20	5	3	3	2	2	3	46	25							

Примечание. 1 — воды выщелачивания; 2 — воды с признаками начального засоления; среднее рассчитано нами по приведенным в работе анализам.

го водообмена встречаются зоны более замедленного движения вод. В последнем случае это приводит к повышению минерализации подземных вод, изменению их состава и в отдельных случаях засолению.

Важно обратить внимание на то, что в водах континентального засоления содержания не всех элементов возрастают, а если возрастают, то непропорционально один другому. Так, содержания железа, меди * и цинка при переходе от вод выщелачивания к водам засоления уменьшаются, содержания алюминия остаются без изменения, величины Mg/Ca и Na/K возрастают, свидетельствуя о более активном накоплении магния и натрия по сравнению соответственно с кальцием и калием. Все это говорит о сложном поведении элементов в водах при увеличении минерализации последних, а не о пассивном их накоплении. Причины этого явления рассмотрены ниже.

Приведенные и другие опубликованные материалы по химическому составу подземных вод зоны гипергенеза отдельных районов Западной Африки позволили рассчитать средние содержания химических элементов в водах отдельных ландшафтных зон, этого обширного региона (табл. 20). При составлении этой таблицы кроме уже описанных регионов использованы данные по территории Габона, Бенина, Сенегала и Чада (Davis, 1964; Maglion, 1969).

Приведенные в табл. 20 данные показывают, что наиболее пресные и кислые воды формируются в зоне влажных саванн, где выпадает наибольшее количество осадков и наблюдается активный водообмен. По мере уменьшения количества осадков, а следовательно, и величины стока минерализация и рН подземных вод постепенно возрастают вследствие углекислого выветривания силикатов. Важно подчеркнуть еще раз, что кислый характер почв и высокое парциальное давление углекислого газа способствуют формированию в этих условиях кислой среды, позволяющей мигрировать большей части химических элементов, включая элементы-гидролизаты.

В зоне влажных тропических лесов (гилеи) постоянная влажность, более равномерное распределение осадков в течение года и густая залесенность уменьшают интенсивность стока, что приводит к несколько большей, чем в зоне влажных саванн, величине общей минерализации вод. Менее интенсивная минерализация органических веществ в этих условиях, обусловленная отсутствием четко выраженного сухого сезона года, способствует формированию и менее кислых вод. В то же время богатство вод растворенными органическими соединениями благоприятствует образованию комплексных органо-минеральных соединений, способствующих более активной миграции элементов-гидролизатов.

* Возможно, что применяемая методика определения меди и цинка в водах была несовершенной, следствием чего и явилось необычное поведение этих элементов, а также высокие их концентрации.

Таблица 20

Средний химический состав подземных вод различных ландшафтных зон Западной Африки

Компоненты	Единицы измерения	Влажная саванна	Влажные леса	Сухая саванна	Степи	Среднее (без зоны степей)
pH	—	5,3	6,1	7,1	7,0	6,2
Eh	мВ	177	—	—	—	177
HCO ₃ ⁻	мг/л	20,9	173	208	268	161
Cl ⁻	—	5,9	6,5	4,8	65,3	5,6
SO ₄ ²⁻	—	3,7	6,4	3,6	48,5	5,1
NO ₃ ⁻	—	—	—	1,63	3,07	1,63
PO ₄ ³⁻	—	—	—	0,34	0,30	0,34
F ⁻	—	—	—	0,24	0,54	0,24
NO ₂ ⁻	—	—	—	0,09	0,93	0,09
Ca ²⁺	—	2,5	27,8	27,8	32,9	18,7
Na ⁺	—	3,8	14,0	24,6	84,9	14,1
Mg ²⁺	—	0,5	15,3	18,4	14,7	11,4
K ⁺	—	1,1	3,8	5,1	32,2	3,3
NH ₄ ⁺	—	—	—	0,07	1,1	0,07
SiO ₂	—	7,3	10,0	47,1	59,5	22,1
Сумма	мг О ₂ /л	45,7	259	329	612	243
Окисляемость	—	25,0	—	—	—	<25,0
CO ₂ (св.)	мг/л	39,8	97	9,0	37,3	48,6
Fe	мкг/л	71	490	365	723	309
Al	—	133	—	34	20,0	84,5
Mn	—	12,6	—	77,5	560	45,0
Sr	—	19,3	—	56,0	—	38,1
Zn	—	29,9	—	330	180	29,9
Ba	—	12,8	—	15,0	—	13,9
Pb	—	4,6	—	—	—	4,6
Rb	—	5,3	—	3,0	—	4,2
Li	—	2,2	—	5,0	—	3,6
Ti	—	2,4	—	4,0	—	3,2
Cu	—	2,4	—	56,5	70	2,4
Mo	—	1,6	—	2,0	—	1,8
Ni	—	1,2	—	2,0	—	1,6
Cr	—	1,2	—	2,0	—	1,6
V	—	0,5	—	—	—	0,5
Ag	—	0,19	—	—	—	0,19
Число анализов	—	162	105	63	54	330

В зоне тропических степей в условиях равнинного рельефа и недостатка влаги имеют место процессы континентального засоления подземных вод, что приводит к увеличению их общей минерализации, но уже не только за счет гидрокарбонатных соединений, но преимущественно хлоридных и сульфатных. Незначительная роль последних на первых этапах испарительной концентрации вод постепенно становится доминирующей в составе солей в условиях прогрессирующего их засоления. Однако и в этом случае взаимодействие вод с вмещающими породами продолжается, о чем говорят факты неравномерного накопления в их составе солей.

§ 3. ДРУГИЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОХИМИИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ТРОПИЧЕСКИХ И ЭКВАТОРИАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ. СРЕДНИЕ СОДЕРЖАНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ В ВОДАХ

Отмеченные особенности геохимии подземных вод Западной Африки не являются исключением и характерны для других регионов. Приведем некоторые примеры.

Новая Каледония характеризуется влажным тропическим климатом с количеством осадков от 800 до 3265 мм/год, которые выпадают почти в течение всего года. Вследствие этого четко выраженный сухой сезон года отсутствует. Среднегодовая температура воздуха в зависимости от высоты местности изменяется в пределах 20—27°С. Преобладают основные и ультраосновные магматические породы (серпентиниты, перидотиты, базальты, андезиты). Кроме того, развиты глинистые сланцы и реже карбонаты.

По данным Г. Венингера (Weninger, 1968) и Я. Я. Трекаса (Trescases, 1969), развитые здесь воды являются нейтральными и слабощелочными, реже слабокислыми гидрокарбонатными магниевыми с повышенным содержанием кремния. Существенных различий в составе вод в разные сезоны года не наблюдается (табл. 21). Минерализация вод небольшая (менее 100 мг/л).

Северный Вьетнам. По заключению В. М. Фридланда (1964), который проводил здесь обширные почвенно-геохимические исследования, грунтовые воды Северного Вьетнама являются маломинерализованными с суммой солей 100—300 мг/л и близкими к нейтральным, по ионному составу подавляющее их большинство является гидрокарбонатным кальциево-магниевым. В. М. Фридланд обращает внимание на относительно низкие концентрации в них кремния, как правило, не превышающие 20 мг/л, что значительно ниже, чем это принято считать для тропических условий. При смене типа водовмещающих пород состав вод и минерализация их изменяются незначительно. Так, сумма солей в водах гранитов и метаморфических сланцев изменяется от 35 до 440 мг/л, средних и основных пород — от 40 до 395 мг/л, а в аллювиальных отложениях — от 50 до 220 мг/л. Аналогичные данные приводятся и в работе Нгуен Тхионг Хунга (1958).

Гавайские острова. Геохимия подземных вод Гавайских островов представляет особый интерес в том отношении, что базальтовые вулканические излияния, слагающие эти острова, являются молодыми образованиями. Так, на о. Кауаи, где С. Х. Паттерсон и К. Е. Робертсон (Patterson and Robertson, 1961) изучали состав грунтовых вод, развиты базальтовые серии Колоа, имеющие возраст 10 тыс. лет и подвергшиеся тем не менее выветриванию с образованием латеритной коры мощностью до 30 м.

Природные условия, почвы и типы кор выветривания Гавайских островов описаны подробно И. Валетон (1974), поэтому отметим лишь, что количество осадков меняется здесь очень резко от 550 мм на юго-западном берегу о. Кауаи и 2250 мм на северном берегу до 11 240 мм в год на вершине горы Вайалит. Средняя го-

Таблица 21

Химический состав вод Новой Каледонии

Компо-ненты	Еди-ничи-и-зме-ре-ния	Сухой сезон		Малый сухой сезон		Влажный сезон		Сред-нее	Атмосфер-ные осадки
		мин.	макс.	мин.	макс.	мин.	макс.		
pH	—	6,7	8,1	6,6	8,1	7,0	8,0	7,4	—
HCO ₃ ⁻	мг/л	15,0	90,0	15,0	100	15,0	105	60,5	12,2
Cl ⁻	—	6,0	9,8	6,0	8,8	5,8	8,5	8,3	4,3
Mg ²⁺	—	2,0	14,0	1,7	15,1	1,4	14,0	7,8	0,0
Na ⁺	—	3,0	3,6	2,8	3,6	3,0	3,6	3,2	1,8
Ca ²⁺	—	0,5	1,3	0,6	2,0	0,9	1,7	1,4	0,5
K ⁺	—	0,12	0,17	0,12	0,18	0,12	0,18	0,15	0,27
SiO ₂	—	5,3	18,5	4,1	14,1	4,1	15,6	11,7	0,6
Сумма	—	31,9	13,7	30,3	144	30,3	149	93,0	19,7
Fe	мкг/л	100	150	80	100	—	—	100	—
Al	—	25	50	25	50	—	—	33	—
Ni	—	5,0	10	6,0	9,0	—	—	6,7	—
Cu	—	1,5	10,0	3,0	16,0	—	—	6,1	—
Cr	—	3,0	8,0	3,5	7,5	—	—	5,6	—
Pb	—	—	<5,0	—	<5,0	—	—	<5,0	—
Sr	—	2,0	8,0	1,5	8,0	—	—	4,3	—
Ba	—	<3,0	3,5	<3,0	4,0	—	—	3,0	—
Mn	—	2,0	4,0	2,0	3,5	—	—	2,9	—
Ti	—	2,0	4,5	1,5	3,0	—	—	2,5	—
Mo	—	—	<1,5	—	<1,5	—	—	<1,5	—
Sr	—	—	<1,5	—	<1,5	—	—	<1,5	—
Co	—	1,0	1,0	1,0	1,0	—	—	1,0	—
V	—	<0,5	1,5	<0,5	1,0	—	—	0,5	—
Li	—	<0,5	1,0	<0,5	1,0	—	—	<0,5	—
Rb	—	—	<0,5	—	<0,5	—	—	<0,5	—

довая температура воздуха равна 20—24° С. Уровень грунтовых вод сильно колеблется в зависимости от сухого или влажного сезона года.

Химический состав грунтовых вод в пределах выветрелых базальтов, т. е. на участках активного водообмена и коренных пород, является довольно различным (табл. 22). В первом случае воды являются кислыми маломинерализованными, содержат мало кремния и всех других элементов, т. е. напоминают воды влажных саванн (см. табл. 20). Во втором случае pH вод резко возрастает, что влечет образование повышенных концентраций гидрокарбоната, разнообразных катионов и кремния. Изменение состава вод авторами исследований объясняется только различной их связью с коренными породами, однако безусловно надо иметь в виду и фактор различной интенсивности водообмена, определяющий поступление углекислоты к контакту взаимодействия воды с породой.

Юг Франции. Особый интерес представляют результаты изучения грунтовых вод, проведенного И. Тарди (Tardy, 1969)

Таблица 22

Химический состав грунтовых вод северной и восточной частей
о. Кауаи (Гавайские о-ва)

Компоненты	Еди- ницы изме- рения	Выветрелые базальты		Свежие базальты		Среднее	Атмос- ферные осадки*
		пределы содержаний	среднее	пределы содержаний	среднее		
pH	—	4,6—5,6	5,0	7,6—7,8	7,7	5,7	—
HCO ₃ ⁻	мг/л	0,0—6,0	3,0	78—96	87	24,0	—
Cl ⁻	"	9,1—19	13,5	30—34	32	18,1	2,43
SO ₄ ²⁻	"	2,3—6,5	3,6	5,2—37	21,1	7,9	—
NO ₃ ⁻	"	0,1—0,9	0,6	1,5—2,0	1,75	0,9	—
F ⁻	"	0,1—0,2	0,1	0,1—0,2	0,15	0,12	0,002
PO ₄ ³⁻	"	0,00—0,04	0,02	0,16—0,43	0,30	0,09	—
Na ⁺	"	6,3—11	8,1	21—30	25,5	12,4	—
Mg ²⁺	"	0,7—2,3	1,6	11—14	12,5	4,3	—
Ca ²⁺	"	0,4—1,0	0,8	12—14	13,0	3,8	—
K ⁺	"	0,0—0,6	0,4	0,8—1,3	1,1	0,6	—
NH ₄ ⁺	"	0,01—0,03	0,02	0,00—0,01	0,01	0,02	—
SiO ₂	"	1,2—4,1	2,7	32—42	37	11,3	—
Сумма	"	28—42	35	167—207	187	83,5	—
Mn	мкг/л	70—540	210	<10	—	154	—
Al	"	10—120	50	30—60	45	50	—
B	"	20—50	40	10—50	30	35	—
Fe	"	10—180	40	<10	—	30	—
Br	"	—	—	—	—	—	—
I	"	2—8	5	1—2	1,5	4,0	13,3 4,9
Число анализов	—	6		2		8	86

* По данным Р. Дюса (Duce e. a., 1965).

в районе д. Альранс (департамент Аверон) на юго-западе Центрального Французского массива специально в связи с проблемой выветривания гранитов, гранито-гнейсов и мигматитов. Климат района средиземноморский, осадки выпадают в течение всего года в жидком виде, но зимой больше, чем летом. Среднегодовая температура воздуха 8,2° С; осадки 1220 мм, испарение 550 мм, поверхностный сток 70 мм и инфильтрация 610 мм, т. е. модуль подземного стока равен 19,3 л/с·км².

С помощью системы лизиметров были изучены воды различных почвенных горизонтов в разные сезоны года. Из приведенных данных (табл. 23) видно, что в летний период в лизиметрических водах возрастает концентрация кальция, калия, магния, титана, хрома, ванадия, лития и сульфат-иона, а в осенний — алюминия, молибдена, рубидия, стронция и бария. Однако в целом принципиального изменения состава вод не происходит. Сравнение данных по составу вод отдельных почвенных горизонтов свидетельствует об обогащении вод верхнего гумусового горизонта кремнием, калием, кальцием, магнием, алюминием, ванадием и медью. Кон-

Таблица 23

Химический состав природных вод провинции Аверои (Франция)

Компоненты	Единицы измерения	Атмосферные осадки	Лизиметрические воды				Грутовые воды		
			весна	лето	осень	среднее	магматов	гранитов	среднее
pH	—	—	—	—	—	—	5,9	6,0	5,9
HCO ₃ ⁻	мг/л	0,25	8,4	9,0	0,55	6,9	6,9	6,0	6,5
Cl ⁻	“	0,5	—	—	—	—	<3,0	<3,0	<3,0
SO ₄ ²⁻	“	1,5	4,0	6,1	2,5	3,8	1,1	1,2	1,2
Na ⁺	“	0,25	1,9	2,1	2,3	2,1	2,3	2,4	2,4
Ca ²⁺	“	0,35	2,1	3,8	1,8	2,4	1,0	0,6	0,8
K ⁺	“	0,17	3,9	5,4	4,2	4,4	0,6	0,5	0,5
Mg ²⁺	“	0,036	0,7	0,9	0,7	0,8	0,4	0,2	0,3
SiO ₂	“	0,5	3,5	3,5	2,3	2,9	5,9	10,2	8,2
Fe	“	—	—	—	—	—	75	69	72
Al	мкг/л	—	215	113	491	322	25	21	23
Sr	“	—	9,3	27,6	44,0	30,3	10,0	7,7	8,8
Ba	“	—	17,3	17,9	27,0	22,0	5,7	4,7	5,2
Cr	“	—	3,9	5,9	2,6	3,8	3,2	3,0	3,1
Ti	“	—	2,2	11,8	2,4	4,7	1,5	1,9	1,7
Mn	“	—	78	78	68	73	1,6	1,4	1,5
Rb	“	—	13,7	7,3	21,4	15,6	1,6	1,4	1,5
Cu	“	—	13,5	13,4	3,6	8,8	0,9	1,5	1,2
Li	“	—	1,1	2,4	1,7	1,7	1,2	1,2	1,2
V	“	—	0,6	2,4	1,4	1,4	<1,0	<1,0	<1,0
Ni	“	—	2,2	3,1	3,0	2,8	1,0	1,0	1,0
Mo	“	—	1,8	0,6	2,5	1,7	<1,0	<1,0	<1,0
Pb	“	—	—	—	—	—	<1,0	<1,0	<1,0
Co	“	—	1,1	0,8	0,5	0,7	<0,3	<0,3	<0,3
Число анализов	—	20	17	17	32	66	77	94	171

центрации этих элементов в водах нижележащих почвенных горизонтов уменьшаются, что говорит о большой роли биологического круговорота в миграции этих элементов: растения, концентрируя указанные элементы на поверхности почвы, делают их наиболее доступными для инфильтрующихся атмосферных осадков.

Химический состав грутовых вод, изученных по родникам в различные периоды года, также приведен в табл. 23. Сравнение данных по составу лизиметрических и грутовых вод показывает, что при переходе от первых ко вторым концентрация элементов в водах либо остается почти без изменения (натрий, хром, литий), либо резко уменьшается (марганец, алюминий, кальций, рубидий, медь, титан и др.). Исключение из этого правила составляет только кремний, концентрации которого возрастают в грутовых водах по сравнению с лизиметрическими и свидетельствуют о продолжающемся разрушении пород водой. Уменьшение концентрации элементов в грутовых водах по сравнению с лизиметрически-

ми еще раз свидетельствует о большой роли биологического круговорота элементов как основного мобилизующего агента. Осаждающиеся ниже почвенного горизонта элементы становятся достоянием нового биологического цикла, который снова переводит их в подвижное состояние, доступное для переноса водами в нижележащие горизонты. Так, эволюция выноса элементов определяется интенсивностью круговых процессов, обусловленных сочетанием биологического (подъем) и гидрологического (опускание) циклов.

И. Тарди проследил и поведение элементов в самих грунтовых водах при их движении по коренным породам, показав, что по мере движения воды от области питания к области разгрузки наблюдается некоторый рост содержаний кремния, натрия, калия, кальция, магния, железа, титана, хрома и уменьшение содержаний алюминия и марганца.

Наконец, изучение сезонных колебаний содержаний элементов в водах показало также их различное поведение (рис. 12). Так, содержания кремния, стронция и натрия возрастают по мере уменьшения дебита, аналогично ведут себя калий,

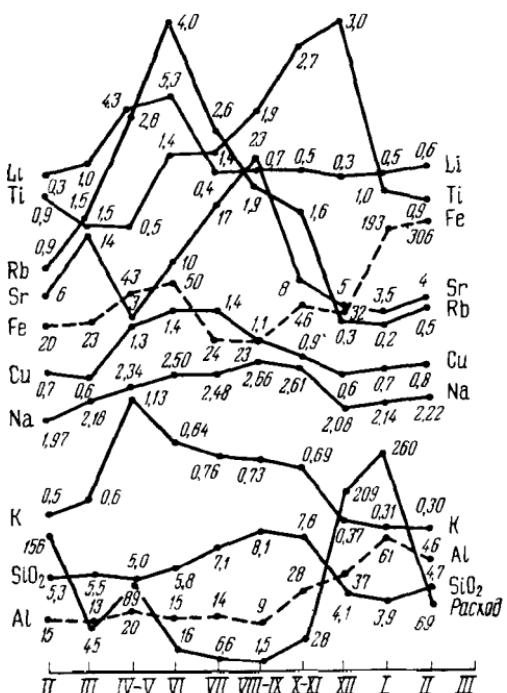
магний, литий и рубидий, но максимум их содержаний приходится не на лето, а на весну. Обратная тенденция характерна для титана, хрома, алюминия и железа, при этом максимум концентраций первых двух из них приходится на начало подъема уровня воды, а двух последних — на его середину. Наибольший вынос алюминия и железа в период половодья подтверждается и изучением распределения элементов в протекающей здесь же небольшой р. Сэньеи. Так, по мере роста расхода реки содержания железа возрастают от 110 до 2460, а алюминия от 25 до 1375 мкг/л.

Рис. 12. Изменение концентраций элементов в водах родника, дренирующего мигматиты на юге Франции в течение года (Tardy, 1969).

(Цифры у точек содержания: для SiO_2 , Na и K , мг/л, остальные — мкг/л, расход, л/мин)

медь, литий и рубидий, но максимум их содержаний приходится не на лето, а на весну. Обратная тенденция характерна для титана, хрома, алюминия и железа, при этом максимум концентраций первых двух из них приходится на начало подъема уровня воды, а двух последних — на его середину. Наибольший вынос алюминия и железа в период половодья подтверждается и изучением распределения элементов в протекающей здесь же небольшой р. Сэньеи. Так, по мере роста расхода реки содержания железа возрастают от 110 до 2460, а алюминия от 25 до 1375 мкг/л.

Детальное изучение соотношения выносимых рекой элементов позволило И. Тарди справедливо заключить, что во время половодья источником наименее подвижных элементов являются аморфные коллоидные гидроокислы, вымываемые из почв в виде тонких механических взвесей.



Подводя итоги изложенному, можно вслед за И. Тарди (Tardy, 1969) заключить, что вынос элементов подземными водами при выветривании пород является не равномерным, а дифференцированным. Так, натрий и кальций выносятся полностью без задержек, калий, магний, кремний и марганец частично задерживаются и связываются глинами. При этом кремний лучше выносится летом, чем в другие сезоны. Алюминий и железо малоподвижны, но они перемещаются частично из почвенного горизонта в подпочвенный. Накапливающиеся их гидроокислы становятся достоянием механической эрозии в период активного выпадения атмосферных осадков.

Юг Соединенных Штатов Америки, где господствует влажный субтропический климат, включает штаты Северную и Южную Каролину, Джорджию, Алабаму, Миссисипи, Луизиану и др. Сюда же нами отнесены и данные по водам шт. Флорида, климат большей части территории которого относится к типу тропических. Сведения по составу подземных вод этого обширного региона заимствованы из работ Р. Скотта и Ф. Баркера (Scotte and Barker, 1962), Д. Е. Уайта и др. (White e. a., 1963), М. У. Скоугстада и К. А. Хорпа (Skoustad and Hogg, 1963).

Количество осадков в этой части Американского региона 1000—2000 мм/год. Средняя температура июля 24—28° С, а января колеблется в широких пределах: от +2° С в шт. Алабама до +18° С на юге шт. Флорида. Количество осадков превышает испарение. Среди ландшафтов преобладают субтропические леса.

В геоморфологическом отношении описываемый регион представляет собой обширную приморскую равнину, покрытую морскими и континентальными осадками мезозойского и кайнозойского возраста, которые снесены преимущественно из орогенической зоны Аппалачей. Важнейшие водоносные горизонты залегают в песчано-гравийных отложениях, водоупоры которых сложены глинами и мергелями. Реже встречаются ледниковые отложения. Подстилающие породы (известняки, песчаники, глинистые сланцы, граниты и гнейсы) также являются водоносными.

Химический состав подземных вод отдельных горизонтов приведен в табл. 24. Анализ этих материалов показывает, что состав вод мало зависит от вмещающих пород: практически все воды являются слабощелочными, гидрокарбонатными кальциево-магниевыми или кальциево-натриевыми. Несколько пониженная их минерализация характерна только для вод гранитов и кристаллических сланцев. Это говорит о большом влиянии на состав вод не столько вмещающих пород, хотя роль этого фактора в определении катионного состава вод бесспорна, сколько биоклиматических и ландшафтных особенностей региона.

Калифорния. Западное побережье США также характеризуется субтропическим климатом. Количество выпадающих атмосферных осадков на севере Калифорнии составляет 1000—2000 мм/год, уменьшаясь к югу до 500 мм/год. Средняя температура июля равна 20—26° С, а января 8—14° С. Относительно не-

Таблица 24

Средний химический состав грунтовых вод Южных штатов США

Компоненты	Единицы измерения	Известиях (24)*	Рыхлые прибрежно-морские и континентальные образования (31)	Разнообразные песчанники (9)	Сланцы, аргиллиты, глины (6)	Граниты, гнейсы (22)	Среднее (92)
pH	—	7,6	7,5	7,1	6,9	7,2	7,2
HCO ₃ ⁻	мг/л	183	159	200	131	69,5	148
Cl ⁻	—	6,1	12,1	12,8	7,7	5,0	8,7
SO ₄ ²⁻	—	9,6	9,0	2,0	2,4	6,0	5,8
NO ₃ ⁻	—	4,6	1,57	1,73	1,0	1,95	2,1
F ⁻	—	0,17	0,39	0,44	0,38	0,18	0,31
PO ₄ ³⁻	—	0,09	0,74	0,08	0,03	0,07	0,2
Ca ²⁺	—	52,7	12,6	17,0	7,9	16,2	21,3
Na ⁺	—	6,2	56,2	23,2	3,0	8,3	19,4
Mg ²⁺	—	14,2	2,6	2,4	2,4	2,6	4,8
K ⁺	—	0,71	2,28	4,6	0,8	1,9	2,1
SiO ₂	—	11,9	25,7	21,0	17,1	22,1	19,6**
Сумма	—	289	282	285	174	134	232
Fe	мкг/л	136	220	222	232	115	185
Sr	—	—	171	—	—	106	138
Al	—	108	163	100	56,0	60,0	129
Zn	—	97,6	56,1	12	12	55	48,5
Mn	—	15	63	21,4	17,5	121	27,6
Cu	—	26,1	6,0	22	6	12,2	14,5
U	—	0,51	0,32	0,60	0,73	1,07	0,65
Ra	10 ⁻¹² г/л	0,46	0,39	0,84	0,25	0,4	0,47

* В скобках число анализов.

** По С. Н. Дэвису (Davis, 1964), среднее содержание SiO₂ в водах шт. Флорида равно 15,0 по 132 анализам, а шт. Джорджия 28,0 мг/л (по 137 анализам).

большое количество осадков при высокой сухости воздуха приводит к значительному испарению осадков и уменьшению величины стока, что, в свою очередь, способствует увеличению щелочности и общей минерализации подземных вод независимо от типа вмещающих пород (табл. 25). Повышенные содержания в водах хлора и сульфат-иона свидетельствуют о наличии здесь первых стадий процессов континентального засоления. Все это накладывает определенный отпечаток в целом на облик состава подземных вод этого района. Именно явлениями континентального засоления объясняются повышенные содержания в водах таких элементов, как фтор, цинк, никель, мышьяк, уран, медь и др. (Scott, Barker, 1962, Silvey, 1967).

Изложенный выше обширный фактический материал по составу подземных вод верхней гидродинамической зоны экваториального и тропического поясов Земли обобщен в табл. 26, в которой выделены воды четырех ландшафтных зон. При составлении этой таблицы кроме приведенных выше данных (см. табл. 13—25) использовались также материалы по территории Гайаны и Индоне-

Таблица 25

Химический состав грунтовых вод Калифорнии

Компоненты	Единицы измерения	Водовмещающие породы						Среднее	
		базальты			четвертичные образования				
		мин.	макс.	среднее	мин.	макс.	среднее		
pH	—	7,2	9,2	8,1	7,3	8,8	7,9	8,0	
HCO ₃ ⁻	мг/л	39,0	148	89,6	79,0	347	153	122	
SO ₄ ²⁻	“	0,6	122	46,2	2,0	112	28,8	37,5	
Cl ⁻	“	0,7	62	31,0	2,8	54,0	13,6	22,3	
NO ₃ ⁻	“	0,0	18	4,8	0,0	7,6	2,0	3,4	
F ⁻	“	0,0	4,0	1,5	0,0	2,6	0,44	0,97	
PO ₄ ³⁻	“	0,0	0,4	0,18	0,0	0,15	0,05	0,12	
Na ⁺	“	3,8	129	59,0	11,0	85,0	32,8	45,9	
Ca ²⁺	“	1,6	26,0	10,2	3,1	90,0	24,2	17,2	
Mg ²⁺	“	0,1	13,0	8,6	0,1	34,0	11,1	9,8	
K ⁺	“	0,3	6,6	2,0	0,8	16,0	3,6	2,8	
SiO ₂	“	31,0	77,0	56,0	18,0	96,0	48	52,0*	
Сумма	“	87,0	414	309	178	504	318	313	
Sr	мкг/л	—	—	—	<100	150	100	100	
Al	“	100	700	133	<100	200	58,0	95,5	
Fe	“	<10	710	138	<10	200	45,0	91,5	
Mn	“	—	—	—	<0,6	80	67,0	67,0**	
Zn	“	<10	160	67	<10	50	25	46	
B	“	<10	420	71	<10	30	10	40,5	
Ni	“	—	—	—	<0,3	>100	—	11,0***	
Cu	“	<5	20	10	<5,0	70	13	8,6**	
Ge	“	—	—	—	<0,3	50	—	4,3**	
Ga	“	—	—	—	—	13,0	—	<2,8**	
Mo	“	—	—	—	<0,1	50	—	2,2**	
As	“	<1,0	10	2,0	<1,0	8,0	2,0	2,0	
U	“	<0,1	0,1	0,1	<0,1	6,0	2,2	1,15	
Cd	“	—	—	—	—	20,0	—	<0,7**	
Ti	“	—	—	—	0,6	12,0	—	0,6**	
Co	“	—	—	—	<0,6	22	—	0,31**	
Pb	“	—	—	—	0,6	143	—	0,31**	
Be	“	—	—	—	—	—	—	<0,3**	
Bi	“	—	—	—	—	0,7	—	<0,3**	
Ra	10 ⁻¹² г/л	<0,1	0,2	0,1	<0,1	0,3	0,1	0,1	
Число анализов		7			18		25		

* Среднее содержание SiO₂, рассчитанное С. Н. Девисом (Davis, 1964) по 132 анализам для грунтовых вод шт. Калифорния составило 28,0 мг/л.

** По данным У. Д. Силвей (Silvey, 1967), среднее из 72 анализов.

зии (Бушинский, 1971), о-вов Мадагаскар и Корсика (Tardy, 1969), о-ва Ямайка (Hill and Ellington, 1961), Аргентины (Muller e. a., 1973), Кубы (Бугельский, Формель-Кортина, 1973), Батумского побережья Кавказа (Лисицина, Глаголева, 1968) и др. При этом во внимание принимались воды без признаков континентального засоления и влияния морских рассолов.

Средний химический состав подземных вод провинции

Компоненты	Единицы измерения	Тропические и экваториальные леса		Влажные саванны	
		среднее	число анализов	среднее	число анализов
pH	—	6,1	232	5,3	170
HCO ₃ ⁻	мг/л	103	241	21,6	170
Cl ⁻	—	6,0	241	8,95	170
SO ₄ ²⁻	—	3,70	241	4,75	170
NO ₃ ⁻	—	1,65	9	0,90	8
F ⁻	—	—	—	0,12	8
PO ₄ ³⁻	—	—	—	0,09	8
NO ₂ ⁻	—	—	—	0,05	8
Ca ²⁺	—	19,1	241	2,82	170
Na ⁺	—	8,90	241	6,70	170
Mg ²⁺	—	8,20	241	1,42	170
K ⁺	—	2,70	200	2,90	138
NH ₄ ⁺	—	0,08	4	0,02	8
SiO ₂	—	19,6	241	8,67	162
Сумма	—	173	241	59,0	170
CO ₂ (св.)	—	97,0	5	44,8	39
C _{org}	—	12,9	187	—	—
Fe	мкг/л	546	241	60,8	170
Al	—	526	47	106	162
Sr	—	—	—	19,3	123
Mn	—	—	—	59,7	162
B	—	—	—	35,0	8
Zn	—	—	—	29,9	32
I	—	—	—	4,0	8
Ba	—	—	—	11,7	155
Cu	—	—	—	2,40	155
Ni	—	—	—	1,25	155
Tl	—	—	—	2,35	155
Cr	—	—	—	1,10	131
Li	—	—	—	3,8	131
Rb	—	—	—	5,3	123
Pb	—	—	—	4,6	123
As	—	—	—	—	—
Mo	—	—	—	1,6	155
V	—	—	—	2,25	123
Co	—	—	—	—	—
U	—	—	—	—	—
Ag	—	—	—	0,19	32
Ra	10 ⁻¹² г/л	—	—	—	—
Формула Курлова	—	M _{0,17} Ca 47 Mg 34 Na 19	C 87 Cl 9 S 4	M _{0,06} Na 53 Ca 25 Mg 22	C 50 Cl 36 S 14

Таблица 26

и тропического, экваториального и субтропического климата

Сухие саванны и степи		Субтропические леса		Провинция в целом	
среднее	число анализов	среднее	число анализов	среднее	число анализов
7,2	130	6,9	368	6,4	900
194	143	79,4	360	96,5	914
10,6	143	14,0	360	10,6	914
15,0	143	13,2	360	8,87	914
1,63	46	2,7	164	1,87	227
0,24	46	0,67	164	0,42	218
0,39	76	0,13	172	0,22	256
0,09	46	—	—	0,07	54
28,1	143	11,8	360	16,6	914
15,8	143	21,0	360	13,9	914
19,1	143	4,70	360	8,07	914
1,70	120	1,7	360	2,25	818
0,07	46	—	—	0,06	58
31,6	143	23,1	368	21,9	914
318	143	173	360	181	914
—	—	—	—	63,1	44
1,0	23	1,27	38	5,06	248
362	130	185	358	302	909
32,2	130	82,3	368	225	707
30,2	61	82,0	335	54,4	519
52,6	107	24,0	368	40,1	637
—	—	40,5	72	37,7	80
—	—	47,2	164	37,6	196
—	—	20,0	34	12,0	42
9,0	30	5,2	171	7,80	356
4,55	107	6,6	343	5,02	605
7,57	73	4,90	251	4,95	479
3,25	61	3,8	251	3,30	467
3,80	61	2,2	178	2,25	370
2,75	69	1,2	171	2,20	370
1,75	61	1,5	171	2,20	355
2,5	44	0,6	243	2,05	410
—	—	2,0	72	<2,00	72
1,40	61	1,6	243	1,55	459
0,5	61	1,0	179	1,35	363
1,0	44	1,2	251	<1,10	295
—	—	0,9	164	0,9	164
—	—	—	—	0,19	32
—	—	0,29	164	<0,29	164
$M_{0,32}$ C 84 S 8 Cl 8 Mg 43 Ca 38 Na 19		$M_{0,17}$ C 66 Cl 20 S 14 Na 48 Ca 31 Mg 21		$M_{0,18}$ C 76 Cl 14 S 9 Ca 39 Mg 32 Na 29	

Анализ приведенных в табл. 26 данных показывает, что воды выщелачивания экваториального, тропического и субтропического поясов в среднем являются слабокислыми, ультрапресными, гидрокарбонатными кальциево-натриево-магниевыми. Наиболее пресные и кислые воды развиты в условиях влажной саванны, наиболее щелочные и минерализованные — в условиях сухой саванны и тропических степей. Воды экваториальных, тропических и субтропических лесов занимают промежуточное положение.

Характерной особенностью вод рассматриваемой провинции является относительно высокое содержание в них кремнезема, свободной углекислоты и низкое — органического углерода. Последний факт требует некоторого пояснения. Принято считать, что воды тропиков крайне богаты органическим веществом. Однако изученность этого вопроса явно недостаточна и нам не удалось найти работ, специально посвященных гидрогеохимии органического вещества. Исключение составляет, пожалуй, только недавно появившаяся работа Дж. А. Линхира с соавторами (Leenheer e. a., 1974), в которой изучено содержание нелетучей части C_{org} в водах 27 штатов США, включая некоторые южные районы с тропическим (Флорида) и субтропическим (Калифорния, Алабама, Арканзас, Нью-Мексико и др.) климатом.

Приведенные в этой работе данные показывают, что максимальное содержание C_{org} только в одной пробе из девяти в шт. Флорида достигает 15 мг/л, а среднее содержание составляет 3,12 мг/л. Воды других штатов содержат еще меньше органического вещества: Калифорния в среднем 1,3; Алабама 0,9; Арканзас 1,2 мг/л и т. д. Поэтому полученные нами по безусловно недостаточному числу анализов средние содержания, видимо, все же правильно отражают общую закономерность: наибольшие содержания C_{org} характерны для вод тропических и экваториальных лесов, наименьшие для сухих саванн и степей (см. табл. 26).

Относительно высокие содержания в водах рассматриваемой провинции кремнезема и углекислого газа объясняются высокой степенью минерализации органического вещества и латеритизации горных пород. С последним обстоятельством связано и повышенное значение отношения калия к натрию, особенно в водах влажных саванн, свидетельствующее о высокой миграционной способности калия в этих условиях. При увеличении солености воды величина K/Na резко падает (рис. 13). Латеритизация пород обуславливает активный вынос и многих других элементов.

При рассмотрении закономерностей изменения общей минерализации подземных вод в пространстве выявляется прежде всего ее связь с интенсивностью водообмена: чем меньше водообмен, тем больше соленость воды. Эта закономерность хорошо прослеживается на территории Западной Африки, Кубы, южных районов США и т. д. Так, в пределах ультраосновных пород Кубы, по данным Ю. Ю. Бугельского (1975), по мере снижения интенсивности водообмена содержания магния и кремнезема в водах резко возрастают (табл. 27). Эта же закономерность прослеживается в пре-

делах всей рассматриваемой провинции (рис. 14). Хотя строгой обратно пропорциональной зависимости между рассматриваемыми параметрами нет (так как состав вод определяется не только интенсивностью водообмена), но общая тенденция проявляется четко.

Любопытно, что величина минерализации подземных вод контролируется также и значением рН. При этом соленость является

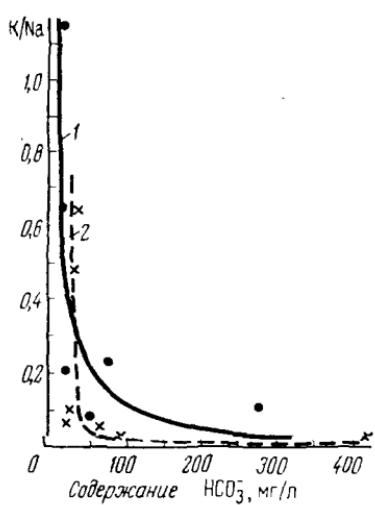


Рис. 13. Изменение величины K/Na в водах с ростом концентрации гидрокарбонат-иона.
1 — воды гранитов и гранито-гнейсов; 2 — воды пород основного состава

Рис. 14. Зависимость общей минерализации воды от интенсивности водообмена.
1 — Гвинея; 2 — юг Франции; 3 — район Корхого; 4 — о-в Мадагаскар; 5 — Берег Слоновой Кости; 6 — Бенин; 7 — Северный Вьетнам; 8 — Флорида; 9 — Северная Нигерия; 10 — Сенегал

наибольшей не в слабокислых водах, как это можно было бы предположить, исходя из общих положений об агрессивности воды, а наоборот, в слабощелочных, т. е. общая минерализация подземных вод растет с ростом величины их рН (рис. 15). Важно подчеркнуть, что эта закономерность выдерживается для вод независимо от типа вмещающих пород. Ранговый коэффициент корреляции между рассматриваемыми величинами составляет 0,80 при допустимом уровне значимости, равном 0,52.

Итак, районы с активным водообменом характеризуются наиболее низкими величинами рН вод и минерализации. По мере уменьшения интенсивности водообмена оба указанных показателя возрастают. Важно подчеркнуть, что рост суммы солей в водах выщелачивания обусловлен прежде всего резким увеличением содержания гидрокарбонат-иона и связанного с этим эквивалентного количества катионов. При этом состав катионов (но не их количественные содержания) во многом определяется типом водоемающих пород.

Рост величины рН вод сопровождается и резким (особенно в интервале рН от 5,0 до 7,0) увеличением концентрации в воде

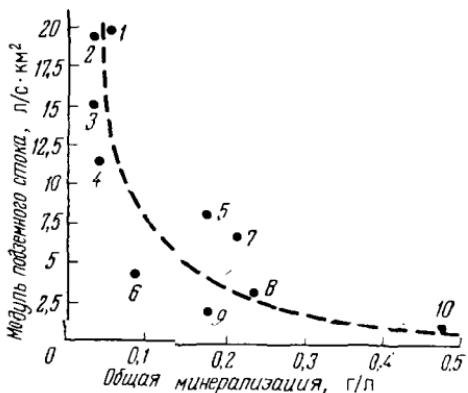


Таблица 27

**Характеристика выноса кремнезема и магния
в различных гидрогеологических зонах Кубы**

Гидрогеологические зоны	Модуль подземного стока, л с·км ⁻²	Среднемедианное содержание в водах, мг/л		Подземный ионный сток, г/с·км ²		Вынос подземными водами, т/год·км ²	
		Mg ²⁺	SiO ₂	Mg ²⁺	SiO ₂	Mg ³⁺	SiO ₂
Затрудненного водообмена	0,44	73	80	0,032	0,035	1,01	1,11
Водообмена средней интенсивности	14,47	33	48	0,477	0,694	15,04	21,88
Интенсивного водообмена	17,17	10	16	0,172	0,274	5,41	8,65
Весьма интенсивного водообмена	28,73	8	12	0,229	0,344	7,24	10,86

кремнезема (рис. 16), содержания которого практически не зависят от типа водовмещающих пород. Исключение составляют только карбонатные породы, воды которых при относительно высоких значениях pH содержат довольно низкие концентрации SiO₂. Поэтому на рис. 16 воды этого типа пород выделены особым знаком.

Изложенное выше позволяет заключить, что по мере уменьшения интенсивности водообмена, а следовательно, и увеличения времени соприкосновения воды с горными породами происходит постепенное концентрирование в растворе химических элементов, но не всех, а только подвижных в конкретных геохимических условиях. При этом рост минерализации воды сопровождается увеличением ее щелочности. Следовательно, щелочность природного раствора при прочих равных условиях указывает на продолжительность взаимодействия воды с горными породами: чем дольше это взаимодействие, тем более щелочным и минерализованным является раствор.

В заключение рассмотрим, из каких составляющих складывается модуль подземного химического стока в различных ландшафтных зонах, что позволит выяснить основные источники химических элементов в водах. При расчете отдельных составляющих стока мы основывались на тех же методологических принципах, которые изложены в гл. II, т. е. атмосферная составляющая рассчитывалась по данным состава атмосферных осадков (см. табл. 13, 21—23), биогенная — по содержанию HCO₃⁻ и Сорг, литогенная — по содержанию ведущих катионов и SiO₂. Следует также подчеркнуть, что поскольку средние значения модуля подземного стока для отдельных ландшафтных зон неизвестны, расчеты проводились для отдельных регионов или районов с известными параметрами стока (например, территории Гвинеи). Полученные значения для отдельных регионов суммировались и ос-

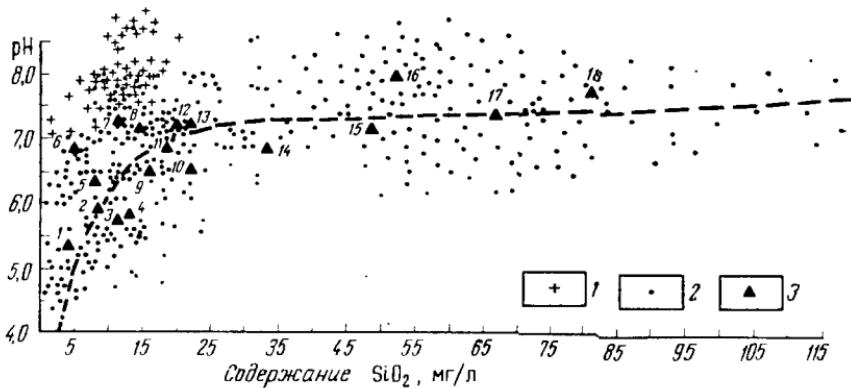
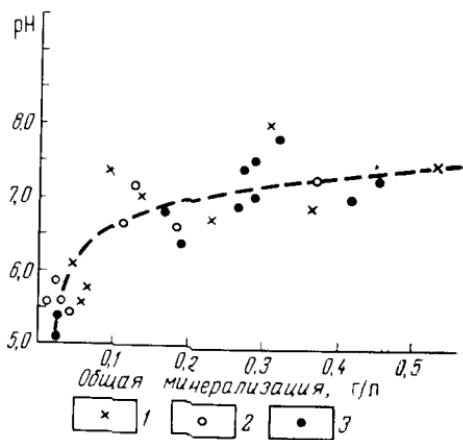
реднялись с учетом ландшафтных особенностей. В табл. 28 приведены поэтому ориентировочные значения модуля подземного стока, которые характеризуют ландшафтную зону не в целом, а только отдельные ее территории, по которым проводились расчеты.

Рис. 15. Зависимость между значением pH и общей минерализацией подземных вод.

1 — воды основных и ультраосновных пород; 2 — воды гранитов и гранитогнейсов; 3 — воды осадочных пород различного типа.

Рис. 16. Зависимость содержания кремнезема в подземных водах от величины pH.

1 — воды карбонатных пород; 2 — воды бескарбонатных пород; 3 — средние содержания SiO_2 в водах отдельных регионов. Цифры на графике: 1 — Гвинея; 2 — юг Франции; 3 — Берег Слоновой Кости; 4 — Гавайские острова; 5 — Габон; 6 — о-в Ямайка; 7 — Новая Кaledония; 8 — о-в Мадагаскар; 9 — Северный Вьетнам; 10 — Батумское побережье Кавказа; 11 — Корсика; 12 — юг США; 13 — район Калькутты; 14 — Северная Нигерия; 15 — Куба; 16 — Калифорния; 17 — Сенегал; 18 — Чад.



Анализ данных табл. 28 показывает прежде всего исключительно высокие значения биогенной составляющей химического стока, достигающей в условиях влажных саванн 176 т/год· км^2 . При этом подавляющая часть стока происходит в форме недиссоциированной угольной кислоты. Это обстоятельство имеет решающее значение для понимания причин формирования в этих условиях кислого и слабокислого характера подземных вод, а также высоких значений парциального давления углекислого газа (табл. 29). По мере снижения интенсивности водообмена, увеличения солености и щелочности вод роль биогенной составляющей стока непрерывно падает и в зоне сухих саванн и тропических степей составляет только 15 т/год· км^2 .

Таблица 28

Характеристика подземного химического стока ландшафтов тропического пояса, т/год·км²

Составляющие стока	Влажная саванна	Тропические и экваториальные леса	Субтропические леса	Сухая саванна и степи
Биогенная*	176	112	30,5	15,1
в форме:				
HCO_3^-	6,2	28,0	22,9	12,5
H_2CO_3	170	64,3	6,1	2,2
Сопр.	—	19,8	1,5	0,4
Литогенная	10,0	15,2	12,7	6,4
То же, г/с·км ²	0,317	0,484	0,405	0,204
Подземный сток, л/с·км ²	15—20	8—10	6—8	1—3

* В пересчете на органическое вещество.

Приведенные факты свидетельствуют, с одной стороны, об интенсивном выделении углекислого газа корнями растений, а с другой,— об исключительно интенсивной минерализации органических веществ, постоянно поддерживающих высокое пар-

Таблица 29

Парциальное давление углекислого газа в подземных водах провинции тропического и субтропического климата

Ландшафтная зона	Регион исследований	pH	HCO_3^- , мг/л	P_{CO_2} , Па
Зона тропических лесов	Берег Слоновой Кости	5,8	122	$10^{4,3}$
	Габон	6,4	255	$10^{4,0}$
	Северный Вьетнам	6,6	118	$10^{3,5}$
	О-в Мадагаскар	5,9	12,1	$10^{3,2}$
Зона саванн	Бенин	5,0	20,4	$10^{4,3}$
	Гвинея	5,4	31,4	$10^{4,1}$
	Гавайские острова	5,7	24,0	$10^{3,7}$
	Корхого	5,6	10,9	$10^{3,5}$
	Сенегал	7,4	341	$10^{3,2}$
	Северная Нигерия	6,8	75,2	$10^{3,1}$
	Куба	7,2	202	$10^{3,1}$
	Новая Кaledония	7,4	60,5	$10^{2,4}$
Зона субтропических лесов	Юг США	7,2	148	$10^{3,0}$
	Юг Франции	5,9	6,5	$10^{2,9}$
	Корсика	6,7	40,3	$10^{2,9}$
	Калифорния	8,0	122	$10^{1,5}$

циальное давление углекислого газа не только в зоне аэрации, но и в зоне грунтовых вод. Образующийся в этих условиях углекислый газ беспрерывно поступает в приземной слой воздуха, где он снова участвует в биологическом синтезе органических веществ. Имеются указания, что до 90% углекислого газа, потребляемого растениями, синтезировано в почве и лишь 10% его имеет атмосферное происхождение (Ковда, 1973, т. I, с. 429).

Если это так, то напрашивается вывод о том, что подавляющая часть ежегодной продукции живого вещества тропических областей минерализуется. Особенно это характерно для зоны саванн, отличающейся наличием длительного сухого и жаркого сезона, в течение которого температура верхних горизонтов пород может достигать 70° С (Шварцев, 1973).

Подтверждением сделанного вывода является также исключительно низкая гумусность сообщества аллитных почв (Ковда, 1973; Глазовская, 1972, 1973), известная специалистам высокая скорость разложения зеленого опада, превышающая темп разложения его в лесах умеренных широт в 5—7 раз (Maignien, 1958; Перельман, 1966; Фридланд, 1964), отсутствие признаков заторфованности почв и, наконец, низкое содержание растворенного органического вещества в водах.

Хотя степень минерализации органического вещества точно неизвестна, но исключительная роль этого процесса не вызывает сомнения. В зоне саванн, видимо, минерализуется подавляющая часть органического вещества, в зоне влажных лесов при доминирующей роли продуктов минерализации возрастает роль процессов растворения и гумификации органики, а в областях, где водообмен крайне затруднен (тропические болота), возможно и торфонакопление. Разнонаправленность преобразования органического вещества в различных зонах имеет важные геохимические следствия, определяющие, в частности, направление характера выветривания горных пород.

Литогенная составляющая стока изменяется также в значительных пределах, но ее зависимость от величины модуля подземного стока носит более сложный характер: по мере уменьшения интенсивности водообмена ее значения вначале возрастают, а затем падают. Максимальный вынос элементов характерен для зоны влажных лесов, минимальный — для зоны сухих саванн и тропических степей. Следовательно, уменьшение водообмена, увеличивая время соприкосновения воды с породой, приводит к более активному разрушению горных пород, но только в определенном интервале солености, так как увеличение последней уменьшает активность воды и это приводит к замедлению процессов разрушения породы. Иначе говоря при активном водообмене вынос химических элементов является небольшим по той причине, что вода не успевает реагировать с горными породами, а при малом водообмене, потому что ощущается недостаток воды. Аналогичная зависимость отмечена и Ю. Ю. Бугельским для Кубы (см. табл. 27).

ГЛАВА IV

ГЕОХИМИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ПРОВИНЦИИ УМЕРЕННОГО ВЛАЖНОГО КЛИМАТА

Зона умеренного влажного климата охватывает обширные пространства boreального (почти вся Европа, большая часть Северной Америки и Азии) и частично южного (Австралия, южные районы Африки и Южной Америки) поясов. Разнообразны природные условия этой обширной зоны, которая охватывает таежные, лесостепные, степные и широколиственные ландшафты. Для этой провинции характерно наличие относительно влажного лета и снежной зимы. Последняя исключает в течение какой-то части года существование жидкого поверхностного стока и соответственно способствует его увеличению в весенне время, что приводит к относительному преобладанию последнего над подземным. По крайней мере это достаточно надежно установлено для территории СССР (Подземный сток..., 1966).

Геохимия подземных вод зоны умеренного влажного климата нами изучалась на юге Красноярского края (Канеко-Тасеевская впадина) и частично в районе г. Томска. Кроме того, в работе использованы данные обширных исследований, проводимых Проблемной гидрогеохимической лабораторией под руководством П. А. Удодова и кафедрой гидрогеологии и инженерной геологии Томского политехнического института под руководством Г. М. Рогова на юге Западной Сибири (Колывань-Томская складчатая зона, Кузбасс), а также многочисленные опубликованные данные по другим регионам.

§ 1. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ПЛАТФОРМЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ ЮГА СИБИРИ

Колывань-Томская складчатая зона. Вопросы геологии, гидрогеологии и геохимии подземных вод этого региона подробно рассмотрены в монографии П. А. Удодова с соавторами (Гидрогеохимические исследования..., 1971), поэтому отправляя читателя к этому источнику, приведем только наиболее общие сведения по указанным вопросам, необходимые для понимания интересующих нас проблем.

Рассматриваемый регион в орографическом отношении представляет собой возвышенную значительно пенепленизированную равнину со средними абсолютными отметками 200—250 м. Типичен равнинно-всхолмленный рельеф и общий пологий уклон территории от горных массивов Кузнецкого Алатау и Салаирского кряжа к Западно-Сибирской низменности. Климат района резко континентальный, среднегодовая температура изменяется

от $-0,6^{\circ}\text{C}$ (г. Томск) до $+1,0^{\circ}\text{C}$ (г. Барнаул). Количество осадков 400—550 мм/год. При движении с севера на юг количество осадков несколько уменьшается и происходит смена ландшафтных условий от зоны южной тайги (на севере) до типичных лесостепей (на юге). В этом же направлении происходит смена серых лесных оподзоленных почв выщелоченными черноземами. Коеффициент стока рек изменяется в широких пределах: от 10 до 65%, чаще составляя 25—50%, модуль подземного стока — от 0,2 до 9,6 $\text{l}/\text{s} \cdot \text{км}^2$, среднее его значение для зоны тайги $1,9 \text{ l}/\text{s} \cdot \text{км}^2$, зоны лесостепей $1,6 \text{ l}/\text{s} \cdot \text{км}^2$. Модуль поверхностного стока в среднем в три раза больше и равен $5,7 \text{ l}/\text{s} \cdot \text{км}^2$.

Важнейшей особенностью геологического строения Колывань-Томской зоны является наличие двух структурных этажей: нижнего, сложенного палеозойскими образованиями, сильно дислокированными в позднегерцинскую фазу тектогенеза, и верхнего, представленного рыхлыми, преимущественно песчано-глинистыми осадками мезо-кайнозойского возраста мощностью 0—40 м, реже до 100 м. Среди пород средне- и верхнечетвертичного возраста на водораздельных участках достаточно широко развиты лёссовидные карбонатные суглинки и глины, подстилаемые мелкозернистыми песками. На поверхности палеозойских образований широко распространена древняя кора выветривания преимущественно қаолинит-гидрослюдистого состава, реже встречаются бокситоносные глины. Возраст коры выветривания оценивается как верхнеюрский — нижненеогеновый.

Отмеченное выше двухэтажное строение Колывань-Томской зоны определяет различия в условиях залегания и характере движения подземных вод этого обширного региона. Воды верхнего структурного этажа относятся к порово-пластовому типу, а нижнего — к трещинному, обусловленному наличием в верхней части коренных пород мощной зоны трещиноватости. В соответствии с литологическими особенностями в пределах нижнего этажа выделяются следующие водоносные комплексы: песчано-сланцевых отложений девона и карбона, известняков девона и карбона, эфузивно-осадочных образований девона и гранитов, предположительно, верхнепалеозойского возраста.

Химический состав подземных вод, представленный в табл. 30, свидетельствует об их повышенной минерализации в пределах всех водоносных комплексов. В зоне лесостепей минерализация вод, так же как и их щелочность, является более высокой, чем в зоне тайги. В то же время содержания кальция в водах лесостепной зоны по сравнению с зоной лесов несколько уменьшаются. Такое замедление роста кальция в растворе начинается примерно при минерализации 0,7 г/л.

Одновременно с ростом pH происходит некоторое уменьшение содержаний в водах цинка, марганца, бария, свинца, сурьмы и титана. В пределах лесостепной зоны наблюдаются начальные признаки засоления вод, выражющиеся в несколько повышенных концентрациях солей хлоридов и сульфатов. Обращают на

Химический состав подземных вод Колыванско-Томской складчатой зоны

Компоненты	Единицы измерения	Водовмещающие породы								Среднее	
		песчано-глинистые		песчано-сланцевые		эффузивно-осадочные		известники	граниты	тайга	лесостепь
		тайга	лесостепь	тайга	лесостепь	тайга	лесостепь				
pH	—	7,21	7,28	7,23	7,71	7,15	7,24	7,68	7,16	7,20	7,61
HCO ₃ ⁻	мг/л	452	607	478	541	475	542	368	475	468	507
Cl ⁻	,	11,6	29,2	8,93	29,1	9,5	35,9	12,5	14,1	10	24,2
SO ₄ ²⁻	,	5,35	21,8	6,7	24,8	3,0	16,7	8,2	9,03	5,02	16,1
NO ₂ ⁻	,	—	—	0,03	0,11	0,02	0,17	0,07	—	0,03	0,12
Ca ²⁺	,	80,7	64,2	81,9	56,7	66,7	69,6	112	74,5	76,4	75,4
Na ⁺	,	34,2	61,3	34,7	50,8	43,1	48,4	19,6	41,1	37,3	44,3
Mg ²⁺	,	28,4	42,7	31,1	50,7	38,0	57,2	2,15	36,4	32,5	37,8
K ⁺	,	3,93	7,44	4,15	4,68	5,01	5,39	—	—	4,36	5,7
NH ₄ ⁺	,	—	—	0,18	0,52	0,22	0,72	0,46	0,47	0,2	0,53
SiO ₂	,	14,3	18,7	18,2	23,5	10,8	16,7	7,2	—	14,9	16,5
Сумма	,	639	861	670	790	658	800	530	651	648	727
CO ₂ (св.)	,	26,8	19,8	19,2	10,2	19,3	16,6	11,1	18,6	21,8	15,3
C _{орг}	,	7,31	6,42	5,32	7,40	4,85	7,31	—	—	5,83	7,04

O ₂	"	—	2,75	0,39
Fe ³⁺	"	0,61	0,93	0,58
Fe ²⁺	"	0,75	1,01	0,19
Mn	мкг/л	35,1	30,1	40,9
Zn	"	38,8	21	19,5
Ba	"	6,6	5,15	14
Ti	"	2,03	0,65	4,2
Cr	"	3,48	1,58	1,64
Cu	"	1,79	1,14	0,51
Sb	"	2,15	1,85	2,44
As	"	—	—	—
Pb	"	1,12	0,44	3,24
Ni	"	1,12	0,4	0,22
V	"	1,47	0,87	—
Co	"	—	—	—
Ag	"	0,22	0,22	0,58
Mo	"	0,1	0,2	—
Zr	"	—	—	—
Sn	"	0,22	0,16	0,1

Число анализов

—

51

63

264

2,05	1,8	0,93	3,08	2,1	2,04	1,66
0,41	0,6	0,18	0,23	0,36	0,6	0,42
0,08	0,33	0,23	0,01	0,03	0,42	0,27
30,7	11	49,8	19,8	31	29	32,3
16	47	14,2	7,31	85	31,8	28,9
8,27	1,6	7,42	4,15	19,5	7,4	8,9
3,14	1,28	1,46	1,21	2,24	2,50	1,74
1,86	1,21	1,67	2,32	0,78	2,11	1,64
1,85	0,49	3,55	1,11	1,58	0,93	1,85
1,35	1,14	0,64	0,54	—	1,91	1,14
1,04	—	2,03	0,27	—	—	1,11
0,97	1,10	0,75	0,25	1,20	1,82	0,72
1,24	—	1,04	0,88	0,95	0,67	0,9
1,1	0,39	0,81	0,27	0,18	0,93	0,65
0,58	—	1,0	—	0,29	—	0,62
0,27	—	0,5	0,21	0,22	0,4	0,28
—	0,18	0,22	—	—	0,14	0,21
0,23	0,12	0,16	0,09	—	0,12	0,16
0,15	—	—	0,1	—	0,16	0,14
1084	434	502	49	21	749	1719

себя внимание также относительно высокие содержания в водах железа, включая закисную его форму, что объясняется наличием значительных количеств органического вещества в растворенной форме.

Любопытно проследить характер изменения катионного состава вод с ростом их минерализации при отсутствии признаков

континентального засоления (рис. 17).

Анализ рисунка показывает, что в слабо-минерализованных водах (<300 мг/л) натрий преобладает над другими катионами. Однако в дальнейшем рост концентраций натрия не только прекращается, но даже имеет тенденцию к снижению, что приводит к резкому преобладанию в растворе кальция. Рост содержаний натрия становится снова значительным только при минерализации более 600 мг/л, когда наблюдается явная тенденция к замедлению темпов роста кальция.

Более детально характер изменения химического состава природных вод с глубиной в пределах северной части Кольвань-Томской складчатой зоны (таежный ландшафт) был изучен Н. М. Шварцевой в районе д. Семилужки (табл. 31).

Рис. 17. Зависимость катионного состава вод Кольвань-Томской зоны от степени их минерализации

Анализ приведенных данных показывает, что уже состав верховодки, которая залегает на поверхности слабопроницаемых горных пород, резко отличается от состава атмосферных осадков не только суммой солей, но и содержанием практически всех элементов и особенно кальция, магния, кремния, углекислого газа, органического углерода, марганца, цинка, бария, титана, хрома, меди, никеля, ванадия. Однако содержания отдельных элементов при этом не только не возрастают, но даже уменьшаются (свинец, сурьма и др.).

Еще более существенные изменения характерны для почвенных вод, изученных с помощью лизиметров на участке развития выщелоченного чернозема. Особенно заметны в этом случае изменения содержаний калия, кремния, меди, магния и кальция, т. е. биогенных элементов. При попадании вод в рыхлые отложения, а затем в коренные породы, представленные глинистыми сланцами, состав вод продолжает изменяться. При этом содержания кальция, натрия, кремния, марганца, цинка, титана наряду со щелочностью раствора неуклонно возрастают. Необычно высокая щелочность лизиметрических вод объясняется тем, что на участке, где были заложены лизиметры, почвенный горизонт содержит конкреции карбонатов. Поэтому в лизиметрических водах наблюдаются повышенные содержания кальция с магнием.

Следовательно, по мере увеличения времени соприкосновения воды с горными породами их минерализация неуклонно возрастает.

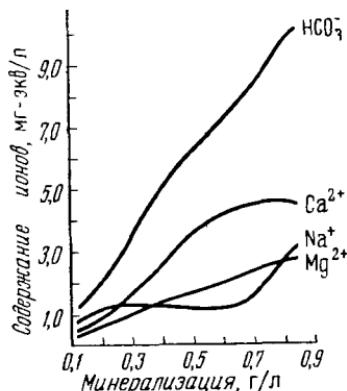


Таблица 31

**Изменение химического состава подземных вод
района д. Семилужки с глубиной**

Компоненты	Единицы измерения	Атмосферные осадки	Верховодка	Лизиметрические воды	Подземные воды	
					рыхлых отложений	коренных пород
pH	—	6,57	6,92	7,72	7,20	7,77
HCO ₃ ²⁻	мг/л	17,1	73,7	246	242	308
Cl ⁻	—	4,65	6,29	7,5	5,36	6,92
SO ₄ ²⁻	—	0,0	3,4	4,0	0,6	4,0
NO ₂ ⁻	—	—	—	—	0,0	0,0
Ca ²⁺	—	2,8	14,6	30	29,8	40,2
Na ⁺	—	2,84	4,62	5,0	13,8*	26,2*
Mg ²⁺	—	0,13	4,66	15	23,7	23,7
K ⁺	—	2,44	2,50	8,0	—	—
NH ₄ ⁺	—	—	1,46	—	0,35	0,15
SiO ₂	—	—	5,43	13,7	14,5	19,3
Сумма	—	39,9	117	330	330	428
CO ₂ (св.)	—	2,21	23,8	—	10,1	11,5
C _{орг}	—	—	10,3	—	6,46	4,43
O ₂	—	9,0	9,0	—	6,7	3,1
Fe ³⁺	—	—	0,18	0,2	0,0	0,07
Fe ²⁺	—	—	0,0	0,0	0,0	0,0
Mn	мкг/л	4,42	142	26	20,2	31,0
Zn	—	7,18	22,3	14,5	29,2	38,2
Ba	—	—	8,21	—	4,8	5,6
Ti	—	2,42	41,2	20	22,7	30,2
Cr	—	1,06	3,58	—	2,53	1,24
Cu	—	0,22	2,34	7,0	1,84	1,99
Sb	—	1,88	0,94	1,2	3,6	2,6
As	—	—	—	—	2,5	2,3
Pb	—	2,3	1,23	1,0	0,45	0,52
Ni	—	0,33	4,22	—	1,53	2,11
V	—	—	0,95	—	0,74	0,46
Co	—	—	0,52	—	0,0	0,0
Ag	—	0,24	0,26	0,2	0,13	0,12
Число анализов	—	6	10	3	28	21

* Сумма Na⁺+K⁺.

При этом наибольшие изменения состава вод наблюдаются в первые моменты соприкосновения воды с органической и минеральной частями почв, но и в подпочвенных горизонтах эти изменения продолжаются.

Важно обратить внимание на то, что состав подземных вод рыхлых отложений в течение всего года, включая зимний период, практически остается неизменным (табл. 32). Некоторое уменьшение минерализации в осенний и весенний периоды, связанное с более активным влиянием атмосферных осадков и соответствен-

Таблица 32

**Изменение химического состава грунтовых вод палеогеновых отложений
в районе г. Томска**

Компоненты	Единицы измерения	Время наблюдений				
		2/VI 1975 г.	2/IX 1975 г.	11/XI 1975 г.	30/III 1976 г.	19/V 1976 г.
pH	—	7,3	7,2	7,1	7,2	7,3
HCO ₃ ⁻	мг/л	366	366	342	366	366
SO ₄ ²⁻	—	4,0	0,5	0,5	0,5	0,8
Cl ⁻	—	2,8	5,7	8,5	8,5	2,1
Ca ²⁺	—	76	82	82	84	74
Mg ²⁺	—	17	17	17	26,8	19,5
Na ⁺	—	15	11	12	13	14
K ⁺	—	0,7	0,8	0,6	0,5	0,5
SiO ₂	—	30	21,2	19,3	24,6	23,6
Сумма	—	511	504	482	524	503
CO ₂ (св.)	—	21,0	14,0	15,6	38,7	15,8
Fe _{общ}	—	10,3	11,5	—	1,5	4,5
Zn	мкг/л	5,8	7,6	3,4	3,5	5,2
Mn	—	5,4	15,0	4,8	3,0	34,6
Ti	—	3,3	2,7	3,5	1,5	1,7
Sb	—	3,0	1,4	0,5	1,35	1,5
Cu	—	0,6	2,3	0,4	0,7	1,7
Pb	—	0,5	0,6	0,7	0,7	0,5
Ag	—	0,11	0,15	0,20	0,30	0,10

но большим водообменом, в эти периоды не приводит к существенному изменению химического типа, щелочности, содержания кремнезема и других элементов в водах. Исключение составляют только железо и марганец, поведение которых свидетельствует о значительном изменении окислительно-восстановительной обстановки в течение года, в то время как кислотно-щелочные условия изменяются мало.

Кузнецкая котловина характеризуется увалисто-холмистым рельефом и широким распространением лесостепного ландшафта. Абсолютные отметки изменяются от 450 м на юго-востоке до 250—300 м на севере в районе г. Кемерово. Поверхность равнины, покрытая черноземом, расчленена густой сетью речных долин и балок, междууречные пространства которых представляют собой неширокие платоувалы с относительными высотами до 60, реже 100 м. Количество осадков изменяется от 275 до 500 мм/год и определяет развитие соответствующих ландшафтов. В районах, где выпадает 275—300 мм осадков, преобладает открытая степь, при увеличении их количества до 350—450 мм — лесостепь, а выше 400 мм — тайга. В целом Кузнецкая котловина характеризуется преобладанием осадков над испарением, модуль подземного стока, по данным Г. М. Рогова, изменяется от 0,6 до 13,0 л/с, средние его значения для зон степи, лесостепи и лесов равны соответственно 1,2, 2,5 и 3,5 л/с·км².

Таблица 33

**Химический состав подземных вод Кузнецкой котловины
(зона активного водообмена)**

Компоненты	Единицы измерения	Зона тайги	Зона лесостепи	Зона открытой степи	Среднее	Атмосферные осадки
pH	—	7,37	7,39	7,70	7,49	6,16
HCO ₃ ⁻	мг/л	315	403	573	427	16,5
SO ₄ ²⁻	—	6,26	13,8	84,3	34,8	5,06
Cl ⁻	—	7,05	6,51	79,8	31,1	6,71
NO ₃ ⁻	—	1,46	3,01	0,8	1,76	0,33
NO ₂ ⁻	—	0,15	0,12	—	0,13	—
Na ⁺ +K ⁺	—	43,4	38,4	134	71,9	7,82
Ca ²⁺	—	48,4	75,1	69,8	64,6	3,94
Mg ²⁺	—	0,2	0,3	0,96	0,49	0,62
Сумма	—	421	562	972	657	42,5
CO ₂ (св.)	—	13,1	26,8	—	20	7,4
C _{орг}	—	3,75	6,63	—	5,19	—
O ₂	—	3,48	3,72	—	3,6	—
Fe	мкг/л	591	466	300	452	—
Sr	—	77,1	107	136	107	—
P	—	60,1	83	—	71,5	—
Zn	—	15	41,9	141	65,9	10,5
Mn	—	31,6	21,1	41,5	31,4	5,5
Ba	—	12,3	20,9	25,2	19,5	0,9
Ti	—	7,81	13,3	27	16,0	3,2
Cu	—	1,37	5,06	5,61	4,01	0,4
Cr	—	0,78	2,71	7,42	3,64	0,3
Ni	—	0,68	2,24	6,10	3,01	0,15
As	—	3,24	2,83	0,36	2,15	—
Pb	—	0,63	1,38	2,67	1,56	0,64
V	—	0,37	0,99	2,61	1,32	—
Sb	—	0,99	0,92	2,0	1,30	—
Zr	—	1,3	1,17	1,4	1,29	—
Hg	—	1,3	0,74	—	1,02	—
Be	—	0,63	0,65	0,87	0,72	—
Ga	—	0,38	1,02	0,72	0,71	—
Mo	—	0,43	0,37	0,50	0,43	—
Ag	—	0,14	0,36	0,67	0,39	0,05
Co	—	0,12	0,55	0,31	0,33	—
Sn	—	0,33	0,41	0,15	0,30	0,08
Число анализов	—	215	384	33	632	5

Химический состав подземных вод верхней зоны интенсивного водообмена Кузбасса наиболее полно был изучен Г. М. Роговым, по данным которого и составлена табл. 33. Анализ приведенных данных показывает, что воды зоны открытой трещиноватости являются пресными, гидрокарбонатными, в основном кальциевыми и кальциево-магниевыми с минерализацией 300—600 мг/л. В условиях открытой степи их минерализация несколько возрастает (до 1,0 г/л) за счет развития процессов континентального засоления,

что приводит к формированию гидрокарбонатно-хлоридных или сульфатных вод натриево-кальциевого состава. С глубиной содержание натрия в водах также возрастает, воды становятся мягкими, более щелочными, но минерализация их существенно не возрастает, одновременно несколько уменьшается концентрация кальция. По определениям Г. А. Плевако, в подземных водах этой зоны в составе растворенных газов преобладает азот (до 75%) и кислород (до 18%). Еще ниже (более 800 м) катионы натрия полностью замещают кальций, содержание сульфат-ионов уменьшается, а хлоридов — возрастает и воды становятся хлоридно-гидрокарбонатными натриевыми с минерализацией 2,5—9,0 г/л. В газовом составе таких вод преобладает метан. Воды с повышенной минерализацией встречаются в пределах зоны замедленного водообмена и нами не рассматриваются.

Анализ поведения основных катионов в подземных водах с ростом их общей минерализации (рис. 18) показывает ту же картину, которая была отмечена для вод Колывань-Томской складчатой зоны (см. рис. 17): максимальный рост содержаний кальция в водах характерен для интервала минерализации 0,2—0,6 г/л, а при больших ее значениях рост кальция прекращается и его место занимает натрий. При минерализации 0,4—0,5 г/л рост содержаний натрия резко замедлен и его опережает магний, обратная тенденция наблюдается при сумме солей более 0,7 г/л. Как и в случае Колывань-Томской складчатой зоны, подземные воды Кузбасса с минерализацией более 0,7 г/л большей частью насыщены относительно кальция, что тормозит накопление в растворе последнего и поэтому при сумме солей более 1 г/л эти воды являются содовыми.

Важная особенность подземных вод Кузбасса заключается, таким образом, в повышенной их минерализации и переходе на некоторой глубине (0,3—1,0 км) из гидрокарбонатных кальциево-натриевых в натриево-кальциевые, а затем и содовые (Гидротеология СССР, т. 17, 1971). Следовательно, содовые воды здесь формируются при определенной их минерализации, а значит и на определенной стадии взаимодействия воды с горными породами.

Канско-Тасеевская впадина сложена осадочными породами нижнего и среднего палеозоя, которые в центральной и восточной частях перекрываются континентальными с прослойями бурого угля отложениями юры. Рельеф впадины равнинный с абсолютными отметками 300—500 м. Количество выпадающих осадков составляет 500—600 мм/год, среднегодовая температура близка к 0° С. Модули подземного стока изменяются от 1,5 до 2,5 л/с·км². Ландшафт в пределах исследованной части таежный, лесостепной и переходный к степному.

Геохимия подземных вод, по нашим данным (табл. 34), определяется повышенной их минерализацией, гидрокарбонатным кальциево-магниевым, реже кальциево-натриевым составом, слабощелочным характером среды. Повышенные в отдельных случаях содержания в водах хлоридов и сульфатов объясняются не

явлениями континентального засоления, а частичным примеши-
ванием глубинных рассолов, родники которых встречаются довольно
часто в этом регионе (бассейн р. Усолки, район г. Канска и в
других местах). Наиболее высокоминерализованные воды в зоне
активного водообмена встречаются в пределах красноцветных

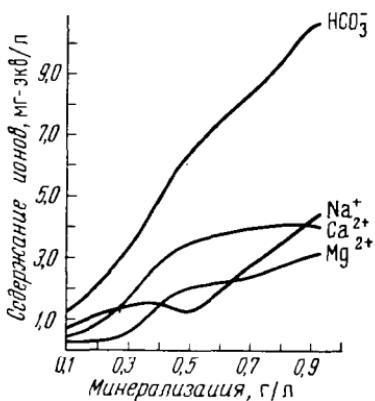


Рис. 18. Зависимость катионного состава вод Кузнецкой котловины от степени их минерализации

Рис. 19. Зависимость катионного состава вод Канско-Тасеевской впадины от степени их минерализации

отложений верхоленской свиты, наименее минерализованные — в пределах рыхлых четвертичных отложений, мощность которых достигает нескольких десятков метров. Относительно повышенные содержания большинства микрокомпонентов (медь, кобальт, никель, олово, ванадий, хром, титан и молибден) связаны с водами песчано-глинистых отложений верхнего палеозоя.

Характер изменения катионного состава вод при увеличении их общей минерализации показан на рис. 19. Нетрудно видеть, что принципиальная картина поведения химических элементов, отмеченная для вод Кузбасса и Колывань-Томской складчатой зоны, сохраняется и в данном случае. Отличия заключаются лишь в том, что в Канско-Тасеевской впадине воды несколько менее минерализованы и имеют относительно натрия более высокие концентрации магния. Содовые воды в этих условиях не формируются.

Барабинская равнина представляет собой часть обширной Западно-Сибирской провинции содового соленакопления и соответственно развития содовых вод, формирование которых вызывает споры среди исследователей (Посохов, 1969). Поэтому мы включили этот регион в объект своих исследований, чтобы показать место сodoобразования в единой системе формирования различных геохимических типов подземных вод. Выбору этого района исследований в значительной мере способствовало наличие прекрасной работы Н. И. Базилевич (1965) по геохимии содового засоления, которое она рассматривает на примере Барабинской

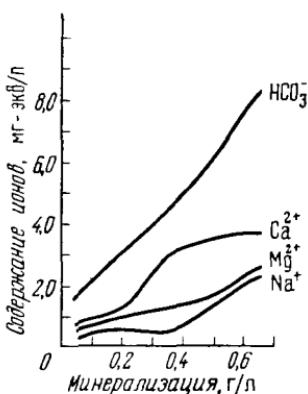


Таблица 34

Химический состав подземных вод Канско-Тасеевской впадины

Компоненты	Единица измерения	Водовмещающие породы						Среднее
		Рыхлые отложения (Q)	Глинистые угленосные (J)	Глинистые (C-P)	Песчаники (O-S)	Глинистые сланцы (C-2-3)	Известники (E-1)	
pH	—	7.10	7.2	7.1	7.26	7.3	7.55	7.25
HCO ₃ ⁻	мг/л	253	365	379	297	416	323	339
SO ₄ ²⁻	*	13,3	3,66	12,3	14,3	33	39,5	19,3
Cl ⁻	*	7.47	11,6	16,1	18,1	21,1	14,2	14,7
Br ⁻	*	—	0,49	0,33	0,78	0,68	—	0,57
NO ₂ ⁻	*	0,04	—	0,15	—	0,12	—	0,08
I ⁻	*	—	—	0,041	—	0,021	—	0,031
Ca ²⁺	*	62,7	77,3	66,3	61,2	53,6	45	61
Na ⁺	*	18,4	20,2	30,6	27,6	76,8	34,6	34,7
Mg ²⁺	*	9,16	26,1	22,4	23,7	40,2	33	25,8
K ⁺	*	2,03	3,98	3,51	1,31	6,88	2,31	3,37
NH ₄ ⁺	*	0,67	0,20	1,87	0,62	0,21	—	0,71
Fe ²⁺	*	0,12	0,16	0,59	0,32	0,12	—	0,26
Fe ³⁺	*	0,18	0,31	0,44	0,12	0,21	—	0,25
SiO ₂	*	24,8	23,0	30,1	28,4	17,5	11,7	22,6
Сумма	*	387	528	559	470	663	498	518
CO ₂ (св.)	*	13,1	55	27,3	16,5	26,4	11	24,9
O ₂	*	4,71	4,85	1,22	4,12	2,25	2,75	3,32
Sr	мкг/л	—	856	523	731	822	151	617
Mn	*	16,5	26,1	43,1	82,6	65	52,5	57,2
Zn	*	27,3	48	13,1	42,5	13,8	65	35,4
Ba	*	3,52	11,4	10,1	3,96	7,78	3,55	6,72
Ti	*	3,23	3,85	10,2	2,37	1,48	2,49	3,94
Cu	*	1,97	1,8	3,75	1,33	1,75	3,32	2,3
Cr	*	0,5	2,5	3,95	1,05	0,49	3,2	1,95
V	*	0,45	2,95	3,58	0,5	0,58	1,32	1,57
Pb	*	1,02	1,0	1,25	0,37	2,10	3,41	1,53
As	*	—	1,31	1,19	1,75	—	—	1,42
Ni	*	0,85	1,05	3,45	0,69	0,9	1,33	1,38
Mo	*	—	0,4	0,8	—	0,6	—	0,6
Sn	*	0,34	0,38	1,25	0,37	0,18	—	0,5
Co	*	—	0,23	0,89	0,2	—	0,25	0,39
Hg	*	—	0,4	0,2	—	—	—	0,3
Ag	*	0,46	0,06	0,23	0,05	0,13	0,21	0,19
Число анализов	—	9	18	10	21	8	12	78

низменности. Все необходимые детали характеристики природных условий этого интересного региона можно найти в указанной выше работе. К сожалению, в ней отсутствуют сведения по величине pH вод, что затрудняет дальнейшую интерпретацию материалов с развиваемых нами позиций. Поэтому при характеристике подземных вод Центральной Барабы мы воспользовались данными преимущественно Новосибирского геологического уп-

равления, привлекая по мере необходимости и опубликованные материалы.

Барабинская низменность представляет своеобразную лесо-лугостепь, в которой с лесными растительными сообществами сочетаются лугово-степные, луговые и болотные. Однако содопроявления более всего выражены в пределах недренированных территорий лесостепной зоны. Как к северу (зона лиственных лесов), так и к югу (зона колочных степей), по заключению Н. И. Базилевич, роль соды в почвах, поверхностных и подземных водах явно ослабевает. На севере на первый план выступают гидрокарбонаты щелочных земель, на юге — сульфатные и хлоридные соли, хотя и там и здесь сода все еще остается весьма активным компонентом солевых растворов. В этой связи мы будем рассматривать подземные воды преимущественно лесостепной зоны.

Умеренно теплая лесостепная зона характеризуется неустойчивым увлажнением, где возможное испарение в 1,3—1,5 раза превышает осадки. Среднегодовое количество осадков 300—400 мм, по отдельным годам наблюдаются их резкие колебания. Самым засушливым периодом является весна. В течение теплого периода выпадает 60—65% осадков. Фактическое испарение с суши составляет 280—340 мм, модуль подземного стока 0,2—0,3 л/с·км² (Подземный сток..., 1966). Преобладают лугово-черноземные почвы, менее распространены черноземы выщелоченные, луговые содовые солонцы и солончаки, а также торфяно-болотные почвы. Среднегодовая температура близка к 1°C.

Геохимия подземных вод Барабы определяется прежде всего большим разнообразием их химического состава, связанного с влиянием процессов континентального засоления различной интенсивности в зависимости от конкретных геоморфологических, ландшафтных и гидрогеологических условий; каждый химический тип воды характеризуется определенными величинами общей минерализации.

Наименьшие пределы минерализации свойственны гидрокарбонатным водам, отражающим начальные фазы их метаморфизации, наибольшие — бессолевым хлоридным и хлоридно-сульфатным, сформировавшимся в результате процессов наиболее глубокой метаморфизации. Диапазон минерализации содовых вод довольно широк и является максимальным в самых верхних водоносных горизонтах, приуроченных к молодым геологическим образованиям. Из этого факта Н. И. Базилевич совершенно справедливо делает вывод об активном сodoобразовании в современное время, а также в течение всей четвертичной эпохи. Начало же сodoобразования ею прослеживается начиная со второй половины третичного времени.

Наибольшая устойчивость содовых растворов отмечается в водах при минерализации 1—4 г/л, которые пользуются наиболее широким распространением в исследуемом регионе. Следует отметить, что все эти воды сформированы в результате проявле-

ния процессов континентального засоления и поэтому содержат повышенные концентрации хлоридов и сульфатов.

В табл. 35 приведен средний состав только тех подземных вод, в которых в той или иной мере проявились сodoобразовательные процессы. Обращает внимание высокая минерализация верховодки (иногда более 10 г/л), особенно развитой на низменных недренированных равнинах. Небольшая глубина ее залегания (0,5—5,0, реже до 10 м) обусловливает свободный водообмен с атмосферой, аэрацию, испарение, взаимодействие с почвами и растениями. Состав этих вод особенно быстро реагирует на все изменения, происходящие на поверхности земли, и отражает направленность современных процессов преобразования вмещающих пород.

Таблица 35

**Химический состав соловых подземных вод
Барабинской низменности, мг/л**

Компоненты	Песчано-глинистые рыхлые образования			Верховодка (по Базилевич, 1965)	Среднее
	палеогена	неогена	четвертичного возраста		
pH	7,74	7,70	7,76	—	7,73
Cl ⁻	1228	1012	487	564	823
SO ₄ ²⁻	389	642	537	589	539
HCO ₃ ⁻ +CO ₃ ²⁻	473	570	595	937	644
NO ₃ ⁻	3,73	3,42	9,41	—	5,52
NO ₂ ⁻	0,11	0,03	0,08	—	0,07
Na ⁺ +K ⁺	766	697	352	664	620
Mg ²⁺	124	171	164	124	146
Ca ²⁺	150	141	128	88,9	127
Al ³⁺	2,75	—	4,03	—	3,39
NH ₄ ⁺	3,05	1,30	1,47	—	1,94
Fe ³⁺	1,04	0,48	2,12	—	1,21
Fe ²⁺	0,45	0,21	0,61	—	0,42
SiO ₂	29,7	32,4	26,8	30,5	30,0
Сумма	3171	3271	2307	2967	2941
CO ₂	14,5	—	18,7	—	16,6
C _{орг}	7,90	14,7	17,2	—	13,3
O ₂	5,42	5,73	3,42	—	4,85
Число анализов	103	71	48	60	282

Характер изменения соотношения катионов и анионов в подземных водах по мере увеличения степени их метаморфизаций изображен на рис. 20, анализ которого показывает, что среди катионов в водах с минерализацией более 80 мг-экв/л повсеместно преобладает натрий; только в верховодке накопление натрия по сравнению с магнием несколько задерживается и он начинает доминировать в водах с минерализацией более 1,5 г/л.

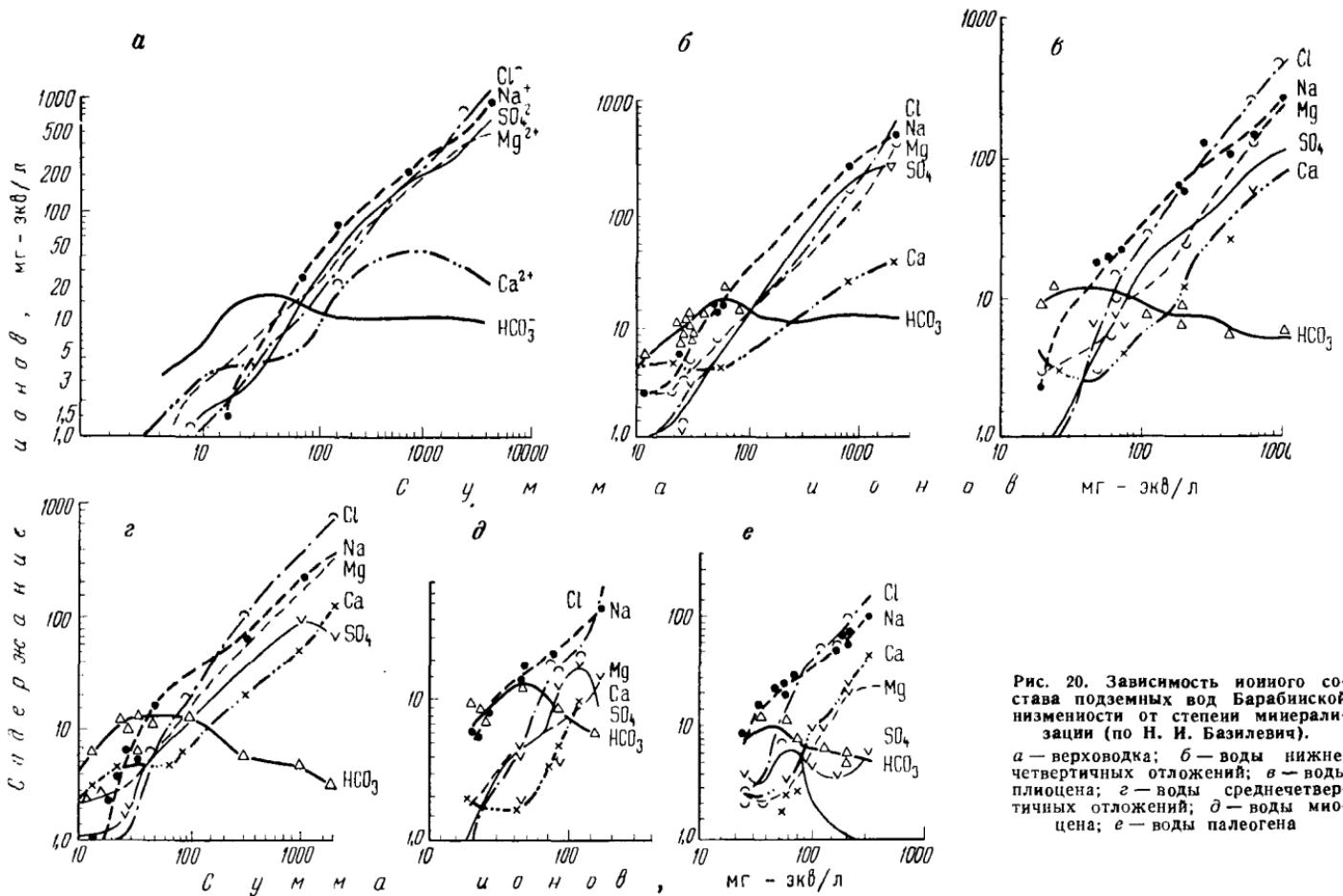


Рис. 20. Зависимость ионного состава подземных вод Барабинской низменности от степени минерализации (по Н. И. Базилевич).

a — верховодка; *б* — воды нижнечетвертичных отложений; *в* — воды плиоцена; *г* — воды среднечетвертичных отложений; *д* — воды миоцена; *е* — воды палеогена

На втором месте после натрия следует магний, концентрации которого в водах с минерализацией более 0,7 г/л резко превышают содержания кальция. Исключение составляют только воды глубокозалегающих палеогеновых отложений, в которых при минерализации более 6 г/л кальций снова преобладает над магнием.

Среди анионов в маломинерализованных водах (до 1,5 г/л) преобладает гидрокарбонат-ион, а в более соленых — хлор-ион или реже сульфат-ион. Концентрации гидрокарбонат-иона, начиная с минерализации, равной примерно 1 г/л, постепенно уменьшаются, что приводит к формированию вместо гидрокарбонатного типа вод их хлоридно-сульфатной или сульфатно-хлоридной разности. Поэтому содовые воды в чистом виде встречаются только при минерализации 0,8—1,5, реже до 2,2 г/л. При более высокой их солености на первое место выдвигаются хлоридные или сульфатные соли, которые постепенно вытесняют соду из раствора.

Уменьшение количества соды в растворе по мере увеличения степени континентального их засоления связано с прогрессирующим осаждением из вод карбонатов, которые при своем образовании связывают угольную кислоту. В этом отношении любопытно сопоставить поведение в растворе кальция и гидрокарбонат-ионов, которое хорошо вырисовывается на рис. 20. Нетрудно заметить, что поведение этих двух ионов является противоположным: при концентрировании в растворе гидрокарбонат-иона содержания кальция в нем уменьшаются, и наоборот. Эта закономерность прослеживается во всех без исключения водах и свидетельствует о насыщенности их карбонатом кальция. Это же подтверждают и результаты специальных расчетов (табл. 36).

Таким образом, выявляется следующая последовательность преобразования состава подземных вод по мере увеличения их общей минерализации: пресные гидрокарбонатные кальциевые воды при минерализации 0,8—1,5 г/л переходят в гидрокарбонатные натриевые (содовые), насыщенные относительно кальцита. Последние, в свою очередь, при еще большем увеличении минерализации метаморфизуются в хлоридно-сульфатные натриевомагниевые, интенсивность сodoобразования в которых постепенно затухает. Эта общая схема в конкретных условиях может иметь те или иные отклонения, но при незначительном преобладании испарения над осадками в наиболее общих чертах всегда выдерживается. Следовательно, содовые воды занимают как бы промежуточное положение между водами выщелачивания и типичного континентального засоления.

Крайне важно обратить внимание исследователей на то, что содовые воды весьма активно образуются, начиная с первых моментов соприкосновения их с почвенными горизонтами. Подтверждением этому является состав лизиметрических вод, которые в Центральной Барабе были изучены В. М. Курачевым (1971₂). Чрезвычайно ценно, что этот исследователь изучил на одной и той же площади не только лизиметрические, но и грунтовые воды

Таблица 36

**Основные формы миграции кальция и магния и насыщенность вод Центральной Барабы
по отношению к гипсу и кальциту (Шварцев, 1975₂)**

Местоположение скважин (глубина, м)	рН	Состав вод, ммоль/л						Сумма, г/л	Коэффициенты активности				
		Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻ + CO ₃ ²⁻	Na ⁺ +K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺		Ca ²⁺	Mg ²⁺	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	
ст. Убинская (0,3)	8,2	0,2	0,1	3,7	2,3	0,4	0,5	0,33	0,007	0,72	0,80	0,95	0,7
с. Светлая Грива (14)	8	0,1	1,6	10,5	6,1	1,6	1,8	1,04	0,028	0,58	0,64	0,88	0,55
г. Барабинск (28)	8,1	28,3	0,2	6,3	27,9	2,3	2,8	2,20	0,043	0,5	0,56	0,84	0,46
с. Хапово (3,0)	7,4	5,6	8,2	17	21,2	3,6	5,3	2,78	0,056	0,45	0,5	0,82	0,4
с. Рассказово (40)	7,4	43,1	1,2	6,9	38,4	3,2	3,8	3,17	0,056	0,45	0,5	0,82	0,4
с. Ярки (2,2)	7,6	30,7	14,5	21,3	51,5	1,6	12,1	5,33	0,163	0,37	0,41	0,77	0,27
с. Щелчиха (2,1)	7,9	123	22	5,3	89,2	13,1	28,5	10,06	0,231	0,35	0,38	0,73	0,22
с. Ермолаевка (30)	7,8	131	38	6,6	133	13,1	27,5	12,94	0,292	0,33	0,36	0,71	0,21
с. Чулым (43)	6,9	170	24	12,4	128	16	40,1	13,65	0,320	0,32	0,34	0,7	0,2
с. Теренино (1,8)	7,1	232	12,5	4,1	103	28,3	50,8	14,4	0,352	0,32	0,34	0,7	0,2

Местоположение скважин (глубина, м)	рН	Формы миграции, %						Произведение активностей			
		кальция			магния			[Ca ²⁺] [HCO ₃ ⁻]		[Ca ²⁺] [SO ₄ ²⁻]	
		Ca ²⁺	CaHCO ₃ ⁺	CaSO ₄	Mg ²⁺	MgHCO ₃ ⁺	MgSO ₄	фактическое	теоретиче- ское	фактическое	теоретиче- ское
с. Убинская (0,3)	8,2	93,3	4,8	1,9	95	4,0	1,0	9,5·10 ⁻⁷	6,3·10 ⁻⁷	1,6·10 ⁻⁸	2,1·10 ⁻⁵
с. Светлая Грива (14)	8	83,2	8,4	8,4	81,4	8,1	10,5	6,9·10 ⁻⁶	1,0·10 ⁻⁶	5,4·10 ⁻⁷	2,1·10 ⁻⁵
г. Барабинск (28)	8,1	93,0	5,0	2,0	94,0	5	1,0	5,6·10 ⁻⁶	7,9·10 ⁻⁷	6,4·10 ⁻⁷	2,1·10 ⁻⁵
с. Ханово (3,0)	7,4	70,9	9,1	20	66,7	8	25,3	1,5·10 ⁻⁵	4,0·10 ⁻⁶	2,7·10 ⁻⁶	2,1·10 ⁻⁵
с. Рассказово (40)	7,4	90,8	5,6	3,6	91	4,5	4,5	7,0·10 ⁻⁵	4,0·10 ⁻⁶	8,8·10 ⁻⁷	2,1·10 ⁻⁵
с. Ярки (2,2)	7,6	65,0	9,7	21,3	66,6	8,7	24,7	5,7·10 ⁻⁶	2,5·10 ⁻⁶	1,1·10 ⁻⁶	2,1·10 ⁻⁵
с. Щелчиха (2,1)	7,9	72,4	2,2	25,4	69,0	2,1	28,9	1,0·10 ⁻⁵	1,3·10 ⁻⁶	7,3·10 ⁻⁶	2,1·10 ⁻⁵
с. Ермолаевка (30)	7,8	41,1	4,8	54,1	58,7	2,3	39,0	6,8·10 ⁻⁶	1,6·10 ⁻⁶	7,7·10 ⁻⁶	2,1·10 ⁻⁵
с. Чулым (43)	6,9	72,5	5,1	22,4	69,9	4,2	25,9	2,5·10 ⁻⁵	1,2·10 ⁻⁵	7,4·10 ⁻⁶	2,1·10 ⁻⁵
с. Теренино (1,8)	7,1	85,7	1,7	13,6	83,3	1,7	15,9	1,5·10 ⁻⁵	7,9·10 ⁻⁶	1,6·10 ⁻⁶	2,1·10 ⁻⁵

П р и м е ч а н и е. Коэффициенты активности простых ионов рассчитывались по методике Дебая - Хюккеля, заряженных ионных пар — по аналогии с ионом HCO₃⁻, ионных пар с нулевым зарядом — принимались равными единице. Хлоридные комплексы кальция и магния, а также гидрокарбонатные натрия и калия существенной роли не играют.

Таблица 37

Химический состав лизиметрических вод Центральной Барабы, мг/л

Тип почв	Глубина, см	pH	HCO_3^-	Cl^-	SO_4^{2-}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$\text{Na}^+ + \text{K}^+$	Водораст- воренный гумус	Сумма солей
Среднестолб- чатый лугово- степной солонец	12	6,4	34,1	2,84	31,1	7,20	7,67	6,68	67,2	90,0
	25	7,9	333	49,7	40,7	30,4	14,4	115	48,0	682
	43	8,0	390	35,5	—	—	—	—	—	—
	100	7,9	210	11,4	35,4	13,6	13,4	62,2	48,0	345
Корковый луговой солонец	3	8,4	707	17,0	10,0	12,8	9,11	250	18,0	986
	15	8,5	978	29,9	25,8	14,4	9,60	366	60,0	1423
	25	8,5	808	42,6	35,4	12,8	19,2	298	36,0	1204
	70	8,3	424	15,7	19,1	24,8	30,7	92,0	28,2	508
Высокостолб- чатый лугово- болотный солонец	11	8,3	809	46,8	175	6,40	9,60	395	93,2	1441
	25	8,4	993	50,5	254	8,80	9,11	504	137	1822
	40	8,5	1100	33,7	344	10,4	16,4	595	57,6	2156
	75	8,8	1300	340	200	14,4	69,6	676	40,8	2648
Среднее*	—	8,12	673	60,5	106	14,1	19,0	306	57,6	1210

* Подсчитано нами.

(Курачев, 1971), что дает возможность проследить изменение состава вод при незначительном их перемещении.

Лизиметрические и грунтовые воды были изучены в районе станции Караги Новосибирской области, в пределах развития колочной степени Причиновской пониженной равнины, относящейся к провинции содового засоления. Рельеф исследованного района представляет собой сочетание грив и плоских межгривных понижений. Почвообразующие породы сложены озерно-аллювиальными опесчаненными суглинками, которые на глубине 1—1,5 м сменяются песками и супесями, содержащими грунтовые воды. Почвы представлены обыкновенными черноземами на гривах, полугидроморфными и гидроморфными засолениями в понижениях, которые частично подвергнуты осолонцеванию и осолодению. Глубина залегания грунтовых вод 1—4 м.

Почвенные воды, изученные с помощью лизиметров системы Е. И. Шиловой, являются пресными и солоноватыми с минерализацией до 2,7 г/л (табл. 37). Все воды содовые, содержание соды увеличивается параллельно увеличению степени гидроморфности почв и усилию их осолодения в ряду от среднестолбчатых лугово-степных солонцов — корковых луговых солонцов до высокостолбчатых осолоделых лугово-болотных солонцов. Обращают на себя внимание высокие значения pH и низкие содержа-

ния кальция. По нашему мнению, это наиболее типичные представители содовых вод, в которых континентальное засоление проявилось в относительно небольшой степени.

Грунтовые воды являются более минерализованными (до 13,5 г/л), по составу содовыми со значительным количеством сульфатов и менее значительным — хлоридов. Характер изменения состава вод при увеличении их минерализации показан в табл. 38, которая составлена нами по материалам В. М. Кура-

Таблица 38

Химический состав грунтовых вод Приchanовской равнины
(Центральная Бараба), мг/л

Компоненты	Пределы минерализации вод, г/л			
	<2,0	2,0—5,0	5,0—10,0	>10,0
HCO ₃ ⁻	695	1550	2122	4 480
CO ₃ ²⁻	0	29,4	135	156
SO ₄ ²⁻	122	456	1400	4 360
Cl ⁻	45,2	146	251	355
Na ⁺ +K ⁺	195	637	1470	3 680
Mg ²⁺	39,8	102	87,1	111
Ca ²⁺	47,6	50,4	34,4	26,6
SiO ₂	37,5	99,3	152	11,4
Fe	2,79	7,65	15,9	21,1
Al	3,30	5,25	11	<1,0
Ti	0,85	1,66	5,18	5,37
Mn	0,43	1,49	2,46	1,87
Растворенный гумус	13,5	31,1	37,2	75,5
Сумма	1202	3131	5853	13 284
Cl/SO ₄	0,37	0,32	0,18	0,08
Na*/Ca	4,10	12,6	42,7	138
Na*/Mg	4,90	6,26	16,9	33,1
Cl/Na*	0,23	0,23	0,17	0,10
Cl/Ca	0,95	2,89	7,30	13,4
Cl/Mg	1,13	1,43	2,89	3,20
Cl/SiO ₂	1,20	1,47	1,65	31,2
Число анализов	9	20	3	3

* Сумма Na⁺+K⁺.

чева. В этой таблице поражают исключительно высокие содержания соды, достигающие 5 г/л и более. Даже при минерализации вод более 5 г/л они являются по составу гидрокарбонатно-сульфатными натриевыми, т. е. чисто содовыми. Этот факт убеждает в том, что в отдельных случаях минерализация содовых вод может достигать 5 г/л и более. Такие воды, судя по высокому содержанию гидрокарбонат-иона, безусловно, являются сильно-

щелочными, содержат низкие концентрации кальция и благоприятны для концентрирования соды.

Важно отметить, что в рассматриваемых водах с ростом их общей минерализации резко возрастают значения Na/Ca , Na/Mg , Cl/Ca , Cl/SiO_2 и Cl/Mg (см. табл. 38), что однозначно свидетельствует о выпадении из раствора по мере его концентрирования карбонатов и глинистых минералов. Эти процессы активно протекают уже в нижних частях почвенных горизонтов, которые поэтому активно вскипают, начиная с нижней границы гумусового слоя (Базилевич, 1965). Именно выпадение карбонатов приводит к относительному обогащению вод натрием. Кроме того, натрий естественно переходит в раствор и в результате выветривания первичных алюмосиликатов, что подтверждается уменьшением величины Cl/Na . Следовательно, сodoобразование является следствием двух различных процессов: 1) выветривания первичных алюмосиликатов и 2) связывания кальция и магния соответственно вторичными карбонатами и глинами.

Нельзя не обратить внимание и на тот факт, что с ростом минерализации рассматриваемых вод в них происходит уменьшение величины Cl/SO_4 . Это на первый взгляд противоречивое обстоятельство объясняется осаждением в зоне аэрации в интервале наиболее интенсивного испарения гипса, который, по данным Н. И. Базилевич, образует горизонт выше карбонатного или на том же уровне. Просачивающиеся атмосферные осадки, растворяя гипс, уменьшают в водах величину Cl/SO_4 тем более интенсивно, чем больше растворено гипса. В более глубоких горизонтах величина Cl/SO_4 выравнивается (см. рис. 20). Следовательно, несмотря на недонасыщенность подземных вод по отношению к гипсу (см. табл. 36), осаждение последнего происходит в зоне аэрации из поровых вод при их интенсивном испарении, что оказывает существенное влияние на состав формирующихся вод.

Содовые воды богаты рядом элементов-гидролизатов (см. табл. 35), в частности алюминием, железом, титаном и марганцем. Высокие содержания последних в щелочных водах, видимо, возможны благодаря образованию ими разнообразных комплексных соединений, включая и органо-минеральные, чему способствуют высокие содержания в водах растворенных органических веществ гумусового ряда. Поражают и крайне высокие содержания кремнекислоты, достигающие 300 мг/л при пересчете на SiO_2 , также обусловленные высокой щелочностью содовых вод.

Болотные воды центральных районов Западной Сибири. Этот обширный регион, отличающийся избыточным увлажнением (превышение осадков над испарением достигает 350 мм/год), равнинным рельефом и наличием слабопроникаемых горных пород, по масштабам заболоченности представляет собой природный феномен. Геохимия болотных вод этого региона изучалась коллективом Проблемной гидрогеохимической лаборатории ТПИ (Основные гидрогеологические..., 1971), а в восточной части Западной Сибири — Н. Г. Шубениным (Шварцев,

Шубенин, 1973). Полученные материалы обобщены нами в табл. 39. В этой же таблице для сравнения приведен состав атмосферных осадков и подземных вод подстилающих пород.

Таблица 39

**Химический состав подземных вод заболоченных территорий
Западной Сибири**

Компоненты	Еди- ницы изме- рения	Болота центральной части			Низин- ные болота западной части	Среднее для болотных вод	Воды подсти- лающих пород	Атмос- ферные осадки (снег)
		верх- овые	пере- ходные	низин- ные				
pH	—	4,20	5,0	6,7	—	5,3	6,7	5,47
HCO ₃ ⁻	мг/л	1,71	4,9	189	—	65,3	323	7,0
Cl ⁻	—	10,6	14,5	9,5	—	11,5	91,1	3,23
SO ₄ ²⁻	—	0,0	0,0	0,0	—	0,0	5,33	0,9
Ca ²⁺	—	4,53	4,55	30,5	—	13,2	55,3	1,57
Mg ²⁺	—	1,00	4,1	12,8	—	5,97	48,8	0,12
Na ⁺ +K ⁺	—	0,69	0,1	16,3	—	5,67	31,1	4,72
NH ₄ ⁺	—	2,81	1,5	0,72	—	1,68	0,43	0,4
Сумма	—	21,3	29,5	259	—	103	555	17,9
CO ₂	—	27,1	25,0	16,2	—	22,8	33,5	9,13
Fe	—	0,10	0,4	1,23	—	0,58	0,88	—
Mn	мкг/л	41,9	136	52,5	28,4	64,7	36,2	16,6
Ba	—	11,5	25,7	9,23	—	15,5	15	2,32
Zn	—	5,73	6,89	9,86	7,0	7,37	30,7	3,07
Zr	—	—	—	—	3,0	3,0	—	—
Ti	—	2,65	2,45	1,10	—	2,07	2,65	2,70
Cu	—	0,55	0,68	1,20	1,20	0,91	0,77	1,87
Pb	—	0,60	0,35	0,89	1,30	0,78	0,50	2,16
Ni	—	0,66	0,74	0,72	0,60	0,68	1,35	1,62
V	—	0,10	0,12	0,19	0,40	0,20	0,70	0,99
Ag	—	—	—	—	0,20	0,20	—	—
Cr	—	—	—	—	0,20	0,20	—	—
Sn	—	—	—	—	0,10	0,10	—	—
Co	—	—	—	—	0,05	0,05	—	—
Be	—	—	—	—	0,01	0,01	—	—
Число анализов	—	24	5	41	250	320	11	12

Анализ данных табл. 39 прежде всего свидетельствует о резкой смене кислых вод водораздельных пространств слабокислыми в долинах. В этом же направлении растет и их общая минерализация, а также содержание большинства микрокомпонентов. Все это свидетельствует о значительном влиянии на состав болотных вод пойменных и террасовых торфяных месторождений и грунтовых вод подстилающих пород, которые отличаются повышенной минерализацией, слабокислой или нейтральной средой, гидрокарбонатным магниево-кальциевым или кальциево-магниевым составом, повышенным содержанием практически всех микрокомпонентов. В то же время состав болотных вод водораздельных

пространств отличается от состава атмосферных осадков, что свидетельствует о наличии в пределах болот сложных биолого-химических процессов, связанных прежде всего с преобразованием органического вещества. Это подтверждается широким распространением в газовом составе болотных вод метана, наличием большого количества гуматов и фульватов, большим разнообразием видов микроорганизмов. В этих условиях развиваются аммонифицирующие бактерии, бактерии, усваивающие азот, разрушающие клетчатку, грибы и т. д.

Из приведенной краткой характеристики химического состава болотных вод отчетливо видно их отличие от других типов подземных и поверхностных вод. Это отличие заключается в обеднении торфяных вод (по сравнению с грунтовыми) минеральными солями, обогащением их метаном и органическими кислотами. Микрофлора в торфяных водах активно развивается до первых десятков сантиметров. На больших глубинах торфяные воды особенно верховых болот почти стерильны. Для торфяных месторождений характерна восстановительная обстановка. Состав свободных и растворенных газов азотно-метановый и метановый. Обогащение торфяных вод органическими кислотами при малой их минерализации приводит к появлению особого типа кислых (pH 3,5—4,0) органо-минеральных вод, в которых содержания катионов преобладают над эквивалентным количеством анионов минерального генезиса.

§ 2. ДРУГИЕ ДАННЫЕ ПО ХИМИЧЕСКОМУ СОСТАВУ ПОДЗЕМНЫХ ВОД РАЙОНОВ УМЕРЕННОГО КЛИМАТА

По ряду регионов земного шара, характеризующихся умеренным климатом, опубликованы достаточно полные анализы подземных вод. Рассмотрим некоторые из них.

Финляндия. Геохимия подземных вод районов финской Лапландии изучена П. Лахермо (Lahtero, 1970). Воды залегают преимущественно в ледниковых отложениях бассейна р. Кеми. Абсолютные отметки поверхности рельефа, как правило, менее 1000 м, но отдельные вершины гор достигают 1300 м, относительные превышения составляют 300—600 м. Район залесен, местами заболочен, озера покрывают более 5% территории. Климат исследованного района гумидный с холодной зимой, средняя температура года колеблется от 0 до -1°C , количество осадков 350—500 мм, из которых 66% выпадает в мае—сентябре, испарение 150—200 мм, подземный сток до 5 л/с·км².

Подстилающие коренные породы представлены докембрийскими сланцами, гранитами, гранодиоритами, диоритами, габбро, мигматитами, гнейсами, кварцитами, амфиболитами и др. Мощность перекрывающих моренных образований составляет 3—5 м, флювиогляциальных — 10—20 м.

Формирующиеся в этих условиях воды являются слабокислыми ультрапресными с минерализацией, как правило, менее

100 мг/л (табл. 40), по составу — гидрокарбонатными кальциевыми, а на заболоченных участках магниево-кальциевыми. Обращает внимание высокое значение Na/K, что объясняется большим влиянием на состав вод атмосферных осадков и почвенных горизонтов. Величина Ca/Mg в водах гранитов равна 3—4, т. е. совпадает со значениями этого отношения в породах. В водах же черных и зеленокаменных сланцев оно выше, чем в породах, что П. Лахермо совершенно справедливо объясняет частичным связыванием магния продуктами выветривания.

Таблица 40
Средний химический состав вод финской Лапландии, мг/л

Компоненты	Воды рыхлых отложе- ний	Воды коренных пород	Воды заболо- ченных участков	Поверх- ностные воды	Среднее *	Атмос- ферные осадки
pH	6,67	6,76	5,94	6,8	6,42	—
HCO ₃ ⁻	34	56	28	36	39,2	—
SO ₄ ²⁻	5,4	10	9,2	4,9	8,2	2,1
Cl ⁻	2,6	5,5	3	2,3	3,7	0,8
NO ₃ ⁻	0,59	2,01	0,19	0,24	0,93	0,06
NO ₂ ⁻	—	—	—	—	0,01	—
F ⁻	0,10	0,19	0,04	0,13	0,11	—
PO ₄ ³⁻	—	—	—	—	0,05	—
Ca ²⁺	7,8	16,9	5,3	8,6	10,0	0,45
Mg ²⁺	2,3	4,7	4,7	2,7	3,9	0,12
Na ⁺	1,6	3,3	1,5	1,4	2,13	0,4
K ⁺	0,63	1,53	0,97	0,6	1,04	0,3
NH ₄ ⁺	—	—	—	—	0,06	—
SiO ₂	11,7	14,2	9,2	11,1	11,7	0,5
Сумма	66,7	114	52,1	67,9	81,1	—
CO ₂ (св.)	9,0	19,0	—	7,0	14,0	—
O ₂	11,2	9,8	—	13,2	10,5	—
Окисляемость	4	5,4	14,4	17,0	7,93	—
Fe	<0,005	0,058	0,14	0,166	0,07	—
Mn	<0,005	<0,005	0,012	<0,05	0,007	—
Число анализов	572	101	31	352	704	—

* Рассчитано нами без учета поверхностных вод.

Поведение железа и марганца зависит от окислительно-восстановительных условий, их максимальные концентрации в водах обнаруживаются на участках развития торфа и заболоченности. Источниками этих элементов в основном является иллювиальный горизонт почв, где они образуют комплексные соединения с органическим веществом и становятся подвижными. Этим объясняется и наблюдаемая положительная корреляционная связь содержаний железа с растворенным органическим веществом.

Следует отметить высокие концентрации кремнезема в водах, который среди анионов и катионов занимает второе место после гидрокарбонат-иона, т. е. воды фактически являются гидрокарбонатно-кремнистыми кальциевыми. Чаще всего содержания SiO_2 колеблются в пределах 10—12 мг/л и не зависят от типа вмещающих пород. Источником кремнезема в отличие от многих анионов являются не атмосферные осадки, а вмещающие породы.

Проведенные П. Лахермо режимные наблюдения показали, что состав вод четвертичных отложений и коренных пород практически не зависит от времени года. Изменению подвержены содержания только органических веществ (по окисляемости) и железа. Концентрации первых в течение зимнего периода постепенно уменьшаются, а второго ведут себя более сложно и зависят от уровня грунтовых вод и интенсивности промывания участка наблюдений.

Швеция. О. Ландстрём и К. Г. Веннер (*Landström and Wengen, 1965*) проанализировали нейтронно-активационным методом подземные и поверхностные воды из трех районов Швеции: 1) район г. Скеллефтео; 2) бассейн р. Умео и 3) район г. Соллефтео. Воды залегают преимущественно в рыхлых ледниковых образованиях, являются пресными гидрокарбонатными кальциево-магниевыми. Подземные воды подстилающих коренных пород хотя несколько и более минерализованы, но все же остаются ультрапресными с минерализацией только чуть более 0,1 г/л. В этих водах определен большой комплекс разнообразных микропротонентов (табл. 41), содержания большинства из которых в водах коренных пород являются более высокими, чем в водах рыхлых отложений. Для некоторых элементов (натрий, цинк, медь, марганец, мышьяк, уран и др.) наблюдаются резкие различия в их содержании в водах рыхлых образований и коренных пород, что может быть объяснено случайными причинами, вызванными небольшим числом проанализированных проб.

Северо-восточная часть США. Включает Центральные и Великие равнины, а также Аппалачи, характеризуется континентальным и умеренно континентальным климатом с большим количеством осадков (500—1500 мм/год) и относительно высокой среднегодовой температурой (8—12°С). Подземный сток, по данным М. И. Львовича, составляет 2—5 л/с·км². Преобладание ландшафтов зоны смешанных лесов в Аппалачах сменяется зоной лесостепей (прерий) в пределах равнин. Однако при выборе из опубликованных работ (*Scott, Barker, 1962; Skoustad, Hogg, 1963; White e. a., 1963*) соответствующих анализов подземных вод мы по возможности отдавали предпочтение данным, которые относятся к лесной зоне. Поэтому приводимые ниже цифры (табл. 42) характеризуют ландшафты зоны смешанных лесов северо-востока США.

Какие-либо принципиальные различия в составе вод разных водовмещающих пород отсутствуют. Наибольшая минерализация характерна для вод известняков, наименьшая — для вод гнейсов и

Таблица 41

Химический состав подземных вод Швеции

Компоненты	Единицы измерения	Воды рыхлых отложений	Воды коренных пород	Поверхностные воды	Среднее*
pH	—	6,77	7,2	6,9	6,98
HCO ₃ ⁻	мг/л	29	26	14	27,5
SO ₄ ²⁻	"	15,2	31	12	23,1
Cl ⁻	"	5,4	16	8	10,7
NO ₃ ⁻	"	1,4	1,0	1,0	1,2
PO ₄ ³⁻	"	0,05	0,05	0,05	0,05
NO ₂ ⁻	"	0,016	0,005	0,005	0,01
Ca ²⁺	"	13	16	2,76	14,5
Na ⁺	"	2,43	18,7	1,17	10,6
Mg ²⁺	"	3,91	9,3	1,37	6,6
K ⁺	"	0,88	1,65	0,33	1,27
NH ₄ ⁺	"	0,2	0,15	0,07	0,17
Сумма	"	71,4	119	40,7	95,7
CO ₂ (св.)	"	22	11,5	9,33	16,7
Fe	мкг/л	785	1500	193	1142
Mn	"	143	265	33,3	204
Zn	"	375	13,5	14	194
Sr	"	32,4	64	7,67	32,1
Ba	"	18,1	12,5	2,5	15,3
Br	"	10,7	16,0	7,67	13,4
Cu	"	15,6	1,85	1,43	8,72
As	"	1,17	11,4	0,27	6,27
Rb	"	3,81	6,0	0,6	4,9
Cs	"	0,95	7,0	0,7	4,0
Cr	"	1,2	1,6	1,1	1,4
Mo	"	0,38	1,55	0,23	0,96
Sb	"	1,5	0,25	0,07	0,87
Se	"	0,5	0,25	1,0	0,37
Ag	"	0,35	0,1	0,4	0,22
Co	"	0,34	0,1	0,1	0,22
Hg	"	0,3	0,1	0,4	0,2
U	"	0,04	0,2	0,1	0,12
La	"	0,05	0,17	0,26	0,11
W	"	0,05	0,08	0,03	0,07
Sc	"	0,01	0,022	0,045	0,016
Au	"	0,004	0,003	0,002	0,003
Число анализов	—	11	2	3	13

* Рассчитано нами без поверхностных вод.

диоритов. Соответственно и концентрации кальция являются максимальными в водах известняков, а минимальными в водах базальтов. На первый взгляд несколько необычно ведет себя натрий, максимальные концентрации которого связаны не с водами гранитов, как это можно было бы предполагать, а с водами базальтов. Это объясняется повышенной щелочностью подземных вод основных пород, которая контролирует осаждение карбона-

Таблица 42

Химический состав подземных вод северо-востока США

Компоненты	Единицы измерения	Водовмещающие породы								Среднее
		рыхлые образований	известняки	песчаники	метаморфические сланцы	граниты, риолиты	гнейсы	диориты, сиениты	базальты	
pH	—	7,56	7,63	7,48	7,50	7,19	7,07	7,6	7,82	7,48
HCO ₃ ⁻	мг/л	205	278	204	125	145	89,3	66,1	137	156
SO ₄ ²⁻	"	47,1	72,3	44	40	37,9	15,3	30,3	16,7	38,0
Cl ⁻	"	11,3	16,3	6,65	9,76	21,1	4,45	6,9	10,5	10,8
NO ₃ ⁻	"	4,57	3,06	2,3	3,26	3,01	5,07	2,88	1,34	3,19
F ⁻	"	0,47	0,4	0,18	0,42	0,37	0,33	0,13	0,56	0,36
PO ₄ ³⁻	"	0,18	0,07	0,06	0,11	0,08	0,05	0,05	0,13	0,09
Ca ²⁺	"	45,5	65,1	46,8	32,4	33	26,7	20,9	16,3	35,6
Na ⁺	"	22,8	18,3	18	27	26,2	3,73	18,7	36,2	21,4
Mg ²⁺	"	16,9	19,4	17,4	6,58	10,1	4,73	2,58	5,42	10,4
K ⁺	"	2,61	1,81	2,9	3,06	3,10	2,47	1,40	4,87	2,79
SiO ₂	"	19,4	13,8	25,1	17,3	24,3	22,3	20,5	55,3	24,9
Сумма	"	376	487	367	263	303	174	171	283	304
Fe	"	0,48	0,72	0,55	0,49	0,36	0,25	0,17	0,1	0,39
Sr	"	0,083	0,31	0,27	0,12	0,1	—	—	0,15	0,172
Al	"	0,14	0,1	0,12	0,033	0,13	0,1	0,1	0,12	0,11
Mn	"	0,1	0,062	0,053	0,045	0,035	0,071	0,01	0,01	0,048
Zn	мкг/л	67	50	183	126	52,5	30	36	—	77,5
Cu	"	7,7	10	3,3	5,7	5,05	3,4	5,05	—	5,75
U	"	0,52	0,81	0,41	1,13	1,16	0,5	0,84	0,41	0,72
Ra	г/л·10 ¹²	0,36	0,58	0,73	0,36	0,41	0,1	0,09	0,08	0,34
Число анализов	—	81	52	34	36	27	8	17	29	284

тов, а значит и приводит к уменьшению в водах кальция и в отдельных случаях магния, что автоматически приводит к относительному возрастанию доли натрия. Повышенной щелочностью вод базальтов объясняются и высокие концентрации в них кремнезема. Приведенные данные лишний раз свидетельствуют о сложной зависимости между составом подземных вод и вмещающих пород.

Болотные воды северо-запада европейской части СССР изучались В. Н. Ефимовым и З. С. Ефимовой (1973) на примере верхового болота Горелый мох и низинного болота Литошицкое. Полученные результаты приведены в табл. 43. Важно, что упомянутые исследователи проводили

Таблица 43

Химический состав болотных вод северо-запада европейской части СССР, мг/л

Компоненты	Верховое болото Горелый мох	Низинное болото Литошицкое на глубине		Средний состав болотных вод	Атмосферные осадки
		95 см	170 см		
pH	3,9	6,1	6,34	5,27	—
HCO_3^-	1,35	46,4	61	38,2	0,95
SO_4^{2-}	3,14	31,8	31	21,9	5,1
Cl^-	2,02	3,57	—	2,8	0,66
NO_3^-	0,4	0,49	0,4	0,42	0,54
Ca^{2+}	1,88	18,4	25,3	15,2	0,64
Mg^{2+}	0,53	8,1	9,57	6,07	0,22
Na^+	0,79	0,93	0,94	0,9	0,46
K^+	0,22	0,25	0,54	0,34	0,28
NH_4^+	0,14	0,66	1,28	0,69	0,51
SiO_2	2,76	2,5	9,56	4,71	—
Сумма	13,2	113	144	89,2	9,36
$\text{C}_{\text{орг}}$	28	42	—	35	—
$\text{N}_{\text{орг}}$	0,61	1,83	—	1,22	—
Fe	0,17	0,37	10,69	3,74	—
H_2PO_4^-	0,22	0,31	0,25	0,26	3,0
Число анализов	9	9	9	27	—

наблюдения за составом болотных вод в течение трех сезонов года (весны, лета и осени), что позволило им проследить динамику изменения состава вод во времени.

Состав вод верхового болота близок к составу атмосферных осадков. Имеющиеся отклонения объясняют авторы дополнительным растворением эоловой пыли (отсюда повышенные содержания Ca^{2+} , Mg^{2+} и Na^+), либо поглощением элементов растениями-торфообразователями (пониженные концентрации SO_4^{2-} , NO_3^- , NH_4^+ и K^+), либо, наконец, ошибками анализа.

Повышенная минерализация вод низинного болота объясняется грунтовым питанием, с чем нельзя не согласиться. Однако необходимо учитывать также масштабы преобразования органического вещества и подстилающих пород и связанного с этим обогащения вод химическими элементами. Ведь болотные воды содержат исключительно высокие концентрации C_{org} , динамика которого, как это хорошо показано в работе, зависит от времени года не только в верховых болотах, но и в низинных. Кроме того, низинные болота содержат больше C_{org} и N_{org} , чем верховые. Следовательно, формирование болотных вод, так же как и других их типов, необходимо рассматривать в общей системе преобразования органических соединений, горных пород и самой воды.

§ 3. ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ЛИЗИМЕТРИЧЕСКИХ ВОД ПОДЗОЛИСТЫХ ПОЧВ

Характеристика подземных вод была бы неполной, если бы мы хотя бы кратко не рассмотрели вопрос о составе почвенных вод, которые только частично рассматривались нами выше (см. табл. 31 и 37). Следует отметить, что почвенные воды изучены слабо, и только благодаря работам И. Н. Скрынниковой (1959), Н. С. Сотниковой (1970), В. В. Пономаревой (1973), Е. И. Шиловой и А. А. Стрелковой (1974), М. Шеллера (Schoeller, 1963), Н. И. Белоусовой (1974) и других имеются довольно обширные сведения о составе лизиметрических вод подзолистых почв, краткую характеристику которых мы и приведем.

По обобщенным данным В. В. Пономаревой (1973), рН лизиметрических вод в профилях подзолистых и дерново-подзолистых почв во все периоды года составляет в среднем 4,5—5,5 при колебаниях от 3,8 до 7,2 (табл. 44). Значения рН выше 7,0 наблюдаются редко и только для нижних горизонтов почв на карбонатных породах. Кислотность лизиметрических вод в подстилке обусловлена преимущественно нелетучими кислотами, в нижних горизонтах — углекислотой (Шилова, Стрелкова, 1974).

Характерной особенностью лизиметрических вод подзолистых почв наряду с их высокой кислотностью является обогащенность их органическим веществом и низкая степень минерализации. Обращают внимание высокие концентрации в водах железа и алюминия и часто превышение содержаний калия над натрием, что свидетельствует о значительной роли разлагающегося органического вещества в обогащении лизиметрических вод химическими элементами. Последнее хорошо демонстрируется данными по составу растворов, просачивающихся через горизонт лесной подстилки.

Именно лесная подстилка продуцирует наиболее кислые и минерализованные растворы, обогащенные прежде всего органогенными элементами (Р, К, С, N, S, Ca и др.). В этих водах органогенная составляющая суммы солей резко преобладает над ми-

Таблица 44

Химический состав лизиметрических вод подзолистых и дерново-подзолистых почв, мг/л

Компоненты	Почвы Ленинградской и Калининской областей (Пономарева, Сотникова, 1972). По 78 анализам									Почвы Южной Карелии (Шилова, 1974). По 6 анализам			Почвы района г. Бордо (Schoeller, 1963). По 12 анализам		
	песчаный иллювиально-гумусово-железистый подзол (среднее)				дерново-сильноподзолистая суглинистая (среднее)										
	A ₀	A ₁ A ₂	A ₃	B	A ₀	A ₁	A ₂	A ₂ B ₁	BC ₁	A	A ₁ A ₂	B	A	B	C
pH	4,27	4,6	4,76	5,01	4,06	4,74	4,94	5,91	6,17	5,55	5,9	—	—	—	—
C _{org}	30	17	11,6	3,5	66	29,5	30	19	8	—	—	—	—	—	—
N _{org}	1,41	0,98	1,13	0,4	2,75	1,35	1,58	0,88	0,5	—	—	—	—	—	—
Кислотность:															
а) органическая	0,42	0,3	0,21	0,12	0,89	0,36	0,35	0,19	0,01	0,47	0,22	0,18	—	—	—
б) неорганическая	0,14	0,17	0,14	0,16	0,23	0,21	0,26	0,58	1,34	0,28	0,42	0,39	—	—	—
HCO ₃ ⁻	7,47	10	8,22	9,13	13,3	18,9	16	27,6	65,9	36,9	24,3	23	149	206	207
SO ₄ ²⁻	13,2	11,6	12,9	13,8	69	33,6	48,9	36,6	29,4	13,3	7,16	8,9	33,8	37	24,9
Cl ⁻	3,51	4,36	3,4	5,28	7,07	6,57	6,93	8,07	9,1	13,3	10,1	12,7	44	55,5	25,4
HPO ₄ ³⁻	0	0	0	0	0,015	0,003	0	0	0	5,62	1,52	0,8	1,48	2,16	4,32
NO ₃ ⁻	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,49	0,05	0,16	16,9	1,10	15,7
Ca ²⁺	5,5	4,3	4,0	3,8	26,3	8,8	10,2	8,7	16,6	17	8,7	8,2	144	156	86,5
Mg ²⁺	0,97	1	0,84	1,4	8,3	4,5	6,7	6,6	10,7	3,24	1,4	1,5	5,05	9,93	4,70
Na ⁺	1,67	1,75	1,9	2,3	2,64	2,38	3,09	3,1	7,78	0,92	1,08	0,74	7,62	7,33	6,70
K ⁺	2,20	1,70	1,0	0,2	13,0	3,2	4,72	2,55	1,0	10,7	3,6	3,6	6,12	3,83	2,50
Fe ³⁺	2,24*	2,5*	2,86*	5,66*	4,88*	3,64*	5,23*	1,5*	45,0*	1,77	0,23	0,8	0,19*	0,15*	0,1
Fe ²⁺	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,3	0,0	0,15	—	—	—
Al ³⁺	1,14	1,04	0,78	1,14	2,01	1,4	1,3	3,61	2,33	1,45	0,96	0,47	6,89	7,42	7,42
NH ₄ ⁺	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4,53	1,08	1,36	—	—	—
SiO ₂	7,11	14,3	11,8	15,8	14	15,9	11,6	22	51,7	—	—	—	17,6	23,6	15,6
С у м ма	45	52,6	47,8	58,5	160	98,9	115	130	199	111	60,2	62,4	433	509	401

* Суммарное железо.

неральной, что приводит к некомпенсированности кислот основаниями и соответственно формированию кислой среды.

Просачиваясь вниз, кислые растворы уже в пределах горизонта A_1 взаимодействуют с минеральной частью почв и поэтому постепенно подщелачиваются. По той же причине в них возрастает концентрация кремнезема, а содержания всех других элементов несколько уменьшаются. По обобщенным данным В. В. Пономаревой и Н. С. Сотниковой (1972), например в пределах горизонта A_1 дерново-сильноподзолистой суглинистой почвы удерживается 50—80% (от мигрирующих из лесной подстилки) фосфора, калия, кальция, углерода, азота, серы и магния и 10—30% алюминия, железа и натрия. По крайней мере, одна часть этих элементов извлекается корнями живущих растений и участвует в новом биологическом цикле, другая часть образует органо-минеральные комплексы, образующие почву.

В более глубоких почвенных горизонтах поведение химических элементов также является сложным: одни из них частично закрепляются в почвенном слое, другие, наоборот, выщелачиваются. При этом воды каждого почвенного горизонта характеризуются своими особенностями, связанными со спецификой почвообразовательного процесса в каждом из этих горизонтов. Не останавливаясь на всех деталях поведения каждого элемента, отметим, что по мере движения почвенных вод к подстилающим породам они обогащаются биогенными элементами (С, N, P, Ca, K) и обогащаются минеральными (Si, Mg, Na, иногда Fe и Al) в результате внутрипочвенного выветривания первичных алюмосиликатов и образования вторичных — каолинита и гидрослюды, устойчивых в слабокислой обстановке.

Несмотря на активное взаимодействие лизиметрических вод подзолистых почв с вмещающими породами, эти воды достигают подстилающих почв, являясь достаточно кислыми, относительно маломинерализованными и содержащими значительные количества органических веществ, потенциальных источников углекислого газа, необходимого для нейтрализации щелочности, образующейся при выветривании подстилающих пород. Отмеченные характерные черты почвенных вод зон хвойных и частично смешанных лесов определяют и специфическую направленность процессов выветривания подстилающих пород, а следовательно, и дальнейшие пути формирования химического состава подземных вод.

Несколько иная геохимическая обстановка характерна для почвенных вод района г. Бордо, где также развиты подзолистые почвы. Здесь формируются более высокоминерализованные и более щелочные воды, что, впрочем, хорошо объясняется, с одной стороны, влиянием подстилающих карбонатных пород, растворение которых резко повышает в почвенных водах содержание кальция, и с другой, — интенсивным испарением воды в течение сухого сезона, что ведет к значительному обогащению растворов сульфатными и хлоридными солями, а значит и к повышению их

общей минерализации. Отсюда и резкие колебания в содержании отдельных элементов в растворе в различные сезоны года.

Принципиально отличные условия наблюдаются в характере лизиметрических вод серых лесных почв (южная тайга) и почв содового засоления (см. табл. 31 и 37), в пределах которых формируются щелочные, довольно высокоминерализованные растворы, большей частью насыщенные по отношению к кальциту (рис. 21). При этом воды серых и темно-серых лесных почв в соответствии с биоклиматической зональностью занимают промежуточное положение между кислыми маломинерализованными водами подзолистых почв и щелочными солеными водами почв содового засоления. Все это дает нам основание заключить, что уже в пределах почвенного горизонта формируются различные геохимические типы вод в соответствии с направленностью преобразования продуктов биологического круговорота и масштабами выветривания горных пород. В результате как тех, так и других процессов почвенные воды обогащаются вполне определенным комплексом химических элементов, представляющим собой сумму двух ассоциаций — биогенных и минеральных. В этом за-

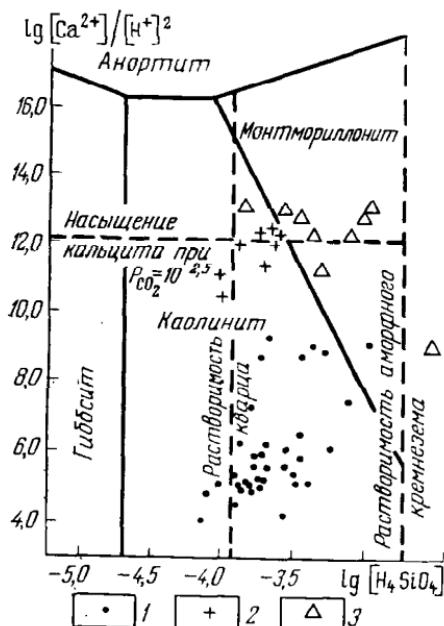


Рис. 21. Система $\text{HCl}-\text{H}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{CO}_2-\text{CaO}-\text{SiO}_2$ при 25°C с нанесением данных по составу почвенных вод.

1 — воды подзолистых почв; 2 — воды серых лесных почв; 3 — воды почв с содовым засолением

ключается сложность состава почвенных вод, как первой важнейшей стадии формирования подземных вод.

§ 4. СРЕДНИЕ СОДЕРЖАНИЯ И ИСТОЧНИКИ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ВОДАХ

Приведенный выше фактический материал и многочисленные литературные данные позволили рассчитать средние содержания химических элементов в водах выщелачивания провинции умеренного климата (табл. 45). При составлении этой таблицы кроме приведенных выше материалов использованы данные Б. Ф. Мицкевича (1973), М. И. Веригина и др. (1971), К. И. Лукашева и др. (1960), Г. В. Богомолова, О. Н. Шпакова (1974), П. В. Остапеня и др. (1959), В. И. Баранова и др. (Естественные радиоэлементы..., 1968), Л. С. Селиванова (1946), М. А. Драгомировой (1944), М. И. Каргера и А. В. Чапыжникова (1944), Б. А. Ко-

лотова и др. (Гидрогеохимические поиски..., 1970), Г. Б. Енгелена (Engelen, 1962), Я. Китано и др. (Kitano e. a., 1967), Т. Пачеса (Pačes, 1972), М. А. Коларовой, И. Красного (Kolarova, Krasny, 1972), Дж. Д. Хема (Hem, 1970), Д. А. Фоеникса (Phoenix, 1959), А. У. Гослинга и др. (Gosling e. a., 1971), М. Флейшера (Fleisher,

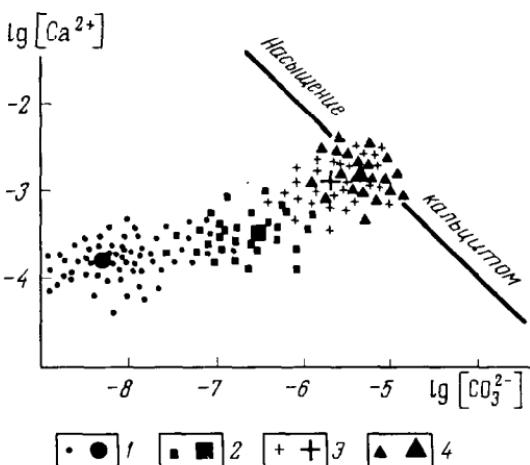


Рис. 22. Степень насыщения подземных вод относительно кальцита.
1 — воды болот лесной зоны; 2 —
воды смешанных лесов; 3 — воды
южных лесов; 4 — воды лесостепей.
(Увеличенным знаком показан
средний состав воды)

1968), Дж. А. Линхира и др. (Leenheer e. a., 1974), А. М. Овчинникова (1970), И. И. Гинзбурга и Е. С. Кабановой (1960), В. М. Швеца (1973), А. И. Германова (1963), С. Р. Крайнова (1973), Б. А. Скопинцева (1950), Д. Т. Риккарда (Rickard, 1970—1971), И. Тарди (Tardy, 1969), И. Л. Калюжного и Л. Я. Левандовской (1974) и другие работы.

Приведенные в табл. 45 данные показывают, что в соответствии с общей климатической и ландшафтной зональностью наиболее пресные и кислые воды формируются в зонах северной и средней заболоченной тайги, наиболее минерализованные и щелочные — в зонах южной тайги и лесостепи. Зона широколиственных лесов занимает промежуточное положение. Следовательно, по мере уменьшения интенсивности водообмена при движении с севера на юг соленость подземных вод возрастает — факт, который известен еще из работ В. С. Ильина, П. В. Оттоцкого и др. Важно обратить внимание на степень насыщенности подземных вод относительно кальцита (рис. 22): по мере увеличения минерализации и щелочности растворов при движении с севера на юг степень насыщения их карбонатами возрастает и в лесостепной зоне достигает максимума. Так, на территории Западной Сибири смена ненасыщенных вод насыщенными относительно кальцита наблюдается в пределах Колывань-Томской складчатой зоны и Кузбасса. В этих условиях в зависимости от конкретных геоморфологических, гидрогеологических и ландшафтных особенностей выявляется неполное или полное насыщение вод карбонатами, тогда как в более северных районах и окружающих горных сооружениях воды повсеместно ненасы-

Таблица 45

Средний химический состав подземных вод провинции умеренно влажного климата

Компоненты	Единицы измерения	Болота лесной зоны		Смешанные леса		Южная тайга		Лесостепь		Общее среднее	Число анализов
		среднее	число анализов	среднее	число анализов	среднее	число анализов	среднее	число анализов		
pH	—	5,49	415	6,96	1500	7,35	2166	7,45	2951	6,82	7032
HCO ₃ ⁻	мг/л	33,6	415	87,4	1500	322	2166	398	2951	212	7032
SO ₄ ²⁻	—	8,95	415	24,0	1500	5,02	2166	20,9	2951	14,7	7032
Cl ⁻	—	5,31	415	6,83	1500	9,41	2166	18,8	2951	10,9	7032
NO ₃ ⁻	—	0,30	58	1,95	1373	1,60	546	1,87	1873	1,43	3848
F ⁻	—	0,04	31	0,23	4542	0,47	840	0,60	1318	0,37	6731
NO ₂ ⁻	—	—	—	0,01	1069	0,14	830	0,10	1873	0,08	3772
Ca ²⁺	—	8,85	415	19,4	1500	51,6	2166	65,3	2951	37,3	7032
Na ⁺	—	1,82	415	16,1	1500	35,9	2166	46,2	2951	23,8	7032
Mg ²⁺	—	4,37	415	6,19	1500	19,7	2166	28,5	2951	14,7	7032
K ⁺	—	0,59	95	2,77	1069	4,36	870	4,44	1311	3,04	3345
NH ₄ ⁺	—	1,19	347	0,12	1069	0,31	870	0,60	737	0,44	3023
SiO ₂	—	6,52	128	16,5	1812	12,1	649	19,5	893	14,3	3482
Сумма CO ₂ (св.)	—	70,7	415	181	1500	464	2166	603	2951	328	7032
CO ₂ (св.)	—	22,8	320	22,0	1114	14,1	1315	21,0	1148	20	3897
C _{опр}	—	20,8	178	5,19	596	4,09	311	3,23	292	8,36	1377
Fe	мкг/л	1415	415	555	1445	589	1315	476	1118	759	4293
Al	—	101	85	519	406	78,5	312	290	453	247	1256
Sr	—	—	—	163	1177	33,3	813	285	943	245	2933
Br	—	—	—	35,0	217	205	56	570	98	206	371
P	—	84,7	27	72,3	1307	60,1	381	55,8	450	68,2	2165
B	—	—	—	40,1	745	16,9	518	50	385	45,2	1648
Mn	—	32,9	388	55,6	1469	36,9	1815	42,6	1324	42,0	4996
Zn	—	7,37	320	39,5	1197	21,4	1815	32,8	1324	25,2	4656
Ba	—	15,5	320	29,4	543	9,58	1449	12,5	1324	16,7	3636
Li	—	—	—	19,0	85	16,5	37	13,7	91	16,4	213
Tl	—	2,07	320	21,9	830	15,6	1815	8,47	1324	12,0	4289
I	—	—	—	10,6	139	5,86	24	16,7	56	9,39	219
Cu	—	2,44	355	5,11	769	2,88	1815	2,80	1324	4,85	4263
As	—	—	—	4,15	443	1,86	1815	2,22	1324	2,64	3582
Rb	—	—	—	2,90	53	—	—	1,80	46	2,35	99
Ni	—	1,77	436	5,29	630	1,42	1815	1,20	1324	2,35	4205
Zr	—	3,0	320	2,27	318	0,71	690	0,24	739	2,11	2064
U	—	0,38	12	1,01	1029	1,8	350	6,30	98	2,10	1489
Pb	—	0,78	320	2,88	941	1,93	1815	1,16	1324	1,94	4400
Cr	—	0,2	320	4,02	656	1,64	1815	1,62	1324	1,87	4115
Sb	—	—	—	0,87	61	1,13	847	1,14	321	1,05	1429
Mo	—	—	—	1,28	677	0,95	896	0,88	1324	1,04	2897
V	—	0,2	320	1,45	656	0,62	1815	1,11	1324	1,60	4115
Ga	—	—	—	0,63	314	0,38	223	1,02	129	0,68	666
Hg	—	—	—	0,20	61	1,05	1945	0,98	1324	0,61	3330
Sn	—	0,10	320	0,77	309	0,31	431	0,37	1324	0,58	2384
Co	—	0,05	320	0,61	337	0,38	2150	0,62	1324	0,42	4131
Se	—	—	—	<0,37	13	—	—	—	—	<0,37	13
Be	—	0,01	320	0,18	309	<0,23	1815	<0,65	33	<0,26	2775
Ag	—	0,2	320	0,2	656	0,17	1815	0,22	1324	0,20	4115
Cd	—	—	—	0,15	85	—	—	—	—	0,15	85
Th	—	0,09	12	0,06	25	—	—	—	—	0,08	37
Au	—	—	—	0,006	395	0,010	33	—	—	0,008	428
Ra	г/л · 10 ¹²	0,05	12	0,23	296	—	—	0,34	284	0,23	592

Формула Курлова

M_{0,07} C 62 S 21 Cl 17

Mg 55 Ca 33 Na 12

M_{0,18} C 67 S 24 Cl 119

Ca 45 Na 32 Mg 23

M_{0,46} C 93 Cl 115 S 2

Ca 45 Mg 28 Na 27

M_{0,6} C 87 Cl 7 S 6

Ca 43 Mg 31 Na 26

M_{0,33} C 84 Cl 8 S 8

Ca 45 Mg 30 Na 25

щены относительно кальцита. В условиях Барабинских и Кулундинских степей, наоборот, наблюдается полное их насыщение (см. табл. 36).

Следовательно, насыщенность вод карбонатами носит не случайный, а зональный характер и обусловлена общей эволюцией состава вод от пресных к соленым по мере уменьшения интенсивности водообмена, как глобального фактора, характеризующегося зональными чертами. Насыщение вод карбонатами происходит на определенном этапе накопления в растворе солей, которое зависит от многих факторов и, в частности, от времени взаимодействия воды с горными породами.

После насыщения вод карбонатами накопление в них кальция резко затрудняется, что автоматически приводит к избирательному накоплению в растворе натрия и соответственно к формированию содовых вод с минерализацией чаще всего 1,0—2,5 г/л. Следовательно, содовые воды формируются только на определенной стадии эволюции состава подземных вод при их взаимодействии с горными породами в условиях малоактивного водообмена, а значит и в условиях длительного контакта воды с горными породами. При преобладании испарения над осадками протекают процессы континентального засоления, исключающие сodoобразование. Именно поэтому формирование содовых вод также носит зональный характер.

В заключение, по уже известной методике рассчитаем объем биогенной и литогенной составляющих подземного выноса (табл. 46). Приведенная таблица составлена с учетом особенностей химического состава и степени испарительной концентрации атмосферных осадков умеренной зоны, которые частично отражены в табл. 31, 33, 39, 40, а также в работах (Химический состав..., 1964; Миграция..., 1974; Carroll, 1962). В силу того, что подав-

Таблица 46

Характеристика подземного химического выноса ландшафтов умеренного пояса, т/год·км²

Составляющие стока	Болота лесной зоны	Смешанные леса	Южная тайга	Лесостепь
Биогенная*	20,7	16,9	24,5	15,6
в том числе в форме:				
HCO ₃ ⁻	1,2	9,7	19,7	13,1
H ₂ CO ₃	14,1	3,3	3,0	1,7
C _{org}	5,4	3,9	1,8	0,8
Литогенная	0,6	5,6	9,8	6,6
То же, г/с·км ²	0,020	0,177	0,312	0,210
Подземный сток, л/с·км ²	0,5—2,5	3—6	1,5—3,5	1—2

* В пересчете на органическое вещество.

ляющая часть вод умеренной зоны относительно карбонатов ненасыщена, в расчетах не учтено количество связанного во вторичных карбонатах углекислого газа, хотя в отдельных частных случаях это может иметь большое значение.

Полученные значения биогенной составляющей выноса показывают сложную ее зависимость от интенсивности водообмена. Если не считать болотных вод, которые безусловно занимают особое положение, то с уменьшением интенсивности водообмена биогенная составляющая выноса вначале возрастает, достигает максимума в южной тайге и затем в условиях лесостепей уменьшается. Аналогичным образом ведет себя и литогенная составляющая. Это неудивительно, так как в условиях слабощелочной обстановки растворимость недиссоциированной угольной кислоты резко понижена и сток продуктов минерализации органического вещества совершается главным образом в форме гидрокарбонат-иона, количество которого связано строгой зависимостью с количеством катионов в растворе. Поэтому один из важных выводов по подземному химическому выносу в умеренно влажной зоне состоит в идентичности выноса биогенных и литогенных продуктов, хотя в количественном выражении первые примерно в два раза доминируют над вторыми. В водах болот это соотношение еще более резко смещается в пользу выноса биогенных веществ.

Во всех ландшафтных зонах умеренного пояса наименьший вынос химических элементов характерен для пород метаморфического состава (сланцев, гнейсов), затем следуют кислые магматические породы (граниты), средние (диориты), основные (базальты), песчано-глинистые отложения, эфузивно-осадочные и известняки. Последние в отличие от алюмосиликатов практически полностью разрушаются при взаимодействии с водой и поэтому вполне закономерно венчают представленный ряд горных пород.

ГЛАВА V

ГЕОХИМИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ГОРНЫХ ОБЛАСТЕЙ

Горные области, занимающие на земном шаре огромные пространства, в общегеографическом отношении представляют азональное явление. Разнообразие природных условий, интенсивный водобмен, расчлененный рельеф, в целом низкие среднегодовые температуры воздуха — основные параметры, которые определяют гидрогеологические особенности горных сооружений.

В гидрогоеохимическом отношении достаточно хорошо изученной является Саяно-Алтайская горная система. В ее пределах в течение многих лет проводились исследования Проблемной гидрогоеохимической лабораторией Томского политехнического института, в работах которой автор также принимал участие (Химический состав..., 1972), поэтому рассмотрим прежде всего особенности геохимии подземных вод этого обширного региона.

§ 1. ГЕОХИМИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ

Алтае-Саянская складчатая область, занимающая обширные пространства юга Средней Сибири, представляет собой систему глубоко эродированных, большей частью затаеженных горных хребтов с отметками до 4000 м и выше (Западные и Восточные Саяны, Горный Алтай, Кузнецкий Алатау и др.), между которыми располагаются межгорные впадины (Кузнецкая, Тувинская, Минусинская и др.). При движении на запад и север горные массивы сменяются вначале всхолмленными возвышенностями (Салаир, Рудный Алтай), затем возвышенными равнинами (Кузбасс, Колывань-Томская возвышенность) и наконец равнинами Западной и Восточной Сибири.

Горные сооружения сложены интенсивно метаморфизованными, осадочными и вулканогенными породами архея и протерозоя, нижнего и среднего палеозоя, которые собраны в сильно сжатые, местами опрокинутые складки, разбиты многочисленными разломами и прорваны интрузиями разного состава. Межгорные впадины выполнены палеозойскими и отчасти мезозойскими породами с относительно пологим залеганием.

Горные массивы характеризуются резко континентальным климатом, избыточным увлажнением, повышенными значениями модуля подземного стока ($3-6 \text{ л/с}\cdot\text{км}^2$), отрицательными среднегодовыми температурами и наличием на наиболее высоких вершинах многолетней мерзлоты и постоянных ледников. Количество

выпадающих осадков изменяется в широких пределах от 100—200 мм (межгорные степи) до 400—600 мм (предгорные районы) и 1000 мм в год (наиболее увлажненные горные массивы). Основное количество осадков выпадает в осенне-летний период. Различие гидролого-климатических особенностей определяет и разнообразие ландшафтных зон, начиная от горных тундр и кончая горными степями. Все это делает этот регион одним из наиболее интересных в смысле изучения условий формирования химического состава подземных вод.

Геохимия подземных вод рассматриваемой области изучалась Н. М. Рассказовым, Ю. С. Париловым, Л. Л. Шабыниным, А. А. Лукиным, Ю. Г. Копыловой, Н. М. Шварцевой, Э. В. Тупчием, П. Н. Паршиным, А. Д. Фатеевым под руководством П. А. Удодова и коллективом геохимиков Красноярского геологического управления под руководством В. П. Карловой. На базе материалов указанных исследователей и написана данная часть работы. Подробное описание гидрогеологии этого региона приведено в 17 и 18 томах «Гидрогеологии СССР». Рассмотрим подробнее геохимию вод отдельных горных массивов.

Кузнецкий Алатау образует систему средневысотных кряжей, вытянутых в субмеридиональном направлении и погружающихся своими северными отрогами под мезозойские отложения Чулымо-Енисейской впадины. Северная часть Кузнецкого Алатау носит название Саралинского хребта со средними высотами 1100—1200 м и отдельными возвышениями до 1674 м (гора Бобровская). К северу отметки снижаются до 600—700 м и хребет постепенно переходит в равнину. Наибольшие высоты приурочены к хр. Тигер-Тыз (1800—2100 м). В пределах хребтов отчетливо выделяются две высотные зоны. В верхней гольцовской зоне (более 1600 м) наряду с альпийскими формами рельефа встречаются платообразные участки, покрытые крупнообломочными курумами, образующими на склонах широкие шлейфы. В нижней зоне (600—1600 м) наблюдаются отдельные поверхности выравнивания — остатки древнего дочетвертичного пенеплена с плоскохолмистым рельефом.

Климат Кузнецкого Алатау холодный и подчиняется вертикальной зональности: с увеличением высоты наблюдается понижение среднегодовых температур и увеличение количества атмосферных осадков от 500 до 1500 мм/год. Район в целом является крайне влажным, особенно его западные склоны, которые задерживают влажные ветры, дующие с запада. Большая часть осадков (до 70%) выпадает в теплый период года.

Гидрогеологические особенности рассматриваемого региона определяются широким распространением трещинных вод, развитых преимущественно в верхней трещиноватой зоне коренных пород, и частично трещинно-пластовых, приуроченных к участкам наложенных структур. Основные водоносные горизонты связаны с карбонатными породами кембрия — протерозоя и осадочно-вулканогенными образованиями нижнего и среднего палео-

зоя. Питание подземных вод, как правило, местное и связано с атмосферными осадками. Модуль стока колеблется от 20 до 45 л/с·км², из которых на долю подземного стока приходится только 4—5, реже 6—8 л/с·км² (Подземный сток..., 1966). Значительное количество атмосферных осадков, затяжное снеготаяние и большая расчлененность рельефа в целом создают благоприятные условия для питания подземных вод и формирования интенсивного водообмена. Последний определяет низкую минерализацию подземных вод от 0,1 (в пределах водораздельной части) до 0,5 мг/л (в области перехода к межгорным впадинам). В этом же направлении происходит смена вод гидрокарбонатных натриево-кальциевых водами более сложного состава.

Геохимия подземных вод этого обширного региона изучена неравномерно. В пределах западных склонов на границе с Кузнецкой котловиной исследования проводились Ю. Г. Копыловой и З. В. Тупчий. Средний состав вод этой территории представлен в табл. 47. Исследованная площадь охватывает территорию в несколько тысяч квадратных километров и включает воды песчано-глинистых и эфузивно-осадочных отложений протерозоя, кембрия и девона. Абсолютные отметки исследованной территории составляют 400—700 м, количество осадков 600—700 мм/год. Рельеф холмисто-увалистый, ландшафт таежный. Состав вод закономерно изменяется от гидрокарбонатного натриевого с минерализацией 100—150 мг/л (верховодка) до гидрокарбонатного натриево-кальциевого (песчано-глинистые отложения) или гидрокарбонатного магниево-кальциевого (эфузивно-осадочные породы) с минерализацией 150—400 мг/л. В этом же направлении несколько возрастают и содержания большинства микрокомпонентов. По условиям формирования это типичные воды выщелачивания среднегорных сильно залесенных районов.

Более обширное изучение микрокомпонентного состава подземных вод восточного склона Кузнецкого Алатау проведено В. П. Карловой (Гидрогеология СССР, т. 18, 1972), которая выделяет в пределах исследованной территории четыре ландшафтно-геоморфологические подзоны, три из которых относятся к зоне тайги и одна к зоне лесостепей. Изменение ландшафтных и гидродинамических условий при движении от водоразделов к Минусинской котловине приводит не только к увеличению общей минерализации подземных вод, но и сложному поведению микрокомпонентов. Так, средние содержания в водах меди, титана, бария и стронция при переходе от лесной зоны к лесостепной возрастают (см. табл. 47). Содержания в водах серебра, ванадия, никеля, олова, молибдена и марганца колеблются в широких пределах, что связано, видимо, с изменением не только ландшафтных условий, но и типа вмещающих пород.

Грунтовые воды северных склонов Кузнецкого Алатау изучены Л. Л. Шабыниным и В. Г. Ивановым в районе Саралинского рудного поля, расположенного в среднегорном залесенном районе. Климат изученной площади резко континентальный с от-

Таблица 47

Химический состав подземных вод Кузнецкого Алатау

Компоненты	Единицы измерения	Лесная зона			Лесостепная зона	Среднее
		западные склоны	восточные склоны	северные склоны		
pH	—	7,2	—	6,8	—	7,0
HCO ₃ ⁻	мг/л	180	154	69,7	198	150
SO ₄ ²⁻	"	3,0	4,9	4,40	18,1	7,60
Cl ⁻	"	9,3	4,7	6,03	8,80	7,21
Ca ²⁺	"	21,9	38,1	11,6	48,7	30,1
Na ⁺ +K ⁺	"	30,0	10,8	8,27	13,8	14,7
Mg ²⁺	"	15,7	12,3	6,73	16,9	12,9
Сумма	"	260	225	107	304	222
CO ₂ (св.)	"	10,2	—	—	—	10,2
O ₂	"	5,0	—	—	—	5,0
Sr	мкг/л	—	64,3	—	200	132
Ba	"	6,20	34,3	5,52	55,0	25,2
Ti	"	20,9	33,0	2,80	30,0	21,7
Mn	"	45,5	10,3	13,4	3,0	18,1
Zn	"	17,0	3,0	6,20	2,0	7,05
Cu	"	0,82	3,33	1,07	8,0	3,31
Sb	"	2,50	3,33	1,61	1,0	2,11
Cr	"	1,82	4,00	0,97	0,6	1,85
Hg	"	1,10	—	—	—	1,10
Pb	"	0,54	1,50	0,97	1,0	1,0
Zr	"	—	1,17	0,90	0,4	0,82
Mo	"	0,53	0,70	—	1,0	0,74
V	"	0,25	0,67	1,30	—	0,74
Ni	"	0,52	1,40	0,20	—	0,71
As	"	0,48	—	0,78	—	0,63
Sn	"	0,05	1,01	—	—	0,53
Co	"	0,08	0,36	—	—	0,22
Ag	"	0,07	0,18	0,08	0,02	0,09
Ga	"	—	0,07	—	—	0,07
Число анализов	—	470	1500	61	500	2531

рицательной среднегодовой температурой ($-2,0^{\circ}\text{C}$) и количеством осадков 700—900 мм/год. Интенсивный водообмен обеспечивает формирование ультрапресных вод в пределах всех водоемывающих пород (см. табл. 47).

Приведенные материалы позволяют подсчитать средние содержания химических элементов в подземных водах Кузнецкого Алатау, как особой геолого-структурной единицы. Полученный средний состав воды является гидрокарбонатным кальциево-магниевым с общей минерализацией 222 мг/л. В целом в лесной зоне по сравнению с лесостепной воды являются более пресными, т. е. в направлении уменьшения абсолютных отметок местности минерализация вод возрастает.

Восточные Саяны характеризуются сочетанием обширных плоскогорий со среднегорьем и альпийским высокогорьем. Здесь широко развиты воды архейских и протерозойских отложений, представленных сланцами, гнейсами, кварцитами, кристаллическими известняками. Изверженные и метаморфические породы обводнены главным образом в верхней, наиболее трещиноватой зоне. Дебит источников составляет 0,2—1,5 л/с.

Сумма солей в водах редко превышает 0,3 г/л, по составу они являются преимущественно гидрокарбонатными кальциево-магниевыми, в пределах основных эфузивов — магниево-кальциевыми, известняков — кальциевыми, а гнейсов и гранито-гнейсов — натриево-кальциевыми или кальциево-натриевыми.

Наиболее низкие (предгорные) участки Восточных Саян были изучены Н. М. Рассказовым и А. А. Лукиным в районе Телекского месторождения фосфоритов (хр. Байтак) с абсолютными отметками 400—500 м. Район исследований относится к лесостепной зоне. Количество выпадающих осадков 370 мм/год. Среднегодовая температура близка к 0° С. Модуль подземного стока в летний период составляет 0,6 л/с·км². Коренные породы исследованного участка представлены кремнисто-карбонатными осадками протерозоя и эфузивно-осадочными образованиями среднего кембрия, которые перекрыты фосфоритоносной корой выветривания мощностью до 70 м. Подземные воды распространены как в коре выветривания, так и в коренных породах. Химический состав их приведен в табл. 48, из которой видно, что это гидрокарбонатно-хлоридные магниево-кальциевые воды с относительно высокой минерализацией. Одновременно повышенные содержания сульфатов и хлоридов свидетельствуют в пользу наличия здесь процессов континентального засоления. Это не противоречит данным о высокой степени испарения воды, которая, по данным Н. М. Рассказова и А. А. Лукина, составляет 300 мм/год, или 81% от общего количества осадков. Не исключено, что фактически эта величина является еще более значительной, во всяком случае, если об этом судить по содержанию хлора. Наличие процессов континентального засоления не позволило нам включить эти данные в подсчет средних содержаний элементов в водах всего региона.

Принципиально иная картина наблюдается в пределах Красноярского хребта, который хотя и характеризуется низкими абсолютными отметками (450—550 м), но расположен значительно севернее, где количество осадков достигает 500 мм/год, а испарение только 250 мм/год. Хребет покрыт горно-хвойными лесами и характеризуется эрозионными формами рельефа. Преобладают эфузивно-осадочные образования нижнего палеозоя, прорванные интрузиями кислого состава, а также карбонаты. Подземные воды, по данным П. А. Удодова и Н. М. Рассказова, являются маломинерализованными гидрокарбонатными кальциево-магниевыми (см. табл. 48) с несколько повышенным содержанием цинка, мышьяка и циркония.

Таблица 48

Химический состав подземных вод Восточных Саян

Компоненты	Еди- ницы изме- рения	Красноярский хребет				Цент- раль- ные Саяны	Хребет Байтак	Сред- нее*
		гранито- иды	эффи- зиально- осадочные	карбо- наты	среднее			
pH	—	6,80	7,00	7,25	7,02	—	7,16	7,02
HCO_3^-	мг/л	67,5	127	214	136	176	408	155
Cl^-	—	4,56	2,30	2,21	3,02	8,62	68,2	5,82
SO_4^{2-}	—	0,86	0,22	0,44	0,51	9,33	57,6	4,92
Ca^{2+}	—	8,71	20,1	49,2	29,0	48,6	78,3	38,8
Mg^{2+}	—	6,94	10,7	19,8	12,5	11,2	51,8	11,8
Na^++K^+	—	2,25	6,44	4,78	4,47	11,7	58,0	8,09
Сумма	—	90,8	167	290	185	265	722	224
Ti	мкг/л	5,31	9,55	2,31	5,72	60	10,3	32,9
Mn	—	9,37	14,9	8,10	10,8	—	44,4	10,8
Zn	—	14,9	12,8	8,88	12,2	1,3	22,7	6,75
Ba	—	3,30	8,16	3,32	4,69	—	3,10	4,69
P	—	—	—	—	—	—	28,7	—
V	—	0,95	2,36	0,49	1,27	2,6	—	1,98
Cu	—	2,49	2,98	2,15	2,81	0,8	0,32	1,80
As	—	0,89	2,23	0,41	1,28	—	—	1,28
Cr	—	0,87	1,96	1,02	1,28	0,96	1,06	1,12
Pb	—	1,15	1,82	1,10	1,36	0,23	0,19	0,80
Ni	—	0,95	1,36	0,71	1,01	0,57	0,23	0,79
Ag	—	0,08	0,06	0,11	0,08	1,3	0,10	0,69
Zr	—	0,45	1,38	0,35	0,73	0,03	—	0,38
Sb	—	—	—	—	—	0,25	—	0,25
Sn	—	0,12	0,16	0,03	0,10	0,19	0,24	0,15
Be	—	0,18	0,12	0,08	0,13	0,05	—	0,09
Co	—	0,09	0,14	0,06	0,10	0,01	—	0,06
Число анализов	—	24	39	25	88	220	77	385

* Без данных по хр. Байтак.

Более обширные исследования в пределах Восточных Саян были проведены коллективом геологов Красноярского геологического управления под руководством В. П. Карловой (Гидрогеология СССР, т. 18, 1972). Этими исследованиями охвачены районы Беллыкского поднятия, Манского прогиба, Сисим-Казырского синклиниория и др., объединенные нами под условным названием Центральные Саяны. Наличие среди изученных районов низкогорных, плохо промываемых локальных впадин обусловило относительно высокую среднюю минерализацию подземных вод рассматриваемого региона (см. табл. 48).

Таннуоло-Сангиленский район характеризуется широким развитием докембрийских и отчасти палеозойских терригенных и карбонатных, местами гидротермально-измененных метаморфизованных осадочных пород и магматических образований кислого и основного состава. Рельеф этого региона сильно

расчленен, абсолютные отметки нередко составляют 2500—3000 м. Характерно чередование плоских гольцов и альпийских массивов среди выровненных поверхностей и крупных продольных депрессий. Преобладают горно-хвойные ландшафты. Геохимия подземных вод изучалась здесь в трех достаточно хорошо изолированных друг от друга районах (Гидрогеология СССР, т. 18, 1972): Западно-Таннуольском, сложенном карбонатными и терригенно-пирокластическими разностями пород карбона и девона; Сангиленском, представленном докембрийскими известняками, мраморами, сланцами и кварцитами, и Тоджинском, в котором преобладают сильно дислоцированные породы нижнего и среднего палеозоя. Интенсивный водообмен, обусловленный большим количеством осадков (400—600 мм/год) и расчлененным рельефом, приводит к формированию маломинерализованных гидрокарбонатных кальциево-магниевых вод (табл. 49).

Западные Саяны. Геохимия подземных вод этого обширного затаеженного горного региона, сложенного преимущественно осадочными, вулканогенно-осадочными и интрузивными породами, главным образом ордовик-силурийского и кембрийского возраста, изучена неравномерно. Имеющиеся сведения приведены в табл. 49. Высокая степень расчлененности рельефа, отсутствие в наиболее повышенных его частях лесных массивов, интенсивный водообмен — вот те основные причины формирования в этих условиях маломинерализованных гидрокарбонатных кальциево-магниевых вод.

Тувинская межгорная впадина отличается как геоморфологическими, так и ландшафтно-климатическими условиями от соседних горных областей. В пределах Хемчинской котловины, где проводились исследования, это равнинно-степная впадина с абсолютными отметками 650—1000 м. Количество выпадающих осадков менее 300 мм/год. Слабый сток и высокое испарение приводят к формированию подземных вод с повышенной общей минерализацией (табл. 50). Относительно высокие содержания в водах хлор- и сульфат-ионов обусловлены наличием начальных стадий процессов континентального засоления, которое проявляется в той или иной мере в пределах всех без исключения водовмещающих пород. С процессами континентального засоления связаны и повышенные концентрации в водах многих микрокомпонентов.

Алтайские горы. Характеристика подземных вод этого разнообразного по геолого-геоморфологическим и ландшафтно-климатическим условиям региона приводится по данным Ю. С. Парилова (хр. Чихачева, бассейн р. Кызыл-Чин, Чуйская степь), Ю. Г. Колыловой и З. В. Тупчий (Курайский хр., бассейн р. Сарасы) и Б. А. Воротникова (Рудный Алтай).

Исследованная часть хр. Чихачева (юго-восток Горного Алтая) представляет собой исключительно расчлененный высокогорный район с абсолютными отметками 2100—3800 м, в котором преобладают эрозионно-денудационные и ледниково-эрзационные формы

Таблица 49

**Средний химический состав подземных вод Западных Саян
и Таннуоло-Сангиленского массива**

Компоненты	Единицы измерения	Таннуоло-Сангиленский район	Западные Саяны			
			хр. Кирса	восточная часть	Саяно-Шапшальский район	среднее
pH	—	—	6,74	—	—	6,74
HCO ₃ ⁻	мг/л	112	65,1	123	153	114
Cl ⁻	—	9,35	3,56	7,55	4,08	5,06
SO ₄ ²⁻	—	8,47	1,50	2,43	2,68	2,20
Ca ²⁺	—	29,2	6,99	24,0	28,0	19,6
Mg ²⁺	—	7,54	5,17	11,4	12,6	9,72
Na ⁺	—	9,62	8,20*	9,85*	11,7	9,67
K ⁺	—	0,40	—	—	0,37	0,37
SiO ₂	—	5,30	—	—	8,53	8,53
Сумма	—	182	90,5	178	221	169
Fe	мкг/л	440	207	—	1175	691
Al	—	256	—	—	283	283
Sr	—	156	—	—	91,0	91,0
Mn	—	30,7	13,5	—	85,0	49,2
Ti	—	7,22	6,51	43,0	21,0	23,5
Zn	—	11,2	8,53	9,20	18,0	11,9
Cr	—	3,48	1,32	4,30	16,0	7,21
Ba	—	10,7	3,50	—	10,0	6,75
Cu	—	4,62	1,81	1,30	12,0	5,04
Ni	—	5,25	1,42	2,00	10,0	4,47
Sb	—	—	1,0	0,20	11,0	4,07
Pb	—	5,32	1,34	1,20	6,70	3,08
Zn	—	1,35	0,46	0,10	6,0	2,18
Mo	—	0,65	—	0,40	2,30	1,35
V	—	0,27	0,88	1,30	1,30	1,16
Sn	—	4,50	0,16	0,02	2,00	0,73
As	—	—	0,56	—	—	0,56
Ag	—	0,14	0,24	0,08	1,00	0,44
Co	—	0,17	0,30	0,07	0,30	0,22
Ga	—	0,15	—	0,20	0,20	0,20
Bi	—	—	—	—	0,20	0,20
Be	—	—	0,18	0,01	—	0,09
Число анализов	—	346	101	430	393	924

* Сумма Na⁺+K⁺.

рельефа. Растительность тундровая, участками развита многолетняя мерзлота. Количество выпадающих осадков 450—500 мм/год, среднегодовая температура воздуха — 5,6° С. Близкие природные условия характерны для высокогорной части Курайского хребта с абсолютными отметками более 2900 м. Отличия заключаются в несколько меньшем количестве осадков, выпадающих в пределах Курайского хребта (350—400 мм), и более высокой среднегодовой

Таблица 50

Химический состав подземных вод Тувинской межгорной впадины

Компоненты	Единицы измерения	Водовмещающие породы				Среднее
		песчаники	песчаники и сланцы	извест- ияки	рыхлые образова- ния	
HCO ₃ ⁻	мг/л	292	512	—	296	367
SO ₄ ²⁻	—	72,5	45,6	—	41,0	53,0
Cl ⁻	—	30,3	37,0	—	18,7	28,7
Br ⁻	—	0,29	—	—	—	0,29
I ⁻	—	0,042	—	—	—	0,04
Ca ²⁺	—	62,7	59,8	—	58,7	60,4
Na ⁺ +K ⁺	—	28,7	80,6	—	47,5	52,3
Mg ²⁺	—	34,4	48,0	—	15,6	32,7
Сумма	—	524	783	—	478	594
Fe	мкг/л	700	1440	1150	50,0	860
Sr	—	760	1015	980	70,0	706
Al	—	160	520	100	70,0	213
Mn	—	32,5	58,0	20	20	32,6
Ti	—	100	16,0	2,0	5,0	30,7
Ba	—	16,5	42,0	20,0	7,0	21,4
Cu	—	38,5	4,50	6,0	5,0	12,5
Ni	—	22,5	4,50	10	1,0	9,50
Cr	—	6,0	4,50	11,0	1,0	5,62
Pb	—	4,0	4,50	10,0	2,0	5,12
V	—	6,5	3,0	1,0	2,0	3,12
Zr	—	6,0	3,0	1,5	0,8	2,82
Ga	—	5,50	3,0	0,8	0,6	2,49
Sn	—	0,10	1,8	0,15	2,0	1,01
Ag	—	0,40	0,60	1,0	0,1	0,52
Mo	—	0,60	0,45	0,3	0,35	0,42
Число анализов	—	28	19	9	15	71

температуре, равной — 2,6° С. Модуль подземного стока в пределах хр. Чихачева равен 6,0—9,0 л/с·км².

Геохимия формирующихся в этих условиях подземных вод определяется их исключительно низкой минерализацией (около 100 мг/л), слабокислым характером (вне пределов карбонатных пород), гидрокарбонатным натриево-кальциевым составом и низкими концентрациями микрокомпонентов (табл. 51). В пределах развития карбонатных пород воды слабощелочные, несколько более высокоминерализованные, но содержания большинства микрокомпонентов в них уменьшаются.

Подземные воды среднегорной части Алтая были изучены в бассейне р. Кызыл-Чин, расположенной на северо-западном обрамлении Чуйской степи с абсолютными отметками 1800—2600 м. Рельеф этой территории более слажен, относительные превышения составляют 200—400 м. Количество выпадающих атмосферных осадков равно 200—300 мм. Слоны холмов частично залесены. Более затрудненный водообмен в этих условиях приводит к

Таблица 51

Средний химический состав подземных вод выщелачивания Алтая

Компоненты	Единицы измерения	Горный Алтай			Рудный Алтай	Среднее	Атмосферные осадки низкогорной части
		высоко-горье	средне-горье	низко-горье			
pH	—	6,9	7,55	7,75	7,3	7,37	6,3
HCO ₃ ⁻	мг/л	72,5	278	305	243	226	61,0
Cl ⁻	—	3,55	6,07	12,8	6,0	7,35	10,7
SO ₄ ²⁻	—	2,75	17	5,0	6,0	6,69	4,2
Ca ²⁺	—	13,9	44,7	38	73	42,4	5,0
Mg ²⁺	—	5,45	25,6	52,5	14	27,6	4,2
Na ⁺ +K ⁺	—	5,9	12,1	58,3	18	25,4	18,4
Сумма	—	104	384	472	372	320	108
CO ₂ (св.)	—	4,4	7,25	—	11,8	7,82	—
Fe	мкг/л	—	—	—	1000	1000	—
Sr	—	—	—	22,8	360	191	7,5
Mn	—	8,50	15,4	62,5	5	24,1	10,0
Ti	—	1,0	2,65	43,2	13	21,7	38,0
Ba	—	6,90	15,2	12,4	31	14,4	6,0
Zn	—	8,35	15,6	17,6	—	13,9	2,5
Cr	—	0,95	2,15	2,75	2,40	1,96	6,0
Cu	—	1,90	3,50	0,65	1,0	1,75	0,5
Ni	—	0,32	0,85	2,45	0,12	1,03	0,3
As	—	1,07	1,20	0,50	—	0,92	—
Mo	—	—	—	0,03	1,28	0,65	0,25
Pb	—	0,35	0,85	0,70	0,50	0,60	1,0
Hg	—	—	—	0,59	—	0,59	0,5
V	—	0,12	0,65	0,70	—	0,49	—
Sn	—	—	—	0,03	0,77	0,40	0,3
Be	—	0,45	0,35	—	—	0,40	—
Zr	—	0,50	—	—	0,10	0,30	—
Co	—	—	—	0,30	0,10	0,20	0,25
Ag	—	0,10	0,15	0,04	0,20	0,12	0,4
Ga	—	—	—	—	0,10	0,10	—
Число анализов	—	72	109	56	78	315	3

формированию слабощелочных вод преимущественно гидрокарбонатного кальциево-магниевого состава с относительно высокой минерализацией. Аналогичные воды формируются и в пределах Курайского хр. на высотах 1700—2500 м. В табл. 51 приведен обобщенный состав вод среднегорной части Горного Алтая.

Принципиально иная картина наблюдается в пределах Чуйской степи — выровненной межгорной впадины с абсолютными отметками около 2000 м. Небольшое количество осадков (180 мм/год), 85% которых выпадает весной и осенью, приводит к развитию здесь процессов континентального засоления, что резко сказывается на составе подземных вод, который становится гидрокарбонатно-хлоридным магниево-натриевым с общей мине-

Таблица 52

Химический состав подземных вод Алтая с признаками континентального засоления

Компоненты	Единицы измерения	Степная часть Рудного Алтая	Чуйская степь	Среднее	Компоненты	Единицы измерения	Степная часть Рудного Алтая	Чуйская степь	Среднее
pH	—	7,60	8,20	7,9	Ti	мкг/л	23,0	16,5	19,8
$\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$	мг/л	329	373	351	Zn	—	4,6	33,8	19,2
Cl^-	—	46,5	143	94,7	Cu	—	2,64	12,0	7,32
SO_4^{2-}	—	75,5	98,1	87,8	Pb	—	5,57	5,0	5,28
$\text{Na}^+ + \text{K}^+$	—	47,0	122	84,5	Cr	—	0,59	8,0	4,30
Ca^{2+}	—	99,0	68,4	83,7	V	—	—	2,4	2,4
Mg^{2+}	—	25,0	52,5	37,8	U	—	2,2	—	2,20
SiO_2	—	8,8	—	8,8	Ni	—	1,66	2,0	1,83
Сумма	—	629	857	748	Be	—	—	1,0	1,0
CO_2 (св.)	—	13,5	—	13,5	Cd	—	0,51	—	0,51
O_2	—	4,6	—	4,6	Mo	—	0,46	—	0,46
Оксисляемость	мг O_2 /л	5,2	—	5,2	Ag	—	0,33	0,3	0,32
Fe	мкг/л	776	—	776	Ga	—	0,24	—	0,24
Al	—	522	—	522	Sn	—	0,15	—	0,15
Sr	—	342	—	342	Zr	—	0,07	—	0,07
Mn	—	125	256	190					
Ba	—	136	190	163					
					Число анализов	—	182	10	192

рализацией до 2 г/л. Одновременно в этих водах происходит повышение содержаний большинства микрокомпонентов (табл. 52).

Геохимия подземных вод низкогорных районов Горного Алтая была изучена в бассейне р. Сарасы (северные склоны Алтая). В пределах этой территории абсолютные отметки поверхности рельефа колеблются в пределах 350—800 м, количество выпадающих осадков 600 мм/год. Водовмещающими породами являются эфузивно-осадочные отложения девона и карбонатно-терригенные осадки рифея и кембрия. Формирующиеся воды являются довольно щелочными гидрокарбонатными преимущественно магниево-натриевыми с повышенным содержанием сидерофильных элементов (см. табл. 51).

Подземные воды различных ландшафтных зон Рудного Алтая изучены Б. А. Воротниковым (1974). Абсолютные отметки горной части исследованной территории колеблются в пределах 600—900 м, количество атмосферных осадков 500—600 мм/год. В предгорной части отметки понижаются до 400—500 м, а количество осадков до 400 мм/год. Соответственно при движении от горной части к равнинной состав вод изменяется от гидрокарбонатного кальциево-магниевого до кальциево-натриевого, а средняя минерализация от 370 до 710 мг/л. В равнинной и предгорной частях

налицо признаки процессов континентального засоления воды, выражющиеся в накоплении в растворе сульфатов и хлоридов, что позволило отнести их к типу вод континентального засоления (см. табл. 52). Подземные воды среднегорной части Рудного Алтая относятся к типу выщелачивания и хорошо укладываются в общую схему вертикальной поясности, характерной для горных областей. Отличительной особенностью Рудного Алтая является наличие древних кор выветривания каолинитового (мел-палеогеновые коры) или дресвяно-щебенистого (неогеновые коры) состава, особенно широко развитых в геоморфологически выровненных районах. Это затрудняет водообмен и способствует формированию вод с повышенной минерализацией.

В табл. 51 приведен средний состав только тех подземных вод Алтая, в которых отсутствуют признаки континентального засоления. Анализ этих данных показывает, что при снижении абсолютных отметок земной поверхности, уменьшении степени расчлененности рельефа и смене ландшафтных условий от горных тундр и альпийских лугов (высокогорье) через умеренно влажную лесную зону (среднегорье) до лесостепных ландшафтов с черноземными почвами происходит увеличение общей минерализации подземных вод, но при этом рост содержания большей части химических элементов не является равномерным, а носит сложный характер, свидетельствуя о наличии геохимических барьеров для значительного числа рассматриваемых элементов. Все это является следствием изменяющегося характера взаимодействия воды с горными породами.

Салаирский кряж представляет собой всхолмленную возвышенность, расчлененную процессами эрозии. Средние высоты его водоразделов колеблются в пределах 420—470 м, редко достигая 600 м. Господствующими формами рельефа являются массивно-волнистые гривы. Большая часть Салаирского кряжа является сильно залесенной и только предгорные районы, где количество осадков уменьшается до 200—300 мм (вместо 350—500 мм в центральной части), представляют собой лесостепь. Среднегодовая температура воздуха 0,5—0,8° С. Модуль подземного стока равен 2,0—2,5 л/с·км².

Характерная особенность Салаира состоит в широком развитии рыхлых покровных отложений, включая древние коры выветривания мощностью до 100 м, с которыми связано развитие первого водоносного горизонта. Ниже залегают трещинные и трещинно-карстовые воды, приуроченные к верхней наиболее выветрелой и трещиноватой зоне известняков нижнего карбона, девона и кембрия, песчаников, конгломератов, аргиллитов и алевролитов силура, ордовика и кембрия, а также эфузивов, туфов и метаморфических сланцев докембрия и кембрия.

Геохимия подземных вод наиболее полно была изучена Ю. Г. Копыловой и З. В. Тупчий в северо-западной части Салаира в пределах развития различных водовмещающих пород и ландшафтных зон (табл. 53). Формирующиеся в этих условиях

Таблица 53

Химический состав подземных вод Салайра

Компоненты	Единицы измерения	Таежная зона			Лесостепная зона		Среднее	Атмосферные осадки	
		Порово-пластовые воды рыхлых образований	Трещинные воды отложений		Трещинные воды отложений				
			терригенно-карбонатных	терригенно-вулканогенных	карбонатных	терригенно-карбонатных	эффузивно-осадочных		
pH	—	7,20	7,83	7,95	7,80	7,62	7,70	7,67	
HCO ₃ ⁻	мг/л	151	358	390	330	462	370	344	
Cl ⁻	“	8,90	8,30	7,50	6,40	6,95	7,40	7,56	
SO ₄ ²⁻	“	2,10	8,00	3,0	2,15	7,0	5,65	4,65	
NO ₃ ⁻	“	—	1,42	0,82	2,95	1,33	0,15	1,33	
NO ₂ ⁻	“	—	0,06	0,02	0,60	—	0,10	0,19	
Ca ²⁺	“	37,5	64,3	74,0	61,0	71,4	70	63	
Na ⁺ +K ⁺	“	9,15	31,6	23,8	34,5	46,4	26,2	28,6	
Mg ²⁺	“	2,10	12,6	24,4	8,11	14,3	40	16,9	
NH ₄ ⁺	“	—	—	0,93	0,15	0,52	0,85	0,61	
SiO ₂	“	—	9,0	16,5	6,5	8,89	18,3	12,4	
Сумма	“	211	493	541	450	619	539	478	
CO ₂ (св.)	“	5,55	8,63	11,1	7,40	13,9	7,40	8,99	

O ₂	"	8,50	3,67	2,0
Fe	МКГ/л	—	50	270
Al	"	—	67	90
Zn	"	29,1	9,83	15
Mn	"	20,4	24,4	26,1
Ti	"	17,5	7,63	8,40
Ba	"	1,85	4,1	5,0
As	"	—	1,2	0,7
Hg	"	0,65	2,1	1,87
Sb	"	—	—	—
Cu	"	0,9	0,47	0,45
Cr	"	1,0	1,87	0,35
Ni	"	1,55	0,43	0,35
Co	"	0,18	0,1	0,1
Pb	"	0,75	0,37	0,45
Mo	"	—	—	—
V	"	0,85	0,33	0,3
Ag	"	0,1	0,08	0,07
Sn	"	—	0,1	0,08

Число анализов

— 144 379 551

6,9	1,51	1,5	4,01	
150	150	265	177	—
—	—	290	149	—
17,4	52,4	60,1	30,6	10
15,8	41,2	40	28	25
1,6	5,28	13,8	9,04	3,0
1,6	3,0	3,8	3,23	2,8
—	5,62	4,6	2,02	—
2,2	2,5	1,25	1,76	—
0,5	2,32	0,82	1,21	—
0,4	0,4	2,20	0,8	1,1
0,4	0,45	0,5	0,76	1,9
0,3	0,55	0,8	0,66	0,1
—	0,89	1,81	0,61	0,07
0,70	0,4	1,0	0,61	0,9
—	—	0,6	0,6	—
0,4	0,18	0,4	0,41	0,1
—	0,1	0,8	0,23	0,06
—	0,12	0,14	0,11	0,1
72	132	61	1339	2

воды являются щелочными, гидрокарбонатными кальциево-натриевыми, реже кальциево-магниевыми с повышенной минерализацией. В лесостепной зоне воды более высоко минерализованы, чем в лесной, но это не связано с процессами континентального засоления. С ростом минерализации наблюдается повышение со-

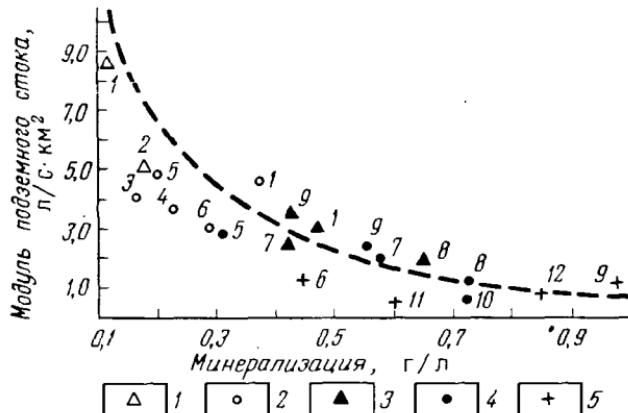


Рис. 23. Зависимость общей минерализации подземных вод от величины модуля подземного стока.

1-5 — ландшафты (1 — высокогорные, 2 — среднегорно-таежные, 3 — низкогорно-лесостепные, 4 — низкогорно-лесостепные, 5 — горно-степные). Цифры на графике: 1 — Горный Алтай; 2 — Танчурло-Сангиленский район; 3 — Западные Саяны; 4 — Восточные Саяны; 5 — Кузнецкий Алатау; 6 — Рудный Алтай; 7 — Салаир; 8 — Томь-Колывань; 9 — Кузбасс; 10 — хр. Байтак; 11 — Тувинская котловина; 12 — Чуйская степь

держаний далеко не всех микрокомпонентов. Эта тенденция сохраняется только у марганца, цинка, мышьяка, кобальта, меди, серебра и сурьмы. В среднем соленость подземных вод более чем в семь раз превышает минерализацию атмосферных осадков, в то время как разница по хлору между сравниваемыми водами не превышает двух раз. Следовательно, концентрирование солей вследствие частичного испарения воды не может возрасти более чем в два раза. Все это говорит о глубоком преобразовании состава атмосферных осадков уже в пределах горных пород.

В табл. 54 приводятся обобщенные данные по составу подземных вод горной части Саяно-Алтайской области. При составлении этой таблицы, кроме приведенных выше данных, учтены также опубликованные материалы Г. А. Головой (1968), Г. Б. Свешникова (1967) и П. А. Удодова и др. (1962) по Рудному Алтаю. Анализ приводимой таблицы позволяет наметить некоторые основные закономерности формирования химического состава подземных вод. Прежде всего очевидна закономерность связи общей минерализации вод с интенсивностью водообмена: наиболее пресные воды формируются в условиях наиболее активного водообмена (высокогорные расчлененные районы). Там, где водообмен затруднен, даже в высокогорных районах формируются воды с повышенной минерализацией (Чуйская степь). При движении от высокогорных ландшафтов к среднегорным и далее низкогорным и равнинным минерализация подземных вод неуклонно возрастает и в лесостепных ландшафтах даже при отсутствии явных признаков континентального засоления может достигать 1,0 г/л. Обратная зависимость минерализации подземных вод и интенсивности водообмена, характеризуемой модулем подземного стока, хорошо видна на рис. 23, при составлении которого учтены и ма-

Таблица 54

**Средний химический состав подземных вод горной части
Саяно-Алтайской области**

Компоненты	Единицы измерения	Ландшафтные зоны			
		горных тундр и альпийских лугов	горно-таежная	горно-лесостепная	горно-степная*
pH	—	6,90	7,12	7,43	7,85
HCO ₃ ⁻	мг/л	80,0	186	307	409
Cl ⁻	—	4,75	6,12	7,99	74,9
SO ₄ ²⁻	—	3,21	6,04	12,2	77,6
NO ₃ ⁻	—	—	—	0,74	0,82
NO ₂ ⁻	—	—	—	0,10	—
Ca ²⁺	—	17,5	32,4	59,7	72,2
Na ⁺	—	6,52	11,1	21,8	78,4
Mg ²⁺	—	5,90	14,7	22,1	34,3
K ⁺	—	0,4	0,87	2,52	8,22
NH ₄ ⁺	—	—	—	0,38	0,96
SiO ₂	—	5,86	10,3	15,8	19,3
Сумма	—	124	267	450	776
CO ₂ (св.)	—	4,83	8,72	12,3	13,5
Окисляемость	мг О ₂ /л	—	—	—	5,21
O ₂	мг/л	—	—	1,52	4,07
Fe	мкг/л	420	845	238	683
Br	—	—	—	—	290
Al	—	236	283	—	368
Sr	—	42,0	85,1	132	397
P	—	—	—	50,8	—
B	—	—	—	—	50,0
I	—	—	—	—	40,0
Mn	—	19,7	23,8	21,6	102
Zn	—	9,76	10,8	29,1	59,8
Ba	—	8,82	12,3	29,2	83,0
Tl	—	4,11	23,6	19,8	21,5
Cu	—	3,26	2,62	4,65	8,38
Cr	—	2,21	2,95	0,54	5,31
Ni	—	2,78	1,46	0,89	4,59
Pb	—	2,83	1,25	0,85	4,07
Sb	—	—	2,27	1,28	2,0
As	—	1,07	0,92	4,12	1,36
Hg	—	—	1,10	1,67	—
Sn	—	0,60	0,60	0,25	0,50
V	—	0,20	1,13	0,49	2,71
Zr	—	0,92	0,84	0,40	1,43
Ga	—	0,15	0,12	—	1,10
Be	—	0,36	0,18	—	0,93
Mo	—	0,65	0,53	0,86	0,46
Co	—	0,27	0,15	1,22	0,22
Ag	—	0,12	0,32	0,24	0,46
Bi	—	—	0,22	—	—
Y	—	0,10	—	—	—
Число анализов	—	418	3127	693	228

* Подземные воды с признаками континентального засоления.

териалы по межгорным (Кузбасс) и низкогорным (Колывань-Томская складчатая зона) районам.

Состав вод характеризуемой области в своей подавляющей массе является гидрокарбонатным кальциевым или кальциево-магниевым, включая и маломинерализованные воды высокогорных районов. По мере увеличения степени минерализации доли натрия и особенно магния относительно возрастает и в низкогорных районах воды становятся практически повсеместно кальциево-магниевыми, а иногда даже магниево-натриевыми (предгорья Горного Алтая), что обусловлено высокой их щелочностью, затрудняющей накопление в растворе кальция. В лесостепных и особенно степных районах роль магния и натрия еще более повышается и воды становятся магниево-кальциевыми (хр. Байтак) или в условиях высокой щелочности — натриево-магниевыми (Чуйская степь), т. е. уже типично содовыми.

§ 2. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД КУРАМИНСКОГО ХРЕБТА (СЕВЕРНЫЕ ОТРОГИ ТЯНЬ-ШАНЯ)

Кураминский хребет характеризуется расчлененными формами рельефа, абсолютные отметки которых варьируют в широких пределах: от 500 м на юго-западе до 3700 м на северо-востоке (водораздельная часть). Слоны гор являются крутыми, большей частью незалесенными (только в отдельных местах развиты густые заросли арчи). В районах, где абсолютные отметки превышают 3000 м, на северных склонах в течение всего года сохраняются многолетние снежники. В то же время низко- и среднегорная части исследованной территории относятся к типу каменистой горной stepи.

Климат района резко континентальный и характеризуется продолжительным жарким летом и довольно холодной зимой. Основное количество осадков выпадает с октября по май, т. е. в наиболее холодную часть года, что наряду с расчлененным рельефом благоприятствует формированию повышенного в горной части поверхностного стока, который резко уменьшается в низкогорных районах. Количество выпадающих атмосферных осадков подчиняется влиянию высотной зональности и изменяется от 350—400 (долина р. Ангрен) до 800 мм/год (пос. Кочбулак). В более высокогорной части (отметки выше 2000 м) количество осадков, видимо, превышает 1000 мм/год.

Обилие атмосферных осадков, низкое испарение, расчлененный рельеф и повышенная проницаемость верхней трещиноватой зоны коренных пород приводят к формированию достаточно интенсивного подземного стока в пределах средне- и высокогорной частей региона, разгрузка которого происходит в виде густой сети нисходящих родников, расположенных на различных эрозионных уровнях. По мере снижения абсолютных отметок местности наблюдается увеличение глубины залегания подземных вод

и уменьшение количества родников, которые полностью исчезают в долине р. Ангрен. Модуль подземного стока, по нашим данным, изменяется от 3—4 (высокогорье) до 1—2 л/с·км² (предгорье).

В геологическом строении района принимает участие сложный и разновозрастный комплекс осадочных, эфузивных и интрузивных образований, преимущественно палеозойского возраста. Отложения нижнего палеозоя представлены метаморфическими сланцами ордовика и силура, среднего палеозоя — нижнедевонскими эфузивами (андезитовые, кварцевые и андезито-дацитовые порфиры) и терригенно-карбонатными отложениями среднего девона — нижнего карбона, верхего палеозоя — осадочно-вулканогенными породами карбона. Исследованный район насыщен проявлениями интенсивного и многофазного магматизма, связанного преимущественно с герцинским тектогенезом. Петрографически интрузивные образования представлены преимущественно кислыми и средними разностями пород (гранитами, гранит-порфирами, диоритами, сиенитами, сиенит-порфирами, габбро-диоритами, кварцевыми порфирами). По долинам рек и саев развиты пролювиально-аллювиальные отложения и глинистые продукты выветривания значительной мощности (в долине р. Ангрен до 70 м). В составе лёссовидных суглинков широко развит карбонатный цемент.

Интенсивный водообмен в средне- и высокогорной частях Кураминских гор приводит к формированию пресных гидрокарбонатных кальциево-натриевых вод с общей минерализацией менее 1 г/л (табл. 55). В низкогорной части преобладание испарения над осадками способствует развитию начальных стадий сульфатного засоления с увеличением минерализации подземных вод до 8 г/л. Вследствие этого в районе исследований наблюдается четко выраженная вертикальная гидрогеохимическая зональность: пресные гидрокарбонатные воды высокогорной части с понижением отметок постепенно сменяются солоноватыми сульфатными с различным катионным составом (рис. 24). Важно подчеркнуть, что отмеченная закономерность носит региональный характер и не зависит от состава подстилающих пород.

Наиболее пресными являются гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-магниевые воды (см. рис. 24). Этот состав вод наблюдается при их минерализации 0,1—0,7 г/л. В отдельных случаях вместо кальция в растворе доминируют натрий или магний. При этом минерализация магниевых вод колеблется в пределах от 0,3 до 0,6 г/л, а натриевых — от 0,5 до 0,8 г/л, т. е. среди гидрокарбонатно-сульфатных вод натриевые являются наиболее минерализованными.

Сульфатный тип вод характеризуется общей минерализацией свыше 0,8 г/л. При этом, как и в случае гидрокарбонатного типа, наименее минерализованными водами являются кальциевые, наиболее минерализованными — натриевые. Переход между этими подтипами обычно наблюдается при минерализации 1,5—2,0 г/л. В отдельных случаях в качестве доминирующего катиона встре-

Химический состав подземных вод Кураминского хребта

Компоненты	Единицы измерения	Аллювиальные отложения		Песчано-глинистые		Туфоловые		Эффузивно-осадочные		Глинисто-карбонатные		Эффузивно-осадочные		Метаморфические сланцы		Диориты		Граниты		Средний состав		
		1	2	2	1	1	2	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
pH	—	7,47	7,46	7,53	7,32	7,48	7,45	7,49	7,64	7,64	7,54	7,48	7,6	7,56	7,45	7,48	7,5	7,51	7,5	7,51	7,5	7,51
HCO ₃ ⁻	мг/л	268	255	257	62	258	264	249	165	194	162	211	113	232	163	280	170	243	170	243	170	243
SO ₄ ²⁻	мг/л	38,2	985	1131	9,93	67,9	1086	1144	39,1	791	23,1	1160	23,8	1013	40,5	1060	34,8	1047	34,8	1047	34,8	1047
Cl ⁻	мг/л	5,46	109	202	4,92	7,68	110	126	5,62	67,3	5,1	58	7,12	139	5,25	108	5,88	115	5,88	115	5,88	115
NO ₃ ⁻	мг/л	5,11	7,75	8,75	1,33	9,14	8,99	11,6	3,5	6,33	2,0	14,6	5,0	14,7	5,6	7,03	4,52	9,96	4,52	9,96	4,52	9,96
Ca ²⁺	мг/л	48,2	172	237	19,6	42,2	181	209	56,1	202	46,7	277	34,1	207	53,9	192	43	210	43	210	43	210
Na ⁺	мг/л	24,4	254	274	2,84	44,1	271	269	6,62	126	10,2	200	5,69	245	7,79	244	14,6	236	14,6	236	14,6	236
Mg ²⁺	мг/л	23,5	94,2	113	2,38	22,3	116	108	7,75	70,5	6,84	75,8	5,18	94,1	7,83	111	10,8	97,8	10,8	97,8	10,8	97,8
K ⁺	мг/л	3,15	29,8	24	1,75	4,61	26,5	19,9	2,0	15,4	2,47	26,8	1,37	29,3	1,95	22,5	2,47	24,4	2,47	24,4	2,47	24,4
NH ₄ ⁺	мг/л	—	—	0,6	—	0,26	0,43	—	0,2	—	0,49	—	0,39	0,64	0,3	0,37	0,44	0,44	0,37	0,44	0,37	0,44
SiO ₂	мг/л	19,9	19,3	20,8	12,7	21,4	20,6	22,2	25	19,8	20,1	26,5	15,5	23,5	17	22,2	18,8	21,9	18,8	21,9	18,8	21,9
Сумма	мг/л	428	1921	2263	112	473	2078	2155	306	1487	273	2045	205	1993	300	2042	301	2000	301	2000	301	2000
CO ₂ (св.)	мг О ₂ /л	12,1	21,0	15,5	7,9	9,17	18,8	22,2	9,0	29	10,7	16,2	17,5	19,1	12	20,1	11,2	20,2	11,2	20,2	11,2	20,2
Окисляемость	мг О ₂ /л	1,03	1,75	2,63	2,74	1,01	2,19	2,94	1,49	1,42	1,51	3,59	1,47	2,35	1,57	2,0	1,55	2,36	1,55	2,36	1,55	2,36
Sr	мкг/л	40	788	1418	16,8	116	860	84,6	38	1324	38,4	134	33,5	233	39,9	409	44,6	657	44,6	657	44,6	657
Ba	мкг/л	16,6	34,6	19,7	17,4	40,2	25,3	8,62	11,5	27,7	14,9	6,43	17,6	6,6	29	18,5	21,1	18,4	21,1	18,4	21,1	18,4
Mn	мкг/л	31,7	36,3	29,6	6,14	15,5	31,3	39,1	15,8	61,7	14	28,7	16,3	21,1	20,4	26,7	17,1	34,4	15,7	34,4	15,7	34,4
B	мкг/л	20,6	173	131	2,29	33,9	197	53	2,25	65,7	4,46	29	1,21	44,5	4,72	101	15,7	99,3	15,7	99,3	15,7	99,3
Zn	мкг/л	10,4	7,62	17,5	9,45	7,59	13,7	18,6	6,67	8,72	8,78	16,3	12,2	15	16,8	11,7	10,3	13,7	10,3	13,7	10,3	13,7
Ti	мкг/л	9,24	27,7	20,7	6,68	9,83	18,4	22,5	7,34	13,3	5,62	10,3	4,78	14,1	17,8	30,4	8,76	19,7	8,76	19,7	8,76	19,7
As	мкг/л	2,78	7,5	8,24	1,87	4,62	5,46	8,62	6,6	8,57	2,09	3,52	4,26	9,39	3,74	7,13	3,71	7,3	3,71	7,3	3,71	7,3
Cr	мкг/л	2,34	5,16	4,91	0,93	4,39	5,34	4,63	0,75	11,3	0,74	3,45	1,96	1,89	1,43	3,10	1,78	4,97	1,78	4,97	1,78	4,97
Pb	мкг/л	2,80	1,53	1,87	2,18	1,56	1,78	1,4	1,06	1,24	1,48	1,35	1,36	2,44	1,42	2,32	1,69	1,74	1,69	1,74	1,69	1,74
Ni	мкг/л	1,88	1,73	1,8	1,81	2,19	2,33	1,9	2,83	5,77	0,86	0,91	0,63	0,99	0,84	5,62	1,57	2,64	1,57	2,64	1,57	2,64
Cu	мкг/л	1,71	2,84	3,29	1,03	1,58	2,91	4,02	1,85	1,88	1,3	5,82	0,66	2,74	2,05	3,7	1,46	3,4	1,46	3,4	1,46	3,4
Mo	мкг/л	0,57	2,21	1,56	0,14	0,47	2,76	2,99	1,25	0,88	0,34	1,45	0,91	2,9	1,31	3,44	0,71	2,27	0,71	2,27	0,71	2,27
Sb	мкг/л	0,64	1,78	6,12	0,98	0,7	1,66	1,35	—	0,84	0,32	—	0,43	3,87	0,65	1,87	0,62	2,49	0,62	2,49	0,62	2,49
Co	мкг/л	0,73	0,6	0,37	0,37	0,59	0,42	0,4	0,52	0,68	0,12	0,23	0,19	0,37	0,31	0,47	0,41	0,44	0,41	0,44	0,41	0,44
V	мкг/л	0,5	0,51	1,4	0,38	0,72	1,06	0,29	0,4	1,25	0,17	0,44	0,11	0,24	0,3	0,85	0,37	0,75	0,37	0,75	0,37	0,75
Cd	мкг/л	0,42	0,40	0,51	—	0,54	0,83	0,85	0,21	0,15	0,29	0,88	0,12	0,54	0,44	0,82	0,34	0,62	0,34	0,62	0,34	0,62
Sn	мкг/л	0,37	0,1	0,1	0,13	0,27	0,16	0,22	0,18	0,21	0,08	—	0,06	0,33	0,21	0,59	0,19	0,24	0,19	0,24	0,19	0,24
Zr	мкг/л	0,08	—	—	—	0,08	0,45	—	0,39	0,58	—	—	—	—	—	—	0,18	0,53	0,18	0,53	0,18	0,53
Be	мкг/л	0,04	0,12	0,05	0,07	0,17	0,07	—	—	0,12	—	—	—	—	—	—	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09
Ag	мкг/л	0,10	0,03	0,12	0,08	0,08	0,17	0,07	0,05	0,07	0,07	—	0,05	0,07	0,05	0,10	0,07	0,10	0,07	0,10	0,07	0,10
Au	мкг/л	0,002	0,001	0,017	0,0003	0,002	0,016	0,010	0,011	0,008	0,0003	0,0008	0,0002	0,006	0,012	0,019	0,004	0,011	0,011	0,011	0,011	0,011
Число анализов	—	41	74	39	51	301	239	51	19	25	66	28	36	99	84	87	598	642				

Примечание. 1 — гидрокарбонатные воды; 2 — сульфатные.

чается магний, такая картина характерна для вод с минерализацией 1,6—2,5 г/л. При превышении последней 2,5 г/л воды всегда являются сульфатными натрневыми. При этом в эквивалентном выражении магний преобладает над кальцием.

Таким образом, уже краткое рассмотрение поведения ведущих элементов состава подземных вод Кураминского хребта свидетельствует о неодинаковой степени их концентрирования с ростом общего содержания солей в растворе. Это же подтверждают и данные табл. 56.

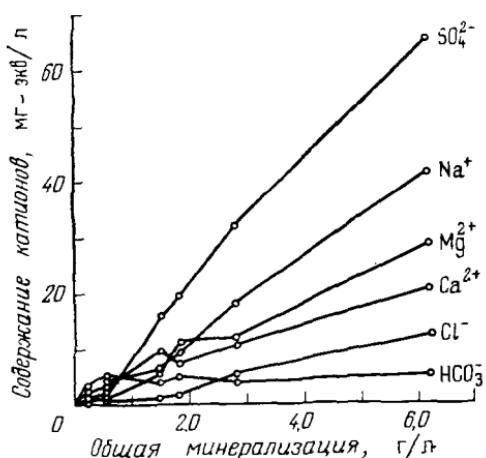


Рис. 24. Зависимость ионного состава подземных вод Кураминского хребта от степени их минерализации

римостью его карбонатов. В самом деле, как показывают данные табл. 57, все воды исследованного региона, имеющие минерализацию выше 1 г/л, насыщены относительно кальция. Следовательно, по мере концентрирования солоноватых вод из них непрерывно выпадает в осадок карбонат кальция, цементирующий другие глинистые минералы с образованием лёссовидных суглинков. По этой причине в более высокоминерализованных водах значения Na/Ca и Cl/Ca возрастают.

Несколько иначе изменяется величина Cl/SO_4 , значения которой вначале уменьшаются, а при минерализации выше 1,5 г/л

Таблица 56

Изменение соотношений между элементами при увеличении общей минерализации воды

Общая минерализация, г/л	Cl/SO_4	Na/Ca	Na/Mg	Cl/Na	Cl/Ca	Cl/Mg
0,27	0,17	0,18	1,06	0,69	0,12	0,73
1,50	0,09	0,64	2,02	0,53	0,34	1,06
1,86	0,10	1,28	1,53	0,47	0,61	0,73
2,84	0,12	1,93	2,91	0,47	0,92	1,38
6,18	0,13	2,29	2,75	0,46	1,06	1,27

Таблица 57

Результаты расчета насыщенности подземных вод Кураминского хребта относительно кальцита и гипса*

Химический тип вод		рН	Общая минерализация, г/л	Средний состав воды, ммоль/л						Ионная сила	Произведение активностей				
				HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	Ca^{2+}	Na^+	Mg^{2+}		$[\text{Ca}^{2+}] [\text{HCO}_3^-]$		$[\text{Ca}^{2+}] [\text{SO}_4^{2-}]$		
											фактическое	теоретическое	фактическое	теоретическое	
Гидрокарбонатные	Кальциевые	7,46	0,27	2,5	0,3	0,2	1,2	0,4	0,3	0,005	$2,2 \cdot 10^{-6}$	$3,3 \cdot 10^{-6}$	$1,8 \cdot 10^{-7}$	$2,1 \cdot 10^{-5}$	
	Магниево-кальциевые	7,5	0,49	5,2	0,4	0,2	0,9	1,5	1,5	0,009	$2,3 \cdot 10^{-6}$	$3,0 \cdot 10^{-6}$	$1,1 \cdot 10^{-7}$	$2,1 \cdot 10^{-5}$	
	Натриевые	7,7	0,57	4,5	1,0	0,3	0,8	3,9	0,8	0,010	$1,7 \cdot 10^{-6}$	$1,9 \cdot 10^{-6}$	$3,1 \cdot 10^{-7}$	$2,1 \cdot 10^{-5}$	
Сульфатные	Кальциево-магниево-натриевые	7,48	1,5	3,7	7,9	1,9	5,1	5,7	2,7	0,038	$5,7 \cdot 10^{-6}$	$3,2 \cdot 10^{-6}$	$5,1 \cdot 10^{-6}$	$2,1 \cdot 10^{-5}$	
	Магниево-натриево-кальциевые	7,35	1,86	5,3	9,5	2,7	3,9	8,8	5,5	0,046	$5,4 \cdot 10^{-6}$	$5,4 \cdot 10^{-6}$	$3,8 \cdot 10^{-6}$	$2,1 \cdot 10^{-5}$	
	Натриево-магниево-кальциевые	7,57	2,84	4,4	16	5,6	5,4	18,1	6,0	0,068	$5,4 \cdot 10^{-6}$	$2,6 \cdot 10^{-6}$	$6,9 \cdot 10^{-6}$	$2,1 \cdot 10^{-5}$	
	Натриево-магниевые	7,6	6,2	5,2	37,6	12,5	10	41,6	12	0,148	$7,4 \cdot 10^{-6}$	$2,4 \cdot 10^{-6}$	$1,5 \cdot 10^{-5}$	$2,1 \cdot 10^{-5}$	

начинают возрастать. В рассматриваемых условиях хлор практически не встречает каких-либо барьеров на своем пути, так как не образует собственных минералов, поэтому причину изменения величины рассматриваемого отношения необходимо искать в поведении сульфат-иона. Относительное увеличение содержаний последнего в водах на первых стадиях их эволюции объясняется окислением и выщелачиванием сульфидных минералов, которые широко распространены практически во всех породах рассматриваемого региона, а также образуют многочисленные месторождения и рудопроявления. На более поздних стадиях континентального засоления относительные концентрации сульфат-иона уменьшаются вследствие его выпадения из раствора в виде гипса в наиболее благоприятных для этого условиях.

В самом деле, проведенные нами исследования показали, что большая часть сульфатных вод недонасыщена по отношению к гипсу (см. табл. 57), однако, если рассматривать отдельные анализы, то среди них встречаются воды, насыщенные сульфатом кальция. Последнее подтверждается также наличием кристаллов выпавшего из раствора гипса в низкогорной части исследуемого региона в условиях наиболее затрудненного водообмена и результатами водных вытяжек из глинистых образований. Следовательно, частичным осаждением гипса из вод на отдельных участках можно объяснить увеличение в них значения Cl/SO_4 .

Нельзя не обратить внимания на тот факт, что по мере роста общей минерализации вод содержание кремнезема в них практически не изменяется. Это обстоятельство говорит о том, что из раствора выпадают не только кальцит и гипс, но и глинистые минералы, связывающие магний, калий и в меньшей степени натрий и кальций. Именно поэтому наблюдается рост в водах значений Na/Ca и Na/Mg (см. табл. 57). В противоположность этому величина Cl/Na по мере роста солености вод уменьшается, что свидетельствует о более активном концентрировании натрия в соленых водах по сравнению с хлором. Такое положение может быть объяснено только тем, что натрий непрерывно выщелачивается подземными водами из первичных алюмосиликатов.

Таким образом, анализ приведенного материала убедительно свидетельствует о том, что формирование сульфатных вод в пределах Кураминского хребта это результат не только процессов континентального засоления, но и более сложных процессов разрушения первичных алюмосиликатов и сульфидов с образованием глин, карбонатов и реже гипса. Глинистые минералы образуются одновременно с карбонатами и формируют лёссовидные суглинки, широко развитые на склонах гор в районе исследований. При этом одни химические элементы (Na , Cl , S , Mg , Sr , B) накапливаются в растворе весьма интенсивно (рис. 25), другие (Ca , K , Mn , Ti , As , Cr , Mo) — менее активно, третья (N , Ba , Zn , Sb , V , Au) — накапливаются только до определенных пределов, а затем их концентрации понижаются, четвертые (Si , Pb , Ni , Cu , Co , Cd , Sn , Be , Ag , Zr) — практически не накапливаются. Пове-

дение каждого из этих элементов определяется наличием тех или иных геохимических барьеров. Так, стронций соосаждается вместе с гипсом, барий и свинец при определенных условиях образуют собственные сульфаты, серебро — хлориды, никель, кобальт и олово — сорбируются гидроокислами железа и глини-

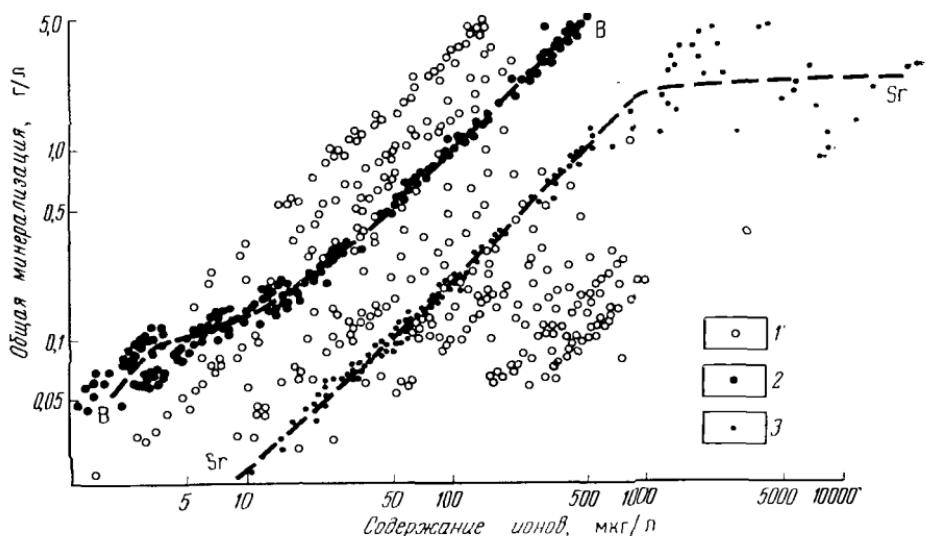


Рис. 25. Зависимость содержаний бора, бария и стронция от степени минерализации подземных вод Кураминского хр.
1 — барий; 2 — бор; 3 — стронций

ми; цинк — соосаждается карбонатами и т. д. В деталях поведение каждого элемента требует специального рассмотрения, что выходит за рамки данной работы.

§ 3. ГЕОХИМИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ДРУГИХ ГОРНЫХ ОБЛАСТЕЙ. СРЕДНИЕ СОДЕРЖАНИЯ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ВОДАХ

Гранитные массивы Сьерра-Невада (США). Крайне интересной является работа Дж. Х. Фета с соавторами (Feth e. a., 1964₁₋₂), которые не только изучили геохимию подземных вод гранитных массивов гор Сьерра-Невада (штаты Невада и Калифорния), но и сделали попытку разобраться в особенностях начальных стадий формирования химического состава подземных вод с учетом характера формирующихся продуктов выветривания.

Исследования проводились на отметках, превышающих 2000 м, в хорошо промываемом высокогорном районе. Количество осадков составляет 500—1250 мм/год. Климат влажный и только в низких долинах переходит в аридный.

Геологические особенности региона определяются наличием огромного батолита кислых магматических пород, имеющих состав гранитов, гранодиоритов и кварцевых монцонитов. Рыхлые отложения маломощны (всего несколько метров) или полностью отсутствуют. Минеральный состав глинистой фракции продуктов выветривания представлен плохо раскристаллизованными, часто трудно определяемыми каолинитом, монтмориллонитом и гидрослюдой. Только в одном случае встречен гиббсит. Большинство изученных родников выходит непосредственно из коренных пород, реже из аллювиальных или моренных отложений. Питание вод происходит за счет атмосферных осадков, таяния снега и снежников.

Химический состав подземных вод представлен в табл. 58. Среди вод гранитов отдельно выделены постоянно действующие родники и временные. Первые из них связаны с водами более глубокого залегания и приурочены к коренным породам, вторые — с водами неглубокого залегания почв и продуктов выветривания. Соответственно минерализация первых более чем в два раза выше вторых. Сравнительный анализ состава вод временных родников и снега показывает, что в первых содержание SiO_2

Таблица 58
Средний химический состав подземных вод горных районов
Сьерра-Невада, мг/л

Компоненты	Воды гранитов		Воды вулканогенных пород	Воды мелких ручьев с питанием		Среднее*	Снег
	временные родники	постоянные родники		снеговым	грунтовым		
pH	6,2	6,8	7,0	—	7,0	6,75	—
HCO_3^-	20	54,6	99	14	21	41,7	2,88
SO_4^{2-}	1,0	2,38	2,26	1,3	2,0	1,78	0,95
Cl^-	0,5	1,06	1,6	0,4	1,3	0,97	0,5
NO_3^-	0,02	0,28	0,6	0,1	0,2	0,24	0,07
F^-	0,07	0,09	0,07	0,04	0,07	0,07	—
Ca^{2+}	3,11	10,4	15,3	2,4	4,4	7,12	0,4
Na^+	3,03	5,95	8,41	1,5	2,7	4,32	0,46
Mg^{2+}	0,7	1,7	6,63	0,6	0,9	2,11	0,17
K^+	1,09	1,57	2,12	0,7	1,0	1,3	0,32
SiO_2	16,4	24,6	40,6	8,1	12	20,3	0,16
Сумма	45,9	103	177	29,1	45,6	79,9	5,91
Sr	0,05	0,12	0,025	—	—	0,065	—
Al	0,03	0,018	0,040	—	—	0,029	—
Fe	0,03	0,031	0,015	—	—	0,025	—
Число анализов	15	56	25	—	—	96	42—79

* Рассчитано нами.

Таблица 59

Средние концентрации элементов в подземных водах и снеге

Компо-ненты	Отношение средних концен-траций			Компо-ненты	Отношение средних концен-траций		
	временные родники	постоянные родники	постоянные родники		временные родники	постоянные родники	постоянные родники
	снег	снег	временные родники		снег	снег	временные родники
SiO ₂	100	154	1,5	K ⁺	3,4	4,9	1,4
Ca ²⁺	7,8	26	3,5	SO ₄ ²⁻	1	2,5	2,4
HCO ₃ ⁻	7,0	19	2,7	Cl ⁻	1	2,1	2,1
Na ⁺	6,6	13	2	NO ₃ ⁻	0,3	4,0	14
Mg ²⁺	4,1	10	2,4				

в 100 раз больше, чем во вторых, тогда как содержания сульфат- и хлор-ионов практически одинаковы. Следовательно, в самые первые моменты соприкосновения вод с почвами и элювиальными образованиями происходит обогащение вод прежде всего кремнеземом и в значительно меньшей степени другими элементами. Эта же тенденция сохраняется и для вод постоянных родников (табл. 59).

Любопытно также, что в начальные моменты формирования вод рост содержаний в растворе SiO₂ пропорционален росту концентраций гидрокарбонат-иона. И только позже, когда содержания HCO₃⁻ превышают 50 мг/л, рост содержаний SiO₂ в растворе начинает отставать (рис. 26). По отношению к натрию рост содержаний SiO₂ в растворе происходит как 2:1 и даже выше (рис. 27). Такое поведение ионов в растворе авторы работы совершенно справедливо объясняют выветриванием на первых порах полевых шпатов с образованием каолинита и монтмориллонита, которое в соответствии с приводимыми в работе реакциями обеспечивает пропорциональное накопление в растворе SiO₂ и HCO₃⁻ и в два раза большее обогащение вод кремнеземом по отношению к натрию.

Чтобы объяснить, почему в дальнейшем (при содержании HCO₃⁻>50 мг/л) соотношение между SiO₂ и HCO₃⁻ начинает уменьшаться, Дж. Х. Фет и др. выдвигают гипотезу, согласно которой с глубиной содержание CO₂ в воде уменьшается и вода теряет способность разрушать полевые шпаты. Вместо этого взаимодействие с водой вступают роговая обманка и биотиты, которые обогащают воду кальцием и магнием.

Не отрицая в принципе роли биотита и роговой обманки в обогащении вод кальцием и магнием, следует все же отметить, что уравновешивание переходящих в раствор катионов происходит анионом HCO₃⁻, который образуется при взаимодействии воды с углекислым газом. Следовательно, дело не в дефиците CO₂.

Кроме того, при выветривании роговой обманки и биотита раствор также обогащается кремниевой кислотой. Наконец, необходимо учитывать и то обстоятельство, что воды не только временных, но и постоянных родников не насыщены по отношению к полевым шпатам, что было показано термодинамическими методами (Feth e. a., 1964₁₋₂).

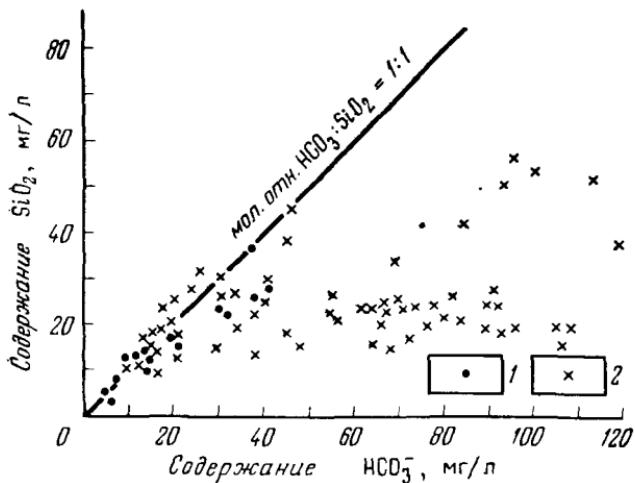


Рис. 26. Соотношение между SiO_2 и HCO_3^- в подземных водах гранитов Сьерра-Невады.
1—2 — родники (1 — временные, 2 — постоянные)

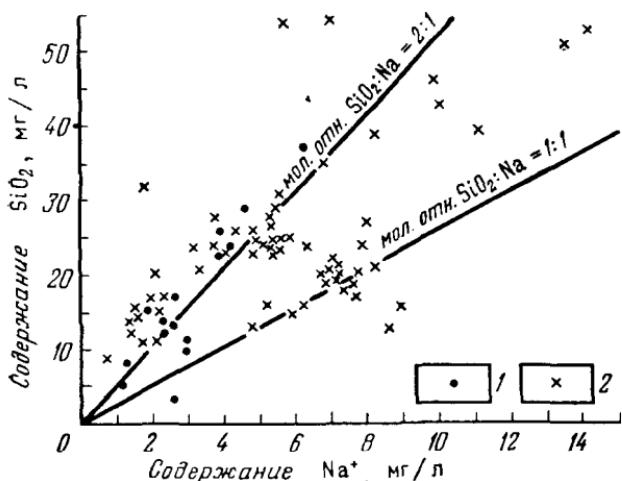


Рис. 27. Соотношение между SiO_2 и Na^+ в подземных водах гранитов Сьерра-Невады.
1—2 — родники (1 — временные, 2 — постоянные)

Следовательно, уменьшение масштабов накопления кремнезема в водах постоянных родников связано не с прекращением выветривания плагиоклазов, а с тем, что кремнезем участвует в синтезе глинистых минералов (каолинита, монтмориллонита и гидрослюды), тогда как гидрокарбонат-ион и натрий продолжают накапливаться в растворе.

Подземные воды вулканогенных пород формируются под влиянием тех же факторов, что и воды гранитов, но более низкая

кислотность первых приводит и к более высокой их минерализации и повышенному содержанию магния. Воды небольших ручьев, наоборот, являются более пресными, так как разбавляются водами тающих в течение всего лета снежников.

В заключение отметим, что по расчетам Дж. Х. Фета и др. 95% минерального состава подземных вод представлено элементами, извлеченными из горных пород и почв, и только 5% — из атмосферы. Из 95% литогенной составляющей воды примерно половина элементов поступает в раствор в первые часы или дни соприкосновения вод тающих снежников с горными породами и почвами. Среди элементов, поступающих в раствор в первые моменты, особая роль принадлежит кремнезему.

Горный район Сангр-де-Кристо (США) исследовался Дж. П. Миллером (Miller, 1961), который изучил состав вод небольших рек, глубоко врезанных в коренные породы и имеющих преимущественно грунтовое питание. Исследованная южная часть района (штат Нью-Мексико) характеризуется относительными превышениями над депрессией Рио-Гранде 1,5—2 км. Количество выпадающих атмосферных осадков составляет 300—875 мм/год. Коренные породы представлены кварцитами и гранитами докембрия и карбоновыми песчаниками с карбонатным цементом.

Химический состав изученных вод представлен в табл. 60, анализ которой показывает, что в рассматриваемых условиях формируются ультрапресные гидрокарбонатные кальциевые воды. Наибольшая минерализация характерна для вод песчаников, что является следствием растворения карбонатного цемента и соот-

Таблица 60

Химический состав небольших рек горного массива Сангр-де-Кристо

Компоненты	Единицы измерения	Дренируемые породы			Среднее	Компоненты	Единицы измерения	Дренируемые породы			Среднее
		кварциты	гравий	песчаники				кварциты	гравий	песчаники	
pH	—	6,56	7,1	7,95	7,2	B	мкг/л	6	4	5	5,0
HCO ₃ ⁻	мг/л	5,7	15,5	85,9	35,7	Cu	*	2,3	2,5	0,5	1,77
SO ₄ ²⁻	*	1,76	3,28	17,9	7,65	Mn	*	2	2	1,3	1,77
Cl ⁻	*	0,06	0,18	0,17	0,14	Ni	*	2,4	1,6	0,72	1,57
NO ₃ ⁻	*	0,12	0,11	0,11	0,11	Pb	*	1,3	1,2	1,3	1,27
Ca ²⁺	*	1,92	3,6	29,6	11,7	Ti	*	0,4	0,8	2,5	1,23
Na ⁺	*	0,52	2,07	1,26	1,28	Li	*	0,4	1	1,1	0,83
Mg ²⁺	*	0,06	0,56	2,57	1,06	Mo	*	0,02	0,81	0,05	0,29
K ⁺	*	0,3	0,62	0,56	0,46	Rb	*	0,05	0,2	0,05	0,1
SiO ₂	*	3,6	9,2	4,5	5,77	Co	*	0,03	0,04	0,08	0,05
Сумма	*	14,0	35,1	143	53,9	Be	*	0,04	0,02	0,05	0,04
Fe	мкг/л	25,0	59	59	47,7	Ag	*	0,02	0,02	0,02	0,02
Sr	*	3	11	57	23,7						
Al	*	12	16	28	18,7						
Ba	*	8	7	27	14,0	Число анализов	—	5	11	7	23
Cr	*	3	15	8	8,67						

вественно формирования щелочной среды. Судя по приведенным данным, последняя не способствует накоплению в водах меди, марганца, никеля и молибдена.

Юго-Восточные Аппалачи (США). Подземные воды среднегорных залесенных районов Аппалачей (шт. Северная Ка-

Таблица 61
Химический состав подземных вод Аппалачей, мг/л

Компоненты	Водоемещающие магматические породы								Среднее	
	кислого состава				среднего состава					
	1	2	3	4	1	2	3	4		
pH	6,5	—	5,8	7	7,1	—	6,5	8,2	6,8	
HCO ₃ ⁻	34	35	12	80	127	137	50	304	86	
SO ₄ ²⁻	2	4	0,1	23	17	44	0,1	391	24	
Cl ⁻	2	4	1,1	17	14	28	1,4	204	16	
NO ₃ ⁻	0,9	2,9	0,0	14	1,3	4,3	0,0	30	3,6	
F ⁻	0,1	0,1	0,0	0,9	0,1	0,2	0,0	1,8	0,15	
Ca ²⁺	5,0	5,0	1,8	12	38	49	13	174	27	
Na ⁺ +K ⁺	7,0	7,0	1,3	14	11	14	3,3	35	10,5	
Mg ²⁺	2	2	0,6	4,5	12	12	2,6	40	7	
SiO ₂	30	28	9,9	39	32	34	7,1	60	31	
Fe	0,2	1,2	0,01	8,7	0,2	0,6	0,0	5,7	0,9	
Сумма	71	75	25	123	233	269	106	696	206	

Примечание. Содержание: 1 — медианное, 2 — среднее, 3 — минимальное, 4 — максимальное.

ролина) в пределах развития магматических и метаморфических пород были изучены Х. Е. Леграндом (Legrand, 1958). Среди грунтовых вод исследованного района он выделил два типа: воды гранитов (граниты, риолиты, гнейсы и метаморфические сланцы) и воды диоритов (диориты, таббро, амфиболиты, андезиты, туфы). Это позволило выявить степень влияния пород на состав подземных вод, формирующихся в одинаковых ландшафтно-климатических условиях. Сравнение полученных данных (табл. 61) позволило установить следующие особенности каждого из выделенных типов.

Воды гранитов отличаются более низкой общей минерализацией, слабокислым характером, пониженной жесткостью, незначительным преобладанием натрия над кальцием и высоким (относительно общей минерализации) содержанием кремнезема. Воды диоритов характеризуются более высокой минерализацией (примерно в три раза), повышенной жесткостью, преобладанием кальция над натрием, слабощелочной средой и относительно низкими концентрациями кремнезема. Следует подчеркнуть, что рост минерализации подземных вод сопровождается увеличением их щелочности.

Приведенные выше материалы, а также другие опубликованные данные по отдельным регионам или отдельным химическим элементам, которые мы здесь не можем привести, обобщены в табл. 62. При составлении этой таблицы использованы, в частности, работы Г. А. Вострокнутова (1962), А. М. Черняева и др. (1970, 1973), К. Ф. Ахундова и Т. В. Грекаловой (1970), Т. В. Грекаловой и К. Ф. Ахундова (1973), М. А. Драгомировой (1944), Е. В. Менжинской (1944), В. Г. Вампилова и др. (1971), В. Н. Наумова и др. (1972), Д. С. Мукимовой (1968), Н. М. Шварцевой (1972), Б. Б. Адылова (1969), Ю. Я. Сущика и В. И. Маруса (1972), В. М. Швеца (1973), С. Р. Крайнова (1973), Г. А. Голевой (1968), П. А. Удодова и др. (1962), А. А. Бродского (1964), А. М. Овчинникова (1970), А. И. Германова (1963) и др. В ряде случаев использованы и работы, в которых приводятся данные по содержанию одного элемента в водах, например В. Г. Баева (1968). Особено много литературы имеется по содержанию фтора в водах отдельных регионов. Все они по возможности учтены.

Данные табл. 62 еще раз подтверждают уже отмеченную для Саяно-Алтайской области закономерность увеличения минерализации подземных вод по мере уменьшения абсолютных отметок и интенсивности водообмена. Эта закономерность проявляется не только в пределах отдельных горных систем, но и, как это было показано на примере вод гранитных массивов Сьерра-Невада, в пределах какого-либо одного склона, т. е. чем более длительный путь проходит вода по горным породам, тем выше ее минерализация. Особенно показательны в этом отношении данные по Забайкалью (рис. 28), полученные В. М. Степановым (1974), который убедительно показал, что распределение подземных вод свободного водообмена горных сооружений имеет зональный (поясной) характер: наименее минерализованные воды гидрокарбонатного магниевого и кальциевого состава распространены в приводораздельных, наиболее высоко поднятых частях горных сооружений.

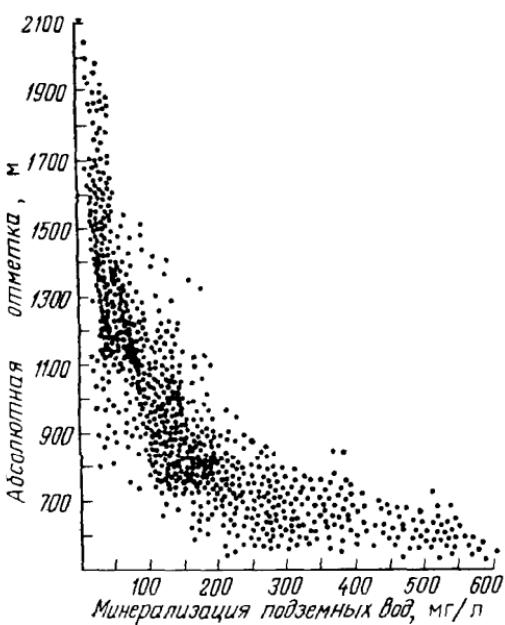


Рис. 28. Зависимость минерализации трещинно-грунтовых вод горных сооружений Забайкалья от рельефа

Средний химический состав подземных вод горных областей

Компоненты	Единица измерения	Ландшафты						Общее среднее	Число анализов		
		высокогорные и горно-луговые		горно-лесные и горно-таежные		горно-степные					
		среднее	число анализов	среднее	число анализов	среднее	число анализов				
pH	—	6,92	537	7,11	3643	7,46	598	7,23	4778		
HCO ₃ ⁻	мг/л	56,5	537	134	3643	190	598	126	4778		
SO ₄ ²⁻	—	5,01	537	15,1	3643	30,8	598	18,3	4778		
Cl ⁻	—	2,51	537	10,0	3643	6,98	598	6,13	4778		
NO ₃ ⁻	—	0,17	119	3,60	117	3,42	352	2,76	588		
F ⁻	—	0,07	96	0,28	569	0,53	839	0,29	1504		
Ca ²⁺	—	13,5	537	32,8	6343	45,6	598	29,8	4778		
Na ⁺	—	4,44	537	10,5	3643	16,6	598	9,85	4778		
Mg ²⁺	—	3,22	537	11,6	3643	11,3	598	8,54	4778		
K ⁺	—	0,76	324	0,37	1301	2,31	322	1,20	1947		
NH ₄ ⁺	—	—	—	—	—	0,37	196	0,37	196		
SiO ₂	—	10,5	351	16,2	993	19,3	253	15,2	1597		
Сумма	—	96,7	537	234	3643	327	598	208	4778		
CO ₂ (св.)	—	4,40	248	8,72	1904	11,2	343	8,11	2495		
C _{опр}	—	1,0	38	2,30	63	1,55	86	1,62	187		
Fe	мкг/л	171	498	948	3415	—	—	559	3913		
Al	—	101	65	541	947	270	150	304	1162		
Sr	—	81,6	396	50,8	1483	196	675	109	2554		
Br	—	—	—	<225	50	—	—	100	50		
P	—	—	—	80,0	670	—	—	80,0	670		
Mn	—	10,7	441	57,2	2791	21,1	771	29,7	4003		

B		7,50	69	25,0	553	27,7	355	20,1	997
Zn	"	8,88	468	7,32	3125	27,1	693	14,4	4286
Ba	"	11,4	441	19,1	2452	11,8	771	14,1	3364
Ti	"	2,67	441	17,6	2980	5,63	771	8,63	4192
Cu	"	3,76	728	8,61	3125	8,23	693	6,83	4546
Li	"	1,98	83	4,41	153	11,7	47	6,03	283
Cr	"	5,44	441	1,85	2452	1,14	771	2,81	3664
Pb	"	2,33	496	1,91	2817	3,24	693	2,49	4006
Mo	"	0,98	526	3,18	1943	2,86	630	2,34	3099
As	"	2,87	458	1,21	1452	2,86	645	2,31	2555
Ni	"	2,17	441	2,56	2817	2,13	645	2,29	3903
I	"	—	—	1,95	69	—	—	>1,95	69
U	"	0,10	150	0,8	300	5,0	150	1,97	600
Rb	"	1,87	83	2,41	153	1,0	32	1,76	268
Sb	"	—	—	2,23	1943	0,47	735	1,35	2678
V	"	0,20	418	1,71	2452	1,43	771	1,11	3341
Se	"	0,5	15	0,7	43	<2,0	31	<1,07	89
Hg	"	—	—	1,07	9850	0,75	146	0,91	9996
Ge	"	0,5	10	0,7	50	1,04	32	0,75	92
Co	"	0,11	441	0,61	2817	1,45	771	0,72	4029
Zr	"	0,92	418	0,55	1452	0,18	598	0,55	2468
Bi	"	—	—	0,20	315	<1,66	67	0,50	382
Cs	"	0,35	60	0,57	153	0,5	32	0,48	245
Cd	"	—	—	—	—	0,43	771	<0,43	771
Su	"	—	—	0,49	1943	0,25	355	0,37	2298
Ag	"	0,29	492	0,25	3125	0,45	693	0,33	4310
Be	"	<0,24	119	0,10	1943	<0,42	645	<0,25	2707
Ga	"	0,15	418	0,12	318	0,03	130	0,10	866
Au	"	<0,05	15	—	—	0,004	598	<0,014	613

Формула Кур-
лова

— M_{0,1} C 85 S 9 Cl 6
M_{0,23} C 74 Cl 15 S 11
M_{0,33} C 79 S 16 Cl 15
M_{0,21} C 79 S 14 Cl 7

Ca 59 Mg 24 Na 17 Ca 54 Mg 31 Na 15 Ca 58 Mg 24 Na 18 Ca 57 Mg 27 Na 16

жений, ниже располагается промежуточная зона ультрапресных и пресных вод среднегорных структур, еще ниже — гидрокарбонатно-сульфатные воды повышенной минерализации низкогорных и предгорных районов. Эти выводы В. М. Степанова носят не локальный, а региональный характер.

Первые этапы метаморфизации вод, связанные с накоплением солей, характеризуются увеличением содержаний подавляющего большинства элементов, включая такие малоподвижные, как Al, Fe, Ti, V и др. В последующем рост содержаний многих из них прекращается. Б. А. Колотов и В. З. Рубейкин (1970) отмечают, что содержания элементов-гидролизатов в водах Приморья взаимосвязаны и накапливаются пропорционально друг другу и особенно к алюминию и титану, объясняя это их близкой миграционной способностью. Вероятно, эта зависимость выдерживается только в определенном интервале минерализации воды.

В целом подземные воды горных областей являются слабо-минерализованными даже в условиях развития степных и лесостепных ландшафтов. Их минерализация резко повышается только в том случае, если имеют место процессы континентального засаления. Все это объясняется активным водообменом, который характерен для горных областей. В то же время подземные воды рассматриваемой территории являются, как правило, нейтральными или слабощелочными. Практически кислые воды формируются только в том случае, если имеют место процессы окисления сульфидных минералов. Все это указывает на то, что условия формирования химического состава вод в горных районах резко отличны от провинций с развитием мерзлоты и тропического климата. В наиболее общем виде это связано с тем, что в горных районах резко ослаблено кислотное влияние органического вещества, которое даже при низкой минерализации вод не успевает полностью нейтрализовать образующуюся в водах щелочность. Это полностью согласуется с фактами низкого содержа-

Таблица 63

Характеристика подземного химического выноса горных ландшафтов, т/год·км²

Составляющие стока	Высокогорные и горно-луговые	Горно-лесные и горно-таежные	Горно-степные
Биогенная	17,7	22,0	11,3
в том числе в форме:			
HCO ₃ ⁻	12,1	16,6	10,0
H ₂ CO ₃	4,4	3,8	0,9
Сорг	1,2	1,6	0,4
Литогенная	6,6	8,1	4,5
То же, г/с·км ²	0,210	0,256	0,143
Подземный сток, л/с·км ²	5—10	3—5	1,0—2,5

ния органических кислот, а также CO_2 (св.) в рассматриваемых водах.

Последнее хорошо согласуется и с данными табл. 63, отражающей соотношение выноса биогенной и литогенной составляющих стока. Нетрудно видеть, что первая из них определяется количеством выносимого подземными водами иона HCO_3^- и в значительно меньшей степени другими производными органического вещества. Поэтому между литогенной и биогенной составляющими выноса наблюдается определенная зависимость: рост одной из них приводит к увеличению другой и наоборот. По мере снижения интенсивности водообмена общий вынос всех химических элементов вначале возрастает, а затем в низкогорных условиях уменьшается, т. е. и здесь проявляется уже отмеченная для условий тропического и умеренного климата зависимость. Важно подчеркнуть также, что в среднем биогенная составляющая превышает литогенную в 2,5—2,7 раза, поэтому в суммарном выносе на долю литогенной составляющей приходится менее одной трети.

ГЛАВА VI

ГЕОХИМИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ПРОВИНЦИИ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ЗАСОЛЕНИЯ

Области континентального и приморского засоления пользуются широким распространением на земном шаре и ассоциируют с полузасушливым, засушливым и пустынным климатом. Географически они связаны с обширными депрессиями, владинами, низменностями, речными долинами, отличающимися недостаточным естественным дренажем и большей частью преобладанием испарения над осадками. Эти депрессии могут быть расположены на высоких плато или плоскогорьях, как в Центральной Азии, Иране, Восточной Африке или Мексике. Они могут располагаться и на низменностях, примером которых являются Западно-Сибирская, Арало-Каспийская или Венгерская.

Для провинций континентального засоления характерен испарительный режим подземных вод, неглубоко залегающих в мало проницаемых отложениях. Режим и баланс грунтовых вод в таких условиях компенсированы испарением и частично транспирацией. При этом роль капиллярного поднятия и испарения тем больше, чем суще климат местности и чем ближе к поверхности лежит их зеркало.

Испарительный тип режима грунтовых вод ведет к прогрессивному накоплению в растворе солей. При этом подземные воды последовательно минерализуются, проходя с возрастанием концентрации несколько стадий (Ковда, 1946, 1947): силикатную (0,02—0,1 г/л), бикарбонатно-кальциевую (0,2—0,5), содовую (0,5—3,0), сульфатную (5—20) и хлоридную (более 20 г/л). Во влажную часть года выпадающие атмосферные осадки разбавляют частично соленые воды и растворяют часть выпавших солей, но это обстоятельство не в состоянии изменить общей направленности концентрирования солей в растворе.

Анализ обширной гидрогеологической литературы по аридным районам показывает, что даже в этих условиях высокоминерализованные хлоридные воды встречаются довольно редко и только на весьма ограниченных локальных участках, имеющих крайне высокую степень испарения при незначительном количестве осадков и слабой проницаемости пород. Воды этого типа скорее являются экзотическими и не имеют регионального распространения. Поэтому при подсчете средних содержаний соленые воды и рассолы с минерализацией более 20 г/л нами не учитывались, а использовались только для выявления общих закономерностей, связанных с изучением направленности изменения состава подземных вод при их испарительном концентрировании.

Химический состав подземных вод отдельных аридных участков нами частично уже рассмотрен в предыдущих главах (см. табл. 19, 20, 25, 33, 35, 37, 39, 44, 48, 52, 54, 55). Поэтому здесь мы приведем только некоторые дополнительные сведения и сводные данные.

§ 1. ГИДРОГЕОХИМИЯ НЕКОТОРЫХ СТЕПНЫХ РАЙОНОВ. СРЕДНИЕ СОДЕРЖАНИЯ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ВОДАХ

Степные районы США. Чтобы проследить, как же изменяется состав подземных вод в пределах степных районов в условиях субтропической климатической зоны, мы выбрали в качестве примера обширные пространства южной части США, ограниченные с востока реками Миссури и Миссисипи, а с запада — обширной горной системой Скалистых гор (Великие равнины). Ландшафты этого обширного региона, включающего штаты Канзас, Оклахома, север Техаса, восточные районы Колорадо и Нью-Мексико, представлены степями и лесостепями (прериями).

Субтропические районы Великих равнин отличаются резко выраженным континентальным климатом. Количество осадков возрастает на восток и юго-восток к побережью Мексиканского залива от 700—800 до 1000 мм и более. Лето жаркое. Максимальные температуры достигают 37—40° С. Максимум осадков падает на весну и лето. Иногда осадки выпадают в виде кратковременных, но весьма интенсивных ливней, временами, ближе к осени, проносятся торнадо. Подземный сток, по данным М. И. Львовича (1974), равен 0,1—1,0 л/с·км².

Основные водоносные горизонты этого региона связаны с третичными песками, гравием и песчаниками мела. Большая часть послепалеозойских пород здесь является продуктами эрозии горных систем и образована в континентальных или прибрежно-морских условиях. В некоторых районах развиты вулканогенные образования.

Химический состав подземных вод представлен в табл. 64, составленной нами по литературным данным (White e. a., 1963; Scotte and Barker, 1962; Skougstad and Hogg, 1963). Обращает внимание отсутствие связи между составом вод и типом вмещающих пород. Воды всех отложений отличаются повышенными минерализацией и величиной pH, сложным ионным составом, обусловленным влиянием процессов континентального засоления, повышенными значениями SO_4/Cl , Ca/Mg и Na/K , а также содержанием стронция, урана и радия. В то же время для этих вод характерны относительно низкие концентрации K, SiO_2 , Mn. Все это свидетельствует в пользу того, что при континентальном засолении вод уже на первых стадиях этого процесса происходит не просто относительное концентрирование элементов, а совершаются более сложные химические процессы, приводящие к осаждению из вод ряда элементов в форме различных минералов. Суть этих процессов будет рассмотрена ниже.

Таблица 64

Химический состав подземных вод степных районов США

Компоненты	Единицы измерения	Доломиты			Глинистые сланцы			Песчаники			Рыхлые образования			Среднее
		1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	
pH	—	7,1	8,2	7,5	7,1	7,8	7,5	6,6	8,9	7,7	6,3	8,1	7,6	7,6
HCO ₃ ⁻	мг/л	172	476	334	196	345	295	156	576	314	108	376	236	295
SO ₄ ²⁻	“	21	1240	172	41	566	243	1,9	1210	204	6,2	826	118	184
Cl ⁻	“	5,0	735	177	12	59	32,7	2,0	442	41,5	2,0	520	47,8	74,7
F ⁻	“	0,2	2,4	0,95	0,1	0,5	0,3	0,1	2,4	0,95	—	3,2	0,75	0,74
NO ₃ ⁻	“	0,0	27	2,9	11,0	60,9	32,1	—	45	5,4	—	70	11,9	13,1
PO ₄ ³⁻	“	0,0	0,1	0,02	—	—	—	—	0,2	0,06	—	0,2	0,06	0,05
SiO ₂	“	10,0	24	13,7	11,0	32,0	20,3	9,4	84,0	22,0	10,0	82	28,1	21,0
Ca ²⁺	“	37,0	488	90,8	37,2	293	133	1,6	37	65,1	12,0	360	80,8	92,4
Mg ²⁺	“	5,8	117	29,1	12	83,4	41,6	—	66	17,4	2,9	63	20,4	27,1
Na ⁺	“	4,9	444	165	8,0	95,0	68,0	8,2	592	137	6,4	315	48,3	105
K ⁺	“	1,0	15	7,4	1,0	8,9	5,0	0,6	26,0	6,2	0,8	11	5,4	6,0
Сумма	“	276	2350	993	329	1540	849	211	2710	814	161	2360	597	819
Fe	мкг/л	0,09	0,9	0,27	0,05	0,84	0,21	—	1,40	0,18	—	6,8	0,32	0,25
Al	“	0,2	0,7	0,38	0,2	0,8	0,27	—	0,2	0,11	—	1,0	0,19	0,24
Mn	“	0,0	0,14	0,03	—	—	—	—	0,2	0,026	—	0,05	0,01	0,022
Sr	“	0,1	1,6	0,79	0,1	9,2	2,1	0,1	1,6	0,32	9,1	0,43	0,21	0,90
U	мкг/л	0,1	76	12,1	0,1	15	3,5	0,1	36	3,2	0,2	16	5,1	6,0
Ra	г/л · 10 ⁻¹²	0,1	2,7	1,26	0,1	3,5	1,3	0,1	11,0	1,7	0,1	8,9	1,3	1,4
Число анализов	—	19			5			36			25			85

Примечание. 1 — минимальное, 2 — максимальное, 3 — среднее.

Южный Урал и прилегающие к нему районы (Зауралье и Северный Казахстан). Геохимия подземных вод этого обширного и разнообразного в ландшафтном, климатическом, геоморфологическом и геологическом отношениях региона в течение многих лет изучалась А. М. Черняевым и другими (1970, 1973 и др.). Отправляя читателя к упомянутым первоисточникам, где подробно изложены все необходимые для характеристики этого региона геологические и гидрогеологические сведения, отметим, что исследованная территория представляет собой в основном лесостепной ландшафт, сменяемый горнолесным на севере и степным на юге. Количество выпадающих атмосферных осадков изменяется в широких пределах от 300 до 700 мм/год. В степной зоне испарение превышает осадки и способствует развитию процессов континентального засоления.

В направлении от Среднего Урала к Южному и далее к Казахстану по мере смены зоны лесов лесостепью и степью минерализация подземных вод возрастает, а их состав изменяется от гидрокарбонатного через сульфатный к хлоридному со всеми переходными разностями. Такая закономерность наблюдается во всех случаях независимо от типа водовмещающих пород и обусловлена физико-географическими факторами или точнее прогрессирующим увеличением роли процессов континентального засоления. В отдельных случаях минерализация подземных вод возрастает до 10—15 г/л.

Нами были обработаны приводимые А. М. Черняевым и Л. Е. Черняевой (1973) сокращенные анализы подземных вод различных водовмещающих пород. Полученный средний состав подземных вод всего обширного региона приведен в табл. 65. Высокие содержания хлоридов и сульфатов свидетельствуют о значительном влиянии на состав этих вод процессов континентального засоления. Приняв среднюю минерализацию подземных вод равной 1,16 г/л, мы перевели соответствующие содержания микрокомпонентов в водах Южного Урала, рассчитанные А. М. Черняевым и др. (1970), из процентной формы выражения (к сухому остатку) в весовую. Полученные значения также приведены в табл. 65.

Восточный и Северный Казахстан. Средний химический состав подземных вод Казахстана рассчитан нами по тем анализам и обобщенным данным, которые удалось найти в работах Е. В. Порохова (1960), Ж. С. Сыдыкова (1966), И. И. Гинзбурга и Е. С. Кабановой (1960), В. Ф. Ковалева и др. (1964), Е. Е. Беляковой и др. (1974; Гидрохимический метод..., 1962), Е. Е. Беляковой (1958), Г. Ф. Ларионова и др. (Гидрогеохимический метод..., 1971), М. С. Панина (1971), К. М. Давлетгалиевой и И. Г. Дивеева (1969), К. М. Давлетгалиевой (1966). Статистическая обработка имеющихся материалов показала (см. табл. 65), что в среднем грунтовые воды изученной части Казахстана характеризуются минерализацией более 1 г/л, слабощелоч-

Таблица 65

Химический состав подземных вод Южного Урала, Зауралья, Северного и Восточного Казахстана

Компоненты	Единицы измерения	Южный Урал и Зауралье	Восточный и Северный Казахстан	Компоненты	Единицы измерения	Южный Урал и Зауралье	Восточный и Северный Казахстан
pH	—	7,36	7,35	Zr	мкг/л	1,40	1,95
Cl ⁻	мг/л	330	248	Pb	—	1,40	3,22
CO ₃ ²⁻ +HCO ₃ ⁻	—	239	225	Rb	—	1,16	—
SO ₄ ²⁻	—	230	365	Nb	—	1,16	—
NO ₃ ⁻	—	—	9,13	As	—	1,16	0,19
F ⁻	—	0,35	0,89	Cr	—	1,16	3,79
PO ₄ ³⁻	—	0,036	0,19	Co	—	0,93	—
Na ⁺	—	217*	220	Sn	—	0,81	—
Ca ²⁺	—	90,1	106	Mo	—	0,70	4,43
Mg ²⁺	—	57,0	62,6	Ge	—	0,70	—
K ⁺	—	—	19,5	Hg	—	0,58	—
SiO ₂	—	—	20,3	Cs	—	0,35	—
Сумма	—	1163	1257	Be	—	0,23	—
CO ₂ (св.)	—	—	38,3	Ga	—	0,19	0,48
Mn	мкг/л	140	24,2	Cd	—	0,16	—
Br	—	77,0	—	Sc	—	0,16	—
I	—	77,0	20,0	Y	—	0,14	—
Zn	—	70,0	48,3	Ag	—	0,14	0,77
B	—	14,0	35,9	Au	—	0,12	—
Sr	—	11,6	483	Sb	—	0,12	—
Ti	—	11,6	57,8	Bi	—	0,12	—
Cu	—	11,6	15,7	U	—	—	6,37
Li	—	5,82	27,5	Th	—	—	3,45
V	—	1,63	3,52	Ra	г/л·10 ⁻¹²	—	6,90
Ni	—	1,63	1,60				
Ba	—	1,40	31,1				
Число анализов				— .	>300	135	

* Сумма Na⁺+K⁺.

ным характером, сульфатно-хлоридным натриево-кальциево-магниевым составом.

Сводные данные по составу подземных вод регионального распространения провинции континентального засоления обобщены в табл. 66. При составлении последней кроме уже упомянутых работ использованы данные Н. Г. Сыромятникова (1961), Р. М. Талипова и др. (1972), Н. П. Цыбы, А. В. Столяровой (1968), Е. Е. Ель-Хиннави и др. (El-Hinnawi e. a., 1972), Б. А. Скопинцева (1950), А. И. Германова (1963), С. Р. Крайнова (1973), Е. В. Посохова (1969) и неопубликованные данные М. И. Павлова по территории Египта.

Нетрудно видеть, что все воды, подверженные в той или иной степени процессам континентального засоления, являются слабо-

Таблица 66

**Средний химический состав подземных вод провинции
континентального засоления**

Компоненты	Единицы измерения	Степи тропического пояса (181)*	Степи умеренного пояса (1644)	Среднее	Число анализов
pH	—	7,40	7,60	7,50	1754
HCO ₃ ⁻ + CO ₃ ²⁻	мг/л	254	404	344	1825
SO ₄ ²⁻	"	184	472	328	1825
Cl ⁻	"	149	225	202	1825
NO ₃ ⁻	"	8,1	12,7	10,4	1442
F ⁻	"	0,72	1,22	0,97	2584
NO ₂ ⁻	"	0,73	0,27	0,50	336
PO ₄ ³⁻	"	0,17	0,09	0,13	608
Na ⁺	"	141	203	172	1825
CaO ⁺	"	93,7	126	115	1825
Mg ⁺⁺	"	39,4	79,4	59,4	1825
K ⁺	"	19,1	11,1	15,1	927
NH ₄ ⁺	"	1,10	1,11	1,11	1011
SiO ₂	"	32,7	19,3	26,0	1666
Сумма	"	954	1585	1273	1825
CO ₂ (св.)	"	37,2	15,3	26,3	1825
C _{орг}	"	—	4,30	4,30	310
Fe	мкг/л	687	963	825	693
Br	"	—	509	509	939
Sr	"	700	286	493	2402
Al	"	280	354	317	378
Mn	"	190	50,0	120	2032
B	"	—	95,8	95,8	2198
Zn	"	80,0	25,2	57,5	5167
I	"	—	56,5	56,5	1053
Ba	"	—	50,1	50,1	1393
Li	"	—	40,3	40,3	974
Ti	"	—	25,4	25,4	1675
U	"	—	11,5	11,5	1386
Cu	"	—	8,88	8,88	5334
Cr	"	—	5,22	5,22	3801
Mo	"	—	4,72	4,72	5525
Ni	"	—	4,57	4,57	4902
Rb	"	—	3,08	3,08	357
Pb	"	—	3,07	3,07	5284
Se	"	—	<3,06	<3,06	56
V	"	—	3,02	3,02	4957
As	"	—	2,55	2,55	1649
Sb	"	—	1,81	1,81	2441
Th	"	—	1,80	1,80	630
Zr	"	—	1,36	1,36	1306
Co	"	—	1,21	1,21	4741
Hg	"	—	1,20	1,20	405
Bi	"	—	<1,16	<1,16	298
Ga	"	—	0,86	0,86	664
Cs	"	—	0,67	0,67	307
Be	"	—	0,48	0,48	1042
Cd	"	—	0,44	0,44	1077
Ag	"	—	0,44	0,44	5484
Sn	"	—	0,35	0,35	1483
Au	"	—	0,084	0,084	409
Ra	г/л · 10 ⁻¹²	1,4	7,04	4,22	475

* В скобках число анализов для ведущих ионов.

щелочными, солоноватыми, пестрыми по составу. При увеличении минерализации состав вод определяется известной схемой испарительной концентрации солей. Строгой пропорциональной зависимости между содержанием отдельных элементов и общей минерализацией в подавляющем большинстве случаев не наблюдается, что объясняется соосаждением малых элементов с выпадающими из раствора при его концентрации солями и глинистыми минералами. И только такие подвижные элементы, как бром, бор, иод, сера, молибден, литий, стронций и другие наряду с натрием и хлором способны к значительной концентрации в соленых водах. Следовательно, по мере увеличения солености раствора количество химических элементов, способных оставаться и концентрироваться в жидкой фазе, неуклонно уменьшается. Все это приводит к унификации и качественному обеднению спектра химических элементов в соленых водах и рассолах.

Важно обратить внимание, что воды степных районов тропической зоны являются более пресными, чем воды аналогичной зоны умеренного климата. Представляется, что это не случайное явление, связанное с недостаточным количеством фактического материала, а объективная закономерность, обусловленная значительно большим количеством осадков в условиях тропического климата.

§ 2. ИСТОЧНИКИ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ЗАСОЛЕНИЯ

Итак, минерализация подземных вод степных районов в отличие от других ландшафтных зон в основной своей массе представлена не гидрокарбонатными, а хлоридными и сульфатными солями. В среднем, как легко подсчитать из данных табл. 66, на долю сульфатов приходится 37,6%, хлоридов 31,5% и гидрокарбонатов 30,9%, т. е. доля последних составляет менее 1/3 суммы солей. Важно поэтому разобраться в источниках прежде всего сульфатов и хлоридов подземных вод.

Работами большой группы исследователей, среди которых нельзя не назвать имена В. А. Ковды, Г. Н. Каменского, О. К. Ланге, И. В. Гармонова и других, давно уже установлено, что в условиях аридного климата соленость подземных вод обусловлена процессами испарительной концентрации солей и это положение, вошедшее во все учебники по гидрогеологии, никем не оспаривается. Вместе с тем подземные воды, попадая в горные породы, разрушают или растворяют последние и тем самым также обогащаются химическими элементами. Возникает вопрос, какая часть химических элементов сконцентрирована из атмосферных осадков и какая заимствована из горных пород.

Ответить на поставленный вопрос крайне сложно по двум причинам: 1) горные породы и почвы в этих районах содержат легкорастворимые соли, представляющие собой продукт длительной эволюции системы вода — порода в условиях преоблада-

ния испарения над осадками (эти растворимые соли частично или полностью во влажные периоды года переходят в раствор, а в сухие — вновь в твердую фазу); 2) концентрирование атмосферных осадков сопровождается осаждением солей в виде карбонатов, сульфатов, хлоридов и др. Учесть масштабы каждого из этих явлений довольно трудно и возможно только в отдельных частных случаях. Поэтому мы подойдем к решению поставленной задачи с несколько иных позиций и попытаемся определить, какое количество хлора и серы могут выщелачивать подземные воды из первичных, незасоленных пород.

Как было показано выше, литогенная составляющая стока вне районов континентального засоления (см. табл. 27, 46, 63) колеблется от 0,046 (тундра) до 0,484 г/с·км² (тропические леса). Нет никаких оснований считать, что в пределах степных районов она будет существенно отличаться от приведенного порядка цифр. Какое же в таком случае количество хлора выщелачивается водами из горных пород. Приняв кларк хлора, в соответствии с данными А. П. Виноградова (1962), равным $1,7 \cdot 10^{-2}\%$, нетрудно рассчитать, что при максимальном разрушении пород, равном 0,484 г/с·км², вынос хлора составляет только 0,082 мг/с·км² или при модуле подземного стока 0,3 л/с (наиболее характерная величина для аридных районов) это равнозначно 0,27 мг/л хлора в растворе. Если предположить, что мы ошиблись на порядок (что совершенно исключается), то и в этом случае это крайне незначительная величина по сравнению с содержанием хлора в подземных водах (см. табл. 66).

Следовательно, мы приходим к весьма важному выводу о том, что незасоленные горные породы не могут служить сколь-либо заметным источником хлора. Это, естественно, не исключает того, что в отдельных случаях, в пределах горных пород, богатых хлором (скаполиты, гидротермально измененные породы, зоны нарушений и т. д.), могут формироваться воды с повышенным содержанием этого элемента. Последнее, в частности, убедительно доказано Е. В. Пороховым (1960) на примере территории Казахстана. Однако в региональном плане роль первичных алюмосиликатных пород в обеспечении подземных вод хлором крайне незначительна и не может существенно повлиять на их состав. Последнее положение несколько с иных позиций обосновывается и В. З. Рубейкиным (личное сообщение). Иная картина характерна для засоленных пород, так как здесь выпавшие атмосферные осадки в первую очередь растворяют соли, включая в отдельных случаях хлориды, перераспределяют их и, испаряясь, снова переводят в твердую фазу. Частично эти соли могут участвовать в стоке, но источники этих солей связаны не с горными породами, а атмосферными осадками и сконцентрированы они в течение не одного года, а целой геологической эпохи существования засушливых условий.

Таким образом, источником хлоридных солей подземных вод аридных районов являются не горные породы, а атмосферные

осадки, и относить их поэтому необходимо к атмосферной составляющей стока. Аналогично обстоит дело и с сульфатными солями, так как кларк серы равен $4,7 \cdot 10^{-2}\%$, т. е. превышает кларк хлора только в 2,8 раза, поэтому все сделанные выше выводы для хлора в равной мере относятся и к сере.

Не противоречит ли сделанное выше заключение об атмосферном генезисе хлоридных и сульфатных солей вод засушливых областей известному положению о преобладающей роли континентальных солей в составе самих атмосферных осадков (Саггол, 1962; Колодяжная, 1963; Химический состав..., 1964; Погосов, 1968, и др.). Получается своего рода замкнутый круг: атмосферные осадки обогащаются солями за счет эоловой пыли, поднимаемой с континентов, а континенты получают соли за счет выпадающих атмосферных осадков.

Противоречия здесь никакого нет, так как отмеченная цикличность носит незамкнутый характер. С одной стороны, часть солей выбывает из цикла вместе со стоком, включая подземный, с другой,— выщелачиваемые из горных пород соли включаются в этот цикл. То обстоятельство, что в горных породах накапливаются легкорастворимые соли, свидетельствует о положительном балансе, т. е. о превышении приходной части над расходной. Перенами в данном случае и стоит задача определить эту положительную часть баланса, т. е. количество солей, выносимых из горных пород подземными водами в настоящее время.

Подчеркнем еще раз, что засоление пород — это результат длительного развития ландшафта в условиях положительного баланса солей, при котором выщелачивание или разрушение пород превышает вынос и поэтому часть элементов образуют соли. Последние, поднимаясь в атмосферу с ветром, резко повышают минерализацию метеорных вод. Высокая степень испарения воды приводит к еще большему концентрированию солей в растворе, уменьшая тем самым ее выщелачивающую способность. Все это лишний раз подчеркивает известное положение о том, что познание даже современных условий формирования химического состава подземных вод не может быть полным без учета особенностей историко-геологического и ландшафтно-климатического развития региона.

Итак, сульфатные и хлоридные соли в растворе — это результат длительного развития системы вода — алюмосиликаты в условиях положительного баланса солей, их количество соответствует не выносу элементов из горных пород, а лишь степени концентрирования солей атмосферного генезиса. Поэтому они отражают не литогенную, а атмосферную составляющую стока. Зная содержание хлоридных и сульфатных солей в растворе, а также состав атмосферных осадков степных районов, легко рассчитать в каждом отдельном случае степень концентрирования солей, а значит и атмосферную составляющую стока. Разделить же биогенную и литогенную составляющие не представляет труда. Полу-

ченные сводные данные по подземному химическому выносу приведены в табл. 67.

Анализ табл. 67 показывает более высокие значения биогенной и литогенной составляющих выноса в условиях тропиков. Объясняется это значительно большими относительно зоны умеренно-го климата значениями в тропических степях модулей подземного стока. Как и в других ландшафтных условиях биогенная доля выноса превышает литогенную. Среди составляющих биогенного стока основная роль принадлежит выносу в форме иона HCO_3^- . В целом подземный химический вынос характеризуется небольшими значениями, что связано со слабым водообменом. По мере уменьшения последнего биогенная и литогенная составляющие выноса, как правило, уменьшаются. Это позволяет предполагать, что в условиях пустынь и полупустынь рассматриваемые составляющие выноса должны быть еще более низкими.

Таблица 67

Характеристика
подземного химического выноса
степных ландшафтов, т/год· km^2

Составляющие стока	Степени тропического пояса	Степени умеренного пояса	Среднее
Биогенная*	4,8	2,8	3,8
в том числе в форме:			
HCO_3^-	4,2	2,4	3,3
H_2CO_3	0,5	0,2	0,3
$\text{C}_{\text{орг}}$	—	0,2	0,2
Литогенная	2,5	1,8	2,2
То же, г/с· km^2	0,080	0,058	0,070
Подземный сток, л/с· km^2	0,2—0,8	0,1—0,5	—

* В пересчете на органическое вещество.

ГЛАВА VII

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СОСТАВА РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ ПОДЗЕМНЫХ И ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД

§ 1. ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД РАЗЛИЧНЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ ЗОН

Приведенный в предыдущих главах фактический материал позволяет провести сравнительный анализ состава подземных вод различных ландшафтных зон, проследить характер их изменения по мере увеличения общей минерализации, получить данные по среднему составу подземных вод зоны гипергенеза в целом и сравнить последний с составом других оболочек земной коры.

Наиболее пресными по средним данным являются подземные воды провинции с развитием многолетней мерзлоты (табл. 68), что естественно, так как наличие мерзлых пород затрудняет значительную инфильтрацию атмосферных осадков в глубокие горизонты зоны гипергенеза и тем самым определяет короткие пути движения подземных вод, а следовательно, и активный водообмен. Низкие температуры, характерные для этой зоны, также не способствуют активному взаимодействию воды с горными породами. Вместе с тем подземные воды рассматриваемой провинции при невысокой их кислотности отличаются повышенными содержаниями растворенного органического вещества, в составе которого часто доминируют фульвокислоты. Характерны для этой провинции и повышенные значения парциального давления CO_2 в водах.

Весьма пресные воды формируются и в условиях тропических и субтропических областей, отличающихся наибольшими значениями интенсивности водообмена. Для вод этой провинции характерны наиболее кислый состав, высокие среднегодовые температуры и преобладание подземного стока над поверхностным. Важной особенностью состава подземных вод тропических областей является и чрезвычайно высокое содержание в них кремнезема — наиболее высокое из всех провинций подземных вод выщелачивания, что, между прочим, не свидетельствует в пользу того, что наиболее типичные кремниевые воды формируются в северных холодных районах. Такое положение является следствием наиболее кислого характера рассматриваемых вод, а также наиболее высокой их температуры. Весьма высокий вынос кремнезема относительно суммы основных катионов в водах тропических и субтропических областей хорошо увязывается с явлениями широкой латеритизации горных пород, наблюдавшейся в этих условиях. С последним обстоятельством связано и наиболее высокое значе-

ние отношения калия к натрию, наблюдаемое в водах провинции тропического климата (табл. 69). Высокие среднегодовые температуры определяют и высокую степень минерализации органического вещества в этих условиях, что выражается в высоком содержании свободной углекислоты в водах и его высоком парциальном давлении при относительно низком содержании CO_{org} . Это важное отличие вод тропических областей от областей с низкими температурами.

Следующей по мере увеличения степени минерализации подземных вод является область горных массивов, в пределах которой также наблюдается весьма интенсивный водообмен и формируются пресные воды. Характерной особенностью последних является относительно повышенная их щелочность, обусловленная недостаточным нейтрализующим влиянием органических веществ. Подземные воды горных областей в отличие от всех других провинций содержат наименьшие количества растворенного (CO_{org}) и минерализованного (CO_2 св.) органического вещества. Рост общей минерализации подземных вод в рассматриваемых условиях обусловливается более активным накоплением в растворе гидрокарбонатов и сульфатов кальция.

Наиболее минерализованными среди вод выщелачивания являются подземные воды областей умеренного климата, развитые на платформах, щитах и реже древних складчатых сооружениях. Относительно небольшой водообмен приводит к формированию в этих условиях близких к нейтральным подземных вод с общей минерализацией 328 мг/л. Рост суммы солей по сравнению с другими рассмотренными провинциями происходит в основном за счет гидрокарбонатов всех основных катионов, т. е. складывается из суммы продуктов минерализации органического вещества (CO_2) и продуктов разрушения горных пород. В то же время в этих водах не наблюдается какого-либо накопления кремнезема, что приводит к резкому уменьшению значения SiO_2/Σ катионов (см. табл. 69). Следовательно, уже на этой стадии формирования химического состава подземных вод накопление химических элементов в них происходит непропорционально, а определяется характером геохимической среды.

Детальный анализ закономерностей состава и минерализации подземных вод по отдельным ландшафтным зонам и даже отдельным геоморфологическим элементам поверхности показывает, что их значения во многом определяются интенсивностью водообмена (см. рис. 14, 23), который выступает важнейшим регулирующим фактором. При этом, за исключением болотных вод, содержание солей в подземных водах выщелачивания в пределах аллювиальных пород находится в обратной зависимости от интенсивности водообмена. Эта же закономерность характерна и для вод континентального засоления, так как при прочих равных условиях их минерализация тем выше, чем больше степень испарения. Последнее же, в свою очередь, контролирует интенсивность водообмена. Естественно, что при одном и том количестве осадков и

Таблица 68

Подземные воды зоны гипергенеза

Компо-ненты	Единицы измере-ния	Грунтовые воды выщелачивания						Грунтовые воды континентального засоления*	Средний состав вод зоны гипергенеза	Сум-марное число ана-лизов
		тропи-ческой и суб-тропи-ческой областей	области много-летней мерз-лоты	области умерен-ного клима-та	горных обла-стей	среднее	число ана-лизов			
pH	—	6,40	6,68	6,82	7,11	6,75	20 365	7,50	6,92	25 119
HCO ₃ ⁻	мг/л	96,5	98,8	212	120	132	20 379	344	174	25 204
SO ₄ ²⁻	"	8,87	5,58	14,7	18,3	11,9	20 379	328	75,1	25 204
Cl ⁻	"	10,6	5,58	10,9	6,13	8,30	20 379	202	47,0	25 204
NO ₃ ⁻	"	1,87	0,61	1,43	2,76	1,67	5 216	10,4	3,41	6 658
F ⁻	"	0,42	0,19	0,37	0,29	0,32	8 859	0,97	0,45	11 443
NO ₂ ⁻	"	0,07	0,03	0,08	—	0,06	3 976	0,50	0,14	4 312
Na ⁺	"	13,9	9,46	23,8	9,85	13,9	20 379	172	45,5	25 204
Ca ²⁺	"	16,6	20,8	37,3	29,8	26,1	20 379	115	43,9	25 204
Mg ²⁺	"	8,07	6,36	10,5	8,54	8,37	20 379	59,4	18,6	25 204
K ⁺	"	2,25	1,15	3,04	1,20	1,94	8 000	15,2	4,59	8 927
NH ₄ ⁺	"	0,06	0,79	0,44	0,37	0,42	3 122	1,11	0,56	4 133
SiO ₂	"	21,9	9,63	14,3	15,2	15,3	7 343	26,0	17,4	9 009
Сумма	"	181	159	328	202	220	20 379	1273	431	22 204
CO ₂ (св.)	"	63,1	12,4	20,0	8,11	25,9	6 947	26,3	26,0	8 772
C _{opr}	"	5,06	10,0	8,36	1,62	6,23	2 007	4,30	5,86	2 317
P _{CO₂}	Па	10 ^{3,2}	10 ^{3,2}	10 ^{3,2}	10 ^{2,8}	—	—	10 ^{2,8}	—	—
Fe	мкг/л	302	290	759	559	482	14 505	825	547	15 198
Al	"	225	300	247	304	269	3 522	317	279	3 900
Sr	"	54,4	23,8	245	109	108	11 496	493	185	13 898
Br	"	—	50	206	100	101	447	509	183	1 386
Mn	"	40,1	15,1	42,0	29,7	31,7	15 126	120	49,4	17 158
P	"	71,6	24,1	68,2	80,0	61,0	3 170	43,4	57,5	3 778

B		37,7	10,0	45,2	20,1
Zn		37,6	27,4	25,2	14,4
Ba		7,80	9,55	16,7	14,1
I		12,0	0,75	9,39	2,0
Li		2,20	5,03	16,4	6,03
Ti		3,30	3,99	12,0	8,63
C _{II}		5,02	2,34	4,85	6,83
U		<0,90	0,32	2,10	1,97
Ni		4,95	1,77	2,35	2,29
Cr		2,25	2,34	1,87	2,81
Rb		2,20	1,5	2,35	1,76
Pb		2,05	1,52	1,94	2,49
As		<2,0	0,86	2,64	2,31
Mo		1,55	0,78	1,04	2,34
V		1,35	0,69	1,60	1,11
Sb		—	1,93	1,05	1,35
Zr		—	0,98	2,31	0,55
Hg		—	—	0,61	0,91
Se		—	—	<0,37	<1,07
Co		<1,10	0,32	0,42	0,72
Ga		<1,5	0,42	0,68	0,10
Th		—	0,07	0,08	—
Sn		<1,5	0,36	0,58	0,37
Cd		<0,7	—	0,15	<0,43
Ag		0,19	0,29	0,20	0,33
Be		<0,3	0,03	0,26	<0,25
Au		—	<0,012	0,008	<0,014
Ra	Г. л. $\cdot 10^{-12}$	<0,29	—	0,23	1,07

Формула Курлова	—	—	—	—	—	M _{0,22}
--------------------	---	---	---	---	---	-------------------

28,2	2 431	95,8	41,8	4 629
28,0	18 938	57,6	34,0	24 105
12,0	17 456	50,1	19,6	18 849
6,02	365	56,5	16,1	1 418
7,41	1 662	40,3	14,0	2 636
6,98	18 748	25,4	10,7	20 423
4,78	19 214	8,88	5,58	24 548
1,32	2 813	11,5	3,40	4 201
2,84	18 376	4,57	3,31	23 289
2,32	17 949	5,22	2,90	21 750
2,00	805	3,08	2,22	1 162
2,00	17 292	3,07	2,21	22 576
1,95	16 009	2,55	2,07	17 658
1,43	16 255	4,72	2,06	21 780
1,09	17 903	3,02	1,55	22 860
1,44	7 616	1,81	1,53	10 057
1,28	14 332	1,36	1,30	15 638
<0,76	13 326	1,20	<0,91	13 731
<0,77	102	<3,06	<0,91	158
0,64	18 255	1,21	0,75	22 996
0,40	1 879	0,86	0,49	2 543
0,08	60	1,80	0,42	690
0,43	14 646	0,35	0,41	16 129
<0,29	1 026	0,44	<0,33	2 103
0,25	18 257	0,44	0,29	23 741
<0,21	8 411	0,48	<0,27	9 453
<0,011	1 056	<0,084	<0,025	1 465
0,53	1 253	4,22	1,27	1 728

C 82 S 9 Cl 19
Ca50 Mg27 Na23

— M_{1,27} S 38 Cl 31 C 31 M_{0,43} C 50 S 27 Cl 23

Na41 Ca32 Mg27 Ca38 Na35 Mg27

Таблица 69

Некоторые характерные коэффициенты состава подземных вод зоны гипергенеза

Отношения элементов	Провинции подземных вод выщелачивания					Воды континентального засоления
	тропического и субтропического климата	многолетней мерзлоты	горных областей	умеренного климата		
$\text{SiO}_2/\Sigma \text{ катионов}$	0,54	0,26	0,31	0,19		0,07
K/Na	0,15	0,12	0,13	0,12		0,09

близкой проницаемости горных пород увеличение испарения приводит к уменьшению водообмена.

Следовательно, и в пределах зоны гипергенеза выдерживается эмпирическая закономерность, отмеченная еще С. Н. Никитиным в 1900 г. и позже подтвержденная Б. Л. Личковым, В. И. Вернадским, Н. К. Игнатовичем, Ф. А. Макаренко, Дж. Дж. Чеботаревым (Chebotarev, 1955) и многими другими. Суть этой эмпирической зависимости в том, что с глубиной по мере уменьшения интенсивности водообмена растет соленость подземных вод.

Одновременно с увеличением общей минерализации воды изменяется и ее состав. Для вод выщелачивания в пределах алюмосиликатных пород это выражается в постепенной смене катионного их состава от пестрого, определяемого типом водовмещающих пород, через кальциево-натриевый и натриево-кальциевый до натриевого (см. рис. 17, 20, 24). Смена кальциево-натриевых вод натриево-кальциевыми происходит обычно при минерализации <1 г/л, а последних содовыми — при минерализации >1 г/л. Воды континентального засоления, оставаясь в подавляющем большинстве своем натриевыми, изменяют свой анионный состав от гидрокарбонатного, через сульфатный к хлоридному со всеми промежуточными подтипами.

Наконец, еще одна важная закономерность выявляется при анализе фактического материала, связанная с увеличением pH подземных вод по мере роста их общей солености (см. рис. 2, 15). Другими словами, наиболее пресные воды являются и наиболее кислыми и, наоборот, чем выше их минерализация, тем больше щелочность. При этом при одной и той же минерализации подземные воды умеренного климата относительно вод тропической зоны являются более щелочными (рис. 29). Так как общая минерализация вод выщелачивания в определенной мере отражает масштабы их взаимодействия с горными породами, то можно заключить, что с увеличением степени взаимодействия воды с горными породами растут ее минерализация и щелочность.

Средний состав подземных вод выщелачивания является умеренно пресным, слабокислым, гидрокарбонатным кальциево-маг-

ниевым. В отличие от них подземные воды континентального засоления являются солоноватыми, слабошелочными, сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатными натриево-кальциево-магниевыми (см. табл. 68).

Средний химический состав подземных вод зоны гипергенеза рассчитан нами с учетом следующего обстоятельства. Аридные области по сравнению с гумидными на земном шаре занимают резко подчиненное положение, поэтому прежде чем рассчитать средний состав подземных пресных и солоноватых вод, необходимо знать площадное соотношение между двумя перечисленными областями. В этом отношении следует напомнить, что только районы с развитием многолетней мерзлоты занимают около 24% всей территории материков. Такая же, примерно площадь занята областями тропического и субтропического климата, а также областями умеренного климата и горами. Кроме того, необходимо учитывать, что в пределах провинции аридного литогенеза пресные воды, не подверженные существенному влиянию процессов континентального засоления, пользуются значительным распространением. Поэтому нами принято соотношение между распространением вод выщелачивания и вод континентального засоления как 4:1 и на этой основе рассчитан средний химический состав подземных вод зоны гипергенеза. Последние по своему типу являются умеренно пресными, нейтральными, гидрокарбонатно-сульфатными, кальциево-натриево-магниевыми (см. табл. 68).

Таким образом, впервые для подземных вод верхней гидродинамической зоны получены средние (кларковые) содержания химических элементов. Несмотря на известную приближенность полученных средних значений, их роль трудно переоценить, так как с помощью этих данных можно решать важные проблемы гидрохимии глобального масштаба, такие, например, как мобилизация и вынос подземными водами химических элементов, масштабы химической денудации, направленность выветривания горных пород и т. д. А. Е. Ферсман указывал, что в законах кларков кроются еще огромные области познания мира, и должна вестись огромная исследовательская работа, чтобы уточнить эти величины и показать, каковы кларки в разных областях мироздания.

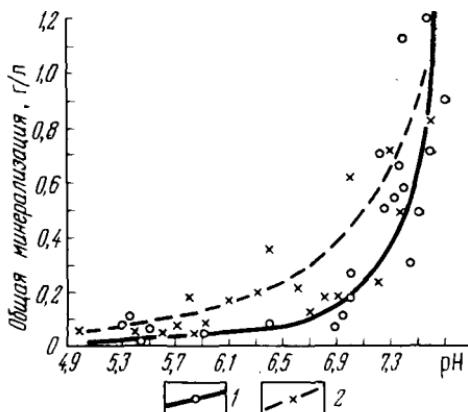


Рис. 29. Зависимость между величинами pH и общей минерализацией подземных вод.
1 — области умеренного климата; 2 — области тропического климата

Прежде чем перейти к сравнительной характеристике состава подземных вод с речными и морскими, отметим, что в 1974 г. появилась работа Е. Е. Беляковой, в которой также приводится средний состав подземных вод зоны гипергенеза (табл. 70). В то же время в работе не указывается, как рассчитывались средние содержания элементов, по каким материалам, какое число анализов использовано. в каких регионах проводились исследования и т. д. Остается поэтому загадкой, в какой мере приводимые цифры отражают состав подземных вод зоны гипергенеза, какова представительность исходного материала. Сомнение усиливается еще больше, когда в другой работе (Белякова и др., 1974) приводится та же таблица, с теми же значениями концентраций химических элементов, но уже указывается, что это средние содержания для вод горных областей СССР.

Таблица 70.

Средние концентрации химических элементов в минеральной составляющей вод зоны гипергенеза континентов (% к минерализации воды)

Элемент	Концентрация	Элемент	Концентрация
Al	$8 \cdot 10^{-3}$	Cu	$1 \cdot 10^{-3}$
Ba	$6 \cdot 10^{-3}$	Ni	$4 \cdot 10^{-3}$
Be	$3 \cdot 10^{-5}$	Na	1,7
B	$1 \cdot 10^{-3}$	Sn	$5 \cdot 10^{-5}$
V	$4 \cdot 10^{-5}$	Rb	$3 \cdot 10^{-3}$
W	$5 \cdot 10^{-5}$	Ag	$3 \cdot 10^{-5}$
Ga	$1 \cdot 10^{-4}$	S	$5 \cdot 10^{-2}$
Ge	$3 \cdot 10^{-4}$	Se	$n \cdot 10^{-5}$
Fe	$5 \cdot 10^{-2}$	Pb	$5 \cdot 10^{-4}$
Au	$n \cdot 10^{-6}$	Sr	$8 \cdot 10^{-3}$
In	($1,5 \cdot 10^{-4}$)	Sb	$1 \cdot 10^{-4}$
I	$4 \cdot 10^{-5}$	Ta	($n \cdot 10^{-5}$)
Y	$2 \cdot 10^{-5}$	Tl	($n \cdot 10^{-5}$)
K	0,2	Te	($n \cdot 10^{-5}$)
Ca	1,4	Ti	$1 \cdot 10^{-3}$
Cd	$3 \cdot 10^{-5}$	C	0,16
Co	$1 \cdot 10^{-3}$	U	$2 \cdot 10^{-5}$
Si	2,0	P	$3 \cdot 10^{-3}$
La	$5 \cdot 10^{-5}$	F	$4 \cdot 10^{-3}$
Li	$1 \cdot 10^{-3}$	Cr	$4 \cdot 10^{-4}$
Mg	4,2	Zn	$2 \cdot 10^{-3}$
Mn	$1 \cdot 10^{-2}$	Zr	$1 \cdot 10^{-4}$
Mo	$8 \cdot 10^{-4}$	Cs	($8 \cdot 10^{-5}$)
As	$3 \cdot 10^{-4}$	Cl	(0,3)

Вызывают недоверие и многие цифры, выдаваемые за средние. Так, сумма всех элементов, приведенных в таблице, составляет 9,956% из 100% минеральных солей. Если учесть, что многие элементы (S, C, N, P, Si и др.) в растворе представлены кислородными соединениями, то эта сумма может быть увеличена примерно в два раза и составит ориентировочно 20%. Куда же деваются, в таком случае, еще 80% солей? Ведь в таблице фигурируют все химические элементы, составляющие минеральную основу воды. Если верить этим цифрам, то, например, вода с общей минерализацией, равной 1 г/л, будет содержать только 3,0 мг/л хлора; 1,5 мг/л сульфатиона; 17 мг/л натрия; 14 мг/л кальция и т. д. Неувязка этих цифр очевидна.

Трудно представить себе и то, что в среднем воды содержат кремния 2,0% (в пересчете на SiO_2 это составляет 4,28%), тогда как натрия 1,7%; Ca 1,4%; Mg 4,2%, т. е. содержание кремнезема превышает содержание натрия в 2,5 раза, а кальция более чем в 3 раза. Вызывают сомнение высокое относительно натрия и

кальция содержание магния и многие другие цифры. Поэтому мы не можем признать приводимые Е. Е. Беляковой содержания элементов в водах (см. табл. 70) в качестве средних для зоны гипергенеза.

§ 2. СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ СОСТАВА ПОДЗЕМНЫХ, РЕЧНЫХ И МОРСКИХ ВОД

Данные, приведенные в табл. 71, позволяют сделать ряд интересных выводов по интересующим нас типам природных вод. Прежде всего проанализируем состав пресных подземных и поверхностных вод. Нетрудно видеть, что среди рассматриваемой группы вод подземная их разновидность является наиболее высокоминерализованной: подземные воды более чем в 3,5 раза обогащены солями относительно речных и в 2 раза — относительно пресных вод земного шара, представляющих собой сумму подземных, речных и озерных. Любопытно, что минерализация последних практически совпадает с минерализацией подземных вод выщелачивания (см. табл. 68). Хотя в содержаниях отдельных химических элементов наблюдаются значительные расхождения, но в целом это обстоятельство лишний раз свидетельствует о методически правильно выбранном нами подходе к расчету среднего состава подземных вод. Наблюдаемые расхождения, видимо, объясняются тем, что В. Зыка (Zyka, 1972) в средний состав включил, наряду с подземными, также речные и озерные воды, имеющие безусловно свою специфику.

Если же сравнивать воды выщелачивания с речными, что особенно интересно, так как первые являются источниками питания вторых, то и в этом случае мы увидим, что подземные воды почти в два раза являются более минерализованными, чем речные. Такое положение является вполне закономерным и логичным, так как речные воды представляют собой смесь подземных и более пресных поверхностных.

Подземные воды содержат в более высоких концентрациях не только все макрокомпоненты, но и подавляющее большинство микрокомпонентов. Исключение составляют только железо, алюминий, медь, свинец, олово и серебро. Однако наблюдаемые различия и в случае перечисленных элементов являются незначительными и, видимо, обусловлены скорее неточностью полученных средних значений как для подземных, так и для речных вод, чем какими-либо объективными причинами. Не исключено, однако, что в случае железа и алюминия речные воды содержат более высокие их концентрации по той простой причине, что эти элементы захватываются в большом количестве (относительно других элементов) водами поверхностного стока и мигрируют в механической форме. В то же время речные воды относительно подземных резко (в 4 раза и более) обеднены рядом химических элементов. К последним относятся бром, марганец, бор, литий, уран, никель, цирконий, ртуть, галлий, цезий, торий и золото. Причины

Таблица 71

Химический состав природных вод

Компоненты	Единицы измерения	Подземные воды зоны гипергенеза	Речные воды (Livingston, Turekian, 1963.)	Пресные речные, подземные и озерные воды (Zuka, 1972)	Морская вода (Turekian, 1969)	Коэффициент концентрации в морских водах: относительно подземных
pH	—	6,84	—	—	8,2	—
HCO ₃ ⁻	мг/л	174	58,4	73,4	488 ³	2,8
SO ₄ ²⁻	—	75,1	11,2	61,9	2 712	36,1
Cl ⁻	—	47,0	7,8	15,19	19 400	413
NO ₃ ⁻	—	3,41	1,0	—	—	—
F ⁻	—	0,45	0,1	0,436	1,3	2,9
NO ₂ ⁻	—	0,14	—	—	—	—
Na ⁺	—	45,5	6,3	8,68	10 800	238
Ca ²⁺	—	43,9	15	29,14	411	9,4
Mg ²⁺	—	18,6	4,1	13,09	1 290	69,4
K ⁺	—	4,59	2,3	1,44	392	85,5
NH ₄ ⁺	—	0,56	—	—	—	—
SiO ₂	—	17,4	13,1	11,8	6,2	0,35
Сумма	—	431	120	215	35 500	80
CO ₂ (св.)	—	26,0	—	—	—	—
C _{org}	—	5,86	6,9 ²	—	0,5	0,085
N _{org}	—	0,33 ¹	0,7 ²	—	0,5 ⁴	0,21
Fe	мкг/л	547	670	391	3,4	0,006
Al	—	279	400	480	1,0	0,0036
Sr	—	185	50	211	8 100	43,7
Br	—	183	20	49	67 300	367
P	—	57,5	20	48,8	88	1,53
Mn	—	49,4	7	45	0,4	0,0081
B	—	41,8	10	260	4 450	106
Zn	—	34	20	73,6	5,0	0,15
Ba	—	19,6	10	34,9	21	1,07
I	—	16,1	7	6	64	3,96
Li	—	14	3	4,6	170	12,1
Ti	—	10,7	3	13	1,0	0,093
Cu	—	5,58	7	11,4	0,9	0,16
U	—	3,40	0,04	3	3,3	0,97
Ni	—	3,31	0,3	5,5	6,6	1,98
Cr	—	2,9	1	2,6	0,2	0,069
Rb	—	2,22	1	3,0	120	54,1
Pb	—	2,21	3	6	0,03	0,013
As	—	2,07	2	1	2,6	1,25
Mo	—	2,01	1	1,3	10	5
V	—	1,55	0,9	2	1,9	1,22
Sb	—	1,53	1	<0,94	0,33	0,22
Zr	—	1,3	<0,0	1,34	0,026	0,02
La	—	<1,0	0,2	0,11	0,0034	>0,0034
Y	—	<1,0	0,7	3,51	0,013	>0,013
Nb	—	<1,0	—	<0,3	0,015	>0,015
Ge	—	<1,0	—	0,11	0,06	>0,06
Hg	—	<0,91	0,07	0,51	0,15	>0,16

Продолжение табл. 71

Компоненты	Единицы измерения	Подземные воды зоны гипергенеза	Речные воды (Livingston, 1963; Turekian, 1969)	Пресные речные, подземные и озерные воды (Zyka, 1972)	Морская вода (Turekian, 1969)	Коэффициент концентрации в морских водах относительно подземных
Se	мкг/л	<0,91	0,2	0,87	0,09	>0,1
Co		0,83	0,2	2,0	0,39	0,47
Ga		0,68	0,09	0,6	0,03	0,044
Cs		0,52	0,02	1,9	0,3	0,58
Th		0,42	0,1	1,0	0,0004	0,001
Sn		0,41	0,5*	1,45	0,81	2
Cd		<0,33	—	<0,1	0,11	>0,33
Ag		0,29	0,3	0,34	0,28	0,97
Be		<0,27	—	0,2	0,0006	>0,0022
Sc		<0,1	0,004	0,054	<0,004	0,004
Bi		<0,1	—	<0,01	0,02	>0,2
W		<0,1	0,03	<0,052	<0,001	>0,01
Au		<0,025	0,002	0,011	0,011	>0,41
Ce		—	—	1,40	0,0012	—
In		—	—	<0,10	0,01	—
Yb		—	—	0,01	0,00082	—
Ra	г/л · 10 ⁻¹²	1,27	0,35	0,779	0,10	0,078

¹ По В. М. Швецу (1973); ² обобщенные нами данные по рекам мира; ³ сумма всех производных угольной кислоты; ⁴ сумма всех соединений азота; * по А. Э. Конторовичу (1968).

такого явления в настоящее время не совсем понятны и требуют специального рассмотрения.

Многие химические элементы в подземных водах концентрируются более активно не только относительно речных, но и морских, хотя сумма солей в последних в 80 раз выше, чем в первых. Все это говорит о большом своеобразии той геохимической обстановки, которая формируется в подземных водах и которую нельзя поэтому идентифицировать с обстановкой морских бассейнов.

Перечень элементов, концентрация которых в подземных водах относительно морских отличается больше чем на математический порядок в ту или иную сторону, приведен в табл. 72. Нетрудно видеть, что среди элементов, наиболее активно концентрирующихся в океане, резко преобладают весьма подвижные в условиях зоны гипергенеза. Исключение составляют только калий и рубидий, подвижность которых в подземных водах не является высокой. В свою очередь, в подземных водах относительно океана наибольшая степень концентрирования характерна прежде всего для элементов-гидролизатов, весьма малоподвижных в условиях зоны гипергенеза. Следовательно, подземные, а не морские воды являются более благоприятной природной системой для миграции элементов-гидролизатов. Видимо, это связано с тем, что подземные воды являются более кислыми и содержат наиболее высокие концентрации органического вещества, способо-

**Коэффициент концентрирования (КК)
некоторых химических элементов в морских водах**

Элементы, содержание которых в воде океана выше, чем в подземных водах		Элементы, содержание которых в воде океана ниже, чем в подземных водах			
элемент	КК	элемент	КК	элемент	КК
Хлор	413	Торий	0,001	Ниобий	0,015
Бром	367	Бериллий	0,002	Цирконий	0,02
Натрий	238	Лантан	0,003	Галлий	0,04
Бор	106	Алюминий	0,004	Углерод (орг.)	0,05
Калий	85,5	Скандиний	0,004	Германий	0,06
Магний	69,4	Железо	0,006	Хром	0,07
Рубидий	54,1	Марганец	0,008	Радий	0,08
Стронций	43,7	Вольфрам	0,010	Титан	0,09
Сера	36,1	Иттрий	0,013	Селен	0,10
Литий	12,1	Свинец	0,013	—	—

ствующего образованию комплексных соединений с малоподвижными элементами.

Различие геохимических условий, наблюдавшихся в пресных подземных и морских водах, приводит к тому, что интервал концентраций, в пределах которого существуют элементы в растворе, значительноуже в первых и растянут во вторых. Это обстоятельство создает определенную дисгармонию между подземными и морскими водами и приводит к концентрированию малоподвижных элементов в осадках морского дна.

Таким образом, между составом подземных вод зоны гипергеза и океаном существуют определенные различия: океан концентрирует преимущественно подвижные элементы, а подземные воды — наряду с подвижными и относительно малоподвижные. Это обстоятельство, однако, не дает оснований согласиться с выводом Е. Е. Беляковой и др. о том, что «при сопоставлении концентраций элементов, установленных в природных водах заведомо регионально рудоносных территорий, с концентрациями их в морской воде выясняется, что даже самые низкие из них на один-два математических порядка превышают последние» (Гидрохимический метод..., 1962, с. 23). Этот вывод указанных авторов — следствие ошибки, связанной с тем, что концентрация химических элементов в подземных водах выражалась ими в процентах к сухому остатку, а в морской воде — к массе воды вместе с минеральными солями, т. е. в единицах, рекомендованных в свое время В. И. Вернадским и используемых А. П. Виноградовым, на работу которого ссылаются указанные выше исследователи.

В заключение отметим несколько характерных особенностей состава подземных вод в сравнении с составом литосферы и биосфера (табл. 73). Прежде всего следует отметить, что содержания

Таблица 73

Сравнительные данные по распространению химических элементов
в маломинерализованных подземных и морских водах, живом веществе и горных породах

Декада	Вес. %	Пресные подземные воды	Морские воды	Живое вещество (Перельман, 1973)	Литосфера (Виноградов, 1962)
I	>10 ¹	O, H	O, H	O, C, H	O, Si
II	10 ¹ —10 ⁰	—	Cl, Na	—	Al, Fe, Ca, Na, K, Mg
III	10 ⁰ —10 ⁻¹	—	Mg	N, Ca, K, Si	Ti, Mn
IV	10 ⁻¹ —10 ⁻²	—	S, Ca, K	Mg, P, S, Na, Cl, Fe	P, F, Ba, S, Sr, C, Cl, Zr, Rb
V	10 ⁻² —10 ⁻³	C, Cl, Na, Ca, S, Mg	Br, C, N	Al, Ba, Sr, Mn, B, TR	V, Cr, Zn, Ce, Ni, Cu, Nd, Li, Y, La, Nb, Ga, N, Co, Pb, Th, B, Sc
VI	10 ⁻³ —10 ⁻⁴	Si, K, N	Sr, B, Si, F	Tl, F, Zn, Rb, Cu, V, Cr, Br, Ge	Pr, Sm, Gd, Dy, Tb, Be, Cs, Er, Sr, U, Ta, Br, As, Ho, Ge, W, Eu, Mo, Hf, Tl
VII	10 ⁻⁴ —10 ⁻⁵	Fe, Al, Sr, Br	Li, Rb	Ni, Pb, Sn, As, Co	Lu, Sb, I, Yb, Jn, Cd
VIII	10 ⁻⁵ —10 ⁻⁶	P, Mn, B, Zn, Ba, I, Li, Ti	I, Ba, Mo	Li, Mo, Y, Cs	Hg, Ag, Se, Pd
IX	10 ⁻⁶ —10 ⁻⁷	Cu, U, Ni, Cr, Rb, Pb, As, Mo, V, Sb, Zr	Ni, Zn, Fe, U, As, V, Al, Ti	Se, U, Hg	Bi, Au, Te
X	10 ⁻⁷ —10 ⁻⁸	Hg, Se, Co, Ga, Cs, Th, Sn, Cd, Ag, Be, La, Y, Nb, Ge	Cu, Sn, Mn, Co, Sb, Cs, Ag, Cr, Hg, Cd	—	Re
XI	10 ⁻⁸ —10 ⁻⁹	Au, Sc, Bi, W	Se, Ge, Pb, Ga, Zr, Bi, Nb, Y, Au	—	—
XII	10 ⁻⁹ —10 ⁻¹⁰	Ce, In, Yb	La, Sc, Ce	—	—
XIII	10 ⁻¹⁰ —10 ⁻¹¹	—	Yb, Be, Th, W	—	—
XIV	10 ⁻¹¹ —10 ⁻¹²	—	—	Ra	—
XV	10 ⁻¹² —10 ⁻¹³	Ra	—	—	—
XVI	10 ⁻¹³ —10 ⁻¹⁴	—	Ra	—	—

химических элементов в водах относительно горных пород и живого вещества являются на несколько математических порядков более низкими. Не считая кислорода, который составляет основу всего вещества земной коры, только хлор, натрий, магний, сера и азот по величине концентрации в морских водах сравнимы или даже превышают их концентрации в горных породах (хлор) и живом веществе (хлор, натрий, магний, бром). Следовательно, гидросфера имеет совершенно четкую геохимическую специализацию, которая отличает ее как от литосферы, так и от биосферы.

В подземных водах наиболее концентрируются те элементы, которые не склонны к образованию устойчивой кристаллической решетки в термодинамических условиях верхней части земной коры. К последним относятся элементы, имеющие либо большой ионный радиус (хлор, бром, калий и др.), либо, наоборот, малый (серы, углерод, азот и др.), но способные к образованию сложных кислородных соединений с большим радиусом (SO_4^{2-} , CO_3^{2-} , NO_3^- и др.). В этом состоит одно из важнейших отличий состава подземных вод от горных пород.

Среди элементов, которые образуют в подземных и морских водах наиболее высокие концентрации, преобладают либо литофильные, имеющие 8-электронное строение атомной оболочки (натрий, магний, хлор, калий, кальций, стронций, барий), либо халькофильные, имеющие 8 и 18-электронное строение атомной оболочки (серы, бром, иод, ртуть). В то же время элементы с достраивающимся типом электронной оболочки, а также инертные газы характеризуются наиболее низкими среди других элементов концентрациями.

Изложенный здесь кратко материал позволяет, как нам кажется, заключить, что распределение химических элементов в подземных водах носит отличный характер от их распределения в литосфере, в целом, что подчеркивает специфику состава водной оболочки Земли.

ГЛАВА VIII

РАВНОВЕСНО-НЕРАВНОВЕСНЫЙ ХАРАКТЕР СИСТЕМЫ ВОДА — ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

Установленная выше эмпирическая зависимость солености подземных вод от интенсивности водообмена, а значит косвенно и от времени соприкосновения воды с горными породами требует раскрытия причин данного явления. Это, в свою очередь, ставит задачу выяснения степени насыщения подземных вод относительно водовмещающих пород в различных ландшафтных зонах. Ниже рассмотрим эти вопросы.

§ 1. РАВНОВЕСИЕ ВОДЫ С КАРБОНАТНЫМИ И АЛЮМОСИЛИКАТНЫМИ ПОРОДАМИ

Разнообразие водовмещающих пород требует дифференцированного подхода к проблеме взаимодействия их с водными растворами. В условиях зоны гипергенеза наиболее широко распространены алюмосиликатные и карбонатные породы, играющие основную роль в обогащении подземных вод химическими элементами и требующие поэтому особого внимания. Важно подчеркнуть, что взаимодействие рассматриваемых типов пород с водными растворами носит различный характер: карбонаты растворяются в воде конгруэнтно, алюмосиликаты — инконгруэнтно. Это обстоятельство определяет различный подход к проблеме равновесия их с водными растворами.

Проблема равновесия воды с карбонатными породами, и в частности кальцитом, нами частично уже рассматривалась на примере подземных вод зоны умеренного климата (см. рис. 22), где был сделан вывод о зональном характере явления насыщенности вод карбонатами. Подтвердим это положение на более обширном материале, подчеркнув предварительно, что мы не ставим своей целью детальное термодинамическое изучение степени насыщенности воды относительно кальцита в каждом конкретном случае, как это делается во многих работах (Back, 1961; Langmuir, 1971 и др.), а предусматриваем выявление только общей тенденции развития этого процесса.

Для выяснения степени изменения насыщенности подземных вод относительно кальцита с изменением степени их солености и щелочности мы воспользовались индексом неравновесности (Pačes, 1972) или, по терминологии В. П. Зверева (Миграция..., 1974), показателем агрессивности A , который равен

$$A = \lg \frac{K}{Q},$$

где K — константа реакции; Q — квотант реакции (Гаррелс, Крайст, 1968, с. 19). По мере насыщения вод относительно ка-

кого-либо соединения индекс неравновесности уменьшается, стремясь к нулю, при пересыщении вод его значения становятся отрицательными; нулевое значение характеризует равновесное состояние.

В случае кальцита равновесие воды с минералом контролируется реакцией: $\text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 = \text{Ca}^{2+} + 2\text{HCO}_3$, константа ко-

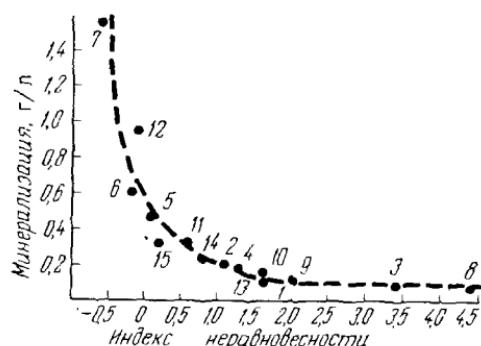


Рис. 30. Зависимость значений индекса неравновесности от общей минерализации подземных вод различных ландшафтов.

1 — тундра; 2 — северная тайга; 3 — болота умеренной зоны; 4 — смешанные леса; 5 — южная тайга; 6 — лесостепь; 7 — степи умеренного пояса; 8 — влажные саваны; 9 — тропические и экваториальные леса; 10 — субтропические леса; 11 — сухие саваны; 12 — степи тропического пояса; 13 — высокогорная зона; 14 — среднегорные леса; 15 — горные степи

Рис. 31. Зависимость значений индекса неравновесности от рН подземных вод различных ландшафтов.

(Условные обозначения см. рис. 30)

торой при 25°C равна $10^{-5,7}$, тогда как квотант реакции изменяется от $10^{-5,1}$ до $10^{-10,1}$, а индекс неравновесности соответственно от минус 0,6 до плюс 4,4 (рис. 30 и 31). Наибольшие значения последнего характерны для вод влажных саван и заболоченных ландшафтов умеренной зоны, т. е. эти воды отличаются наименьшей степенью насыщения относительно кальцита. Отрицательные значения индекса неравновесности, свидетельствующие о некоторой пересыщенности растворов карбонатом кальция, установлены в водах лесостепных и степных ландшафтов. Воды южнотаежных и горно-степных ландшафтов близки к насыщению, но в среднем равновесия с кальцитом не достигают.

Важно обратить внимание на четкую обратно пропорциональную зависимость, имеющую место между индексом неравновесности и общей минерализацией воды (см. рис. 30): по мере увеличения солености раствора степень его насыщения относительно кальцита возрастает и при минерализации 0,6 г/л становится равной нулю, т. е. достигается равновесие. Аналогичная зависимость рассматриваемого индекса устанавливается и с величиной рН*

* Так как рис. 31 построен в логарифмическом масштабе, рассматриваемая зависимость носит линейный характер.

(см. рис. 31): по мере увеличения щелочности раствора индекс неравновесности уменьшается и при pH 7,4 становится равным нулю, т. е. достигается равновесие воды с кальцитом.

Таким образом, подземные воды, имеющие минерализацию более 0,6 г/л и одновременно pH более 7,4, как правило, насыщены карбонатом кальция, который поэтому в этих условиях не только не растворяется, но, наоборот, высаживается из раствора. Такие насыщенные карбонатами воды развиты в условиях лесостепных, степных, полупустынных и пустынных ландшафтов. Во всех других случаях равновесные с кальцитом воды безусловно также встречаются, но они ограниченно распространены и это обусловлено влиянием не региональных, а локальных факторов.

Среди локальных факторов особая роль принадлежит самим карбонатным породам, так как в пределах последних всегда имеется потенциальная возможность полного насыщения воды соответствующими солями. И такие факты имеют место во многих ландшафтных зонах. В качестве примера на рис. 32 показана степень насыщения подземных вод карбонатных и алюмосиликатных пород Норильского района относительно кальцита. Рисунок показывает, что воды известняков по сравнению с водами алюмосиликатов в большей степени обогащены карбонатными солями и в отдельных случаях наблюдается даже предел насыщения. Это естественно, так как карбонаты лучше и быстрее растворяются. Полного насыщения воды в них не происходит только из-за интенсивного водообмена, прерывающего взаимодействие воды с породой раньше, чем наступит химическое равновесие. Роль локальных факторов необходимо поэтому всегда учитывать, но в данном случае перед нами стоит задача более общего плана, связанная с выяснением роли региональных факторов. В этом отношении выясняется, что насыщение подземных вод карбонатами носит зональный характер, обусловленный в конечном итоге не литологическими, а климатическими факторами. Другими словами, на определенном этапе эволюции состава вод, а именно, когда сумма солей достигает 0,6 г/л, а pH 7,4, подземные воды насыщаются карбонатами в пределах не только карбонатных, но и алюмосиликатных пород в результате их разрушения. Последнее подтверждают специальные расчеты (см. табл. 36, 57).

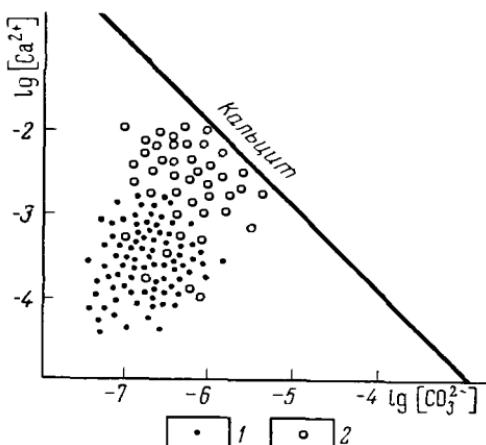


Рис. 32. Растворимость кальцита в координатах $[\text{Ca}^{2+}]$ - $[\text{CO}_3^{2-}]$ при 5°C с нанесением данных по составу вод алюмосиликатных (1) и карбонатных (2) пород Норильского района

Итак, алюмосиликаты, несмотря на низкую растворимость, в благоприятных условиях (при слабом водообмене) обеспечивают подземные воды солями в таком количестве, которое приводит к выпадению их из раствора и образованию вторичных карбонатов. В силу того, что водообмен в условиях зоны гипергенеза носит зональный характер, явление насыщения вод карбонатами также является зональным, обусловленным определенным временем взаимодействия воды с горными породами и прежде всего алюмосиликатами.

Переходя к рассмотрению проблемы равновесия воды с алюмосиликатами, подчеркнем, что этот вопрос хотя и поставлен давно, но с физико-химических и термодинамических позиций практически не изучался. Широко известные факты интенсивного выветривания алюмосиликатов в условиях зоны гипергенеза уже давно привели исследователей к выводу о неравновесности данной системы. Именно так и рассматриваются эти вопросы в известных работах Б. Б. Полянова, В. И. Вернадского, А. Е. Ферсмана, А. И. Перельмана, И. И. Гинзбурга и др. Однако факт неравновесности еще не говорит об ее природе, равно как и о степени ее проявления в каждом конкретном случае. Например, совершенно остается неясным, возможно ли установление равновесия воды с первичными алюмосиликатами, и если да, то в каких условиях; если нет, то почему и какие факторы контролируют эту неравновесность.

Обычно много говорят и пишут об общей неравновесности процессов, совершающихся на поверхности земли, об открытости системы, незамкнутости циклов и т. д., но мало внимания уделяется изучению природы этих, в общем, неравновесных процессов и свидетельство тому практически полная неизученность проблемы равновесия воды с алюмосиликатами.

Взаимодействие алюмосиликатов с водой, как уже отмечалось, носит инконгруэнтный характер, т. е. в раствор переходят не все химические элементы, а только подвижные в конкретных геохимических условиях. Участвуют в этом процессе и сами молекулы воды (см. гл. 4). Поэтому в данном случае мы имеем дело с многокомпонентной сложной системой, развитие которой контролируется законами химической термодинамики (законом действующих масс и др.). Методика установления степени равновесия воды с горными породами применительно к природным условиям наиболее полно изложена в работе Р. М. Гаррелса и Ч. Л. Крайста (1968). Поэтому, хотя эти авторы и не сделали вывода о неравновесности системы вода — первичные алюмосиликаты, необходимо рассматривать их работу как основополагающую в этом направлении.

Одними из первых на неравновесность системы вода — первичные алюмосиликаты обратили внимание американские исследователи И. Х. Фес, С. Е. Роберсон и У. Л. Ползер (Feth e. a., 1964₂) при изучении подземных вод гранитного массива Сьерра-Невада. Позже Т. Пачес (Pačes, 1972) убедительно показал, что

грунтовые воды Богемского массива (Чехословакия) неравновесны с вмещающими их алюмосиликатами. При этом, по его данным, наибольшее отклонение от равновесия характерно для аортита и в меньшей степени — для альбита. Каолинит и Са-монтмориллонит являются наиболее устойчивыми вторичными минералами в изученных грунтовых водах. В то же время НА-монтмориллонит, иллит и гиббсит в этих условиях, как правило, не являются устойчивыми. Важнейшим фактором, контролирующим равновесие подземных вод с алюмосиликатными породами, по мнению Т. Пачеса, является углекислота или точнее степень изолированности системы от углекислого газа. Эти выводы чешского исследователя нам представляются справедливыми, так как они подтверждаются анализом более обширного материала.

На основе методики Р. М. Гаррелса и Ч. Л. Крайста (1968), Х. К. Хелгесон и др. (Helgeson e. a., 1969) построили серию диаграмм равновесия наиболее широко распространенных породообразующих минералов (первичных и вторичных) с природными растворами при температурах от 0 до 350°С, использованные в наших построениях. Имеющие место отклонения от диаграмм указанных авторов в каждом случае оговорены в тексте или подрисунковых подписях.

Характер равновесия воды с алюмосиликатными горными породами в условиях развития многолетней мерзлоты показан на рис. 33, на котором дополнительно к полю устойчивости гиббсита, каолинита и К-монтмориллонита, имеющимся на диаграммах Х. К. Хелгесона с соавторами, нами добавлено поле устойчивости гидрослюды. Последнее рассчитано нами совместно с В. А. Баженовым. Свободная энергия образования гидрослюды рассчитана по методике И. Тарди, Р. М. Гаррелса (Tardy, Garrels, 1974) и Дж. О. Нриагу (Nriagu, 1975).

Большая часть точек на диаграмме равновесия (см. рис. 33) располагается в пределах поля устойчивости каолинита, меньшая — гидрослюды и гиббсита. Следовательно, подземные воды равновесны не с первичными алюмосиликатами, а с продуктами их выветривания и в данном случае преимущественно с каолинитом. Все это говорит о том, что в северных районах в современных геохимических условиях выветривание алюмосиликатов сопровождается образованием преимущественно каолинита и гидрослюды, реже монтмориллонита и гиббсита. Последнее хорошо согласуется с известным фактическим материалом по составу современных почв и кор выветривания в этой зоне (Ковда, 1973; Таргульян, 1971; Шварцев, 1975₃). Следует только подчеркнуть, что в продуктах выветривания гидрослюда и монтмориллонит более широко распространены, чем это следует из диаграммы. Это связано с тем, что на этой диаграмме можно показать поле устойчивости только К-монтмориллонита, тогда как в продуктах выветривания обычно развиты магниевая и натриевая его разновидности, занимающие на диаграммах, построенных в других координатах, более широкое поле (Helgeson e. a., 1969). Что касается

гидрослюды, то, видимо, область устойчивости ее также является более широкой, чем отражено на диаграмме, и связано это, вероятно, с несовсем точным определением свободной энергии образования ее в стандартных условиях.

Следовательно, не гарантируя абсолютной точности изображения полей устойчивости вторичных минералов (см. рис. 33), мы акцентируем внимание на том, что содержания элементов в водах являются более низкими, чем это требуется для установления равновесия с первичными минералами, в данном случае с микроклином и мусковитом, но достаточными для насыщения вод относительно глинистых минералов.

Расчеты показывают, что даже наиболее высокоминерализованные воды оказываются ненасыщенными к альбиту, аортиту, слюдам, амфиболам и другим первичным алюмосиликатам и поэтому способными к их непрерывному растворению.

Характер равновесия воды с горными породами в условиях тропического климата на примере территории Западной Африки показан на рис. 34. Нетрудно видеть, что и в этом случае отсутствует равновесие воды с первичными алюмосиликатами, но наблюдается в системе вода — продукты выветривания. Важно и то, что разброс точек на рис. 34 является весьма широким и они

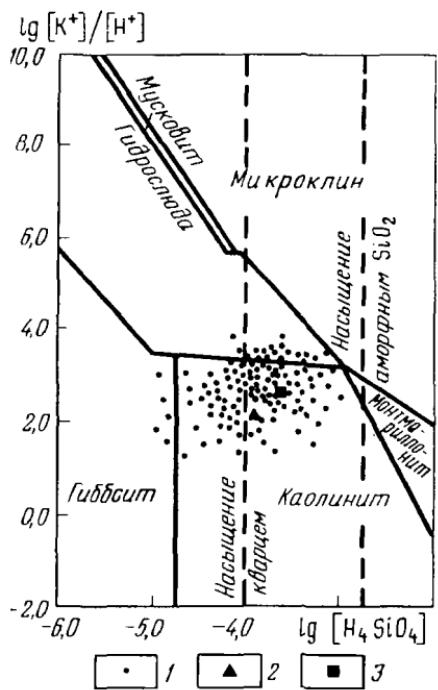


Рис. 33. Система $\text{HCl}-\text{H}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ при 25°C с наименением данных по составу вод провинции с развитием многолетней мерзлоты.

1 — отдельные анализы вод Норильского района; 2 — среднее для вод тундры; 3 — среднее для вод северной тайги

располагаются в пределах полей устойчивости всех изображенных на диаграмме вторичных минералов (гипбсита, каолинита и монтмориллонита). При этом чем меньше кремнезема содержат воды и чем больше они подкислены, тем ближе они располагаются к полю устойчивости гипбсита и наоборот. Следовательно, существует определенная зависимость между составом подземных вод и характером продуктов выветривания. Среди факторов, которые контролируют эту зависимость, особая роль принадлежит кремнезему, так как его содержания в растворе наряду с кислотностью последнего контролируют характер образующихся продуктов выветривания. В самом деле, как показывают рис. 33

и 34, при низких концентрациях кремнезема в растворе более устойчивой по сравнению с монтмориллонитом оказывается гидрослюдя, а при высоких концентрациях кремнезема — монтмориллонит. В свою очередь, низкие концентрации кремнезема в водах тропиков связаны с достаточно низкими значениями рН (см. рис. 16), что сдвигает равновесие реакций в область устойчивости каолинита и даже гиббсита. Высокие же содержания кремнезема связаны со щелочными условиями, в которых наиболее устойчивыми оказываются различные монтмориллониты и особенно магниевая их разновидность. Широкое развитие малокремнистых слабокислых вод в условиях влажных саванн и тропических лесов хорошо увязывается с известными фактами широкого развития в этих условиях латеритных кор выветривания.

Сделанные выводы о различной направленности процессов выветривания на территории Западной Африки подтверждаются данными и по другим тропическим областям (рис. 35), что говорит об их универсальности. Так, каолинит в продуктах выветривания основных и кислых пород доминирует на террито-

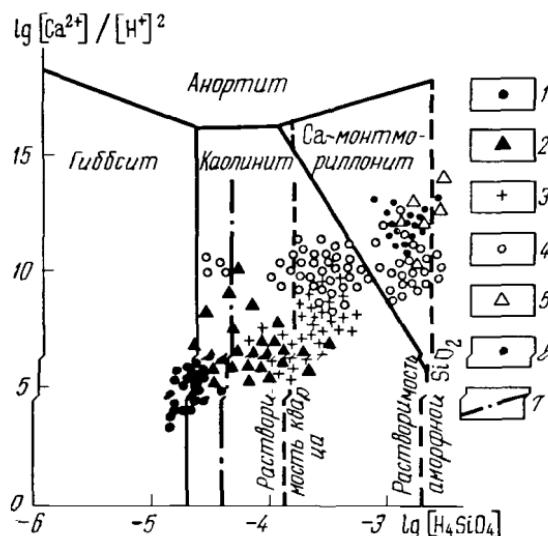


Рис. 34. Диаграмма равновесия анонит—гиббсит—каолинит—монтмориллонит (Tardy, 1969) с нанесением данных по грунтовым водам Западной Африки:
1 — Гвинея; 2 — Корхого; 3 — Берег Слоновой Кости;
4 — Северная Нигерия; 5 — Чад; 6 — Сенегал; 7 — линия, разделяющая каолинит и гиббсит по Х. Хелгесону и др. (Helgeson e. a., 1969)

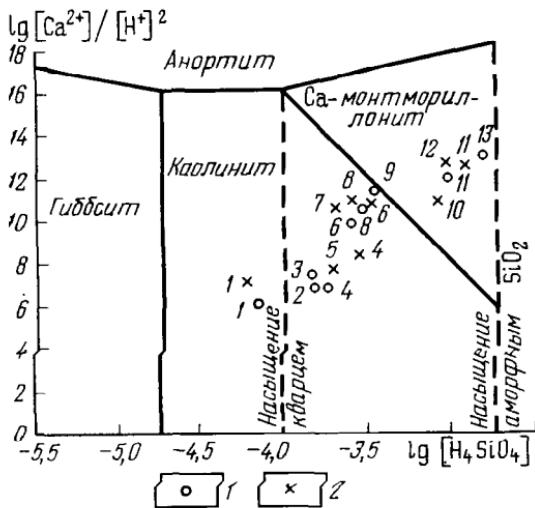


Рис. 35. Диаграмма равновесия анонит—гиббсит—каолинит—монтмориллонит с нанесением данных по среднему составу вод отдельных районов тропических областей.

1 — воды гранитов; 2 — воды основных пород; (цифры на графике): 1 — Гвинея; 2 — Корхого; 3 — юг Франции; 4 — о-в Мадагаскар; 5 — Гавайские острова; 6 — Корсика; 7 — Каледония; 8 — Северный Вьетнам; 9 — южные штаты США; 10 — Куба; 11 — Сенегал; 12 — Калифорния; 13 — Чад

рии Гвинеи, Берега Слоновой Кости, юга Франции, Малагасийской Республики, Гавайских островов, Корсики, Новой Кaledонии, Северного Вьетнама. В этих же регионах всегда обнаруживаются те или иные количества гиббсита, занимающего обычно наиболее промываемые участки с пониженными значениями pH вод. На юге

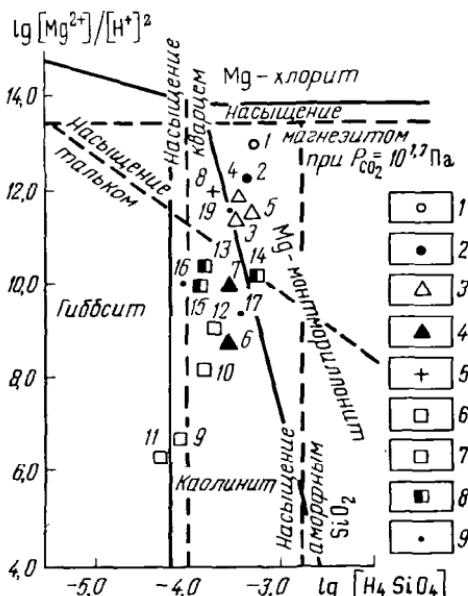


Рис. 36. Система $\text{HCl}-\text{H}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{CO}_2-\text{MgO}-\text{SiO}_2$ при 25°C с нанесением данных по составу подземных вод умеренной зоны с гумидным и аридным климатом.

Ландшафтные зоны: 1 — степные равнины; 2 — горные степи; 3 — лесостепи; 4 — широколиственные леса; 5 — южная тайга; 6 — заболоченная тайга; 7 — северная тайга; 8 — горная тайга; 9 — горно-луговые районы. Исследованные районы (цифры на графике): 1 — Барабинская равнина; 2 — Кураминский хребет; 3 — Канско-Тасеевская складчатая зона; 4 — Колывань-Томская складчатая зона; 5 — северо-восток США; 6 — Чехословакия; 7 — Франция; 8 — Салар; 9 — Северо-Запад СССР; 10 — Финляндия; 11 — Норвегия; 12 — Западная Сибирь; 13 — Урал; 14 — Аппалачи; 15 — Западные саяны; 16 — Сандр-де-Кристо; 17 — Сьерра-Невада; 18 — Кураминские горы

США, в Калифорнии, Восточном Сенегале, Кубе и на территории Чада более развиты монтмориллониты и близкие к ним по составу глины (бейделлиты, нонtronиты и др.) с примесью каолинита и гидрослюд. Следовательно, в тропических условиях наблюдается тесная корреляция состава вод с составом формирующихся кор выветривания.

В рассматриваемом аспекте не представляют исключения и воды провинции умеренного климата, горных областей, а также воды континентального засоления (рис. 36). Во-первых, следует подчеркнуть, что все без исключения точки состава вод и в этом случае укладываются в поле устойчивости глинистых минералов, т. е. все без исключения воды недонасыщены по отношению к первичным минералам, но равновесны с глинами. Во-вторых, разброс точек достаточно широк и захватывает не только поле устойчивости монтмориллонита, но и каолинита, гидрослюды (здесь не показанной) и даже, возможно, гиббсита. Такой разброс точек полностью увязывается с характером геохимических условий и отражает разнообразие природной обстановки зоны умеренного климата.

В поле устойчивости монтмориллонита располагаются наиболее высокоминерализованные и щелочные воды зоны степей, лесостепей и некоторых районов южной части зоны лесов, в продуктах выветривания которых действительно резко преобладает монт-

мориллонит (Лукашев, 1956). По мере подкисления вод и уменьшения их общей минерализации расположение точек все больше смещается в поле устойчивости каолинита. Так, щелочные воды Салаира и Кураминского хребта занимают наиболее высокое положение на границе устойчивости монтмориллонита с каолини-

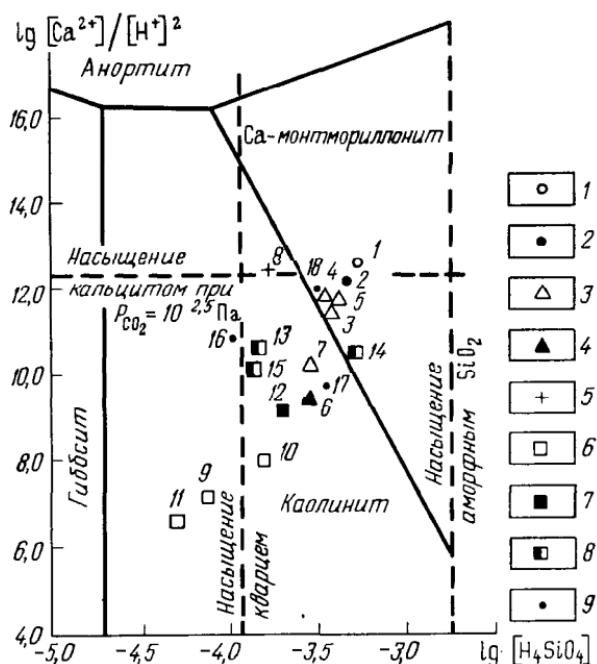


Рис. 37. Система $\text{HCl}-\text{H}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{CO}_2-\text{CaO}-\text{SiO}_2$ при 25°C с наименением данных по составу подземных вод умеренной зоны.

(Условные обозначения см. на рис. 36)

том и на различных участках этих районов преобладает либо один минерал, либо другой. Это же характерно и для других районов лесной зоны. Однако в составе продуктов выветривания все большую роль здесь начинают играть каолинит и гидрослюдя (вместо монтмориллонита). Наконец, в условиях кислой обстановки заболоченных районов монтмориллонит полностью исчезает и каолинит ассоциирует с гидрослюдой, гидроокислями железа, реже глауконитом, и, возможно, гиббситом.

Конкретные данные по выветриванию алюмосиликатов в условиях торфяных болот приводятся в работе К. И. Лукашева и др. (1974), которые делают вывод о биологическом разложении алюмосиликатов в этих условиях и о полиминеральном составе образующихся при этом глин, подчеркивая, что это является следствием замедленности природных реакций, а не конкретных условий среды. Вряд ли можно согласиться с последним утверждением, так как среда — это и есть результат скорости и направленности природных реакций.

Отмеченная общая зависимость состава подземных вод от направленности выветривания горных пород четко прослеживается и на другой диаграмме (рис. 37), которая, кроме того, отра-

жает степень насыщенности вод по отношению к карбонатам. Здесь видим уже известную нам картину полного насыщения карбонатом кальция щелочных вод степных и лесостепных ландшафтов и неполного — нейтральных и слабокислых вод лесных и горных ландшафтов. В то же время и те и другие воды остаются ненасыщенными к первичным алюмосиликатам. Более того, насыщение вод первичными алюмосиликатами, и в частности анортитом, невозможно, пока не будет достигнуто карбонатное равновесие, так как в первом случае нужны более высокие концентрации кальция в растворе, чем во втором.

Следовательно, на пути установления равновесия воды с первичными алюмосиликатами встает карбонатный барьер, который, препятствуя накоплению кальция в растворе, способствует сохранению неравновесного состояния воды с алюмосиликатами. Поэтому даже после достижения в растворе карбонатного равновесия вода остается агрессивной по отношению к алюмосиликатам и продолжает их разрушать, но при этом кальций в растворе не накапливается, а переходит в

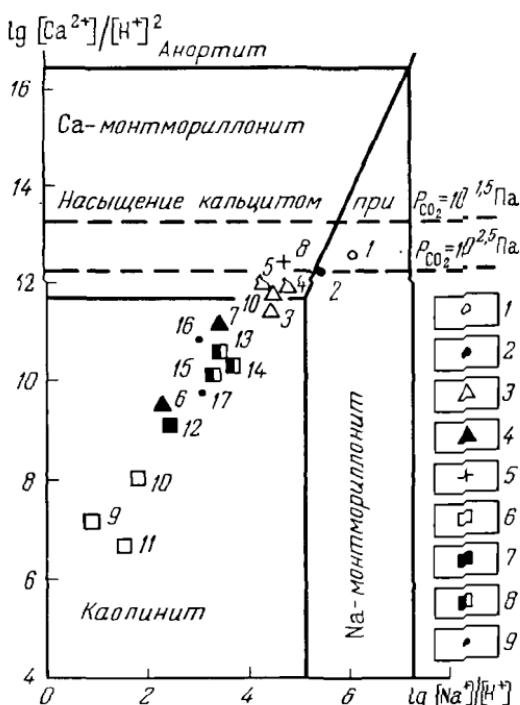


Рис. 38. Система $\text{HCl}-\text{H}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{CO}_2-\text{CaO}-\text{SiO}_2-\text{Na}_2\text{O}$ при 25°C и $\lg[\text{H}_2\text{SiO}_4] = -3,5$ с нанесением данных по составу подземных вод умеренной зоны.

(Условные обозначения см. на рис. 36)

осадок в виде карбонатов. В то же время другие катионы, и в частности натрий, степень насыщенности вод относительно соединений которого остается низкой, продолжают накапливаться в растворе. Вот почему на определенном этапе эволюции состава природных вод вместо кальция в растворе начинает доминировать натрий, и они из кальциево-натриевых переходят в натриево-кальциевые и затем натриевые.

Пропорциональная зависимость накопления натрия и кальция в водах на первых этапах эволюции их состава хорошо прослеживается на рис. 38. При этом четко проявляется уже известная нам картина: слабокислые и маломинерализованные воды располагаются в поле устойчивости каолинита, щелочные с невысокой минерализацией (Салаир, северо-восток США и др.) — в поле Са-монтмориллонита, а наиболее высокоминерализованные (Ба-

рабинская степь и сульфатные воды Кураминских гор) — в поле $\text{Na}\text{-монтмориллонита}$. Следовательно, увеличение содержаний натрия в высокоминерализованных водах автоматически приводит к его соответствующему концентрированию и в продуктах выветривания. После достижения карбонатного равновесия пропорциональная зависимость накопления в растворе кальция и натрия нарушается.

Четкая зависимость вторичного минералообразования от характера геохимической обстановки прослеживается не только в широтном плане, но и с глубиной. Примером могут служить подземные воды гранито-гнейсовых пород Швеции, изученные Г. Яксом (Jacks, 1973). Диаграмма равновесия воды с породами из этой работы воспроизведена нами на рис. 39. Автор работы показывает, что по мере роста минерализации вод, а значит и их pH (последнее в работе показано через карбонатную щелочность) воды становятся равновесными не с каолинитом, а монтмориллонитом и возможно гидрослюдой, а в наиболее глубоких горизонтах — и с коренными породами. Последний вывод автора ошибочен, так как он сделан исходя из ошибочно показанного на рис. 39 поля устойчивости калиевого полевого шпата. Истинное поле устойчивости последнего показано пунктирной линией. Нетрудно видеть, что в этом случае ни о каком равновесии воды с коренными породами говорить не приходится.

Увеличение щелочности вод с глубиной обусловлено не только ростом их минерализации, но и уменьшением парциального давления углекислого газа (рис. 40). Следовательно, с глубиной наблюдаются те же явления, что и в широтном плане при движении с севера на юг: увеличение солености вод, обусловленное их более длительным соприкосновением с алюмосиликатными породами, приводит к расходованию углекислого газа и повышению pH , что сдвигает равновесие их из области каолинита в область монтмориллонита, но равновесие с первичными силикатами при этом не достигается.

Таким образом, анализ фактического материала по составу подземных вод практических зон Земли показывает, что в них наблюдается недонасыщенность воды относительно первичных алюмосиликатов. На обобщающем рис. 41 хорошо видно, что все без исключения точки состава вод располагаются в поле устойчивости глинистых минералов, а не первичных алюмосиликатов. Это же обстоятельство отражает и рис. 42, построенный в других координатах, а также рис. 43, заимствованный из обобщающей работы И. Тарди (Tardy, 1969).

Следовательно, нейтрализующее влияние угольной кислоты является более сильным, чем влияние щелочности, образующейся при растворении алюмосиликатов и это препятствует установлению равновесия воды с вмещающими горными породами. При этом неравновесность системы тем больше, чем ниже минерализация подземных вод и чем более кислыми они являются. Из рис. 41 и 42 видно, что наибольшая неравномерность характерна для бо-

лотных вод, наименее минерализованных и наиболее кислых. Затем в порядке уменьшения степени неравновесности следуют воды тропических лесов и саванн, субтропических лесов, мерзлот-

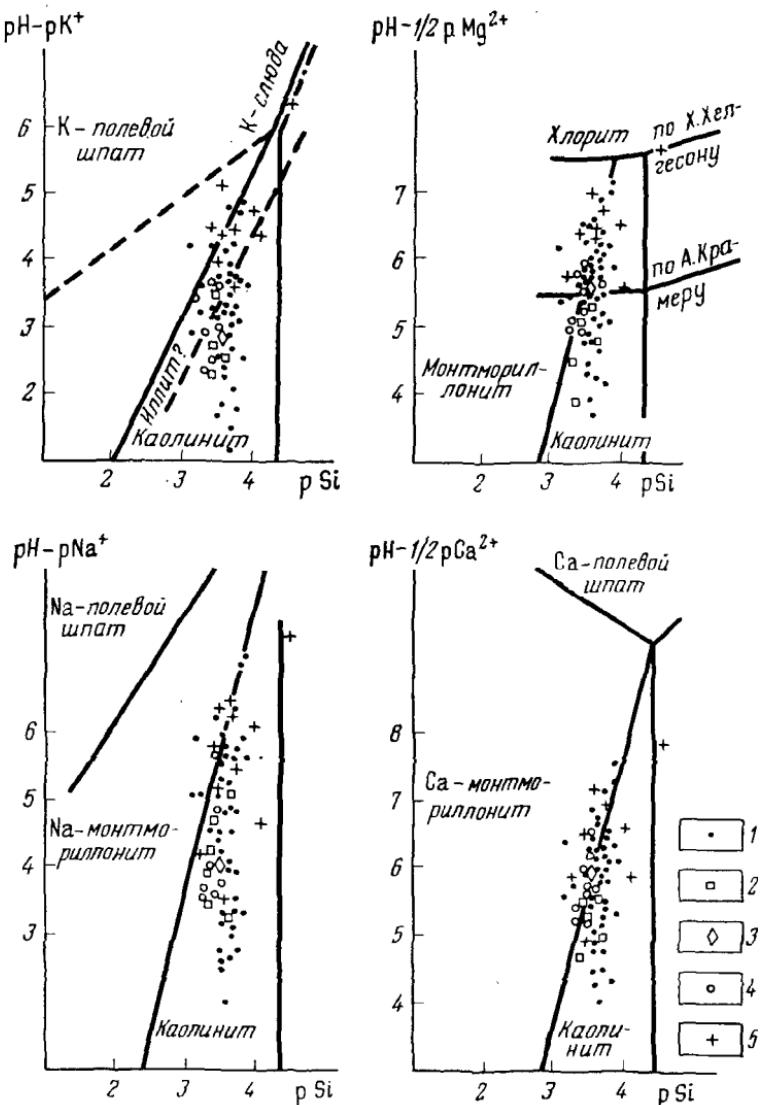


Рис. 39. Диаграмма устойчивости К-, Mg-, Na- и Ca-силикатов с нанесением данных по составу грунтовых вод Швеции (Jacks, 1973).

Исследованные районы: 1 — Стокгольм; 2 — Гетеборг; 3 — Берголаген; 4 — Блек-Смол; 5 — Питео

но-таежных ландшафтов, горных областей и лесной зоны умеренного климата. Наименьшая степень неравновесности характерна для слабощелочных и относительно высокоминерализованных вод

лесостепных и степных районов. Однако даже в последнем случае степень неравновесности остается крайне высокой и далекой от насыщения.

Следовательно, система первичные алюмосиликаты — подземные воды зоны гипергенеза во всех ландшафтных зонах является

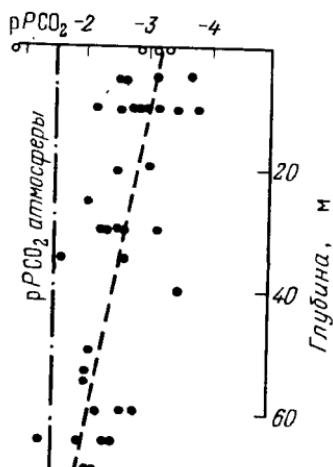
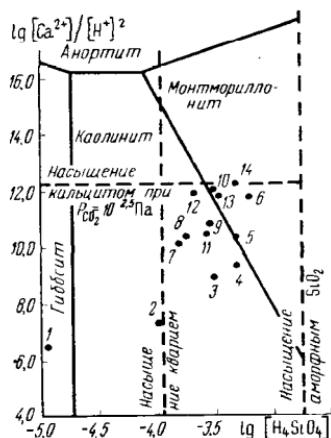


Рис. 40. Изменение парциального давления углекислого газа (в Па) в грунтовых водах Швеции с глубиной (Tacks, 1973)

Рис. 41. Система $\text{HCl}-\text{H}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{CaO}-\text{CO}_2-\text{SiO}_2$ при 25°C с нанесением данных по среднему составу подземных вод различных ландшафтных зон.

1 — атмосферные осадки; 2 — болота лесной зоны; 3 — тропические леса; 4 — саванна; 5 — субтропические леса; 6 — тропические степи; 7 — мерзлотно-таежные ландшафты; 8 — высокогорье; 9 — горные леса; 10 — горные степи; 11 — смешанные леса; 12 — южная тайга; 13 — лесостепи; 14 — степи умеренного климата



неравновесной и это определяет непрерывность разрушения водой вмещающих коренных пород с образованием продуктов выветривания, устойчивых в соответствующих геохимических условиях и, что крайне важно, равновесных с подземными водами. Поэтому равновесие воды с горными породами носит двоякий характер: *система вода — порода неравновесна относительно первичных силикатов, но равновесна относительно вторичных*. Последнее и определяет состав образующихся продуктов выветривания горных пород. Другими словами, при выветривании образуются только те соединения, которые равновесны с водой и которые поэтому являются устойчивыми к их агрессивному действию.

В кислых условиях тропических областей равновесными с водой являются в основном каолинит и нередко гиббсит, в слабокислых и нейтральных средах северных и горных районов — гидрослюдя и каолинит, в слабощелочных условиях лесостепей и степей — монтмориллонит и кальцит (см. рис. 41—43).

Не противоречит ли вывод о равновесности воды с продуктами выветривания ее мобильности и непрерывной промываемости зоны гипергенеза. Ведь вторичные минералы равновесны только с тем раствором, в котором произошло их образование, при смене

же воды это равновесие должно нарушаться. Как в таком случае понимать равновесие воды с вторичными продуктами.

Чтобы разобраться в этом кажущемся противоречии, необходимо учесть несколько моментов. Во-первых, образующиеся гли-

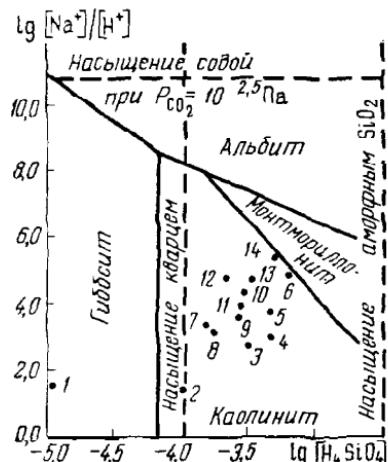
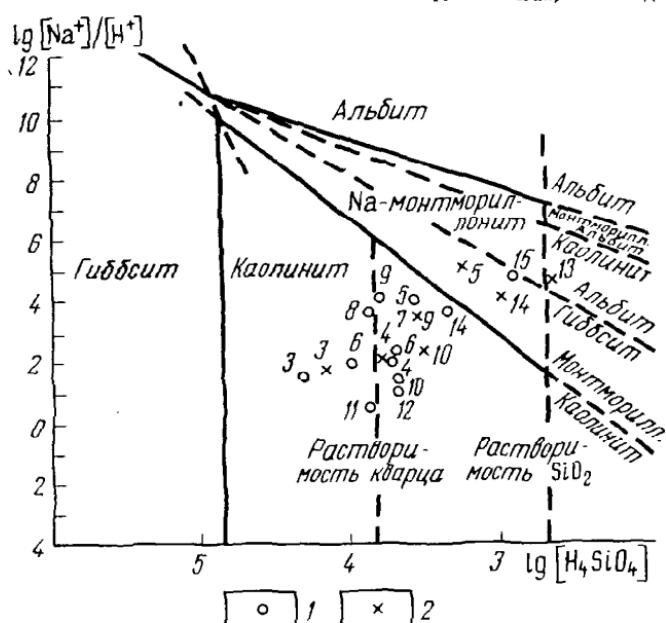


Рис. 42. Система $\text{HCl}-\text{H}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{Na}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{SiO}_2$ при 25°C с нанесением данных по среднему составу подземных вод различных ландшафтных зон.

(Условные обозначения см. на рис. 41)

Рис. 43. Диаграмма равновесия альбит—монтмориллонит—каолинит—гиббсит с нанесением данных по составу вод отдельных регионов (Tardy, 1969);

1 — воды гранитов; 2 — воды пород основного состава. Районы исследований (цифры на графике): 3 — Норвегия; 4 — Вогезы (Франция); 5 — Центральный Французский массив; 6 — Альранс (Франция); 7 — Бретань (Франция); 8 — Корсика; 9 — Сахара; 10 — в Мадагаскар; 11 — Корхого (Берег Слоновой Кости), влажный сезон; 12 — Корхого, сухой сезон; 13 — Берег Слоновой Кости; 14 — Сенегал; 15 — Чад



нистые минералы связывают в своей структуре большое количество межслоевой воды, которая защищает их кристаллическую решетку от разрушающего воздействия агрессивных гравитационных вод. Во-вторых, благодаря своей исключительной тонкозерни-

стости и наличия связанных вод глинистые минералы обладают крайне низкой степенью проницаемости, что также затрудняет их взаимодействие с гравитационными водами. В-третьих, глинистые минералы являются исключительно труднорастворимыми и поэтому для их разрушения требуется длительный отрезок времени и большое количество растворов. В-четвертых, поле устойчивости глинистых минералов является крайне широким (см. рис. 34—39, 41—43), поэтому даже при значительном изменении активностей ионов ведущих элементов в растворе не всегда это будет приводить к разрушению глинистых минералов.

Таким образом, среди всех вторичных минералов глины занимают совершенно исключительное положение: их структура, состав и строение созданы таким образом, чтобы воспрепятствовать разрушающему воздействию той среды, в которой они возникли. Мы являемся здесь свидетелями удивительной способности неживой природы сохранять то, что она сама создает. Образовавшись вследствие развития неравновесной системы вода — первичные алюмосиликаты глины оказались не только наиболее приспособленными к среде своего существования, но и создали себе определенный «запас прочности» на случай изменения этой среды. В этой связи возникает весьма любопытный вопрос, почему не все водные продукты (карбонаты, сульфаты, хлориды и т. д.) приспособлены в такой же мере, как глины, к среде своего рождения, т. е. водной среде, но разработка этой проблемы выходит за рамки данной работы.

Исключительно высокая устойчивость глин в условиях зоны гипергигиеза — это только одна сторона стабильности самой геохимической среды в пределах каждого типа ландшафта. В самом деле, несмотря на наличие сезонных изменений pH , Eh , солености подземных вод во всех без исключения регионах, все же эти изменения происходят в относительно узких пределах. Так, в условиях влажных саванн воды в течение всего года остаются мало-минерализованными и кислыми (см. табл. 16, рис. 11, 12), в условиях южной тайги — слабошелочными с повышенной минерализацией (см. табл. 32), в условиях степных районов — щелочными и солеными (Базилевич, 1965) и т. д. Сезонные изменения, таким образом, совершаются на фоне более общих и более стабильных механизмов, контролирующих характер среды. Эти механизмы — результат геологически длительной эволюции системы в условиях определенного соотношения температуры, осадков, водообмена, выветривания и т. д.

В дальнейшем мы рассмотрим проблему разнообразия устойчивости геохимической среды в различных ландшафтах. Здесь же только подчеркнем, что крайне низкая растворимость глинистых минералов в нейтральных средах и устойчивый характер геохимической обстановки приводят к тому, что уже в самые первые моменты соприкосновения подземных вод с почвенными горизонтами происходит установление равновесия воды с соответствующими глинами. Поэтому сделанный выше вывод о равновесии воды

с продуктами выветривания не противоречит фактам интенсивного водообмена в зоне гипергенеза.

Естественно, что этот вывод не исключает возможности разрушения глин водой в отдельные периоды года или выщелачивания из них отдельных химических элементов. Мы целиком согласны с Н. А. Огильви, который отмечает, что «с химической точки зрения, глинистые минералы следует рассматривать как соли алюмокремниевых кислот. В водной среде они диссоциируют на крупные кристаллические анионы (коллоидные мицеллы) и на катионы» (Огильви, 1974, с. 87). Такая диссоциация и катионный обмен приводят к обогащению раствора химическими элементами, но степень этого обогащения в обычных условиях остается крайне низкой и может существенно изменяться только в случае резкого изменения геохимической обстановки, когда глинистые минералы теряют свою устойчивость. Поэтому в пределах алюмосиликатных пород основными источниками химических элементов в водах являются не продукты их разрушения, а первичные минералы.

§ 2. ПРИРОДА НЕРАВНОВЕСНОСТИ СИСТЕМЫ ВОДА — ПЕРВИЧНЫЕ АЛЮМОСИЛИКАТЫ

Принято считать, что неравновесность подземных вод с горными породами в пределах зоны гипергенеза обусловлена главным образом механическим удалением продуктов гидролиза из зоны выветривания в результате непрерывного ее промывания. Наиболее полно эта точка зрения сформулирована У. Д. Келлером, который указывает, что «гидролиз осуществляется не насыщением породы неподвижной водой, а скорее, многократным обновлением вод, которые выщелачивают растворимые продукты реакций гидролиза, проходя через породы. Следовательно, геологические факты подтверждают химический принцип, который подразумевается общей реакцией гидролиза, а именно: для того чтобы реакция шла вправо (продолжение выветривания), нужно, чтобы растворимые продукты гидролиза удалялись из активной системы» (Келлер, 1963, с. 101).

Среди процессов, которые приводят к удалению продуктов гидролиза, У. Д. Келлер называет следующие:

- 1) повторяющееся выщелачивание пресными дождовыми и снеговыми водами;
- 2) введение Н-ионов, которые: а) связываются с ОН-ионами и удаляются в виде воды, б) вытесняют путем замещения металлические катионы из соединений этих металлов;
- 3) осаждение ионов в виде относительно нерастворимых соединений;
- 4) удаление ионов путем комплексообразования;
- 5) абсорбция и ассимиляция продуктов живыми растениями и животными;

6) абсорбция продуктов коллоидальными веществами.

Не отрицая в принципе важности всех перечисленных процессов, нам представляется, что здесь забыт главный из них, а именно: химическое взаимодействие гидроксильной группы OH^- с углекислым газом. Остановимся поэтому на этом вопросе несколько подробнее.

В результате реакции $\text{OH}^- + \text{CO}_2 = \text{HCO}_3^-$ в природных условиях происходит почти полная нейтрализация щелочности раствора углекислым газом с образованием гидрокарбонат-иона. Здесь мы подтвердим это фактическими данными.

В отсутствие каких-либо кислот гидролиз алюмосиликатов приводит к переводу в раствор подвижных катионов и образованию строго эквивалентного количества OH -ионов, нейтрализующих положительный заряд катионов в растворе. Поэтому, зная содержание катионов в растворе, формирующемся в пределах алюмосиликатных пород, можно рассчитать теоретическое значение pH воды, участвующей в процессах выветривания, и сопоставить его с фактически наблюдаемыми. Такой сравнительный анализ (табл. 74) показывает, что фактически наблюдаемые значения pH вод зоны гипергенеза меньше расчетных на 4—5 единиц, т. е. практически вся образующаяся при выветривании щелочность нейтрализуется параллельно формирующими кислотными продуктами и прежде всего углекислым газом. Тем самым обеспечивается химическая трансформация одного из продуктов реакции гидролиза и формирование подземных вод гидрокарбонатного типа.

Следовательно, не вынос подземными водами продуктов реакции гидролиза из зоны выветривания, а нейтрализация щелочности углекислым газом — вот главная причина того, почему не происходит насыщения воды относительно первичных алюмосиликатов.

В силу того, что основным нейтрализующим агентом щелочности выступают продукты преобразования почвенной органики, последнюю необходимо рассматривать как важнейший геохимический барьер, препятствующий установлению равновесия в системе вода — горная порода. Другим важным барьером, как мы уже видели, выступают карбонаты, образование которых, уменьшая концентрацию кальция в растворе, также препятствует установлению равновесия воды с первичными алюмосиликатами.

Наконец, нельзя не учитывать и того факта, что при гидролизе алюмосиликатов образуются глинистые минералы, в том числе синтезирующиеся из ионов раствора, которые, связывая кремнезем, глинозем и частично подвижные катионы, также препятствуют установлению равновесия в рассматриваемой системе. Растворимость подавляющей части глин ниже, чем исходных алюмосиликатов, и это определяет развитие процессов гидролиза в условиях неустановившегося равновесия.

Таким образом, неравновесность воды с эндогенными алюмосиликатами имеет сложную химическую природу, связанную с

Таблица 74

Сравнение расчетного и измеренного значений рН подземных вод кислых магматических пород, мг/л

Район исследований	Водовмещающая порода	pH изм.	pH [*] расчет.	Ca ⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	HC _O ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Fe	SiO ₂	Al	Сумма солей
Гвинея	Нефелиновые сиениты	5,3	10,4	0,5	0,47	7,9**	—	19,4	5,5	0,7	0,070	4,0	0,29	38,6
То же	Гранито-гнейсы	5,5	10,6	0,7	0,15	14,6**	—	33,5	4,2	0,0	0,030	—	—	53,2
Берег Слоновой Кости	Граниты	5,5	9,9	1,0	0,1	0,5	0,8	6,1	3,0	0,5	0,032	9,4	0,007	21,4
Юг Франции	•	5,9	10,2	0,8	0,3	2,4	0,5	6,5	3,0	1,2	0,072	8,2	0,023	23,0
Вогезы (Франция)	•	6,1	10,5	5,8	2,4	3,3	1,2	15,9	3,4	10,9	0,200	11,5	0,122	54,7
Корсика	•	6,7	10,7	8,1	4,0	16,5	1,4	40,3	22,0	8,6	0,166	13,2	0,058	115
Северный Вьетнам	Граниты и метаморфические сланцы	6,7	11,2	29,4	6,2	9,4**	—	110	7,3	4,8	0,620	17,4	0,860	186
Енисейский кряж	Гранито-гнейсы	6,8	11,0	20,1	5,3	8,9	1,6	96,3	6,8	2,5	0,350	10,3	0,130	147
Горы Сьерра-Невада	Граниты	6,9	10,9	9,3	1,6	4,9	1,5	50,0	0,54	1,8	0,046	20,8	0,026	90,4
Южные штаты США	Гранито-гнейсы	7,2	11,0	16,2	2,6	8,3	1,9	69,5	5,0	6,0	0,415	22,1	0,060	134
Сенегал	Граниты	7,3	11,5	30,4	18,0	36,9	4,2	274	7,0	4,0	0,118	58,0	0,087	433
Кураминский хребет	Гранодиориты	7,4	11,1	35,4	5,4	6,0	1,4	129	5,1	12,5	—	12,4	—	207

* При условии, что CO₂ отсутствует.** Сумма Na⁺+K⁺.

участием продуктов гидролиза в последующих разнообразных химических процессах. Механический же вынос элементов из зоны реакции хотя и играет важную роль, но не является решающим.

§ 3. ФАКТОРЫ, КОНТРОЛИРУЮЩИЕ ХАРАКТЕР ГЕОХИМИЧЕСКОЙ СРЕДЫ

Установленная выше химическая природа неравновесности воды с горными породами позволяет объяснить и региональные закономерности изменения кислотно-щелочных и окислительно-восстановительных свойств растворов, т. е. причин изменения геохимической среды. Начнем с рассмотрения кислотно-щелочных условий, т. е. величины pH.

Зональный характер кислотности подземных вод территории СССР наиболее полно был показан А. И. Перельманом (1968) на составленной им карте геохимических типов водоносных горизонтов грунтовых вод. Им же было подчеркнуто, что природа этого явления связана с зональностью климатических элементов, местами затушеванной влиянием геологических факторов.

В то же время многие специалисты до сих пор отдают предпочтение решающей роли геологических факторов. Так, Е. В. Посохов, справедливо подчеркивая, что «для большинства природных вод величина pH определяется главным образом соотношением концентраций угольной кислоты и ее ионов», изменение этого соотношения видят только во влиянии карбонатных пород. Он пишет: «считается общепризнанным, что источниками HCO_3^- и CO_3^{2-} служат различные карбонатные породы (известняки, доломиты, мергели и др.) и карбонатный цемент многих осадочных пород» и далее «в природной воде ионы HCO_3^- образуются в больших количествах в результате диссоциации гидрокарбонатов $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ и $\text{Mg}(\text{HCO}_3)_2$, которые, увеличивая концентрацию HCO_3^- , ведут к уменьшению H^+ (увеличению pH) в сторону щелочной реакции, т. е. к появлению ионов OH^- , согласно уравнению гидролиза $\text{HCO}_3^- + \text{H}_2\text{O} = \text{H}_2\text{CO}_3 + \text{OH}^-$ » (Посохов, 1975, с. 32, 36).

Следовательно, позиция Е. В. Посохова сводится к следующему: в пределах карбонатных пород формируется щелочная среда, но в отдельных случаях (надо полагать вне карбонатных пород) в условиях высокого парциального давления CO_2 и большого содержания органических кислот возможно формирование слабокислой среды. В этом случае остается непонятным, почему в пределах алюмосиликатных пород pH вод изменяется в весьма широком интервале (см. табл. 74).

С иных позиций к причинам изменения pH вод подходит У. Д. Келлер (1963). Учитывая, что при взаимодействии воды с алюмосиликатами образуется щелочность, которая, по его мнению, выносится подземными водами, он заключает: «чем обильнее осадки, тем более система выветривания будет приближаться по химическим свойствам к нейтральной воде» и далее «объем

вод, участвующих в выщелачивании, обусловливает pH системы выветривания» (Келлер, 1963, с. 102).

Таким образом, причины изменения pH подземных вод регионального распространения, в которых отсутствуют такие сильные кислоты, как соляная, серная, азотная и другие, трактуются исследователями различно и требуют поэтому более детального рассмотрения.

Как показано выше, растворение карбонатных и алюмосиликатных пород сопровождается образованием щелочности, которая нейтрализуется одновременно протекающим процессом образования углекислого газа и в меньшей мере органическими кислотами. Поэтому если масштабы образования щелочности превышают масштабы образования CO_2 и органических кислот, среда должна оставаться щелочной, а при обратном соотношении — кислой. Важно подчеркнуть, что образование кислотности и щелочности является независимым процессом, контролируемым различными природными факторами: количество образуемой кислоты определяется интенсивностью биологической продуктивности ландшафта, направленностью и интенсивностью разложения и минерализации органического вещества, а значит и среднегодовой температурой и влажностью воздуха, количество щелочности — интенсивностью водообмена, а значит количеством осадков, испарением и проницаемостью горных пород, а также типом последних.

Нетрудно видеть, что все перечисленные факторы, кроме проницаемости и типа горных пород, носят зональный характер, определяемый особенностями климата, и именно это является решающим в формировании явлений зональности состава вод и, в частности, величины pH.

Выявление основных факторов, определяющих зональность вод, не вскрывает, однако, причин обязательного повышения значений pH вод с ростом их общей минерализации (см. рис. 2, 15, 29). Чтобы объяснить этот эмпирически установленный факт, необходимо обратиться к уравнению: $\text{OH}^- + \text{CO}_2 = \text{HCO}_3^-$, согласно которому при одном и том же парциальном давлении углекислого газа рост содержаний в растворе иона HCO_3^- сопровождается повышением значений pH, что особенно наглядно видно на рис. 44. Этот же вывод следует и из уравнения: $\text{HCO}_3^- + \text{H}_2\text{O} = \text{H}_2\text{CO}_3 + \text{OH}^-$.

Количество же HCO_3^- в растворе определяется суммой катионов гидрокарбонатных солей, содержание которых в водах низкой солености определяет их общую минерализацию, иначе говоря, рост солености воды определяется ростом содержаний в растворе катионов, выщелачиваемых из карбонатных и силикатных пород, и практически эквивалентным количеством образующихся при этом ионов HCO_3^- (точнее суммы ионов $\text{OH}^- + \text{HCO}_3^-$).

Парциальное давление углекислого газа также не остается постоянным, а меняется в зависимости от климатических особенностей ландшафта (см. табл. 68). Любопытной в этом отношении

является установленная американскими исследователями (Нагтоп с. а., 1975) прямая зависимость величины P_{CO_2} от температуры воды. На основании 305 анализов подземных вод карбонатных отложений различных районов Северной Америки, начиная с Аляски и кончая Мексикой, эти исследователи приходят к выводу, что для насыщенных и не насыщенных кальцитом вод устанавливается следующая зависимость

$$\lg P_{\text{CO}_2} = -3,16 + 0,07T,$$

где T — температура воды, $^{\circ}\text{C}$.

Уточнение рассматриваемой зависимости было проведено другими американскими исследователями (Drake, Wigley, 1975), которые установили, что для вод, насыщенных кальцитом, характерно уравнение

$$\lg P_{\text{CO}_2} = -3,42 + 0,077T,$$

а для почвенных вод, не насыщенных карбонатом, — уравнение

$$\lg P_{\text{CO}_2} = -1,97 + 0,04T.$$

Из сравнения этих уравнений следует крайне важный вывод об уменьшении парциального давления CO_2 при увеличении солености воды. Это же подтверждают и данные табл. 74. Поэтому при увеличении солености подземных вод рост pH происходит по двум причинам: 1) увеличение содержаний HCO_3^- и 2) уменьшение P_{CO_2} .

Следовательно, между содержанием HCO_3^- (а значит и суммой солей) и величиной pH существует сложная зависимость, контролируемая величиной парциального давления CO_2 при одном и том же P_{CO_2} : чем больше содержание HCO_3^- в растворе, тем выше его pH, или при одном и том же содержании HCO_3^- (а значит и солености) чем выше парциальное давление CO_2 , тем ниже значение pH.

Отсюда становятся понятными, почему, во-первых, при повышении минерализации подземных вод происходит повышение их щелочности и, во-вторых, почему при одной и той же минерализации подземные воды тропиков по сравнению с водами умеренной зоны являются более кислыми (см. рис. 29).

Что касается окислительно-восстановительных свойств подземных вод, то, как это показано в работах А. В. Щербакова (1956), В. В. Щербины (1972), А. И. Перельмана (1966, 1968), Р. М. Гаррелса и Ч. Л. Крайста (1968), М. Ф. Стащук (1968) и др., они определяются количественным соотношением, с одной стороны, элементов-окислителей, способных принимать электроны, с другой,— элементов-восстановителей, способных отдавать электроны. Для условий зоны гипергенеза важнейшим окислителем в

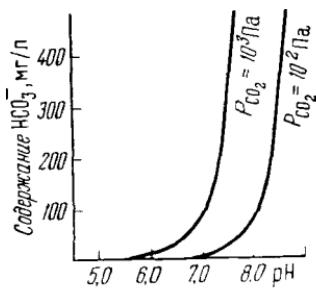


Рис. 44. Соотношение между содержанием иона HCO_3^- и величиной pH раствора

подземных водах является кислород, а восстановителем — органическое вещество. В условиях активного водообмена в водах обычно присутствует свободный кислород и геохимическая обстановка является окислительной, в условиях слабого водообмена кислород расходуется на окисление органического вещества и элементов с переменной валентностью и геохимическая обстановка является глеевой. В отдельных случаях, в условиях крайне слабого притока кислорода и активной деятельности сульфатвосстанавливающих бактерий, формируется восстановительная сероводородная обстановка.

Следовательно, характер окислительно-восстановительной обстановки, так же как и кислотно-щелочной, определяется интенсивностью водообмена и направленностью преобразования органического вещества. В то же время важно обратить внимание и на то обстоятельство, что в глинистых отложениях, как правило, Eh подземных вод ниже, чем в песчаных. Причины этого явления, по нашему мнению, кроются в том, что глины содержат большое количество химически связанный воды, обладающей особыми физико-химическими свойствами, что сдвигает значение окислительно-восстановительного потенциала воды в область более низких значений Eh (Шварцев, 1975). Другим общеизвестным процессом, обуславливающим понижение окислительно-восстановительного потенциала подземных вод, является деятельность сульфатвосстанавливающих бактерий, определяющих возможность образования сероводорода — этого наиболее сильного восстановителя в условиях земной коры. Однако в условиях зоны гипергенеза этот последний процесс пользуется ограниченным распространением и не относится к разряду региональных. Поэтому он нами подробно не рассматривается.

§ 4. НАПРАВЛЕННОСТЬ И ПРИРОДА РАЗЛОЖЕНИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА

Как показано выше, природа неравновесности системы вода — эндогенные алюмосиликаты и характер геохимической среды определяются активнейшим влиянием органического вещества ландшафтов, как основного источника кислотной составляющей растворенных продуктов. Коротко остановимся поэтому на вопросах разложения органического вещества в почвенных и подпочвенных горизонтах.

Образующиеся ежегодно в результате фотосинтеза огромные массы органического вещества после отмирания подвергаются различным видам биохимического преобразования с формированием почвенного гумуса, разнообразных органических кислот и в конечном итоге полной их минерализации с образованием исходных продуктов фотосинтеза: воды и углекислого газа. В настоящее время различают четыре типа разрушения органического вещества, отражающих сочетание совершенно различных условий и последствий (Ковда, 1973).

1. Торфообразование, заключающееся в консервировании растительных органических остатков в малоизмененном виде с образованием кислотных и стерилизующих веществ в условиях перенасыщения водой и бедности микроорганизмов.

2. Гниение органических веществ в условиях недостаточного притока воздуха и высокой влажности создает анаэробную среду. Существенную роль в этих процессах играют специфические бактерии (анаэробы), способствующие формированию восстановительных процессов. Последние сопровождаются образованием аминов, фенолов, сероводорода, водорода, метана, восстановленных соединений железа, марганца и других элементов. В этой же среде нитраты восстанавливаются до аммиака и газообразного азота. Эти явления типичны для болотных и переувлажненных ландшафтов.

3. Гумификация органических веществ (аэробное разложение) характерно для условий одновременного увлажнения и аэрации. Оно связано с последовательными и многократными сменами разложения и ресинтеза органических веществ в почве животными, грибами, микроорганизмами. Разложение белков сопровождается аммонификацией и нитрификацией с образованием азотной кислоты и ее солей. Одновременно происходит окисление белковой серы и фосфора с образованием сульфатов и фосфатов. Углерод в большей части окисляется до углекислоты. Минеральные вещества органических остатков переходят либо в форму простых солей, либо накапливаются в составе гумуса. Процессы аэробной гумификации характерны для большинства почв, обладающих высокой гумусностью: черноземы, почвы прерий, черные почвы тропиков, луговые, бурьи лесные и др.

4. Сухое «тление» (сгорание) органических веществ происходит в условиях особо сухого климата при большом доступе кислорода, низкой влажности, но хорошем промывании и пониженной активности почвенных организмов. Почвенные животные осуществляют механическое и биохимическое разрушение органического вещества. Грибы и бактерии завершают окислительные процессы с образованием простых окисленных минеральных солей, газов, особенно углекислого, и воды. Ресинтез гумуса сравнительно ограничен. Поэтому почвы обычно малогумусны и светлоокрашены. Эти явления особенно характерны для сухих и влажных саванн.

Уже краткое перечисление основных направлений преобразования органических веществ показывает исключительную роль в этих процессах разнообразной микробиологической деятельности. Практически везде, где имеется органическое вещество, развиты различные виды микроорганизмов, последствия жизнедеятельности которых выходят далеко за пределы сферы их обитания и определяют во многом состав продуктов выветривания, атмосферы, подземных вод, геохимию таких элементов, как углерод, азот, сера, фосфор, кислород, калий, железо и др. По данным В. А. Ковды, «главная масса микроорганизмов сосредоточена в

корнеобитаемых горизонтах почвы и особенно в верхних 10–20 см. Общая сырья масса различных микроорганизмов может составлять в верхнем 25-сантиметровом слое почвы до 10 т/га. Масса микроорганизмов составляет 0,5–2,5% от массы гумуса в почвах» (Ковда, 1973, с. 240). С глубиной количество микроорганизмов уменьшается. Меньше их в поверхностных водах, еще меньше в подземных и воздухе. Но и в этих средах они продолжают разрушать органические вещества с образованием воды и углекислого газа.

Важнейшими продуктами биохимического преобразования растительных остатков являются фульво- и гуминовые кислоты, которые практически всегда в той или иной мере растворяются в почвенных растворах и с последними попадают в подпочвенные (грунтовые) воды. В зависимости от типа почв, стадии и степени разложения органических веществ в почвенных водах присутствует то или иное количество гуминовых соединений. По данным И. Н. Скрынниковой (1959), в областях влажного климата при образовании лесных кислых почв в почвенных растворах могут появляться ненасыщенные гумусовые кислоты и наиболее активная из них группа фульвокислот. Гуминовые и фульвокислоты могут вызвать подкисление почвенного раствора до 3–3,5. В отдельных случаях устанавливается присутствие органических кислот типа уксусной, щавелевой, лимонной и др. Их образование связано с разложением растительного опада, выделениями корней или насекомых, жизнедеятельностью грибов и бактерий. При попадании в подземные воды эти кислоты быстро нейтрализуются щелочностью, образуемой при взаимодействии воды с горными породами.

Диссоциация и нейтрализация органических кислот должны приводить к образованию в водах кислотных остатков, уравновешенных катионами подвижных элементов. Однако факты избытка катионов над суммой неорганических анионов в водах обнаруживаются довольно редко. Это говорит о том, что нейтрализация щелочности обусловлена главным образом не органическими кислотами, а углекислотой. Однако не исключено и то, что в ряде случаев слабые органические кислоты титруются вместе с угольной и поэтому содержание последней завышается. Следует подчеркнуть, что специальных исследований в этом направлении не проводилось и поэтому окончательно роль органических кислот в нейтрализации щелочности природных вод не может быть в настоящее время оценена.

Роль органических кислот в водах далеко не ограничивается нейтрализацией щелочности, а является значительно более широкой. Органические вещества, образуя комплексные соединения со многими металлами, резко повышают их миграционную способность. Прежде всего это относится к элементам-гидролизатам и, в первую очередь, железу и алюминию. Не меньшее значение принадлежит органическим кислотам и в химическом разрушении горных пород и особенно алюмосиликатов. По данным

И. И. Гинзбурга и его коллег (Разложение..., 1963, Экспериментальные исследования..., 1968), многие органические кислоты разрушают некоторые алюмосиликаты более активно, чем даже сильные минеральные кислоты. Все это значительно усложняет картину гидролиза алюмосиликатов. В разрушении последних принимают участие также и микроорганизмы (Цюрупа, 1973). И все же влияние и тех и других невозможно без изменения характера геохимической среды и поэтому передается на породу через изменение состава растворов. Следовательно, знание последнего позволяет учесть влияние всех этих дополнительных факторов в каждом конкретном случае. Этот принцип используется нами при решении многих вопросов взаимодействия воды с горными породами.

Среди других кислот, постоянно присутствующих в подземных водах, особая роль принадлежит угольной, которая в отдельных случаях может понизить pH раствора до 4,0—4,5. Совершенно очевидно, что источником угольной кислоты в подземных водах не может служить атмосфера, так как парциальное давление углекислого газа в ней равно $10^{1,5}$ Па, а в подземных водах значительно выше и в среднем составляет $10^{3,2}$ — $10^{2,8}$ Па (см. табл. 29 и 68). Эти значения превышают и P_{CO_2} речных вод, в которых в среднем оно равно $10^{2,5}$ Па (Гаррелс, Маккензи, 1974). Эти авторы справедливо отмечают, что, вероятно, давление CO_2 в водных потоках отражает условия динамического равновесия в процессе образования CO_2 при окислении органических веществ в водах и непрерывного выделения его в атмосферу путем диффузии с поверхности потока.

Глубинный источник CO_2 в региональном плане также не может играть существенной роли. Поэтому основным поставщиком CO_2 в воды зоны гипергенеза являются процессы окисления органического вещества почвенных и подпочвенных горизонтов. Это положение в последнее время подтверждено как результатами изотопных исследований (Rightmire, Hanshaw, 1973; Deines e. a., 1974), так и отмеченной выше зависимостью содержания CO_2 в водах от температуры, которая, повышая микробиологическую активность почвенных бактерий, приводит к увеличению его содержания в почвенном воздухе и растворах. Последние переносят ее затем в более глубокие горизонты.

Таким образом, биохимическое окисление органического вещества в разных климатических и ландшафтных условиях, на разных стадиях его эволюции приводит к образованию достаточно большого количества углекислого газа, который выступает основным кислотным агентом на пути увеличения щелочности растворов и тем самым контролирует характер взаимодействия воды с горными породами.

ГЛАВА IX

ПОДЗЕМНЫЙ ХИМИЧЕСКИЙ ВЫНОС И ЕГО ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ РОЛЬ

В последние годы значительно активизировался интерес исследователей к изучению подземного химического выноса (стока). Этому в значительной мере мы обязаны работам Геологического института АН СССР (Макаренко, Зверев, 1970; Миграция... 1974). В результате этих исследований для территории СССР установлены основные параметры подземного химического выноса и доказано, что в количественном отношении он не только не уступает поверхностному химическому стоку, но даже его пре-восходит. Все это показывает важность более полного изучения этого геологического явления.

§ 1. КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТДЕЛЬНЫХ СОСТАВЛЯЮЩИХ ПОДЗЕМНОГО ХИМИЧЕСКОГО ВЫНОСА ОСНОВНЫХ ЛАНДШАФТНЫХ ЗОН

До настоящего времени подземная химическая составляющая выноса определялась по данным меженного стока рек, т. е. принималось, что в межень реки питаются в своей подавляющей части подземными водами (Саваренский, 1948; Макаренко, 1961; Макаренко, Зверев, 1970; Миграция..., 1974, и др.). Не оспаривая правомерности такого методологического решения рассматриваемой проблемы, мы применили иной подход, а именно: использовали данные по среднему составу подземных вод основных ландшафтных зон и отдельных регионов, приведенные выше (см. табл. 9, 26, 45, 62, 66). Модуль подземного стока при этом либо рассчитывался нами лично, как, например, для территории Гвинеи (Шварцев, 1971), либо заимствовался из известных работ Б. И. Куделина (Подземный сток..., 1966) и М. И. Львовича (1974).

Примененный нами прием имеет положительные и отрицательные стороны. Положительным является то, что в этом случае полностью исключается влияние поверхностных вод, а также соленых вод, попадающих в реки в результате дренирования глубоких водоносных горизонтов, т. е. в данном случае мы определяем химический вынос, формирующийся только в пределах зоны гипергенеза или зоны активного водообмена. Отрицательным моментом является то, что не все химические элементы, которые определяются в подземных водах, достигают реки и соответственно участвуют в окончательном стоке. Часть из них выпадает в виде вторичных соединений. Однако доля этих процессов, видимо,

является небольшой и на данном этапе исследований не может привести к существенным ошибкам.

Другая отличительная особенность наших исследований состоит в том, что мы впервые выделили отдельные составляющие выноса в зависимости от генетических особенностей состава подземных вод, т. е. отдельно рассмотрели атмосферную, биогенную и литогенную составляющие химического выноса (см. табл. 11, 28, 46, 63, 67). Методика выделения каждой из этих составляющих изложена во второй и шестой главах работы. Поэтому подчеркнем лишь, что в биогенную составляющую стока включено содержание не только HCO_3^- , но также H_2CO_3 и $\text{C}_{\text{орг}}$. Поскольку, однако, не учтено содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ летучее, рассматриваемая составляющая все же не полностью отражает вынос биогенных продуктов. Наконец, отметим и то, что в табл. 11, 28, 46, 63 и 67 значения биогенной составляющей выноса приведены в пересчете на органическое вещество, тогда как в табл. 75 выражены в пересчете на сумму HCO_3^- , H_2CO_3 и $\text{C}_{\text{орг}}$, т. е. на форму тех соединений, которые выносятся водами*.

Суммарные данные по модулю подземного химического выноса, а также по отдельным его составляющим приведены в табл. 75, анализ которой позволяет сделать ряд интересных выводов. Прежде всего бросается в глаза широкий интервал величин подземного химического выноса, обусловленный разнообразием природных условий: от 8,3 (тундра) до 180,5 (влажная саванна) т/год·км². Вместе с тем модуль химического выноса — это независимая переменная величина, которая не коррелирует с модулем стока, общей минерализацией, рН, температурой, типом горных пород, точнее коррелирует сложным образом. Чтобы разобраться в причинах этого явления, необходимо рассмотреть поведение каждой составляющей выноса отдельно.

Атмосферная составляющая химического выноса определяется главным образом количеством выпадающих атмосферных осадков и интенсивностью их испарения. При этом максимальные значения абсолютного выноса приходятся либо на районы интенсивного испарения (лесостепи, степи), либо наибольшего количества осадков (влажные саваны, тропические леса), минимальные — на районы относительно небольшого количества осадков со слабым испарением (тундра, северная тайга) или удаленные от морей и океанов, но хорошо промываемые и имеющие поэтому особенно низкую минерализацию (высокогорные). Относительная роль атмосферной составляющей выноса в общем химическом стоке весьма велика и составляет для вод выщелачивания умеренной и горной зон 20—35%, а для вод континентального засоления (степи) — 60—80% и, вероятно, даже 90—95% (пустыни). Тропические и экваториальные интенсивно промываемые области отличаются относительно низкой долей стока солей атмос-

* Исключение сделано для $\text{C}_{\text{орг}}$, истинная форма соединений которого в растворе неизвестна.

Подземный химический вынос в основных ландшафтных зонах земного шара

Ландшафтная зона	Составляющая выноса, г/с·км ²			Суммарный вынос		Химический сток *(Макаренко, Зверев, 1970), г/с·км ²	Сумма литоген- ного и части биогенного выноса**, г/с·км ²	Составляющая выноса, %			Модуль подзем- ного стока, л/с·км ²	Общая минерали- зация, г/д	рН
	литоген- ная	биоген- ная	атмос- ферная	г/с·км ²	т/год·км ²			лито- генная	био- генная	атмос- ферная			
Умеренная зона													
Тундра	0,046	0,165	0,053	0,264	8,3	0,144	0,097	17,4	62,5	20,1	0,5—2,5	0,10	6,5
Северная тайга	0,121	0,387	0,174	0,682	21,5	0,389*	0,244	17,8	56,6	25,6	1,0—3,0	0,21	6,8
Смешанный лес	0,177	0,417	0,232	0,826	26,0	0,441	0,485	21,4	59,6	28,0	3,0—6,0	0,18	7,0
Южная тайга	0,312	0,604	0,331	1,247	39,3	—	0,937	25,0	48,5	26,5	1,5—3,5	0,46	7,4
Лесостепь	0,210	0,408	0,341	0,959	31,2	—	0,624	21,9	42,6	35,5	1,0—2,0	0,60	7,5
Степь	0,058	0,078	0,318	0,454	14,3	0,472	0,158	8,4	16,2	75,4	0,1—0,5	1,58	7,6
Пустыня	—	—	—	—	—	0,525	—	—	—	—	—	—	—
Тропическая и экваториальная зоны													
Влажная саванна	0,317	5,080	0,329	5,726	180,5	—	0,514	5,5	88,6	5,9	15—20	0,06	5,3
Тропические леса	0,484	2,776	0,254	3,514	110,5	—	1,374	13,7	78,8	7,5	8—10	0,17	6,1
Субтропические леса	0,405	0,815	0,202	1,442	45,6	2,03	1,132	28,0	58,4	13,6	6—8	0,17	6,9
Сухая саванна	0,204	0,426	0,234	0,864	27,2	—	0,602	23,6	49,2	27,2	1—3	0,32	7,2
Степь	0,080	0,136	0,273	0,489	15,4	—	0,183	13,2	27,3	59,5	0,2—0,8	0,95	7,4
Горная зона													
Тундро-луговая	0,210	0,483	0,184	0,877	27,7	0,109	0,594	24,0	55,0	21,0	5—10	0,10	6,9
Горно-лесная	0,256	0,598	0,253	0,107	34,9	0,317	0,783	23,1	54,2	22,7	3—5	0,23	7,1
Горно-степная	0,143	0,319	0,227	0,689	21,7	0,649	0,461	20,8	45,2	33,0	1,0—2,5	0,33	7,5
Горно-пустынная	—	—	—	—	—	1,80	—	—	—	—	—	—	—

* Для тайги в целом.

** Биогенная составляющая только в форме HCO_3^- .

ферного происхождения (менее 15%), хотя абсолютные их количества практически не уступают аридным зонам.

Биогенной составляющей* в общей сумме выносимых подземными водами солей принадлежит резко доминирующая роль во всех ландшафтах гумидного климата и особенно в условиях влажных саванн, тропических лесов и тундры, где развиты наиболее кислые воды. Благодаря тому, что воды этих ландшафтов несут в своем составе высокие концентрации недиссоциированной** угольной и в ряде случаев органических кислот, они и являются кислыми. Поэтому наблюдается четкая зависимость между относительной (а для тропиков и абсолютной) долей выноса биогенных продуктов и величиной pH вод (см. табл. 75).

Абсолютные значения биогенного выноса определяются интенсивностью и направленностью преобразования органического вещества почв, зависящими, в свою очередь, от общей биологической продуктивности ландшафта, среднегодовой температуры и интенсивности водообмена (Родин, Базилевич, 1965; Ковда, 1973; Перельман, 1975). При движении с севера на юг в условиях умеренной зоны по мере роста среднегодовой температуры и, за некоторым исключением, уменьшения интенсивности водообмена абсолютные значения выноса биогенных продуктов вначале возрастают, а затем при приближении к аридным районам уменьшаются вследствие резкого падения количества участвующей в стоке воды. Аналогичная картина характерна и для горных районов.

Иное положение наблюдается в тропических и экваториальных областях, постоянно высокая температура в которых обеспечивает высокую степень микробиологического преобразования органических веществ, включая и образование CO_2 . Поэтому вынос биогенных продуктов полностью контролируется интенсивностью водообмена: чем больше водообмен, тем больше вынос органических веществ и продуктов их образования. Поэтому максимальное значение биогенной составляющей выноса характерно для влажных саванн, минимальное — для тропических степей. Важно обратить внимание и на то, что абсолютные значения биогенной составляющей выноса в 2—3 раза, а в тропиках в 10—15 раз пре-восходят его литогенную часть и поэтому поведением первой, а не второй контролируется величина суммарного выноса химических элементов.

Любопытно сопоставить полученные значения биогенного выноса химических элементов с данными общей биологической продуктивности ландшафта. Как показывают данные табл. 76, только несколько процентов всего производимого в ландшафте органического вещества участвует в подземном выносе. Даже в условиях влажных саванн, где эта величина является максимальной, она

* Следует иметь в виду, что в составе HCO_3^- и H_2CO_3 почти $1/3$ приходится на воду. Поэтому точнее говорить о гидрогенио-биогенной составляющей, которую для краткости мы именуем биогенной.

** Рост содержаний недиссоциированных кислот сопровождается увеличением продуктов их диссоциации.

Таблица 76

**Биогенная составляющая подземного химического выноса (Б)
и общая биологическая продуктивность (П) основных ландшафтных зон**

Тип ландшафта	Б, т/год·км ²	П*, т/год·км ²	Б, П, %
Тундра	5,2	238	2,2
Северная тайга	12,2	560	2,2
Смешанные леса	13,1	800	1,6
Южная тайга	19,0	1100	1,7
Лесостепь	12,9	700**	1,8
Степь умеренной зоны	2,5	500**	0,5
Влажная саванна	160	1800	8,9
Тропические леса	87,5	3420	2,6
Субтропические леса	26,6	2450	1,1
Сухая саванна	13,4	730	1,8
Тропические степи	4,3	500**	0,9

* По Л. Е. Родину и Н. И. Базилевич (1965).

** По Н. И. Базилевич (1965).

не превышает 10%. Следовательно, в условиях зоны гипергенеза имеется практически неисчерпаемый источник биогенных веществ и поэтому биогенный сток лимитируется не недостатком органических веществ, а скоростью и направленностью их разложения. Этот вывод имеет принципиальное значение для понимания механизмов развития гипергенных процессов.

Литогенная составляющая химического выноса также меняется в значительных пределах: от 0,046 (тундра) до 0,484 т/с·км² (тропические леса), т. е. более чем в 10 раз, и связана сложной зависимостью с модулем подземного стока, общей минерализацией и величиной pH подземных вод (см. табл. 75). В условиях умеренного климата при движении с севера на юг наблюдается довольно тесная корреляция литогенной составляющей выноса с модулем подземного стока. Однако максимальные значения выноса связаны не с ландшафтами смешанных лесов, где модуль подземного стока максимален, а с зоной южной тайги, характеризуемой промежуточными значениями модуля стока.

Аналогичная зависимость рассматриваемых величин прослеживается и в условиях горных, тропических и экваториальных ландшафтов: по мере уменьшения интенсивности водообмена вынос химических элементов вначале возрастает, достигает определенного максимального значения, а затем падает. Поэтому ландшафты аридной зоны, как правило, характеризуются относительно небольшим выносом элементов.

Таким образом, между интенсивностью водообмена и выносом химических элементов из горных пород существует сложная зависимость. И это вполне закономерно, так как степень обогащения подземных вод химическими элементами в пределах одних

и тех же горных пород, исходя из обоснованного выше принципа неравновесия, определяется временем взаимодействия воды с вмещающими породами. Время же контактирования воды с породой и модуль подземного стока связаны сложной зависимостью.

В самом деле, известно, что по закону Дарси

$$Q = KIF$$

или

$$V = KI,$$

откуда

$$\frac{S}{T} = KI.$$

Решая последнее уравнение относительно T и заменяя в нем KI через Q и F , получаем

$$T = \frac{SF}{Q},$$

где Q — расход воды, в данном случае модуль подземного стока; K — коэффициент фильтрации; F — площадь поперечного сечения промываемой зоны; V — скорость движения подземных вод; I — гидравлический уклон; S — путь движения воды в породах; T — время движения (контактирования) воды в породах.

Следовательно, время взаимодействия воды с горными породами и модуль подземного стока связаны между собой через мощность зоны промывания (в данном случае зоны интенсивного водообмена) и расстояние, которое проходит вода от области питания до области разгрузки (родника или реки), т. е. через объем породы, промываемый водой. Этот последний показатель в разных климатических зонах не остается постоянным, а изменяется в широких пределах, поэтому в природных условиях нет строгой обратной зависимости между T и Q , а следовательно, и между литогенной составляющей химического выноса и модулем подземного стока.

В настоящее время мы не располагаем данными об объемах пород, промываемых водой в различных ландшафтных зонах, поэтому и вопрос о связи выноса элементов из пород от времени контактирования с ними воды не может быть решен. Это задача дальнейших исследований. Подчеркнем лишь, что суммарное количество выносимых со стоком элементов определяется, кроме всего прочего, и объемом просачивающихся вод. Поэтому при интенсивном водообмене химический вынос оказывается небольшим из-за кратковременного взаимодействия воды с горными породами, а при слабом водообмене — вследствие небольшого объема участвующих в стоке вод.

Максимальные значения литогенной составляющей подземного выноса связаны, следовательно, с ландшафтами, для которых характерны средние значения водообмена (южная тайга, тропи-

ческие и субтропические леса). При этом в поясе тропического и экваториального климата при прочих равных условиях степень выноса химических элементов выше, чем в условиях умеренного пояса. Это объясняется более высоким водообменом и большей кислотностью, а значит и агрессивностью вод в зоне тропического климата.

Таким образом, каждая из составляющих подземного химического выноса является независимой переменной и контролируется строго определенными факторами. Суммарный же подземный вынос зависит от результирующего влияния всех этих факторов, изменяется поэтому в широких пределах и не связан линейной зависимостью с интенсивностью водообмена, величиной pH, соленостью подземных вод, составом атмосферных осадков, каким-либо другим природным параметром.

Для сопоставления полученных нами значений модуля подземного химического выноса с уже имеющимися в литературе данными в табл. 75 приведена сумма литогенной составляющей выноса и части биогенной, совершающейся в форме HCO_3^- , т. е. приведена та часть общего выноса, которая рассчитывалась В. П. Зверевым и Ф. А. Макаренко (1970) для территории СССР. Данные этих авторов приведены в той же таблице.

Сравнение данных табл. 75 показывает, что для ландшафтов гумидного климата умеренной зоны получены довольно близкие значения модуля подземного химического выноса, отличающиеся не более чем в 2 раза. При современном состоянии знаний, характеризуемом в общем недостаточной изученностью как состава вод, так и модулей подземного стока, такое совпадение цифр считаем вполне удовлетворительным. Необходимо учитывать, что использовались принципиально различные исходные данные (поверхностные и подземные воды), применялись отличающиеся методы расчета, не совпадали территориально объекты исследований.

Несколько большие расхождения получены для горных областей, особенно для тундро-луговой зоны (5,4 раза). Причины этого явления не совсем понятны. Учитывая, что минерализация вод высокогорных областей практически совпадает с водами зоны тундр (см. табл. 9 и 62), но водообмен в горах выше, чем на севере, поэтому следует ожидать более высокого модуля выноса в высокогорных районах, что и подтверждают наши данные. Поэтому мы считаем данные В. П. Зверева и Ф. А. Макаренко для горно-тундровой и горно-лесной зон заниженными.

Иное соотношение складывается в районах континентального засоления. По нашим данным, при переходе от гумидных к аридным ландшафтам модуль подземного химического выноса уменьшается и это находит объяснение в резком уменьшении объема участковых в стоке вод и связанным с ним процессом континентального засоления подземных вод и почв. По данным же указанных выше авторов, с уменьшением подземного стока модуль химического выноса продолжает возрастать и достигает макси-

мума в пустынях. Нам кажется, что такая закономерность противоречит известному положению о слабой промытости степных и пустынных ландшафтов, высокой степени их засоления и обусловлена, видимо, неполным учетом испарительной концентрации солей в этих условиях. Любопытным в этой связи представляется факт, что суммарный, по нашим данным, модуль подземного химического выноса для степных и горно-степных районов почти точно совпадает с данными В. П. Зверева и Ф. А. Макаренко. Следовательно, общий объем выносимых подземными водами элементов совпадает, но доля атмосферной составляющей оценивается различно.

В этой связи отметим, что В. П. Зверев с соавторами суммы ионов, имеющих атмосферное происхождение, определяли «как произведение концентраций солей отдельных ионов в атмосферных осадках на объем воды, участвующий в подземном стоке на территории СССР» (Миграция..., 1974, с. 126). Такой подход справедлив для гумидных районов, в которых доля испарительной концентрации невелика, но не приемлем для аридных районов, в которых, как указывают сами авторы, иногда до 85% выпавших осадков испаряется. Представляется, что, занизив долю атмосферной составляющей в общем стоке, В. П. Зверев и др. завысили значение модуля подземного химического стока для аридных районов, под которым они справедливо понимают «не всю массу перемещающихся с подземными водами солей, а лишь их часть, выносимую подземными водами из толщи земной коры в единицу времени» (там же, с. 107).

§ 2. СООТНОШЕНИЕ МЕЖДУ ЛИТОГЕННЫМ ВЫНОСОМ ЭЛЕМЕНТОВ И МАСШТАБАМИ ВЫВЕТРИВАНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД

Вынос подземными водами химических элементов из горных пород является основным показателем интенсивности современного химического разрушения последних. Но каково соотношение между выносом элементов и масштабами выветривания породы? Естественно, что при конгруэнтном растворении пород это соотношение равно единице, т. е. сколько разрушается породы, столько ее и выносится, если, конечно, на пути движения воды не встречаются те или иные барьеры, высаживающие элементы из раствора. Иное дело, когда растворение носит инконгруэнтный характер. В этом случае единая когда-то порода под действием воды разделяется на две части: одна из них переходит в раствор, другая образует вторичные минералы. Поэтому для того чтобы знать истинный объем разрушаемых водой пород, необходимо определить не только долю элементов, перешедших в раствор, но и ту, которая оказалась связанной в форме вторичных минералов. Иначе говоря, необходимо найти соотношение между суммой элементов, выносимых водой и накапливаемых в осадке.

В случае алюмосиликатных пород определить искомое соотношение можно по известным реакциям гидролиза. Так, в случае

выветривания анортита с образованием каолинита только 14,3% всей породы оказываются в растворе, а остальные 85,7% связываются каолинитом, т. е. соотношение выносимых водой элементов и концентрирующихся в продуктах выветривания выглядит как 1:6,0. В случае выветривания альбита до монтмориллонита искомое соотношение резко меняется и составляет 1:1,5, а калиевой слюды до гиббсита — 1:1,2. По данным О. А. Алекина и Л. В. Бражниковой (1964), при разрушении алюмосиликатов соотношение жидкой и твердой составляющих изменяется от 1:2,3 до 1:7,8. Однако этими исследователями учтены не все реакции и фактически рассматриваемое соотношение может быть более высоким, особенно при латеритизации горных пород. Так, при разрушении анортита до гиббсита это соотношение возрастает до 1:0,6, т. е. в этом случае 62,5% всех элементов оказывается в растворе и только 37,5% в осадке.

В природных условиях рассматриваемое соотношение обычно несколько ниже теоретически рассчитанного, так как часть элементов, перешедших в раствор, в последующем участвует в образовании других минералов, сорбируется глинами и т. д. Так, кремнезем, алюминий и магний участвуют в новосинтезе глинистых минералов (Полынов, 1956; Милло, 1968; Ковда, 1973; Paquet, 1970; Tardy, 1969 и др.), кальций в ряде случаев — в синтезе карбонатов и т. д.

Истинное значение соотношения между выносимыми в раствор и накапливаемыми в продуктах выветривания химическими элементами можно найти, используя данные по составу подземных вод, а точнее литогенной их части. В самом деле, еще работами Б. Б. Полынова было показано, что выщелачивание химических элементов из алюмосиликатов является неравномерным: в первую очередь выносятся кальций и натрий, затем магний и калий и в последнюю очередь кремний, железо и алюминий.

Вместе с тем мы не можем себе представить существование породы, из которой выщелочены все катионы, т. е. породу, состоящую только из кремния, алюминия и железа, без ее глубокой структурной перестройки. Следовательно, вынос катионов из основных породообразующих минералов сопровождается их глубоким химическим изменением, которое должно заканчиваться к моменту выщелачивания наиболее подвижных катионов, например кальция из анортита, натрия из альбита и т. д. Следовательно, зная состав подземных вод и дренируемых ими пород, можно рассчитать объем воды, который необходим для выщелачивания в конкретных природных условиях всех подвижных катионов из определенного объема породы. Затем, зная этот объем воды, можно рассчитать, сколько он выносит малоподвижных элементов и сколько их остается в породе, т. е. участвует в образовании вторичных продуктов выветривания. Пример такого расчета по данным состава подземных вод траппов Сибирской платформы приведен в табл. 77.

Таблица 77

Результаты расчета соотношений выноса и накопления химических элементов при выветривании траппов

Элемент	Средний состав траппов		Средний состав воды после выветривания атмосферной составляющей, мг/л	Объем воды, необходимый для растворения 1 см ³ породы, л	Количество породы, разрушающей 24 л воды, мг	Остаток породы после промывания 24 л воды		
	вес, % (на окись)	г/см ³ (на элемент)				г/см ³ (на окись)	вес, % (на окись)	вес, % (на окись)
Кремний	48,48	0,566	6,2	91,5	148	0,418	0,893	54,5
Титан	1,51	0,023	0,004	5900	0,096	0,0022	0,037	2,3
Алюминий	14,63	0,193	0,5	386	12,0	0,181	0,342	20,8
Железо	13,2	0,252	0,2	1260	4,8	0,247	0,354	21,6
Марганец	0,22	0,004	0,01	400	0,24	0,004	0,006	0,4
Магний	6,38	0,095	4,0	24	96	—	—	—
Кальций	9,92	0,177	11,5	15,4	276	—	—	—
Натрий	2,05	0,038	2,5	15,2	60	—	—	—
Калий	0,80	0,017	0,5	34	12,0	0,005	0,006	0,4
Фосфор	0,21	—	—	—	—	—	—	—
Вода	2,60	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100	1,365	25,4	53,5	409,6	0,877	1,638	100,0

Не претендуя на абсолютную точность полученных цифр, важно подчеркнуть, что, как показывают результаты расчета, в данном случае к моменту выноса основной массы подвижных катионов в породе остается примерно 2/3 ее массы, точнее 64,3%, а 35,7% выносится подземными водами. Оставшаяся часть породы примерно наполовину состоит из кремнезема, более 40% образуют полуторные окислы и менее 5% окислы марганца, калия и титана. Если добавить к этому воду, то будем в первом приближении иметь смесь гидрослюды, аморфных гидроокислов железа, свободного кремнезема и возможно монтмориллонита, которые действительно образуются при выветривании основных пород в северных районах (Гаргульян, 1971). Это же подтверждают и результаты термодинамических расчетов (см. рис. 33).

Таким образом, полученные данные являются близкими к теоретическим, которые показывают, что в современных условиях выветривание траппов в северных районах сопровождается выносом примерно 1/3 разрушенных пород в растворенной форме и аккумуляцией в виде глин и различных окислов и гидроокислов оставшейся ее части. Это позволяет определить полный объем породы, разрушаемой подземными водами.

Аналогично были рассчитаны соотношения выноса и накопления химических элементов в продуктах выветривания для различных ландшафтных зон и горных пород (табл. 78), которые позволяют сделать ряд интересных выводов. Прежде всего бро-

Таблица 78

Соотношение выноса и накопления химических элементов в процессе выветривания горных пород в различных ландшафтных условиях

Ландшафтные зоны	Исследованный район	Выветривающаяся порода	pH вод	Литогенная составляю- щая модуля химического стока, т/год·км ²	Соотношение выноса и на- копления элементов	Масштабы химического выветривания, т/год·км ²
Гольцовская	Сьерра-Невада	Граниты	6,75	3,7	1:3,0	14,8
Горно-таежная	Урал	Зеленокаменные породы	6,8	6,4	1:2,8	24,3
	Зап. Саяны	Граниты	—	8,0	1:3,0	32,0
Горно-степная	Кураминский хр.	Граниты	7,48	5,1	1:5,6	34,6
		Песчано-глинистые	7,53	6,5	1:5,4	41,6
Северная тайга (заболоченная)	Финляндия	Кристаллические сланцы	6,67	1,0	1:2,2	3,2
Таежно-мерзлотная	Сибирская платформа	Траппы	6,8	4,1	1:1,8	11,5
		Карбонаты	7,4	14,0	1:0,2	16,8
	Енисейский кряж	Сланцы	6,9	3,6	1:2,3	11,9
		Граниты	6,7	4,1	1:2,0	12,3
Южная тайга	Колыванско-Томская складчатая зона	Песчано-глинистые	7,23	8,3	1:4,2	43,1
		Эффузивно-осадочные	7,15	8,1	1:4,0	40,5

Смешанные леса	Северо-восток СНГА	Базальты	7,82	8,3	1:4,2	43,2
		Граниты	7,19	6,0	1:3,0	24,0
		Гнейсы	7,07	3,5	1:2,5	12,3
		Песчаники	7,48	7,9	1:3,5	35,5
		Известняки	7,63	29,0	1:0,3	37,7
		Диориты	—	5,6	1:3,5	25,1
Лесостепь	Колывань-Томская складчатая зона	Эффузивно-осадочные	7,24	8,7	1:5,4	55,6
		Песчано-глинистые	7,71	7,8	1:5,8	53,0
		Известняки	7,68	17,7	1:0,3	23,0
	Канско-Тасеевская впадина	Песчано-угленосные	7,20	7,4	1:4,9	43,6
		Песчаники	7,26	5,6	1:5,3	35,3
		Известняки	7,55	17,5	1:0,3	22,8
Степь	Барабинская низменность	Песчано-глинистые	7,73	2,0	1:10,4	22,8
Влажные саванны	Гвинея	Дуниты	5,6	12,6	1:0,9	24,0
		Нефелиновые сиениты	5,3	7,2	1:1,1	15,1
		Кварцевые песчаники	5,4	6,4	1:1,1	13,4
	Корхого	Граниты	5,9	8,2	1:1,2	18,0
Тропический лес	Берег Слоновой Кости	Граниты	6,5	12,0	1:2,5	42,0
		Сланцы зеленокаменные	6,5	15,6	1:2,1	48,5
		Пески третичные	5,2	8,6	1:1,5	21,5
Сухие саванны	Сенегал	Граниты	7,3	8,3	1:4,7	47,2
		Основные породы	7,5	7,6	1:4,9	44,9

сается в глаза то, что рассматриваемое соотношение колеблется в широких пределах от 1:0,9 (влажные саваны) до 1:10,4 (степь). При этом чем выше pH подземных вод, тем меньше это соотношение. Так, в кислых водах влажных саванн почти половина химических элементов разрушаемой породы оказывается в растворе, в то же время в щелочных водах степных и лесостепных ландшафтов доля растворенной части уменьшается до 20%, а в отдельных случаях до 10% и меньше. В кислых средах из горных пород выносятся не только все подвижные катионы, но и подавляющая часть кремния и поэтому в этих условиях в продуктах выветривания концентрируются только гидроокислы железа и алюминия, т. е. образуются латериты. В щелочных средах в продуктах выветривания сохраняется не только большая часть кремния, но и значительная часть подвижных катионов, связываемых монтмориллонитом и вторичным кальцитом. В этих условиях только натрий поэтому способен концентрироваться в растворе.

Сказанное позволяет сделать крайне важный вывод о том, что *характер взаимодействия воды с горными породами не остается постоянным, а непрерывно меняется по мере того, как происходит накопление в растворе химических элементов и повышение его щелочности*.

В табл. 79 приведены обобщенные данные по соотношению выноса и накопления химических элементов в продуктах выветривания для основных ландшафтных зон земного шара. Нетрудно видеть, что в условиях умеренно влажного климата при движении с севера на юг искомое соотношение неуклонно уменьшается, т. е. число элементов, концентрируемых в растворе, относительно их числа, связываемого в продуктах выветривания, неуклонно снижается. И это при условии увеличения в этом же направлении общей минерализации подземных вод (см. табл. 75). Такая же зависимость характерна для тропических и горных областей. Следовательно, рассматриваемое соотношение изменяется не хаотично, а носит зональный характер и связано строгой зависимостью с общей соленостью раствора: *чем выше общая минерализация воды, тем больше химических элементов, освобождаемых при разрушении первичных минералов, связывается вторичными продуктами*.

Приведенные данные позволяют сделать еще несколько важных выводов: 1) необходимо различать абсолютный и относительный вынос химических элементов из горных пород: первый по мере увеличения времени взаимодействия воды с горными породами растет, второй, наоборот,— уменьшается, так как соотношение выноса и накопления элементов изменяется в пользу накопления; 2) маломинерализованные воды приводят к формированию продуктов выветривания, бедных химическими элементами. По мере роста солености и щелочности раствора спектр и число элементов, связываемых продуктами выветривания, возрастают.

Все сказанное опровергает развиваемый некоторыми исследователями тезис о том, что чем выше содержание элемента в

Таблица 79

Объемы и скорость разрушения горных пород подземными водами

Ландшафтные зоны	Литоген- ная составля- ющая выноса, т/год·км ²	Соотно- шение выноса и накоп- ления элементов	Объем выветри- ваемых пород, т/год·км ²	Скорость подземно- го хими- ческого выветри- вания, см/1000 лет	Скорость подземной химиче- ской денудации, см/1000 лет	Суммар- ная хи- мическая денудация по Г. А. Максимо- вичу (1955), см/1000 лет
Умеренная зона						
Тундра	1,5	1:1,8	4,2	0,17	0,06	0,4
Северная тайга	3,8	1:2,0	11,4	0,46	0,15	—
Смешанные леса	5,6	1:3,5	25,2	1,01	0,22	—
Южная тайга	9,8	1:3,8	47,0	1,88	0,39	1,3*
Лесостепь	6,6	1:6,0	46,2	1,85	0,26	—
Степь	1,8	1:9,0	18,0	0,72	0,07	1,6
Тропическая и экваториальная						
Влажная саванна	10,0	1:1,1	21,0	0,84	0,40	—
Тропические леса	15,2	1:2,0	45,6	1,82	0,61	1,2**
Субтропические леса	12,7	1:3,0	50,8	2,03	0,51	—
Сухая саванна	6,4	1:5,6	42,3	1,69	0,25	—
Степь	2,5	1:7,0	20,0	0,80	0,10	—
Горная зона						
Тундро-луговая	6,6	1:2,5	23,1	0,93	0,26	—
Горно-лесная	8,1	1:3,5	36,4	1,45	0,32	1,0***
Горно-степная	4,5	1:6,5	33,7	1,35	0,78	—

* Леса и лесостепи.

** Тропики и субтропики.

*** Среднее для горных ландшафтов.

воде, тем его меньше в продуктах выветривания. Исходя именно из такого упрощенного представления, многие исследователи считали, например, что латеритизация горных пород должна сопровождаться высокими содержаниями кремнезема в водах. Как видим — это заблуждение.

Знание соотношений выноса и накопления химических элементов позволяет рассчитать полные объемы разрушаемых водой горных пород, а значит скорость подземного химического выветривания и скорость подземной химической денудации (см. табл. 79). Нетрудно видеть, что масштабы подземного химического выветривания являются минимальными в ландшафтах с низкой минерализацией вод (тундра, северная тайга) и высокой минерализацией, но слабым водообменом (степь), максимальными — в лесных и лесостепных условиях. Любопытно, что объемы выветривания в умеренной зоне незначительно уступают таковым в тропической и экваториальной зонах. Это, на первый взгляд, нео-

жиданное явление объясняется различным соотношением выноса и накопления химических элементов. В условиях тропической зоны более кислый характер среды (см. рис. 29) определяет более высокий относительно продуктов выветривания вынос химических элементов, чем в умеренной зоне. Последнее хорошо согласуется с гётит-гиппсит-каолинитовым составом продуктов выветривания в тропиках и иллит-каолинит-монтмориллонитовым — в умеренной зоне.

Зная масштабы выветривания горных пород и долю выносимых при этом элементов, нетрудно рассчитать скорости химического выветривания и денудации (см. табл. 79). Важно обратить внимание на то, что скорость химического выветривания в 2—10 раз превосходит скорость химической денудации. Следовательно, химическое выветривание готовит субстрат для механической денудации горных пород, а в тех случаях, когда скорость механической эрозии меньше скорости химического выветривания, формирует коры выветривания*.

Таким образом, механической денудации подвергаются в основном горные породы, большей частью уже подверженные химическому выветриванию, о чем свидетельствует преимущественно глинистый состав продуктов, дренируемых реками с водосборов (Страхов, 1962). Поэтому из того факта, что реки переносят больше механических взвесей, чем растворенных ионов, нельзя делать вывода о преобладании механического выветривания над химическим, что иногда встречается в литературе.

Наконец, нельзя не отметить и того факта, что скорость подземной химической денудации значительно уступает суммарному ее значению, приводимому Г. А. Максимовичем (1955), а также данным В. П. Зверева и др. (Миграция..., 1974). Это объясняется тем, что мы выбросили из расчета большую часть содержания HCO_3^- , так как ее образование никакого отношения к денудации горных пород не имеет.

§ 3. МАСШТАБЫ И МЕХАНИЗМ ИОННОГО РАЗЛОЖЕНИЯ ВОДЫ

Знание масштабов и направленности разрушения алюмосиликатов позволяет рассчитать объемы воды, участвующей в реакциях гидролиза. Последние, как известно, приводят к ионному разложению воды. Остановимся несколько подробнее на этом вопросе.

В природных условиях зоны гипергенеза вода диссоциирует на ионы водорода и гидроксила крайне незначительно: константа диссоциации равна 10^{-14} . Однако в силу того, что в процессе гидролиза ион водорода связывается глинистыми минералами, которые являются менее растворимыми, чем разрушаемые алюмосиликаты, все новые и новые молекулы воды вовлекаются в процесс

* Естественно, что необходимо учитывать химическую и механическую работу не только подземного, но и поверхностного стока.

диссоциации, чем восстанавливается нарушенное равновесие между ионами воды и ее недиссоциированными молекулами. Поэтому масштабы ионного разложения воды определяются масштабами гидролиза, а не константой диссоциации.

Гидролиз, однако, определяет только первый этап разложения воды, в котором молекула воды теряет один ион водорода, тогда как другой остается связанным с кислородом в форме OH⁻. Проследим дальнейшую историю OH⁻. Как уже было показано, в результате реакции OH⁻+CO₂=HCO₃⁻ образуется ион HCO₃⁻, который в случае, если не достигается карбонатное равновесие, с подземными водами попадает в реки и уходит в бассейн седиментации. Если же водообмен замедлен и концентрация солей в растворе достигает предела насыщения карбонатами, что особенно часто наблюдается в пустынных, степных и лесостепных районах (см. рис. 30, 31), то HCO₃⁻, диссоциируя на H⁺ и CO₃²⁻, приводит к разрыву второго иона водорода с кислородом. При этом кислород оказывается связанным ионом CO₃²⁻, а ион водорода через раствор может участвовать в новых реакциях гидролиза. Тем самым происходит полное разложение молекулы воды на ионы водорода и кислорода, которые связываются соответственно глинами и карбонатами.

Таким образом, полное разложение молекулы воды на ионы происходит в несколько этапов: диссоциация молекулы воды, гидролиз, образование иона HCO₃⁻, его диссоциация по законам угольной кислоты, снова гидролиз, осаждение карбонатов (Шварцев, 1976₃). Естественно, что в природных условиях процесс ионного разложения воды может быть прерван на любом из этих этапов. В частности, в условиях зоны гипергенеза наиболее полно развит процесс первого этапа разложения воды в процессе гидролиза. В отдельных случаях широко проявляется и второй этап, связанный с образованием иона CO₃²⁻.

Расчеты показывают, что гидролиз алюмосиликатов в условиях зоны гипергенеза приводит к разложению на ионы H⁺ и OH⁻ от 0,7 до 18 т/год·км² воды, что составляет соответственно от 0,7 до 18 мм осадков в год. Естественно, что относительно общего количества выпадающих атмосферных осадков величина ионного разложения воды является небольшой и не сказывается на общем балансе воды, участвующей в стоке. Однако геохимическое значение факта разложения воды на агрессивные ионы, определяющие характер среды, трудно переоценить.

ГЛАВА X

НЕКОТОРЫЕ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ПРОБЛЕМЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД

Процессы выветривания горных пород изучаются довольно давно. В этом направлении много сделали Б. Б. Полынов, И. И. Гинзбург, Ф. В. Чухров, А. В. Сидоренко, А. И. Перельман, Д. Г. Сапожников, В. П. Петров, В. В. Добровольский, Н. М. Страхов, А. Б. Ронов, В. П. Казаринов, К. И. Лукашев и др. Однако только небольшая группа исследователей (Б. Б. Полынов, А. И. Перельман, Ю. Ю. Бугельский, Ж. Педро и др.) применяли данные состава подземных вод для познания характера современных процессов выветривания. Между тем хорошо известно, что выветривание горных пород контролируется двумя основными группами факторов: 1) структурными особенностями и составом выветривающихся пород; 2) геохимическими особенностями среды, формирующейся в зоне преобразования пород (Loughnan, 1969). Не менее известно и то, что формирующиеся коры выветривания носят зональный характер (Лукашев, 1956; Черняховский и др., 1976). Следовательно, зональные факторы играют важнейшую роль в развитии процессов выветривания, они определяют, как мы видели (см. гл. VIII), характер геохимической среды. Поэтому без знания особенностей состава и формирования подземных вод многие стороны процессов выветривания не могут быть до конца поняты.

§ 1. ОСНОВНЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Начиная с классических работ В. В. Докучаева, который первым указал на зональность «в минеральном царстве», включая подпочвенные горизонты коры выветривания, многие исследователи внесли крупный вклад в изучение гипергенных процессов, их зональности (К. Д. Глинка, П. А. Земятченский, А. Б. Ферсман, В. И. Вернадский, Б. Б. Полынов, В. А. Ковда, А. И. Перельман, К. И. Лукашев и др.). В результате работ этих исследователей было окончательно установлено явление зональности кор выветривания. Однако выделение зональных типов последних до сих пор встречает определенные трудности, так как за их основу берутся различные признаки. Остановимся подробнее на выделении геохимических типов кор выветривания, которые интересуют нас в первую очередь.

На основе специфики геохимических и почвенных процессов в каждой ландшафтной зоне К. И. Лукашев (1956) выделяет следующие геохимические типы коры выветривания: литогенную (обломочную) зоны тундры, сиаллитово-глинистую таежно-лесной зо-

ны, сиаллитово-карбонатную степной зоны, сиаллитово-хлоридно-сульфатную зоны пустынь, сиаллитово-ферритовую и аллитную (красноцветную) влажных субтропических и тропических областей. А. И. Перельманом (1968) предложена геохимическая классификация кор выветривания на основе принципа подвижных компонентов и понятия о типоморфных элементах. Им выделено шесть типов коры выветривания: 1) сернокислый; 2) кислый; 3) карбонатный; 4) соленосный; 5) кислый глеевый и 6) карбонатный глеевый. Напомним также, что карбонатный, а также сульфатный и хлоридный типы выветривания выделял Б. Б. Полянов (1956).

Интересную классификацию типов выветривания предложил Ж. Педро (1971), который считает, что характер новообразованных минералов определяется интенсивностью выноса кремнезема, алюминия и оснований в процессе разложения первичной породы. Это положение позволило ему предложить использовать величину SiO_2/Σ оснований в водах (L) и в выветривающихся горных породах (R) в качестве критерия для выделения четырех основных типов выветривания горных пород: аллитизации, моносиаллитизации, бисиаллитизации и подзолообразования (табл. 80).

Позже И. Тарди (Tardy, 1969) к выделенным типам выветривания добавил еще два: 1) полусиаллитизацию, когда образуются аморфные продукты выветривания (аллофаны) с молекулярным отношением $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 = 0,5 - 1,2$; 2) скрытую моносиаллитизацию, при которой образуются трехслойные минералы (вермикулит, монтмориллонит) с избыточным количеством Al_2O_3 , располагающемся в межслоевых пространствах указанных глин. Одновременно И. Тарди предложил другой более сложный коэффициент для выделения геохимических типов выветривания по составу дренируемых вод. Однако методика И. Тарди принципиально не отличается от методики Ж. Педро, поэтому на ней не останавливаемся.

Нельзя полностью согласиться с критериями Ж. Педро для выделения геохимических типов выветривания, так как результаты наших исследований свидетельствуют о более сложной зависимости между выветриванием и составом вод.

В приведенных здесь классификациях отражен опыт исследований в различных климатических зонах и поэтому каждая из них имеет свои достоинства. Так, А. И. Перельман, много лет работавший в условиях аридного климата, совершенно справедливо выделяет в качестве самостоятельных карбонатные и соленосные коры выветривания, Ж. Педро — специалист по латеритному выветриванию, — моно- и аллитные коры, которые, по А. И. Перельману, объединяются в один тип — кислый. Поэтому естественно, что среди геохимических типов коры выветривания встречаются как те, так и другие.

Используя опыт указанных выше исследователей, а также результаты личных наблюдений в различных климатических зонах, нами выделяются следующие основные процессы выветривания горных пород (на основе комплекса показателей) ассоциирующие с соответствующими типами выветривания. Естественно, что при

Геохимические типы выветривания (Педро, 1971)

Геохимические особенности инфильтрационных вод зоны выветривания	$q \text{ (Al}_2\text{O}_3) < q \text{ (SiO}_2)$			$q \text{ (Al}_2\text{O}_3) > q \text{ (SiO}_2)$
	$L > R;$ $q \text{ (SiO}_2) \geq q \text{ (оснований)}$	$0,64 < L < R;$ $0,64 q \text{ (оснований)} \leq q \text{ (SiO}_2) <$ $< q \text{ (оснований)}$	$L < 0,64R;$ $q \text{ (SiO}_2) < 0,64 q \text{ (оснований)}$	—
Минеральный состав остаточных продуктов в элювиальном горизонте	Гидроокислы Al (гиддисит, бёмит)	Глинистые минералы I : I (каолинит)	Глинистые минералы 2 : 1 (иллит, монтмориллонит)	Свободный кремнезем
Процессы выветривания	Аллитизация (латеритизация)	Моносиаллитизация (каолинизация)	Бисиаллитизация (образование трехслойных минералов)	Подзолообразование
Индекс типа выветривания	I	II	III	IV

Примечание: q — скорость выноса элементов; L — отношение SiO_2/Σ оснований в водах; R — то же в выветривающихся породах.

более детальных исследованиях число типов выветривания может быть увеличено.

1. *Латеритизация*, для которой характерен практически полный вынос кремнезема и образование окислов и гидроокислов алюминия и железа, развивается в условиях активного водообмена, кислого характера среды, когда масштабы минерализации органического вещества резко преобладают над масштабами выветривания горных пород и формируются ультрапресные воды. Такие условия наиболее характерны для ландшафтов влажных саванн, но встречаются также и в пределах тропических и субтропических лесов.

2. *Моноциаллитизация* (каолинизация) развивается в слабокислых условиях тропического, субтропического и умеренного климата. Необходимыми условиями развития каолинизации являются слабокислый характер вод, их низкая минерализация и относительно невысокие содержания кремнезема. Все это достигается в условиях довольно активного водообмена и близкого соотношения масштабов выветривания горных пород и минерализации органического вещества.

3. *Бисиаллитизация* по характеру своего проявления может быть подразделена на два подтипа: монтмориллонитизацию и гидрослюдизацию. Первый подтип выветривания развивается в условиях слабощелочной и щелочной среды относительно слабого водообмена, повышенной минерализации подземных вод, повышенного содержания в растворе кремнезема и охватывает лесостепные, степные и южнотаежные ландшафты, а также частично ландшафты сухих саванн. Второй подтип выветривания развивается в менее щелочных условиях, где растворы содержат относительно низкие концентрации кремнезема и других солей, и характерен в основном для умеренно холодного климата (северная лесная зона как с развитием многолетней мерзлоты, так и без нее). Общей чертой рассматриваемых двух подтипов выветривания является то, что оба они развиваются в условиях, когда масштабы выветривания пород преобладают над масштабами минерализации органического вещества, следствием чего является формирование слабощелочного и щелочного характера среды.

4. *Подзолообразование* развивается в условиях кислой глеевой обстановки, когда создаются условия для активного выноса не только алюминия, но и железа. В то же время активный вынос кремнезема несколько затруднен существующими низкими температурами и недостаточно высокой активностью водообмена. Глеевая геохимическая обстановка поддерживается высоким содержанием в водах органических веществ, которые способны связывать поступающий с водами свободный кислород. Развивается этот тип выветривания в северной и средней частях лесной зоны, где формируется мощная лесная подстилка. Продуктами подзолообразовательного процесса является не только кремнистая сыпучка, но также гидрослюды, каолинит, аллофаны и другие глины.

5. Карбонатообразование и связанное с ним сodoобразование являются взаимосвязанными и взаимообусловленными процессами выветривания, которые развиваются в условиях некоторого преобладания испарения воды над осадками, щелочного характера среды и слабого водообмена. Быстрое накопление солей в растворе, обусловленное как процессами выветривания, так и континентального засоления, приводит к формированию щелочной среды, снижению растворимости карбонатов кальция и выпадению их из раствора. А это, в свою очередь, обеспечивает относительное накопление в растворе карбонатов натрия (соды). Карбонатообразование как зональное явление развивается в условиях лесостепных и степных ландшафтов, возможно оно и в условиях сухих саванн, тесно связано с одновременным образованием монтмориллонита.

6. Сульфатное и хлоридное засоление развивается в условиях резкого преобладания испарения над осадками, что характерно для зоны сухих степей, полупустынь и пустынь, крайне замедленного водообмена, щелочного характера среды и высокой минерализации подземных вод. Продуктами этого типа выветривания являются монтмориллонит, карбонаты, гипс и галит.

Таким образом, состав формирующихся продуктов выветривания — это следствие сопряженного и взаимообусловленного развития основных составляющих ландшафта: горных пород, органического вещества и подземных вод, вызванного общей неравновесностью системы литосфера — гидросфера — биосфера. Только при таком подходе к явлениям выветривания выявляются взаимосвязи таких, казалось бы различных, процессов, как латеритизация и сodoобразование, каолинизация и подзолообразование и другие, становится совершенно очевидным, что существуют одни и те же механизмы, которые контролируют состав продуктов выветривания и подземных вод. К рассмотрению этих механизмов мы и перейдем.

§ 2. ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ГЕОХИМИЧЕСКУЮ НАПРАВЛЕННОСТЬ ПРОЦЕССОВ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Как показано выше (см. гл. IX), каждый этап взаимодействия воды с горными породами характеризуется образованием продуктов выветривания определенного состава. Геологические наблюдения и термодинамические расчеты показывают, что в условиях наиболее низкой концентрации солей в водах и, в частности, кремнезема образуются гидроокисные соединения алюминия и железа, т. е. латериты (см. рис. 9, 34, 35). В этих условиях даже глинистые алюмосиликаты не образуются, так как концентрация элементов в растворе еще не достигла тех пределов, при которых возможно их осаждение.

При уменьшении интенсивности водообмена вследствие выполнивания рельефа, сокращении количества выпадающих осадков

или уменьшении проницаемости горных пород время соприкосновения воды с алюмосиликатами увеличивается, растут соленость раствора и pH, что приводит к смещению термодинамического равновесия системы в область устойчивости глин, из которых вначале (слабокислая среда) образуется каолинит, затем гидрослюдя и в последнюю очередь монтмориллонит. Следовательно, определенной солености и щелочности раствора соответствует определенный состав образующихся продуктов выветривания, т. е. каждому этапу эволюции раствора соответствует определенный тип выветривания горных пород.

Глинистые продукты выветривания связывают преимущественно кремний, алюминий и только частично подвижные катионы. Последние поэтому накапливаются в жидкой фазе, количество которых зависит от интенсивности водообмена. Увеличение солености сопровождается повышением pH подземных вод, а значит и понижением растворимости карбонатов. Поэтому на определенной стадии эволюции системы вода — порода происходит насыщение раствора карбонатом кальция и соответственно образование кальцита. Сохраняющаяся при этом неравновесность раствора относительно первичных алюмосиликатов (см. рис. 41) приводит к разрушению последних и образованию карбонатизированных кор выветривания. Такая направленность гипергенных процессов характерна для условий малоинтенсивного водообмена, который ассоциирует с лесостепными и степными ландшафтами. Примерами этого типа кор выветривания могут служить лёссовидные суглинки с карбонатным цементом, широко развитые на юге Западной Сибири, в Средней Азии и других регионах, генезис которых до сих пор вызывает споры. В этой связи нам хотелось бы подчеркнуть, что молодые, в том числе четвертичные покровные образования, широко развитые в степных и лесостепных районах, необходимо исследовать с позиций формирования кор выветривания и континентального литогенеза. Важно подчеркнуть, что с карбонатизированными корами выветривания ассоциируют процессы сodoобразования и содового засоления, изучение которых имеет важное народнохозяйственное значение в связи с проблемой сельскохозяйственного освоения этих территорий.

Таким образом, различный характер взаимодействия воды с горными породами, обусловленный водообменом разной интенсивности и различными геохимическими условиями, определяет формирование разнообразных кор выветривания в пределах одних и тех же горных пород. В условиях наиболее интенсивного водообмена и кислой среды формируется латеритный профиль выветривания, в условиях затрудненного водообмена и щелочной среды — карбонатизированный профиль выветривания, в условиях интенсивного испарения — соленосный тип выветривания. Все другие типы выветривания занимают промежуточное положение.

Развиваемая здесь точка зрения на последовательность образования продуктов выветривания не является чем-то экстраорди-

нарным, а высказывается и многими другими исследователями. Сошлемся хотя бы на работу Р. Гаррелса и Ф. Маккензи, которые пишут: «В результате реакций первичных минералов высвобождающиеся компоненты поступают в раствор. С ростом концентраций этих компонентов начинает

образовываться каолинит и из вод удаляются растворенный кремнезем и глиноzem. По-видимому, образование гиббсита возможно лишь в почвах, непрерывно промываемых почти чистой водой, поскольку при значительном содержании кремнезема в растворах вместо гиббсита образуются алюмосиликаты. По мере уменьшения концентрации в реагирующих водах растворенного CO_2 возрастает содержание катионов за счет разрушения первичных силикатов, а также происходит увеличение концентрации HCO_3^- , растворенного кремнезема и рост величины pH. В конечном итоге содержания компонентов становятся достаточно высокими для образования монтмориллонита или других глинистых минералов. Кроме того, при достаточно высокой ис-

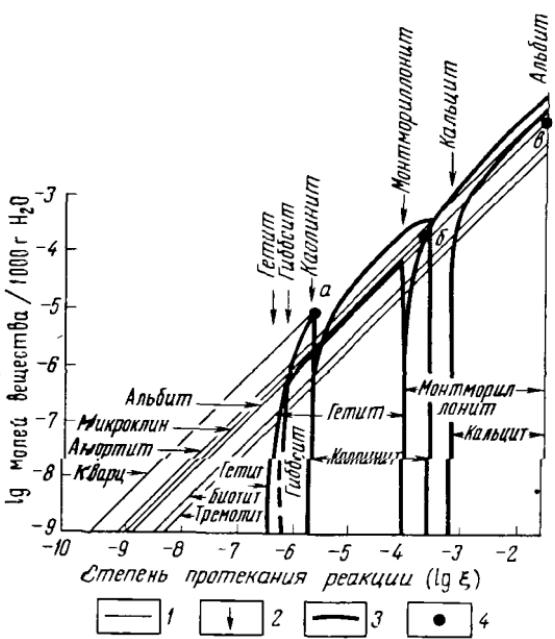


Рис. 45. Последовательность выветривания гранита при 25° С (количество моляр растворенных и образованных минералов — функция степени протекания реакции).

1 — интенсивность растворения минералов гранита; 2 — начало осаждения вторичных минералов; 3 — области образования вторичных минералов; 4 — точки насыщения (а — кварца, б — микроклина, в — альбита)

ходиной концентрации CO_2 количества Ca^{2+} и HCO_3^- возрастают до тех пор, пока не начнет осаждаться кальцит» (Гаррелс, Маккензи, 1974, с. 132—133).

Образование гиббсита и гётита на первых этапах взаимодействия воды с горными породами подтверждается и результатами изучения теоретических моделей химического взаимодействия воды с горными породами, как функции степени протекания реакции (Карпов и др., 1973; Fritz, Tardy, 1976). На рис. 45, заимствованном из работы Б. Фритца и И. Тарди, показана расчетная последовательность образования минералов в системе вода — гранит при 25° С в условиях открытой и закрытой систем. Установленная последовательность вторичного минералообразования: гётит; гётит + гиббсит; гётит + каолинит; каолинит + монтмориллонит; монтмориллонит + каолинит — отвечает зональности процес-

сов выветривания, наблюдаемой при переходе от гумидного климата к аридному. Указанные авторы подчеркивают также, что состав породы не оказывает существенного влияния на последовательность кристаллизации вторичных минералов. Все это говорит о том, что не тип горной породы, а геохимическая среда явля-

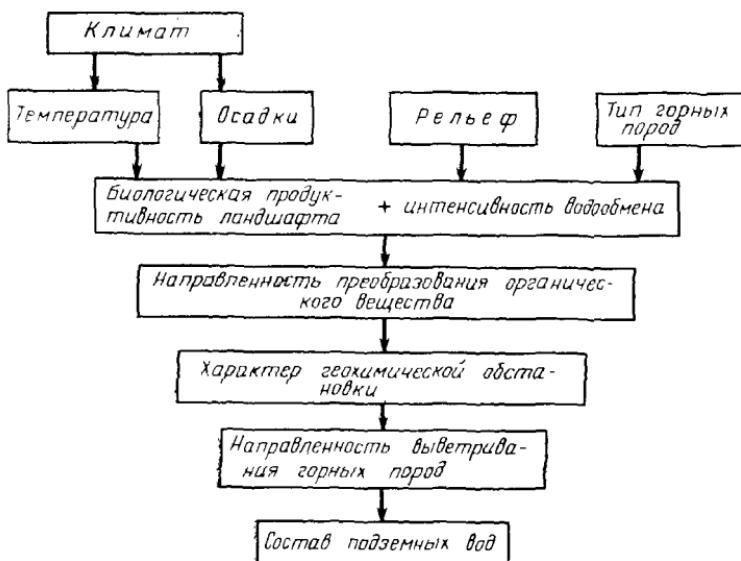


Рис. 46. Соподчиненность факторов, контролирующих геохимическую направленность выветривания и состава подземных вод

ется решающим фактором в определении направленности выветривания горных пород. Среда же, как было показано выше, контролируется сочетанием различных природных факторов.

Все сказанное позволяет нам расположить основные природные факторы, контролирующие направленность процессов выветривания, в определенной соподчиненности и тем самым определить роль и место каждого из них в сложной системе гипергенного преобразования пород. Как видно из приведенной схемы (рис. 46), непосредственно состав продуктов выветривания не связан с количеством атмосферных осадков, температурой воздуха, рельефом местности, типом горных пород, хотя каждый из этих факторов и оказывает определенное влияние на геохимию формирующихся кор выветривания. Но характер этого влияния проявляется через такие параметры, как биологическая продуктивность ландшафта, интенсивность водообмена, направленность преобразования органического вещества и характер геохимической среды. Поэтому любые попытки поисков связи между составом продуктов выветривания и горных пород, характером

рельефа, температурой или количеством осадков являются односторонними и не могут привести к ожидаемым результатам.

Непосредственно состав продуктов выветривания контролируется характером геохимической среды, среда — соотношением масштабов образования щелочности и кислотности, щелочность — объемом выветривания пород, кислотность — масштабами и направленностью преобразования органического вещества и т. д. Именно в такой последовательности и необходимо искать связь между составом продуктов выветривания, с одной стороны, климатом, рельефом и типом горной породы — с другой стороны.

Установление соподчиненности основных факторов, контролирующих направленность выветривания горных пород, позволяет выявить и связь продуктов выветривания с составом формирующихся растворов. В частности, становится очевидным, что в растворе накапливаются все те химические элементы, которые не связываются продуктами выветривания. Это имеет важное значение для правильного установления причин, определяющих направленность выветривания горных пород. Так, часто в литературе высказывается мнение, что латериты образуются потому, что в тропиках происходит интенсивный вынос кремнезема из профиля выветривания подземными водами. Однако при таком подходе оказываются перепутанными причины и следствия природного явления. Кроме того, в этом случае остается неясным, почему в тропиках вынос кремния должен быть более интенсивным, чем в умеренной зоне. Для исключения этого противоречия приходится прибегать к различным предположениям, вроде обязательного формирования в профиле латеритного выветривания щелочной среды, способствующей выносу кремнезема, роли органических кислот и т. д.

На самом деле вынос кремнезема — это следствие, а не причина латеритизации горных пород: кремний выносится потому, что он не связывается продуктами выветривания, а не связывается по той причине, что этому не позволяет геохимическая обстановка, отличающаяся низкими концентрациями кремнезема и значениями pH. Следовательно, чтобы развивался процесс латеритизации, необходимо сохранение низких концентраций кремнезема в растворе, а это возможно только в условиях активного водообмена. Как только уменьшается интенсивность водообмена и возрастает количество кремнезема в растворе, создаются благоприятные условия для его связывания в виде глинистых образований, а это приводит к уменьшению его выноса из профиля выветривания (хотя в растворе его концентрации являются более высокими).

Следовательно, механизм образования продуктов выветривания коротко сводится к следующему: геохимическая среда определяет тип выветривания, а последний — состав раствора. Концентрирование раствора во времени влияет на геохимическую среду, которая, изменяясь, влияет на состав продуктов выветри-

вания, а последние — на состав раствора. Такова взаимосвязь среды с характером формирующихся продуктов выветривания и подземных вод. Поэтому смена с глубиной в профиле выветривания состава вторичных образований — это не только и не столько отражение определенной стадийности процессов выветривания, как это принято считать (Гинзбург, 1963), сколько следствие изменения характера геохимической обстановки с глубиной. Отсюда наличие, например, бокситов на водоразделах — это не следствие разрушения пенепленов, а результат различного характера геохимической обстановки на водоразделах и в долинах рек (Шварцев, 1976_{1,4}).

Все сказанное позволяет нам присоединиться к мнению У. Д. Келлера о том, что «было бы правильнее и обоснованнее говорить о продукте среды выветривания, чем о конечном продукте выветривания» (Келлер, 1963, с. 155). Именно поэтому нельзя рассматривать латериты как конечные продукты выветривания: они конечны только в определенных условиях среды. В других же условиях конечными являются каолинитовые, монтмориллонитовые или карбонатизированные коры выветривания и их изменение возможно только в условиях изменившейся геохимической обстановки, что требует коренного изменения ландшафтно-климатических условий.

Итак, первые стадии взаимодействия ультрапресных вод с горными породами приводят к образованию латеритов. По мере увеличения времени этого взаимодействия растет соленость вод и соответственно характер продуктов выветривания изменяется последовательно через каолинит, монтмориллонит (иллит) к кальциту, гипсу, галиту и т. д. Все это заставляет отказаться от довольно широко распространенной точки зрения, согласно которой латериты являются конечной стадией выветривания горных пород (Гинзбург, 1963; Бушинский, 1971, и др.). В таком случае возникает весьма важный вопрос, почему латериты образуются не повсеместно, а только в тропических условиях (во всяком случае в промышленных концентрациях). Иначе говоря, почему в большинстве ландшафтных зон отсутствует первая стадия выветривания горных пород, а часто и вторая — каолинитовая, и сразу, начиная с почвенного горизонта, развиваются продукты выветривания поздних стадий.

Ответить на этот вопрос и просто, и одновременно сложно. Просто потому, что в настоящее время во всех ландшафтных зонах, где не образуются латериты, соленость вод является более высокой, чем этого требуют геохимические условия латеритизации, т. е. обстановка не является для этих процессов с термодинамических и геохимических позиций благоприятной. Сложно потому, что необходимо объяснить причины формирования этой неблагоприятной для латеритизации обстановки. А это требует знания деталей механизма формирования химического состава подземных вод, рассмотренных нами ниже.

§ 3. КЛАССЫ ВОДНОЙ МИГРАЦИИ

Изложенные выше представления о взаимосвязи состава подземных вод и направленности выветривания горных пород в различных ландшафтно-климатических зонах позволяют рассматривать предложенные А. И. Перельманом (1975) классы водной миграции, как естественные аналоги соответствующего типа выветривания горных пород. При таком подходе к рассматриваемой проблеме классы водной миграции выступают в качестве своеобразных жидких продуктов выветривания, которые ассоциируют с соответствующими корами выветривания. Все это потребовало несколько изменить существующую классификацию классов водной миграции А. И. Перельмана, оставив основные принципы их выделения (табл. 81).

Дело в том, что А. И. Перельман выделил классы водной миграции по наличию в воде типоморфных элементов, которые не всегда увязаны с соответствующим типом выветривания. Так, среди слабокислых классов выделены три: кислый, кислый на кварцевых песках и кислый переходный к кальциевому. В то же время неясно, какой из этих классов связан с латеритизацией горных пород, а какой с их каолинизацией и имеются ли соответствующие различия. Аналогично обстоит дело и с нейтрально-слаботщелочными классами, среди которых нет четкого разграничения по типу выветривания. Поэтому непонятно, с каким типом выветривания (глинистым или карбонатным) связан, например, кальциевый класс водной миграции.

С развивающихся нами позиций состав воды есть разность между разрушающими его породами и образуемыми при этом водными минералами с учетом, естественно, биогенных и атмосферных факторов, а также степени испарительной концентрации. Поэтому переход одного типа выветривания в другой возможен только при изменении геохимической обстановки и состава вод или, по крайней мере, содержания отдельных элементов. Таким образом, между составом воды и продуктов выветривания имеется строгая и достаточно определенная зависимость, которая должна найти отражение в соответствующих классах водной миграции. Так же как число типов выветривания, число классов водной миграции безусловно может быть расширено. Мы остановимся на характеристике только основных классов.

Среди перечисленных в табл. 81 классов миграции особого внимания заслуживает *углекислый*, формирование которого обусловлено интенсивной минерализацией органических веществ в условиях активного водообмена. Типоморфным элементом этого класса является недиссоциированная угольная кислота, большие количества которой формируются в условиях влажных саванн. Следовательно, углекислый класс миграции характеризуется совершенно определенными параметрами: относительно низкими величинами pH (при отсутствии в воде сильных кислот), высокими концентрациями в растворе недиссоциированной угольной кис-

Таблица 81

Основные классы водной миграции в условиях зоны гипергенеза (вне рудных месторождений)

Щелочно-кислые условия	Типоморфные мигранты	Окислительно-восстановительные условия (обстановка)		
		окислительная (>0)*	глеевая (-0,2-0)*	восстановительная (<-0,2)*
Кислые (рН 3,0—5,0)	H ⁺ , H ₂ CO ₃ , Al ³⁺ , Fe ³⁺ , Fe ²⁺ , органические кислоты	Углекислый (<0,2)**	Кислый (<0,2) глеевый	—
Слабокислые (рН 5,0—6,8)	H ⁺ , HCO ⁻ ₃ , H ₂ CO ₃ , Fe ²⁺ , Fe ³⁺ , органические кислоты	Слабокислый (0,1—0,3)	Слабокислый глеевый (0,1—0,3)	—
Нейтральные (рН 6,8—7,2)	HCO ⁻ ₃ , Ca ²⁺ , Na ⁺	Кальциево-натриевый: а) нейтральный (0,2—0,5), б) слабощелочной (0,5—0,8)	Нейтрально-глеевый (0,2—0,8)	—
Слабощелочные (рН 7,2—8,0)	OH ⁻ , HCO ₃ ⁻ , Na ⁺ , Ca ²⁺	Кальциевый: а) гидрокарбонатный (0,5—1,0), б) сульфатный (1,0—3,0) Натриево-кальциевый (0,3—0,8)	Карбоатно-глеевый (0,5—1,0)	Сульфатно-сульфидный (0,5—3,0)
Щелочные (рН 8,0—10,0)	OH ⁻ , CO ₃ ²⁻ , Na ⁺ , Cl ⁻	Соленосиный: а) содовый (1,0—4,0), б) сульфатный (<10), в) хлоридный (>5,0)	Содово-глеевый (1,0—4,0); сульфатно-глеевый (<10); хлоридно-глеевый (>5,0)	Содово-сероводородный (1,0—4,0); сероводородный (>5,0)

* Значение Eh (в В) для нейтральной среды.

** В скобках — минерализация воды, г/л.

лоты и низкими содержаниями кремнезема ($<5,0$ мг/л SiO_2). Такой класс водной миграции распространен на территории Гвинеи, Берега Слоновой Кости, юга Франции, Гавайских островов и тесно ассоциирует с развитием латеритного выветривания.

Следующим после углекислого в порядке уменьшения кислотности вод следует *слабокислый* класс водной миграции, который характеризуется уже более высокими концентрациями не свободной, а диссоциированной по первой ступени угольной кислоты, более высокими значениями рН (до 6,8) и повышенными содержаниями кремнезема, обеспечивающими образование при выветривании слоистых силикатов с соотношением кремния к алюминию 1:1 (каолинит). Границы этого класса могут быть точно описаны термодинамическими методами. Графически они показаны на рис. 34—39. Он распространен на участках достаточно интенсивного водообмена зоны влажных тропических, субтропических и смешанных лесов, а также влажных саванн.

В условиях умеренного и в меньшей мере тропического климата широко распространен *кальциево-натриевый* класс водной миграции, охватывающий большую часть таежных, таежно-мерзлотных, горных, смешанных лесных ландшафтов. Этот класс миграции обычно ассоциирует с каолинит-гидрослюдистым типом выветривания, с близкой к нейтральной реакцией среды и преобладанием в водах кальция над натрием. Минерализация вод рассматриваемого класса выше, чем в двух предыдущих, но редко превышает 0,5 г/л.

Кальциевый класс водной миграции, характеризующийся слабощелочным характером среды и резким преобладанием кальция над натрием, обычно связан с карбонатным или карбонатизированным типом вмещающих пород, которые практически независимо от ландшафтных особенностей обеспечивают быструю нейтрализацию вод и обогащение их кальцием.

Натриево-кальциевый класс водной миграции является переходным между кальциево-натриевым и содовым. Формируется он в условиях южной тайги, лесостепей, иногда сухих саванн и отдельных межгорных впадин со степным ландшафтом, т. е. в условиях относительно небольшого количества осадков, но все же при некотором избыточном увлажнении и отсутствии четко выраженных процессов континентального засоления. Воды этого класса отличаются повышенной минерализацией (0,3—0,8 г/л), гидрокарбонатным натриево-кальциевым составом и повышенным значением рН (от 7,2 до 7,8). Ассоциирует этот класс с монтмориллонитовым типом выветривания.

Соленосный класс водной миграции формируется в условиях недостаточного увлажнения и подразделяется на содовый, сульфатный и хлоридный. Первый характерен для лесостепных и степных ландшафтов как умеренного, так и тропического климата. Воды этого класса отличаются повышенной минерализацией (1—4 г/л), содержат значительные количества сульфатов,

хлоридов и естественно соды; рН вод часто превышает 8,0. Ассоциирует этот класс с карбонатным типом выветривания.

Сульфатный и хлоридный классы водной миграции развиваются в условиях, когда господствуют процессы континентального засоления и связаны с солеными соответственно сульфатными и хлоридными, щелочными водами, широко развитыми в степных, полупустынных и пустынных ландшафтах.

Среди глеевой группы классов водной миграции особая роль принадлежит кислой и слабокислой их разновидностям, связанным с заболоченными пространствами умеренной и тропической зон. Кислый класс водной миграции формируется в условиях водораздельного типа болот, плохо связанных с подстилающими горными породами. В этом случае отсутствие нейтрализующего влияния пород определяет формирование довольно кислой геохимической обстановки и крайне низкой минерализации подземных вод. Слабокислый глеевый класс водной миграции характерен преимущественно для болот низинного типа, имеющих более тесную связь с подстилающими горными породами и с преобладающей ролью грунтового питания. В этих условиях формируются слабокислые воды с повышенной общей минерализацией и гидрокарбонатно-кальциевым составом, ассоциирующие с торфонакоплением. Глеевые типы классов характерны также для многих типов почв, долин рек, глубоких водоносных горизонтов и т. д.

Таким образом, каждый класс водной миграции ассоциирует с определенными типом и процессами выветривания горных пород: углекислый — с латеритизацией, слабокислый — с моносиаллитизацией, кальциево-натриевый — с бисиаллитизацией, нейтральный — с гидрослюдизацией, слабощелочной — с монтмориллонитизацией, натриево-кальциевый и содовый — с карбонатизацией (сodoобразованием), соленосный — с явлениями континентального засоления, кальциевый — с растворением карбонатных и карбонатно-гипсонасных пород и т. д. Аналогичным образом кислый глеевый класс водной миграции связан с болотным выветриванием, слабокислый глеевый — с подзолообразованием, нейтрально-глеевый — с торфонакоплением и т. д. Следовательно, классы водной миграции в этом случае получают свое генетическое обоснование.

ГЛАВА XI

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ПОДВИЖНОСТЬ ЭЛЕМЕНТОВ

Одним из наиболее широко известных методов определения подвижности химических элементов является коэффициент водной миграции K_x , определяемый по формуле

$$K_x = \frac{m_x \cdot 100}{a \cdot n_x}, \quad (1)$$

где a — сумма минеральных веществ, растворенных в воде, г/л; m_x — содержание элемента x в воде, г/л; n_x — содержание того же элемента в породах, %. Этот коэффициент был предложен А. И. Перельманом (1968) и базируется на идеях Б. Б. Полынова о неравномерном выносе химических элементов из горных пород.

Каков же геохимический смысл этого коэффициента. По определению самого автора K_x характеризует интенсивность водной миграции элементов, обозначенную им через P_x , которая в виде дифференциального уровня определяется как

$$P_x = \frac{db_x}{b_x dt}, \quad (2)$$

где b_x — содержание элемента в изучаемой природной системе; t — время. Из формулы (2) следует, что интенсивность миграции элемента в данной геохимической системе тем выше, чем ниже его концентрация b_x . Поэтому А. И. Перельман заключает, что «для элементов с близкими химическими свойствами интенсивность миграции антибатна кларку», и далее «применительно к процессам выщелачивания элементов (в элювиальных почвах, коре выветривания и т. д.) интенсивность миграции можно определить как скорость выщелачивания 1 г вещества данного элемента» (Перельман, 1972, с. 20).

Итак, коэффициент водной миграции характеризует условную скорость выноса химических элементов относительно кларковых их содержаний в горных породах. Последнее подтверждается в том, что, по данным А. И. Перельмана, приведенный показатель ионного стока, равный ионному стоку, деленному на кларк элемента в литосфере, пропорционален коэффициенту водной миграции.

Мы остановились на этом вопросе более подробно потому, что, обобщая огромный фактический материал по разным регионам и ландшафтным зонам, могли убедиться в связи значений K_x с интенсивностью выноса химических элементов из горных пород, но не более.

В самом деле, как показывают результаты расчетов (табл. 82), чем выше содержание кальция в горной породе, тем в одних и тех

Подвижность кальция и кремния в водах некоторых регионов

Регион	Водовмещающая порода	Минерализация, г/л	Кальций			Кремний		
			m_x	n_x	K_x	m_x	n_x	K_x
Район Норильска	Карбонаты	0,4	0,043	25,5	0,41	0,002	4,58	0,12
	Траппы	0,1	0,013	7,40	1,64	0,006	21,9	0,25
	Гвинея	Дуниты	0,02	0,0001	0,17	2,62	0,001	15,1
	Сиениты	0,03	0,0008	1,81	1,76	0,001	24,6	0,16
Гавайские о-ва	Базальты	0,03	0,0007	6,90	0,33	0,001	21,0	0,17
О-в Мадагаскар	Граниты	0,02	0,0004	1,58	1,22	0,005	32,5	0,74
	Базальты	0,04	0,0028	6,72	1,01	0,008	24,0	0,77
Новая Кaledония	Габбро	0,03	0,0016	6,61	0,76	0,002	22,5	0,27
Сенегал	Базальты	0,54	0,042	1,32	5,94	0,033	26,6	0,23
	Граниты	0,37	0,030	1,00	8,20	0,027	32,3	0,23
Канская впадина	Песчаники	0,50	0,045	15,9	5,94	0,006	14,8	0,81
	Глинистые сланцы	0,66	0,054	7,53	10,6	0,008	23,8	0,52
Северо-восток США	То же	0,49	0,065	15,2	8,60	0,006	14,9	0,82
	Базальты	0,28	0,016	6,72	8,80	0,025	30,0	0,32
Барабинская равнина	Различные	2,94	0,127	6,48	6,65	0,014	18,2	0,26

же геохимических условиях меньше значение K_x . Такое положение в общем подтверждает смысл этого коэффициента, как условной величины, характеризующей относительную скорость выноса элементов из породы. Но в какой мере относительная скорость выноса характеризует подвижность химических элементов. Этот вопрос в литературе практически не рассматривался, но его решение имеет важное значение для правильной оценки геохимической подвижности элементов.

Попытаемся решить этот вопрос, применив известный методический прием от обратного. Предположим, как это допускается во многих публикациях, что коэффициент K_x характеризует геохимическую подвижность элементов, тогда возникает вопрос, почему, например, в Норильском районе в пределах известняков миграционная способность кальция ниже, чем в пределах траппов (см. табл. 82). Ведь подземные воды растворяют карбонаты значительно быстрее и в большем количестве выносят из них кальций, чем из траппов. Непонятно также, почему по мере роста минерализации воды миграционная способность кальция не только не падает, но, наоборот, даже возрастает. Остается она высокой и в том случае, когда подземные воды насыщены кальцитом и кальций выпадает из раствора (Канская впадина, Барабинская равнина).

Не меньше вопросов возникает и при изучении гидрохимии кремния. В самом деле, почему миграционная способность кремния в водах Гвинеи, Гавайских островов, о-ва Мадагаскар и Новой Каледонии, где развиты латериты, почти не содержащие этот элемент, остается более низкой, чем в районах умеренной зоны, где латериты не образуются. Чем объяснить, что миграционная способность кремния в ультрапресных кислых водах Гвинеи и щелочных соленых водах Барабинской равнины практически не меняется. Как увязать эти факты с различной направленностью выветривания пород в этих двух случаях. Аналогичные вопросы встают и при рассмотрении поведения всех других элементов.

Обработав таким путем огромный фактический материал по разным регионам земного шара, мы пришли к выводу, что коэффициент водной миграции характеризует только относительную подвижность химических элементов, обусловленную различной скоростью выноса их из горных пород, но не дает представления об изменении миграционной способности элемента в процессе развития системы вода — порода, т. е. по мере изменения одного типа выветривания на другой. Подчеркнем еще раз, что такой вывод ни в коей мере не противоречит тому смыслу, который сам автор придавал коэффициенту миграции.

Дело в том, что в реальных природных условиях, когда разрушаются алюмосиликаты или карбонаты, в породе имеется практически неисчерпаемый источник этих элементов и поэтому содержание их в разрушаемой породе n_x остается неизменным. Следовательно, миграционная способность элементов в этом случае определяется содержанием их в растворе относительно общей солености последнего. Так как по мере роста содержания отдельных элементов в растворе пропорционально растет и их соленость, то значения K_x остаются неизменными. Это легко проверить, если, например, растворять в воде гипс или галит. Много или мало перейдет в раствор этих соединений (1 мг/л или 1 г/л), коэффициент водной миграции останется неизменным. И даже в том случае, когда, например, инконгруэнтное растворение аортита приведет к насыщению раствора карбонатами и последние начнут осаждаться, это не приведет к изменению значений K_x кальция, так как содержание последнего установится на определенном уровне и будет контролировать значение K_x независимо от того идет осаждение кальцита или нет*.

Одним из важнейших моментов в развитии системы вода — порода, как было показано выше, является изменение характера их взаимодействия во времени, т. е. смена одного типа выветривания другим. Поэтому важно установить, как при этом меняется миграционная способность элементов. Решить этот вопрос можно с помощью предлагаемого нами *коэффициента интенсивности осаждения* K_0 , который по аналогии с коэффициентом водной миграции

* В природных условиях воды содержат соли, не только заимствованные из горных пород, поэтому некоторое изменение K_x может наблюдаться.

определяется как отношение содержания элемента в растворе к его содержанию в продуктах, образованных в результате разрушения водой первичных пород

$$K_0 = \frac{m_x \cdot 100}{a \cdot n_0}, \quad (3)$$

где m_x и a — то же, что и в уравнении (1); n_0 — содержание, %, исследуемого элемента в продуктах химического выветривания, почвах, гидроокислах железа, карбонатах и т. д.

Подчеркнем, что K_0 , так же как и K_x , — это условная величина, которая характеризует относительную скорость вывода (осаждения) элементов из раствора: чем больше элемента оказывается в осадке, тем меньше значение K_0 , т. е. большее скорость его осаждения и соответственно меньше миграционная способность. Так, при выветривании на территории Гвинеи нефелиновых сиенитов с образованием гиббситовой зоны, содержащей 1,77% кремния (Шварцев, 1976), K_0 , как нетрудно рассчитать из данных табл. 82, равен 1,9. При выветривании сиенитов в тех же условиях с образованием каолинита значение K_0 падает до 0,17, свидетельствуя о резком уменьшении миграционной способности кремния.

Таким образом, в отличие от K_x , который характеризует относительный вынос элементов из горных пород, K_0 определяет относительную степень связывания элементов вторичными продуктами. Геохимическая же подвижность любого элемента определяется результатирующим влиянием этих двух процессов, т. е. суммой K_x и K_0 . Поэтому нами предлагается определять подвижность химических элементов в условиях зоны гипергенеза коэффициентом геохимической подвижности $K_{\text{п}}$, который равен

$$K_{\text{п}} = K_x + K_0. \quad (4)$$

Подставляя в уравнение (4) значения K_x и K_0 из (1) и (3), нетрудно найти, что

$$K_{\text{п}} = K_x \left(1 + \frac{n_x}{n_0} \right) \quad (5)$$

или

$$K_{\text{п}} = K_0 \left(1 + \frac{n_0}{n_x} \right). \quad (6)$$

Анализ уравнений (5) и (6) показывает, что в случае, когда выветривание горных пород сопровождается образованием вторичных продуктов с более низким содержанием элемента, коэффициент геохимической подвижности последнего резко возрастает относительно K_x , но приближается к K_0 и, наоборот, если выветривание сопровождается концентрированием элемента, коэффициент его геохимической подвижности возрастает относительно K_0 , но приближается к K_x .

Следовательно, чтобы определить подвижность какого-либо элемента в конкретных природных условиях, необходимо разоб-

раться, какие породы химически разрушаются, какие вторичные продукты образуются, какая концентрация исследуемого элемента в тех и других, а также в ассоциирующих водных растворах. Направленность преобразования горных пород легко определяется методами химической термодинамики путем построения равновесных диаграмм глинистых минералов с первичными алюмосиликатами (см. рис. 33—39) или определения степени насыщенности воды относительно карбонатов, сульфатов, хлоридов и других минералов.

Обобщенные данные по подвижности некоторых химических элементов на разных этапах выветривания горных пород приведены в табл. 83, анализ которой позволяет сделать ряд интересных

Таблица 83

Подвижность химических элементов на разных этапах выветривания горных пород в условиях окислительной обстановки

Компоненты	Характер выветривания				
	латеритизация*	каолинизация*	гидрослюдизация**	монтмориллитизация***	карбонатизация****
Алюминий	0,08	0,09	0,16	0,34	0,43
Ванадий	—	—	0,08	0,42	0,61
Железо	0,09	0,12	0,11	0,24	0,32
Кальций	25,5	22,9	18,4	16,4	13,3
Калий	49,4	30,1	0,41	0,58	0,63
Кремний	4,3	0,58	0,47	0,67	0,81
Марганец	0,12	0,12	0,23	1,48	3,14
Магний	21,4	16,5	14,0	13,2	17,0
Медь	4,7	2,5	1,3	1,8	2,3
Натрий	1330	845	25,5	139	393
Никель	0,28	0,3	0,82	1,1	1,7
Титан	0,03	0,04	0,014	0,02	0,08
Хром	—	—	0,20	0,32	0,43
Цинк	9,7	8,3	6,7	5,2	4,1

* Гвинея, выветривание нефелиновых сиенитов.

** Норильский район, выветривание тряпков.

*** Канская впадина, выветривание полевошпатовых песчаников.

**** Барабинские степи, выветривание песчано-глинистых отложений.

выводов. Прежде всего отметим, что миграционная способность большинства элементов (10 из 14) уменьшается по мере развития процессов взаимодействия воды с горными породами. Исключение составляют (из числа анализируемых) алюминий, железо, никель и титан, т. е. только те элементы, которые концентрируются в бокситах. На более поздних этапах выветривания подвижность этих элементов возрастает.

Весьма показательным является поведение кремния, подвижность которого только при латеритном выветривании является высокой, а во всех других случаях низкой и при переходе одного

типа выветривания в другой существенно не меняется, так как интенсивность связывания его образующимися глинами остается примерно одинаковой. Этот факт иллюстрирует ошибочность широко распространенного мнения о высокой подвижности кремнезема в щелочных средах.

Высокая подвижность на первых этапах выветривания характерна и для калия, который в этих условиях не связывается продуктами выветривания. Поэтому в кислых тротилических ландшафтах он относится к подвижным элементам, а в умеренных, где формируется гидрослюдисто-монтмориллонитовый профиль выветривания связывающий этот элемент, — к малоподвижным. Подвижность кальция, магния и натрия по мере развития процессов выветривания от ранних стадий к поздним уменьшается, что объясняется частичным связыванием этих элементов глинистыми минералами, а кальция — и карбонатами в случае их образования. Любопытно также, что подвижность рассеянных элементов при смене типов выветривания меняется незначительно.

Если сравнить подвижность элементов между собой в условиях одного типа выветривания, то картина окажется аналогичной той, которая известна из расчетов K_x (Перельман, 1972), т. е. к наиболее подвижным относятся натрий, кальций, магний, и наименее подвижным — алюминий, титан, железо. Другие элементы занимают промежуточное положение.

Следовательно, коэффициент геохимической подвижности позволяет объективно установить особенности миграционного поведения химических элементов не только относительно друг друга, но и для каждого этапа взаимодействия воды с горными породами. В этом его преимущество перед коэффициентом водной миграции.

Приведенные безусловно неполные данные о подвижности химических элементов, на наш взгляд, все же позволяют сформулировать положение, согласно которому миграционная способность элементов определяется направленностью эволюции системы вода — порода. Направленность же эта контролируется, как было показано выше, средой, среда — многими факторами, включая биогенные, газовые, гидрогеологические и др. (см. рис. 46). Поэтому между геохимической средой и подвижностью элемента существует сложная зависимость. В этой связи трудно согласиться с такими часто встречающимися утверждениями, что кремний подвижен только в щелочных условиях или алюминий неподвижен в близнейтральных средах и т. д. Такие утверждения вытекают обычно из экспериментальных данных, моделирующих только часть природного процесса, когда имеют дело с чистым раствором соли алюминия или кремнезема и только. Для этих условий утверждения справедливы. В природной же обстановке создание щелочной, нейтральной или кислой, равно как окислительной, глеевой или восстановительной, сред сопряжено с определенным этапом развития системы, ассоциирующим с определенным набором химических элементов и их соединений, в сочетании с которыми и необходимо рассматривать поведение каждого элемента.

Так, начальные этапы взаимодействия воды с горными породами характеризуются переходом в раствор и значит повышенной миграционной способностью подавляющего большинства элементов. По мере развития процессов растворения происходит насыщение раствора теми или иными соединениями, которые, выпадая в твердую фазу, приводят к уменьшению миграционной способности этих элементов. Чем длительнее взаимодействие воды с породой, тем больше раствор насыщается элементами, тем больше и разнообразнее становятся вторичные образования и тем большее число элементов уменьшает свою подвижность.

Последовательность, в которой элементы переходят в разряд малоподвижных, определяется не только характером среды, но и типом образующихся соединений, их растворимостью и т. д., т. е. внутренними свойствами химических элементов и особенно строением их электронной оболочки. Эти внутренние факторы миграции нами не рассматриваются. Интересующиеся могут ознакомиться с этим вопросом в специальной литературе (Сауков, 1966; Щербина, 1972, и др.).

ГЛАВА XII

ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ И ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

§ 1. ГЕТЕРОГЕННОСТЬ СОСТАВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Изложенный в гл. IX материал показывает, что химический состав подземных вод является сложным, так как представляет собой сумму элементов, заимствованную из атмосферы, биосфера, литосфера и даже гидросфера (продукты разложения воды). При этом соотношение между перечисленными составляющими минерального остатка воды колеблется в широких пределах в зависимости от конкретных условий (см. табл. 75). Однако, если исключить состав атмосферных осадков, то, как было показано выше, катионный состав воды в своей подавляющей части определяется составом и направленностью преобразования водовмещающих пород. Точнее *катионный состав воды представляет собой разность между составом разрушаемых пород и продуктов их выветривания*, т. е. имеет литогенную природу. Так как состав продуктов выветривания весьма разнообразен, то разнообразным является и состав подземных вод зоны гипергенеза. Следовательно, чтобы правильно понять условия формирования того или иного типа подземных вод, мало знать, с какими горными породами взаимодействует вода, важно выяснить, в каком направлении происходит это взаимодействие, как оно развивается во времени и какова направленность преобразования при этом самой породы.

Что касается анионного состава воды, то в пределах пород химического и биогенного генезиса (карбонаты, сульфаты, хлориды, фосфаты и т. д.) он определяется составом водовмещающих пород. В пределах же алюмосиликатов анионный состав воды не зависит от типа пород, а представляет собой продукт диссоциации самой воды (гидроксильная группа OH^-), химически связанный с конечным продуктом минерализации органического вещества (CO_2). Следовательно, природа анионов в отличие от катионов в этом случае является не литогенной, а гидрогенно-биогенной.

Таким образом, воды по составу являются гетерогенными, так как заимствуют химические элементы из различных составляющих верхней части земной коры (горных пород, органического вещества и газов). Гетерогенность состава воды делает его зависимым от многих природных факторов, непосредственно не связанных между собой, таких, как рельеф и тип горных пород, состав атмосферных осадков и направленность процессов выветривания, характер почв и водопроницаемость пород и т. д. Важно поэтому разобраться в тех механизмах, которые контролируют влияние каждого из пере-

численных факторов на состав подземных вод, а также определить их соподчиненность. В значительной мере эти вопросы рассмотрены выше. Поэтому подведем здесь только некоторые итоги.

§ 2. СОПОДЧИНЕННОСТЬ ОСНОВНЫХ ФАКТОРОВ, КОНТРОЛИРУЮЩИХ СОСТАВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Вопрос о соподчиненности факторов, контролирующих состав подземных вод, в известной нам литературе не обсуждался. Обычно исследователи ограничивались их перечислением, подчеркивая, что в конкретном случае роль каждого из факторов может резко меняться (Посохов, 1966). Не отрицая в принципе сказанного, мы ставим своей целью показать, что изменение влияния одного из факторов вызывает целую цепь причинно-следственных изменений и что не каждый фактор непосредственно влияет на состав подземных вод. Так, например количество химических элементов, выщелачиваемых из водовмещающих пород, как это показано выше, определяется интенсивностью водообмена. Последняя же в свою очередь есть сложная функция количества осадков, степени их испарения, характера рельефа, проникаемости горных пород и т. д. Следовательно, перечисленные факторы воздействуют на соленость вод косвенно, через показатель водообмена.

Таким образом, водообмен, являясь производным ряда более общих факторов, относительно суммы солей в подземных водах выступает в качестве не производного, а задающего фактора. А если это так, то налицо следующая соподчиненность и взаимозависимость части из рассмотренных факторов: осадки → водообмен → соленость воды. В этом ряду каждый следующий (после первого) фактор является производным вышестоящего и одновременно определяющим для каждого из последующих.

Качественный состав литогенных элементов в водах только косвенным образом связан с составом водовмещающих отложений, так как в пределах одних и тех же пород состав вод различен (см. табл. 74). Обусловлено это различной направленностью выветривания эндогенных алюмосиликатов, контролируемой, в свою очередь, характером геохимической среды, которая также является производной ряда вышестоящих факторов.

Аналогично обстоит дело и с анионным составом подземных вод, который, как мы видели выше, в пределах алюмосиликатных пород определяется, в частности, парциальным давлением углекислого газа. Величина последнего сложным образом взаимосвязана с масштабами минерализации органического вещества. Эти масштабы контролируются величиной биологической продуктивности ландшафта, среднегодовой температурой и влажностью воздуха.

Наконец, атмогенная составляющая подземных вод зависит от состава атмосферных осадков и степени их испарения на земной поверхности. Последняя определяется среднегодовой температурой воздуха, количеством осадков, рельефом местности и проникаемостью горных пород.

Следовательно, все факторы, контролирующие состав подземных вод, объединены в отдельные взаимосвязанные группы, каждая из которых контролирует одну из генетических составляющих солености, а все вместе — суммарную соленость. Все факторы, объединенные в отдельную группу, строго соподчинены между собой и связаны определенным образом с факторами соседних групп. В результате создается взаимосвязанная, но строго соподчиненная система, схема которой представлена на рис. 46. В этой системе каждый из перечисленных факторов контролирует состав подземных вод, но степень этого контроля различна.

Непосредственно состав воды контролируется направленностью выветривания горных пород (см. рис. 46), т. е. фактором, который обычно в гидрогеологической литературе не упоминается (Посохов, 1966). Направленность же выветривания, в свою очередь, есть производная многих параметров. В конечном итоге определяющими оказываются три ведущих фактора: климат, рельеф и тип горной породы, которые в общегеологическом понимании также являются производными геологической истории развития региона, направленности тектонических движений, глобальной циркуляции атмосферы, количества солнечной энергии и т. д. Все это лишний раз подчеркивает взаимозависимость всех природных явлений и процессов.

Возвращаясь к роли климата, рельефа и типа горной породы, как ведущим факторам формирования состава вод, нельзя не обратить внимание еще раз на то, что состав подземных вод ни с одним из них не связан непосредственным образом, а через такие параметры, как биологическая продуктивность ландшафта, интенсивность водообмена, характер геохимической среды и т. д. Поэтому влияние каждого из ведущих факторов передается на состав вод в трансформированной промежуточными факторами форме. По этой причине обычно и не удается найти четкой зависимости между составом воды, с одной стороны, количеством осадков, типом породы и рельефом, с другой стороны, хотя влияние каждого из этих факторов очевидно. Следствием этого является ошибочность постулата Плиния Старшего: «Вода такова, каковы породы, по которым она протекает». Более современно эта мысль может быть сформулирована так: вода такова, какова степень ее взаимодействия с горными породами. Степень же взаимодействия воды с породой есть функция многих переменных, включающих характер движения воды, проницаемость горной породы, ее состав, длительность взаимодействия, его формы и т. д. Влияние каждого из этих факторов отражается на составе воды.

Таким образом, состав воды является производным большого числа природных факторов, в наиболее концентрированной форме отражает результат взаимодействия всех составляющих ландшафта и несет информацию о многих скрытых процессах. Научиться использовать всю информацию — одна из важнейших задач гидрохимии.

§ 3. ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ЭВОЛЮЦИИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Первые стадии формирования состава природных вод связаны с атмосферой. Важно поэтому знать состав выпадающих атмосферных осадков — основных источников питания подземных вод зоны активного водообмена. В данной работе приводятся анализы состава атмосферных осадков для тех или иных конкретных районов (см. табл. 2, 13, 21—23, 31, 33, 39, 40, 43, 51, 53, 58), которые наряду с литературными данными (Carroll, 1962; Колодяжная, 1963; Миграция..., 1974, и др.) позволяют заключить, что незагрязненные промышленными отходами дождевые и сугениевые осадки, как правило, характеризуются низкой минерализацией, не превышающей в подавляющем большинстве случаев 100 мг/л, а нередко и 20 мг/л. Исключение составляют только некоторые районы континентального засоления, в которых пыльные бури, поднимая частицы почвы и солей в атмосферу, способствуют засолению атмосферных осадков. Кстати, роль эоловой пыли в формировании состава последних велика не только в аридных районах, но и гумидных, так как большая часть солей атмосферы имеет не морское, а континентальное происхождение (Carroll, 1962; Колодяжная, 1963; Посохов, 1968).

Кроме солей, атмосферные осадки несут в своем составе большое количество растворенных газов (азота, кислорода, CO_2 , инертных газов), которые, проникая вместе с водой в горные породы, в значительной мере определяют облик подземной атмосферы. В частности, азотный состав газов подавляющей части подземных вод зоны гипергенеза почти полностью определяется влиянием атмосферных осадков. Химически активные газы (O_2 , CO_2) участвуют в разнообразных реакциях и тем самым определяют характер геохимической среды, а значит и направленность выветривания горных пород и преобразования органического вещества.

Важно обратить внимание, что атмосферные осадки, несмотря на их исключительно низкую минерализацию, довольно кислый характер и отсутствие непосредственной связи с горными породами, насыщены гидроокисными соединениями малоподвижных элементов (алюминия, титана, ванадия, иногда железа и др.), большая часть которых поэтому может находиться в этих водах только в форме комплексных соединений или тонких механических и аэрозольных микропримесей. Следовательно, уже на стадии атмосферной эволюции в составе природных вод происходит накопление некоторых металлов в таких количествах, которые превышают степень растворимости их гидроокисных соединений.

В то же время содержания кремнезема в атмосферных осадках настолько низки, что не позволяют образовать глинистые алюмосиликаты (см. рис. 41). Другими словами, рассматриваемые воды насыщены элементами-гидролизатами и поэтому в дальнейшем способны к их накоплению только при условии образования этими элементами растворимых комплексных соединений. Всеми дру-

гими элементами атмосферные воды не насыщены, и поэтому потенциально способны к дальнейшему их концентрированию.

При выпадении атмосферных осадков на земную поверхность в подавляющем большинстве случаев первыми образованиями, которые они встречают на пути своего движения, являются почвы, играющие важнейшую роль в преобразовании состава воды. Большое разнообразие почв, развитых на земном шаре (Глазовская, 1972, 1973; Ковда, 1973), приводит и к крайне разнообразному их воздействию на состав инфильтрующихся атмосферных осадков. Естественно, что мы не можем в данной работе рассмотреть все многообразие этого воздействия и поэтому остановимся только на его важнейших чертах.

Атмосферные осадки, богатые кислородом, прежде всего окисляют органическое вещество и обогащаются дополнительными порциями углекислого газа, что ведет к резкому увеличению парциального давления последнего. Этому же способствуют и дыхательные функции корневых систем. Одновременно часть органического вещества растворяется в подземных водах и обогащает их различными органическими кислотами (гуминовые, фульвокислоты, муравьиная, уксусная и др.), а также продуктами их диссоциации. Мигрирующие вместе с подземными водами в более глубокие водоносные горизонты органические вещества, постоянно окисляясь, служат дополнительным источником углекислого газа, окислов азота и многих микрокомпонентов (Швец и др., 1975).

Растворение, минерализация и гумификация органических веществ сопровождаются переходом в раствор не только соединений углерода и азота, но и всех зольных элементов, что подтверждается изучением лизиметрических вод, прошедших горизонт лесной подстилки (см. табл. 3, 23, 31, 37, 44). При этом обогащение почвенных вод химическими элементами происходит приблизительно в тех же пропорциях, которые характерны для лесного опада (Пономарева, Сотникова, 1972). Следовательно, начиная с первых моментов соприкосновения атмосферных осадков с земной растительностью (кронами деревьев, травами) и продуктами биологического круговорота (опадом), происходит быстрое обогащение воды целым комплексом биогенных элементов. При этом важно подчеркнуть, что на фоне большого разнообразия соотношения между химическими элементами, которые ежегодно возвращаются в почву с опадом, большая доля принадлежит кремнию и алюминию и составляет соответственно 40–60 и 10% от суммы зольных элементов (Родин, Базилевич, 1965). Именно поэтому лизиметрические воды и содержат особенно высокие концентрации этих элементов.

Однако анализируя характер изменения состава лизиметрических вод вдоль почвенного разреза, нетрудно установить, что сумма солей в них с глубиной не только не возрастает, но во многих случаях даже уменьшается. При этом различные элементы ведут себя по-разному. Так, содержания калия, азота, фосфора не-

прерывно уменьшаются, натрия и хлора — возрастают, другие элементы ведут себя более сложно. Подробно этот вопрос на примере лизиметрических вод подзолистых почв рассмотрен В. В. Пономаревой и Н. С. Сотниковой (1972). Причины неодинакового поведения химических элементов кроются в том, что азот, сера, хлор, калий и фосфор участвуют в новом биологическом цикле, т. е. извлекаются корнями растений из раствора и поэтому почти не участвуют в новом биологическом цикле. Это же подтверждают и специальные исследования почвоведов и биологов (табл. 84).

Таблица 84

Соотношение между поступлением элементов с опадом и выносом их внутриводным стоком (Ковда, 1973)

Растительность	Динамика элементов	Si	Al	Ca	K	P	N
Дубняк	Поступает с опадом, кг/га	29,0	5,5	83,9	35,6	7,4	42,4
	Выносится со стоком, кг/га	0,02	0,53	4,01	0,709	Следы	0,75
	Вынос, % от поступления	0,07	9,6	4,78	1,96	—	1,78
Осинник	Поступает с опадом, кг/га	21,0	6,0	85,3	42,7	9,9	31,7
	Выносится со стоком, кг/га	0,008	0,4	1,59	0,45	Следы	0,64
	Вынос, % от поступления	0,04	6,67	1,86	1,05	—	2,02

Из приведенных данных, которые В. А. Ковда (1973) считает характерными для всех почв, видно, что только небольшая часть химических элементов (несколько процентов) выносится подземным и поверхностным стоком. В глобальном масштабе это же было подтверждено работами Л. Е. Родина и Н. И. Базилевич (1965). Все сказанное подтверждает известное положение В. В. Докучаева о том, что почва представляет собой самостоятельную и относительно замкнутую систему, в которой разрушение органического вещества сопровождается участием освобожденных элементов в новом биологическом цикле, и слабым выносом их за пределы почвенного горизонта поверхностными и подземными водами.

Таким образом, роль органического вещества заключается в обогащении подземных вод прежде всего углекислым газом, различными органическими кислотами, в меньшей мере биогенными

элементами и в отдельных случаях метаном. Тем самым уже в почвенном горизонте происходит значительное изменение газового состава воды (уменьшение содержаний O_2 и увеличение CO_2 , при слабом изменении N_2), характера геохимической среды (pH и Eh), некоторое (а в условиях аридного климата значительное) увеличение солености раствора и изменение его состава. Высокое содержание органических кислот в растворе, особенно гумусовых и фульвокислот, резко увеличивает его агрессивные свойства относительно первичных алюмосиликатов, разрушение которых в этих условиях протекает значительно эффективнее (Экспериментальные исследования..., 1968). Нельзя не отметить и того факта, что при наличии органического вещества, особенно в условиях слабого водообмена, активно развиваются микробиологические процессы, также оказывающие серьезное влияние на состав подземных вод.

Роль почв в формировании состава подземных вод оказывается, таким образом, весьма существенной. Не случайно поэтому В. И. Вернадский (1960) указывал, что в составе речных вод до 90% солей заимствовано из почвенных растворов. Однако имеется и еще один важный, но менее известный аспект геохимического влияния почв на процессы выветривания, а значит и подземные воды. Речь идет о направленности вторичного минералообразования в пределах почвенного горизонта.

Дело в том, что одним из ведущих элементов зольного остатка органического вещества растительного происхождения является кремнезем (Родин, Базилевич, 1965), содержания которого в водах контролируют направленность вторичного минералообразования (см. рис. 33—39). Поэтому степень обогащения вод кремнеземом имеет принципиальное значение.

Как показывают результаты изучения лизиметрических вод (см. табл. 3, 23, 31, 37, 44), в условиях умеренного климата атмосферные осадки уже в пределах гумусового горизонта, еще не соприкасаясь с подстилающими горными породами, получают такие концентрации кремнезема, при которых термодинамически устойчивыми оказываются сразу глинистые минералы, а не гиббсит и гётит. Тем самым из процесса исключается первый этап взаимодействия воды с горными породами (латеритный) и развитие начинается сразу со второго или даже третьего этапа. Причем эти этапы также протекают в пределах почвенного горизонта, о чем свидетельствуют данные минералогического изучения глинистой фракции почв (Ковда, 1973), а также термодинамические построения (см. рис. 21).

Иная картина характерна для тропических, активно промывающихся регионов, в которых развиты латеритные почвы. Бедность последних кремнеземом, да и в целом гумусом приводит к тому, что атмосферные осадки в этих условиях практически не получают кремнезема из почв и, попадая в горные породы, разрушают последние в соответствии с термодинамической обстановкой в направлении образования латеритов.

Таким образом, мы получили ответ на вопрос, поставленный в гл. X данной работы, относительно локальности образования латеритов. Все дело в почвенном горизонте, который определяет характер геохимической среды и концентрацию химических элементов в растворе, включая кремнезем до того, как этот раствор попадет в горные породы. И все же этот ответ нельзя признать полным, так как возникает следующий вопрос: почему в тропиках образовались латеритные почвы, бедные кремнеземом, а в умеренной зоне подзолистые, черноземные и т. д., богатые кремнеземом? Ссылка на разность температур не может разрешить этой проблемы, так как и в тропиках развиты отнюдь не только латеритные почвы (Глазовская, 1972, 1973). В этом вопросе мы попытаемся разобраться в следующем параграфе работы, а здесь продолжим рассмотрение путей формирования химического состава подземных вод.

Итак, в умеренной зоне концентрации кремнезема в почвенных растворах в результате разрушения органического вещества таковы, что способствуют образованию глинистых минералов. Такой биогенный путь образования глин впервые был обоснован Б. Б. Полыновым (1953), который, изучая первые стадии почвообразования на изверженных породах, пришел к выводу, что значительная часть мелкозема примитивных почв образовалась не в результате прямого разрушения первичных минералов, а вследствие минерализации тел лишайников. Согласно Б. Б. Полынову, химические элементы, освободившиеся при минерализации органического вещества, частично удаляются из почвы, а частично вновь вступают во взаимодействие, образуя вторичные почвенные минералы, среди которых возможны опал, монтмориллонит, иллит и др. Б. Б. Полынов указывал, что все растения содержат в своей золе некоторое количество глинозема и кремнезема. Вместе с тем в большинстве почв не обнаруживается свободных соединений глинозема, которые должны были бы образоваться при минерализации растительных остатков. На этом основании Б. Б. Полынов сделал вывод, что глинозем вступил в почве во взаимодействие с кремнеземом, образовав различные глинистые минералы.

Идеи Б. Б. Полынова о новосинтезе глинистых минералов в последующем развивались М. А. Глазовской и другими почвоведами (Ковда, 1973), специалистами по геохимии ландшафта (Перельман, 1966, 1968), литологами, минералогами и геохимиками, изучавшими гипергенные процессы. Среди последних особенно следует отметить работы французских исследователей (Милло, 1968; Педро 1971; Tardy, 1969; Paquet, 1970, и др.), которые убедительно на обширном материале показали, что новосинтез глин из растворенных в воде ионов происходит не только в почвенном, но и подпочвенном горизонтах, т. е. непосредственно в коре выветривания. Положение о новосинтезе глин в почвах хорошо согласуется с термодинамическими построениями, составом лизиметрических вод и зональным характером глинистых минера-

лов в почвах. Поэтому это положение не может больше вызывать сомнения и должно считаться доказанным.

Таким образом, состав почвенных вод насыщен не только относительно гидроокисей элементов-гидролизатов, что характерно для атмосферных осадков, но и относительно глинистых минералов, которые поэтому выступают здесь в качестве важного фактора, контролирующего состав лизиметрических вод. Именно благодаря новосинтезу глин лизиметрические воды теряют часть своего кремния, большую часть алюминия и некоторую часть подвижных катионов. Поэтому в почвенных водах устанавливается предел для накопления (геохимический барьер) не только для элементов-гидролизатов, но также и для кремния — этого важного элемента литосфера — и частично калия, рубидия и ряда других микрокомпонентов.

Кроме того, в почвенном горизонте на окислительные процессы активно расходуется свободный кислород, что приводит к формированию глеевой геохимической обстановки, способствующей активной мобилизации элементов с переменной валентностью (железа, марганца и др.). В более изысканных горизонтах эти элементы, окисляясь, выпадают из раствора с образованием их гидроокисей. Именно такая картина характерна для подзолистых и латеритных почв. Подробно с привлечением термодинамических методов вопросы миграции и осаждения элементов-гидролизатов в подзолистых почвах рассмотрены Е. Еррикссоном и В. Кунакасем (Erriksson and Khunakasem, 1968), а в латеритных Дж. Доором (D'Hoog, 1954), Р. Меньеном (Maignien, 1958) и нами (Шварцев, 1972, 1976).

Следовательно, эволюция состава воды в пределах почвенного горизонта претерпевает качественно новые изменения, которые не характерны для стадии ее атмосферного преобразования. И в этом важнейшая роль принадлежит биогенным элементам. Поэтому почвенную стадию эволюции состава подземных вод мы можем назвать *биогенной метаморфизацией*.

Таким образом, роль живой материи оказывается исключительно высокой и состоит в том, что она переводит элементы в подвижную форму, концентрирует их на поверхности земли и тем самым делает их доступными для атмосферных осадков. В этой связи вспомним замечательную работу Б. Б. Полянова, в которой он писал: «Я полагаю, что это (имеется в виду близость состава сухого остатка вод и золы растений — С. Ш.) является достаточно ярким доказательством того, что состав природных речных вод обусловливается не простыми абиотическими реакциями действия воды на минералы магматических пород, т. е. гидролизом и растворением, как это придумано в учебниках, а более сложным, хотя и более быстро текущим процессом извлечения элементов из минералов организмами и растворением в воде зольной части организмов при их минерализации» (Полянов, 1953, с. 61).

Итак, состав почвенных вод различен: от кислых до щелочных и от ультрапресных до соленых и определяется он общими

ландшафтно-геохимическими условиями. Поэтому подпочвенные водоносные горизонты получают воду различного химического состава. Однако имеются и общие черты, которые состоят в следующем: 1) любые, даже самые соленые почвенные воды термодинамически неравновесны с первичными алюмосиликатами (см. рис. 21); 2) почвенные воды содержат значительный резерв угольной кислоты либо в форме недиссоциированных молекул или продуктов ее диссоциации, либо в форме пока еще не окисленных органических соединений, способных в дальнейшем пополнить ее запасы.

Почвенные воды, проникая в подстилающие горные породы и растворяя последние, меняют свой состав. Минерализация таких вод определяется временем взаимодействия воды с горными породами, а состав — типом горных пород. В случае карбонатных пород формируются гидрокарбонатные кальциевые или кальциевомагниевые воды, при наличии гипсонасных отложений — сульфатные кальциевые (см. табл. 5) и т. д. Картина усложняется в случае алюмосиликатных пород, так как состав вод в этом случае определяется направленностью их выветривания, а последнее — характером геохимической среды.

Взаимодействие воды с первичными алюмосиликатами приводит к образованию щелочности, нейтрализуемой угольной кислотой, поэтому с глубиной резерв свободной угольной кислоты обычно уменьшается и pH вод возрастает (см. рис. 40). Однако степень роста щелочности вод зависит от многих факторов: резерва углекислоты, интенсивности водообмена, длины путей миграции воды в породе, типа вмещающих пород, направленности их преобразования и т. д. Поэтому в отдельных случаях относительно кислые воды сохраняются на значительных глубинах (тропики), в других — щелочные воды встречаются непосредственно у дневной поверхности, в зоне аэрации.

Подземные воды зоны активного водообмена в пределах алюмосиликатных пород непрерывно концентрируют в своем составе подвижные в конкретных геохимических условиях элементы и тем самым повышают свою соленость и щелочность. Последнее объясняет наблюдаемые факты роста минерализации и щелочности вод по мере увеличения их возраста, что, в частности, было подтверждено наблюдениями в процессе проходки туннеля Каппала (Eggikson, Khunakasem, 1968; рис. 47).

Рост значений pH вод приводит к уменьшению растворимости карбонатов и осаждению кальцита. С этого момента состав раствора контролируется не только глинами, но и карбонатами. А это, в свою очередь, приводит к относительному обогащению вод натрием, т. е. способствует образованию соды в растворе.

Как было показано выше (см. рис. 30), насыщение вод кальцитом наблюдается уже при минерализации 0,6—0,8 г/л. Следовательно, с этого момента и начинается накопление соды в растворе и продолжается оно до тех пор, пока не будет подав-

лено солями испарительной концентрации, т. е. при благоприятной геохимической обстановке до накопления в растворе солей в количестве 4 г/л и более (Базилевич, 1965). Такие условия характерны для зоны лесостепей и луговых степей, т. е. для зоны начального этапа континентального засоления, ускоряющих процесс сodoобразования.

Однако сodoобразование, как естественный этап эволюции состава вод, может происходить и без участия процессов континентального засоления, т. е. в более глубоких горизонтах зоны гипергенеза. Прекрасным примером этого является Кузбасс, в пределах которого, как нами было показано выше, на той или иной глубине происходит смена гидрокарбонатных кальциево-натриевых вод натриево-кальциевыми, т. е. наблюдается этап начального сodoобразования, которое с глубиной усиливается. В горно-складчатых областях содовыми являются азотно-термальные воды, формирование которых нами подробно рассмотрено в специальной работе (Шварцев, 1975₂).

Сodoобразование, как следствие глубокого и длительного взаимодействия воды с горными породами, в условиях активного водообмена не может развиваться по той простой причине, что раньше, чем наступит этап накопления соды, воды покидают горные породы, т. е. оказываются в областях разгрузки. Поэтому сodoобразование активно происходит только либо при наличии начальных стадий континентального засоления (лесостепные и прилегающие к ним области), либо при длительном нахождении воды в горных породах ниже местного базиса эрозии (артезианские бассейны и их склоны), либо при погружении инфильтрационных вод по зонам тектонических нарушений в глубокие части горно-складчатых областей (азотные термы).

Следовательно, в спорном вопросе о путях образования соды мы вслед за многими исследователями (Посохов, 1969; Базилевич, 1965) придерживаемся так называемой геологической гипотезы, согласно которой сода образуется при выветривании массивно-кристаллических и осадочных пород. Мы лишь добавляем к этому, что сода образуется не на всех этапах такого выветривания, а лишь тогда, когда создаются условия, благоприятные для осаждения из воды карбонатов. Естественно, что при этом разности горных пород, богатые натрием (граниты), благоприятствуют сodoобразованию, тогда как породы, богатые кальцием или магнием, замедляют, но полностью не исключают этот процесс.

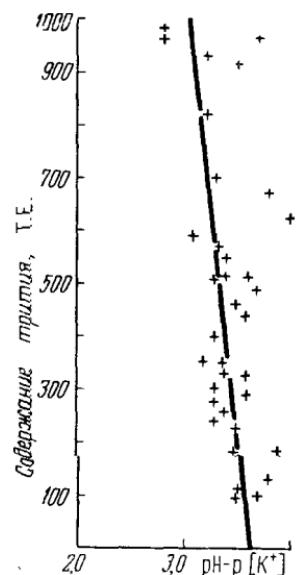


рис. 47. Зависимость между содержанием трития, калия и рН в подземных водах туннеля Каппала

Сodoобразование, таким образом является естественным следствием взаимодействия воды с алюмосиликатными горными породами и связано с определенной стадией эволюции этой системы, когда достигается насыщение воды относительно карбонатов. А это возможно только в условиях замедленного водообмена, повышенной минерализации вод и щелочного их характера.

Не останавливаясь на других гипотезах сodoобразования, подробно изложенных в работе Е. В. Посохова (1969), подчеркнем, что мы не исключаем и другие пути сodoобразования в природе, и в частности биохимический, связанный с восстановлением сульфатов при наличии органического вещества. Однако все они, по нашему глубокому убеждению, носят локальный характер и могут проявляться только при благоприятном сочетании определенных факторов. Выветривание же алюмосиликатов носит региональный характер и в этом его главное преимущество. Выпадение карбонатов в лесостепных и степных зонах также проявляется практически повсеместно.

Карбонатообразование, которое проявляется на определенной стадии эволюции системы вода — горная порода, отличается и той особенностью, что в твердую фазу связывается углекислый газ, выступающий в качестве нейтрализатора щелочности. Поэтому в водном растворе количество производных угольной кислоты постепенно уменьшается, что наряду с уменьшением объема воды в результате ее испарения или разложения (в условиях закрытой системы) приводит к относительному накоплению в растворе сульфатов и хлоридов. А это ведет к принципиальному изменению состава вод, мало связанному с преобразованием состава вмещающих пород, а только с их засолением.

Поэтому этап формирования химического состава воды в результате их взаимодействия с вмещающими породами при отсутствии явлений интенсивного испарения, когда состав воды остается гидрокарбонатным, можно назвать *литогенным этапом* метаморфизации воды, подразделив его на два подэтапа: силикатно-глинистый (до стадии садки карбонатов) и карбонатный (с момента садки карбонатов).

Испарительный этап формирования химического состава подземных вод изучен довольно хорошо, и вряд ли необходимо его детально рассматривать. Поэтому мы лишь отметим, что он также может быть подразделен на два подэтапа: сульфатный и хлоридный, каждый из которых отвечает определенной стадии эволюции состава вод: сульфатному этапу соответствуют условия формирования сульфатных вод, а хлоридному — хлоридных. Следует также подчеркнуть, что испарительная концентрация в природных условиях происходит при постоянном движении подземных вод и их взаимодействии с вмещающими горными породами. Этим определяется довольно большое разнообразие состава вод континентального засоления.

И еще одно замечание нам хотелось бы сделать. Обычно среди солей, которые выпадают из раствора в процессе испаритель-

ной концентрации, называют карбонаты, сульфаты и хлориды, забывая, что подземные воды содержат и такие элементы, как кремний и алюминий, которые в процессе концентрирования выпадают из раствора с образованием глинистых минералов, представленных чаще всего монтмориллонитом. Поэтому глины и в слу-

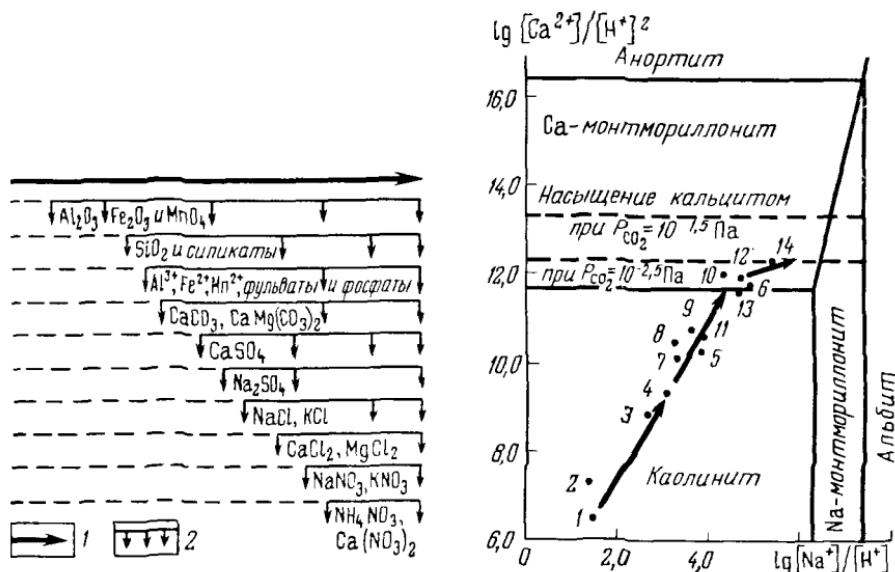


Рис. 48. Схема водной испарительной дифференциации продуктов выветривания и почвообразования (Конда, 1973).

1 — направление стока и возрастающего испарения; 2 — насыщение раствора и садка компонентов

Рис. 49. Система $\text{HCl}-\text{H}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{CO}_2-\text{SiO}_2$ при 25°C и $\lg[\text{H}_4\text{SiO}_4] = -3.5$ с на-несением данных по составу подземных вод различных ландшафтных зон.

Стрелкой показано направление эволюции состава воды. (Условные обозначения см. на рис. 41)

чае процессов континентального засоления играют важную роль в формировании химического состава подземных вод (рис. 48).

Общая схема эволюции состава подземных вод по мере увеличения их общей солености, начиная с момента выпадения атмосферных осадков, хорошо прослеживается на рис. 49. Как видно из этого рисунка, на первых стадиях эволюции состава вод рост в них содержаний кальция превышает рост натрия (угол наклона линии, отражающей путь формирования состава воды, меньше с осью ординат, чем абсцисс). И только после достижения равновесия воды с карбонатами характер накопления элементов в растворе меняется в сторону резкого усиления роли натрия. Соответственно резко меняется и характер наклона прямой линии, отражающей путь формирования состава воды. Существование карбонатного барьера на пути прямой метаморфизации воды сказывается и в условиях испарительной концентрации. Поэтому и среди этого типа вод не встречаются их кальциевые разности.

Таким образом, подземные воды в своем развитии могут проходить четыре этапа формирования их химического состава: атмогенный, биогенный, литогенный и испарительный. Первые три этапа, за редким исключением, характерны для всех вод: только в отдельных случаях может выпасть биогенный этап (участки, где отсутствуют почвы и растительность) или литогенный (воды отдельных почвенных горизонтов и верховых болот). Четвертый этап характерен только для вод континентального засоления. На каждом из этих этапов метаморфизации воды имеются химические соединения, которые ограничивают возможность накопления в растворе тех или иных химических элементов. При этом по мере роста степени метаморфизации воды количество барьеров, ограничивающих водную миграцию элементов, возрастает. Соответственно уменьшается количество накапливающихся в растворе элементов. Этим самым ограничивается способность раствора к изменению своего состава (уменьшается степень свободы системы) и соответственно он становится однотипным хлоридно-натриевым. Следовательно, *по мере увеличения общей минерализации воды пропорционально уменьшается многообразие ее состава*. Способность отдельных элементов к комплексообразованию в природных условиях не меняет сделанного вывода, так как оно только несколько расширяет поле устойчивости отдельных соединений в растворе, но не уничтожает механизма перехода их в твердую фазу.

Перечисленные четыре этапа эволюции состава вод контролируют не только их химический, но и газовый состав. Особенно велика роль биогенного этапа, в течение которого расходуется в реакциях окисления атмосферный кислород, образуются CO_2 , реже CH_4 и еще реже в условиях зоны гипергенеза — H_2S . На третьем этапе углекислый газ принимает участие в выветривании алюмосиликатов, тогда как азот почти без изменений остается в водах.

Среди соединений, ограничивающих степень свободы раствора на первых этапах метаморфизации воды, особая роль принадлежит глинам, которые в силу многообразия своего состава и практически повсеместного распространения их в зоне гипергенеза оказывают особое влияние на состав подземных вод. В пределах алюмосиликатных пород зоны гипергенеза подавляющей части территории с гумидным климатом глины контролируют состав вод. Это положение в гидрогеологии прежде не учитывалось и поэтому среди соединений, ограничивающих накопление элементов в растворе, обычно назывались только карбонаты, сульфаты и хлориды. Роль глин обычно сводилась только к процессам катионного обмена, значение которых, по нашему мнению, преувеличивалось.

В этой связи уместно напомнить, что еще в 1946 г. В. А. Ковда ввел понятие об ареале аккумуляции, включающем территорию, «охватывающую совокупность ландшафтов и природных областей, где происходит образование однотипных вторичных почвенных соединений, их перемещение, осаждение и накопление в

почвах, грунтовых водах и коре выветривания» (Ковда, 1973, кн. I, с. 175). Выделенные им ареалы приведены в табл. 85.

Таблица 85

Ареалы аккумуляции продуктов выветривания и почвообразования на суше (Ковда, 1973)

Ареал	Соединение	Область аккумуляции
Весьма широкий	R_2O_3 , SiO_2	Элювий, делювий, пролювий, пойменный и дельтовый аллювий, конечные водоемы
Умеренно широкий	$CaMg(CO_3)_2$ $CaCO_3$, $CaSO_4$	Делювий, пролювий, пойменный и дельтовый аллювий, низменности, конечные водоемы
Узкий	Na_2SO_4 , $MgSO_4$ $NaCl$, Na_2CO_3	Пойменный и дельтовый аллювий, низменности, конечные водоемы
Весьма узкий	$NaNO_3$, KNO_3 $CaCl_2$, $MgCl_2$	Центральные, наиболее сухие части измененности и пустынь

Как видно из табл. 85, наиболее широкий ареал аккумуляции вторичных соединений имеют окислы малоподвижных элементов и продукты их взаимодействия, т. е. глины. По этому поводу В. А. Ковда пишет: «Образуясь в результате выветривания, почвообразования и жизнедеятельности организмов, эти соединения вместе с тем отличаются сравнительно низкой растворимостью и потому практически повсеместно мигрируют в природных водах в форме насыщенных растворов, гидрозолей или тонких суспензий. Поэтому они легко выпадают в осадок на месте и вблизи мест их образования. В то же время, мигрируя в форме насыщенных растворов, они в слабой, но заметной форме участвуют в процессах аккумуляции во всех природных зонах, где происходит хотя бы частичное сезонное испарение природных вод» (там же, с. 175). Нам остается только добавить: и там, где испарения практически нет, но имеется процесс взаимодействия воды с горными породами.

§ 4. НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ЭВОЛЮЦИИ ФАКТОРОВ ГИПЕРГЕНЕЗА В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ

Среди рассмотренных основных факторов эволюции состава подземных вод и продуктов выветривания особая роль принадлежит биогенному, определяющему уровню, с которого начинается взаимодействие воды с горными породами и благодаря которому этот уровень оказывается разным в различных ландшафтных зонах и даже отдельных геоморфологических элементах одного ре-

тиона. Все это приводит к многообразию кор выветривания и ассоциирующих с ними вод. В этой связи возникает вопрос: возможно ли многообразие гипергенных процессов в абиогенных условиях их развития.

Разобраться в этой проблеме нам помогает рис. 46, из которого следует, что кроме биологической продуктивности ландшафта, среди определяющих факторов гипергенеза важную роль играет интенсивность водообмена, которая не могла быть одинаковой и на абиогенном этапе развития Земли, так как поток солнечной энергии на разных широтах оставался неодинаковым. Значит с самых первых моментов появления свободной воды на Земле в силу неодинаковой степени ее испарения в разных широтах и различия в рельефе местности на разных участках формировался различный водообмен. Это приводило к неодинаковому времени взаимодействия воды с горными породами, следовательно, различному обогащению вод химическими элементами*, созданию разнообразной геохимической обстановки и соответственно продуктов выветривания. Следует подчеркнуть, что и в добиогенный этап развития гипергенных процессов должна была сохраняться неравновесность воды с горными породами, так как, по мнению большинства исследователей, содержание углекислого газа в ту эпоху значительно превосходило современный его уровень. Если к этому добавить, что температура на земной поверхности в предбиогенный этап развития Земли не могла существенно отличаться от современных значений, то становится понятным, что и в абиогенных условиях основные черты выветривания горных пород сохранялись.

Следовательно, мы приходим к выводу, что до того, как жизнь появилась на материках, здесь уже существовали коры выветривания и протекали процессы гипергенеза в основных своих чертах, не отличающиеся от современных. Если это так, то становится очевидным, что жизнь распространялась на континентах уже в условиях определенной геохимической среды, характеризующейся недостатком или избытком тех или иных химических элементов и соответственно приспособливаясь к этим конкретным условиям.

Появление жизни привело к созданию почвенного покрова, который также унаследовал влияние конкретной обстановки, т. е. характера водообмена, геохимической среды, состава вод, продуктов выветривания и растительности, направленности преобразования последней. Поэтому в тропиках, где водообмен особенно активен и выветривание горных пород сопровождается их латеритизацией, сформировались латеритные почвы, бедные кремнеземом и близкие по составу к продуктам выветривания. Наоборот, в условиях замедленного водообмена, где развиты процессы содообразования, сформировались содовые солонцы и растения с отчетливо выраженным чертами галофитизма: астра солончаковая,

* Кроме водообмена сказывалось также влияние различий в составе горных пород и температуры.

подорожник солончаковый и т. д. (Базилевич, 1965). Аналогичные взаимосвязи между типом выветривания, составом вод, почв и растений устанавливаются и в других ландшафтах.

Следовательно, между составом основных компонентов ландшафта (водой, почвами, продуктами выветривания, растениями) существует определенная зависимость, состоящая в том, что в той или иной мере все компоненты ландшафта одновременно обогащены или обеднены одними и теми же химическими элементами. Так, в условиях латеритизации горных пород воды, почвы, продукты выветривания и растения обеднены кремнеземом, в условиях содового засоления — все те же компоненты ландшафта обогащены содой, в условиях континентального засоления — солями, в условиях карбонатных пород — кальцием и т. д. С этими особенностями связано и формирование биогеохимических провинций. Естественно, что отмеченная зависимость не носит и не может носить линейного характера, так как каждый компонент ландшафта концентрирует элементы по своим собственным законам, но обогащенность среды тем или иным элементом сказывается в той или иной мере на составе любого из них.

Одновременное концентрирование элементов в различных составляющих ландшафта надо понимать как региональную исторически сложившуюся закономерность, которая может иметь и исключения в силу тех или иных причин локального значения. Эта закономерность характеризует степень приспособленности компонентов ландшафта к существующей среде, которая исторически обусловлена определенным типом водообмена. Нельзя поэтому считать, как это делают многие исследователи, что если, например, латериты содержат мало кремнезема, то его должно быть много в подземных водах. Кстати, именно это ошибочное положение до сих пор тормозит правильное установление геохимической среды их образования (Шварцев, 1976₄). Фактически наблюдается как раз обратное соотношение: чем меньше кремнезема в водах, тем меньше его в продуктах выветривания и почвах и, наоборот, чем больше его в водах, тем больше в продуктах выветривания и почвах. Последнее характерно, например, для содового выветривания. Точно так же нельзя искать причины образования соды в почвах за счет подземных вод или за счет растений с повышенным содержанием натрия, что нередко встречается в литературе. Ведь в таком случае проблема остается нерешенной, так как источники соды в водах и натрия в растениях все равно остаются невыясненными.

Чтобы правильно понять причины концентрирования тех или иных элементов в том или ином компоненте ландшафта, необходимо разобраться в причинах формирования среды. Для решения этого вопроса необходимо выяснить условия водообмена, затем биологическую продуктивность ландшафта, направленность преобразования органического вещества и т. д. (см. рис. 46). Только в этом случае можно правильно понять те механизмы, которые контролируют накопление элемента в составляющих ланд-

шахта. Тем самым мы и подошли к ответу на вопрос о причинах латеритизации горных пород на ограниченных территориях. Все дело прежде всего в водообмене: нужен такой водообмен, который в сочетании с другими локальными факторами обеспечивал бы низкие концентрации кремнезема в растворе, не приводящие к образованию глинистых минералов. В этом случае формируются и латеритные почвы, которые также являются продуктом определенной среды. Несоответствие типа выветривания и типа почв, так же как и состава вод, говорит о разном времени их образования в различных геохимических средах. При изменении среды образованные ранее вторичные продукты начинают разрушаться, но для этого часто нужен длительный отрезок времени. Поэтому в случае разновозрастности отдельных компонентов ландшафта сопряженные связи между ними могут отсутствовать или приобрести новые черты.

Следовательно, формирование подземных вод, кор выветривания и т. д. нельзя понять без анализа исторически сложившихся условий в том или ином регионе в течение определенного геологического отрезка времени. Поэтому пути формирования даже инфильтрационных современных вод, а следовательно, и всех гипергенных процессов нельзя до конца раскрыть без анализа палеоландшафтных, палеогидрогеологических, палеогеохимических и других условий. Полная картина может быть раскрыта лишь в том случае, если будет выяснена роль всех систем, которые исторически возникли в конкретных условиях. Как правило, применительно к подземным водам такими системами являются: 1) вода — первичные алюмосиликаты; 2) вода — вторичные алюмосиликаты (глины); 3) вода — органическое вещество (почва); 4) вода — газ; 5) вода — карбонаты; 6) вода — соли и т. д. В каждом конкретном случае необходимо количественно оценить вклад каждой из этих систем в формирование состава вод, а для этого оценить масштабы и направленность их эволюции во времени.

§ 5. ВЗАИМОСВЯЗЬ СОСТАВА ВОДЫ И ОСНОВНЫХ ФАКТОРОВ, ЕГО КОНТРОЛИРУЮЩИХ

Соотношение между составом воды и основными факторами, его контролирующими (водообменом, типом горных пород и характером их выветривания, направленностью преобразования органического вещества, геохимической обстановкой, классами водной миграции и т. д.), показано в табл. 86, которую можно рассматривать в качестве своеобразного итога всей нашей работы. В этой таблице обобщен фактический материал, изложенный в работе, который хорошо укладывается в разработанную нами схему соподчиненности факторов, контролирующих состав подземных вод. Кроме того, показано насколько разнообразен качественный и количественный состав вод, формирующихся в пределах алюмосиликатов, как он связан с характером геохимической среды и типом выветривания пород. Четко прослеживается

взаимосвязь преобразования трех основных составляющих ландшафта: органического вещества, горных пород и подземных вод, а также, хотя и менее четко, прослеживается участие газовой фазы (O_2 , CO_2). Следовательно, здесь видна взаимосвязь и взаимообусловленность четырех компонентов земной коры: газов, живого вещества, горных пород и воды — взаимосвязь, которая впервые была обоснована В. И. Вернадским (1960).

Анализ приведенной табл. 86 показывает, что наиболее пресные и наиболее кислые воды формируются в двух случаях: 1) на участках наиболее интенсивного промывания в сочетании с высокой степенью минерализации органического вещества (влажные саваны) и 2) в условиях крайне замедленного водообмена и малой степени минерализации органического вещества (верховые болота лесной зоны). Так, совершенно различные природные условия приводят, казалось бы, к формированию одинакового типа подземных вод. Но, во-первых, и тот и другой тип вод мало связан с подстилающими породами и, во-вторых, геохимически это воды совершенно разные; механизм их формирования тоже разный.

В самом деле, воды влажных саванн маломинерализованы, так как крайне интенсивный водообмен быстро выводит их из контакта с горными породами, а воды верховых болот — так как лишены вообще контакта с породами. Там, где такой контакт имеется, минерализация болотных вод растет, а их кислотность падает (низинные болота). Интенсивный водообмен в тропиках обеспечивает постоянный и обильный приток кислорода, что определяет высокую степень минерализации органического вещества. Этому же способствует и высокая среднегодовая температура, а также наличие длительных сухих сезонов в течение года, по времени совпадающих с наиболее обильным листопадом. Застойный режим болот и соответственно недостаток кислорода приводят к тому, что органические вещества здесь не минерализуются, а постепенно трансформируются в торф с частичным образованием растворимых органических кислот преимущественно фульватного типа. Поэтому природа кислотности болотных вод и вод влажных саванн является принципиально различной. Естественно, что различными оказываются и окислительно-восстановительные условия в рассматриваемых типах вод (окислительные — в тропиках и глеевые — в болотах). Вот почему эти воды образуют два различных класса водной миграции, с одним из которых (углекислым) связано образование бокситов, а с другим (кислым глеевым) — нет. Соответственно и в табл. 86 эти воды занимают совершенно различное положение.

Отмеченные особенности подземных вод влажных саванн в той или иной мере характерны для всех ландшафтных зон влажных тропиков. Отличия их обусловлены лишь различной степенью водообмена и продолжительностью сухого сезона. По мере смены ландшафтов влажных саванн влажными тропическими лесами происходит некоторое уменьшение интенсивности водообмена, обуслов-

Соотношение между составом подземных вод, типом преобразования органического вещества

Тип горных пород	Характер водообмена q , л/с·км ²	Характерная направленность преобразования органики	Геохимическая обстановка		Геохимические процессы выветривания	Классы водной миграции
			Eh	pH		
Алюмосиликаты	Весьма интенсивный $q > 10$	Минерализация	Окислительная	Кислая	Латеритизация	Углекислый
		Минерализация		Слабокислая	Моносиаллитизация	Слабокислый
	Интенсивный $q = 2-10$	Гумификация	Нейтральная	Гидрослюдизация	Нейтральный	Нейтральный
				Слабощелочная	Монтмориллонитизация	Слабощелочная
	Малоинтенсивный $q = 0,5-2,0$	Растворение и гумификация	Глеевая	Слабокислая	Подзолобразование	Слабокислый глеевый
		Слабое разложение и накопление		Кислая	Торфонакопление	Кислый глеевый
	Испарение преобладает над осадками	Гумификация и соединение с минеральной частью почвы	Щелочная	Карбонатобразование	Содовый и глеево-содовый	
		Испарительный $q < 0,5$				
		Окислительная и глеевая	Слабощелочная	Сульфатное засоление	Сланеносный	Слабощелочной Глеево-слабощелочной
				Хлоридное засоление		

Таблица 86

выветривания горных пород, направленностью и некоторыми другими факторами

Геохимические особенности подземных вод						
Тип вод	pH	SiO ₂ , мг/л	Общая минерализация, г/л	Химический состав		Характерные ландшафты
				анионный	катионный	
Выщелачивания	4,0—5,8	3,0—12,0	<0,1	Гидрокарбонатно-кремнистый	Определяется составом водовмещающих пород	Влажные саванны
	5,5—6,8	8,0—20	0,1—0,25			Тропические и субтропические леса
	6,6—7,3	8,0—20	0,05—0,26	Гидрокарбонатный	Преимущественно кальциево-натриевый	Леса северной части бореального пояса
	7,2—7,5	15—25	0,25—0,8			Леса и лесостепи южной части бореального пояса, сухие саваны
	4,5—6,5	5,0—20	0,05—0,2	Гидрокарбонатно-кремниево-фульфатный	Определяется составом водовмещающих пород	Лесные и мерзлотно-таежные
	4,2—5,8	3,0—9,0	0,01—0,06	Фульфатно-кремниевый	Различный, включая Fe и Al	Болота лесной зоны
Континентального засоления	7,4—8,8	20—80	0,6—4,0	Гидрокарбонатный	Натриевый	Лесостепи тропические степи
	7,2—8,0	15—50	1,0—8,0	Сульфатный	То же	Разнообразные степи
	7,5—8,2	—	>5,0	Хлоридный	—	Сухие степи, полупустыни и пустыни

Тип горных пород	Характер водообмена q , л·с·км ⁻²	Характерная направленность преобразования органики	Геохимическая обстановка		Геохимические процессы выветривания	Классы водной миграции
			Eh	pH		
Хлориды Сульфаты Карбонаты	Различный в условиях преобладания осадков над испарением	Различная в зависимости от климатической зоны	Слабошелочная Окислительная и глеевая	Конгруэнтие растворение	Кальциевый Сульфатно-кальциевый Хлоридно-натриевый	

П р и м е ч а и е . q — модуль подземного стока.

ленное наличием густой растительности, затрудняющей сток. Увеличивающееся при этом время соприкосновения воды с горными породами приводит к повышению их общей минерализации, некоторому уменьшению кислотности, связанному с этим образованию среди продуктов выветривания каолинита, а значит и меньшему выносу кремнезема, большая часть которого связывается в этом случае каолинитом. Одновременно уменьшающаяся в условиях влажных лесов продолжительность сухого сезона и обилие влаги приводит к постоянно высокой влажности под кронами деревьев, что сказывается на характере преобразования органического вещества, которое здесь не только минерализуется, но и, гумифицируясь, образует водорастворимые кислоты. Роль последних в воде тем больше, чем более влажными являются почвы и чем меньше водообмен при высокой, естественно, биологической продуктивности ландшафта.

Образование органических кислот способствует понижению pH и Eh подземных вод, а следовательно, и большей подвижности элементов-гидролизатов, которые поэтому более активно выносятся из профиля выветривания, обогащая подземные воды. Крайнее выражение этих процессов имеет место в заболоченных районах тропических областей, характеризующихся минимальным для этих условий стоком. Следовательно, во влажных тропических условиях формирование химического состава подземных вод происходит при крайне интенсивном водообмене на фоне высокой степени минерализации и растворения органического вещества.

Геохимические особенности подземных вод					Характерные ландшафты	
Тип вод	рН	SiO ₂ , мг/л	Общая минерализация, г/л	Химический состав		
				анионный	катионный	
Выщелачивания	7,2—7,8	5—10	0,1—0,5	Гидрокарбонатный	Кальциевомагниевый	Различные
	7,2—7,5	—	0,5—3,0	Сульфатный	Кальциевый	То же
	7,2—7,5	—	до 300	Хлоридный	Натриевый	" "

Все это способствует формированию маломинерализованных и довольно кислых подземных вод, состав которых почти соответствует составу подстилающих коренных пород. Отсутствие в профиле выветривания глин, связывающих основные катионы, включая калий, обеспечивает их высокую миграционную способность. В то же время железо, алюминий и частично кремний аккумулируются в коре выветривания (особенно в условиях саванн), образуя латериты.

Иные условия характерны для сухих тропических областей, представленных сухими саваннами и степями. В этих условиях уменьшение количества осадков и увеличение испарения приводят к уменьшению модуля подземного стока, а значит и увеличению солености подземных вод. При этом несмотря на высокую степень минерализации органического вещества, чему способствуют длительные сухие сезоны и высокие температуры, подземные воды переходят в разряд слабощелочных и щелочных. Это приводит к изменению характера взаимодействия воды с горными породами, что выражается в образовании продуктов выветривания не латеритного, а бисналлитного типа, связывающих не только алюминий, железо, кремний, но и частично подвижные катионы и, прежде всего, калий и магний, а значит способствующих относительному накоплению в растворе кальция и натрия. Поэтому в этих условиях катионный состав вод менее тесно (по сравнению с влажными тропиками) связан с составом подстилающих пород. Среди анионов преобладает HCO_3^- (при отсутствии про-

цессов засоления), а в целом состав вод преимущественно гидрокарбонатный кальциево-натриевый. Несмотря на повышенную щелочность, воды сухих тропиков при одной и той же минерализации являются более кислыми, чем воды умеренных широт (см. рис. 29), что обусловлено более высокой степенью минерализации органического вещества в тропических условиях.

Воды северных широт и особенно провинции многолетнемерзлых пород более похожи на болотные воды. Это обусловлено низкими среднегодовыми температурами, наличием многолетней мерзлоты, выпадением значительной части осадков в твердой форме (снег), тесной связью вод с почвенным горизонтом и относительно небольшим водообменом. Слабый подземный сток в условиях малорасчлененного рельефа приводит к заболачиваемости территории со всеми вытекающими отсюда последствиями. Но даже если рельеф относительно расчленен и заболачиваемость не развивается, то и в этом случае таяние мерзлых пород приводит к высокой обводненности деятельного слоя. Последнему способствует и слабая проникаемость мерзлых пород, препятствующая проникновению атмосферных осадков, движение которых поэтому происходит вдоль склонов и тесно связано с почвами, а значит и обогащением биогенными элементами.

Постоянная влажность деятельного слоя, а также низкие температуры чрезвычайно ослабляют степень минерализации и гумификации органического вещества, но способствуют частичному его преобразованию и растворению в виде органических и особенно фульвокислот, которые поддерживают относительно низкие значения рН вод на всех водораздельных участках. И только в нижних частях склонов и долинах, куда воды поступают уже частично насыщенными литогенными элементами, рН вод возрастает вплоть до слабощелочных. Однако в силу того, что пути движения воды в горных породах остаются короткими (от местного водораздела до первого ручья) в целом минерализация вод остается невысокой, а щелочность низкой. Исключение составляют участки таликов (сквозных или надмерзлотных), в пределах которых пути движения вод среди горных пород резко возрастают и это приводит к довольно резкому повышению их щелочности (рН 7,8—8,0) и минерализации.

Следовательно, состав вод в северных районах сильно зависит от расчлененности рельефа, степени заболоченности территории, а также времени соприкосновения воды с горными породами: чем дольше это соприкосновение, тем выше минерализация воды. На фоне относительно невысоких парциальных давлений углекислого газа это быстро приводит к повышению щелочности раствора.

В этих условиях слабокислый характер среды и повышенное содержание биогенных элементов в растворе приводят к формированию продуктов выветривания, богатых гидрослюдами, аморфными гидроокислами железа и даже аморфным кремнеземом. Поэтому состав рассматриваемых вод в пределах алюмосиликатных пород чаще всего является гидрокарбонатно-фульвокислот-

ным кальциево-магниевым с несколько повышенным (относительно) содержанием кремнезема, а на участках затрудненного водообмена — железа, марганца и других элементов-гидролизатов. Повышенная минерализация вод вплоть до явлений континентального засоления в пределах провинции мерзлых пород возможна только в условиях дефицита осадков, что наблюдается, например, в Центральной Якутии, некоторых районах Забайкалья и других местах.

Таким образом, одни и те же явления выщелачивания подземными водами горных пород в северных и тропических районах совершаются как бы на разном уровне, обусловленном различной кислотностью вод. А это приводит к различному характеру взаимодействия воды с горными породами в этих двух случаях, следовательно, разному типу продуктов выветривания, а значит и составу самих вод.

Иные условия характерны для горных областей. Казалось бы, высокогорные условия аналогичны северным районам, так как и здесь и там господствуют низкие температуры, встречаются мерзлые породы, короткое холодное лето и т. д. Однако низкоминерализованные воды даже высокогорных областей являются нейтральными или даже слабощелочными. Все это говорит о еще меньшем относительно северных районов нейтрализующем влиянии в этих условиях органических веществ. Это вполне закономерно, потому что в высокогорных областях биологическая продуктивность ландшафта значительно меньше. Кроме того, даже опад не успевает химически разлагаться, так как подвергается механической эрозии. Отсюда слабое развитие почв в горных районах. Поэтому практически с первых моментов соприкосновения атмосферных осадков с горными породами, несмотря на активный водообмен, подземные воды, даже маломинерализованные, являются нейтральными или слабощелочными.

По мере уменьшения абсолютных отметок местности нейтрализующая роль органического вещества усиливается, но одновременно уменьшающийся водообмен приводит к повышению минерализации и щелочности. Поэтому рН подземных вод не только не уменьшается, но возрастает. Довольно активный водообмен горных областей и отсутствие органики в большом количестве приводят к формированию окислительной геохимической обстановки, неблагоприятной для миграции элементов-гидролизатов, которые выпадают из раствора и являются достоянием механической эрозии.

Щелочные воды горных областей определяют развитие глинистых продуктов выветривания, а следовательно, и малую зависимость катионного состава вод от состава водовмещающих пород. Низкое содержание в растворе органических веществ делает их богатыми кислородом, чистыми и обладающими высокими питьевыми качествами. Сумма солей в растворе полностью контролируется интенсивностью водообмена.

Подземные воды умеренных широт, как было показано в работе, являются крайне разнообразными, но и здесь их разнообразие хорошо укладывается в рамки развивающихся нами положений. Так, подземные воды лесной зоны являются слабокислыми, а в пределах почвенных горизонтов и особенно лесной подстилки даже кислыми. При этом их кислотность обусловлена как угольной, так и органическими кислотами. Образование последних способствует высокая биологическая продуктивность лесных ландшафтов, высокая влажность почв и довольно слабый водообмен. Такие условия способствуют выносу не только подвижных элементов, но и малоподвижных и, в частности, полуторных окислов. Кислые воды содержат в значительных количествах биогенные элементы. В подпочвенных горизонтах в случае низкого стояния уровня грунтовых вод часть малоподвижных элементов выпадает в виде гидроокислов, а кремний и алюминий, кроме того, связываются формирующими глинами, начиная с почвенного горизонта.

Далее, попадая в горные породы, подземные воды в силу низкого водообмена относительно быстро обогащаются литогенными элементами и повышают свою щелочность, что способствует формированию гидрокарбонатного кальциево-натриевого их состава. В том случае, если по тем или иным причинам контакт воды с породой оказывается кратковременным, раствор остается слабокислым и маломинерализованным.

При смене лесных ландшафтов лесостепными и степными происходит неуклонное уменьшение интенсивности водообмена и увеличение испарительной концентрации солей. Поэтому в этих условиях, начиная с первых моментов соприкосновения атмосферных осадков с почвами, они характеризуются повышенной минерализацией и щелочностью. В дальнейшем в процессе их взаимодействия с горными породами щелочность и минерализация вод возрастают еще больше. Следствием этого является насыщение раствора относительно карбоната кальция и осаждение последнего в форме кальцита. Одновременно алюминий, большая часть кремния, калия и частично магния связываются образующимися глинами, состоящими в основном из монтмориллонита, а натрий продолжает накапливаться в растворе. Поэтому эволюция состава вод заключается в постепенной смене кальциево-магниевой их разности натриево-кальциевой, а затем и частично натриевой, т. е. формируются содовые воды. Последние характерны для лесостепной и степной зон умеренного пояса, а также сухих районов тропического пояса и формируются на границе смены вод выше-лачивания водами континентального засоления.

В еще более сухих условиях (сухие степи, полупустыни и пустыни) увеличивающаяся интенсивность испарения уменьшает время соприкосновения воды с породой, что приводит к резкому сокращению доли литогенной составляющей в растворе и соответственно увеличению доли атмосферной составляющей. При этом в процессе испарительной концентрации алюминий, кремний,

калий и частично магний связываются глинами, кальций и частично CO_2 — карбонатами, часть углекислоты улетучивается в воздух, а в растворе остаются сульфаты и хлориды натрия, частично магния и кальция. В дальнейшем, если испарение продолжается, то сульфаты кальция выпадают в виде гипса, а в растворе концентрируются хлориды натрия и частично магния. Необходимо учитывать и то, что испарительная концентрация в природе происходит не в замкнутом сосуде, а в процессе движения в горных породах. Поэтому, во-первых, часть химических элементов непрерывно поступает в раствор из вмещающих пород и, во-вторых, выпадающие из раствора соли и сам раствор разделяются. Последнее особенно характерно для расчлененного рельефа. Все это приводит к большому разнообразию и пестрой картине в распределении отдельных химических типов воды по площади в условиях аридного климата.

Таким образом, в пределах одних и тех же силикатных пород в зависимости от конкретных природных условий формируются различные по составу подземные воды (см. табл. 86). Следовательно, дело не в том, что алюмосиликатные породы являются малорастворимыми, а в том, что система вода — первичные алюмосиликаты является ненасыщенной, чутко реагирует на изменение внешних условий и в зависимости от последних меняет характер своего взаимодействия.

Иное дело, когда водовмещающими являются не алюмосиликатные породы, а химические или биогенные осадки (карбонаты, сульфаты, хлориды и т. д.). Повышенная и высокая их растворимость приводят к быстрому обогащению воды соответствующими химическими элементами, и поэтому состав раствора в этом случае мало зависит от других природных факторов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Система вода — горные породы в пределах зоны гипергенеза носит неравновесно-равновесный характер: вода неравновесна с первичными алюмосиликатами, но в большинстве случаев равновесна с продуктами их химического разрушения, включая гидроокислы, окислы, глины, карбонаты.

2. В природных условиях вода непрерывно разрушает первичные алюмосиликаты, концентрирует в растворе подвижные в конкретных условиях элементы и связывает в твердую фазу мало-подвижные. Поэтому количество катионов в подземных водах выщелачивания определяется временем нахождения воды в породе, а их состав — направленностью преобразования породы. Более того, состав катионов в растворе есть разность между составом первичной породы и продуктами ее химической переработки.

3. Образуемая при выветривании алюмосиликатов щелочность нейтрализуется угольной и различными органическими кислотами, которые поэтому выступают основным геохимическим барьером на пути установления равновесия воды с породой и формируют анионный состав воды. Последний поэтому в пределах алюмосиликатов определяется не типом водовмещающих пород, а имеет гидрогенно-биогенную природу.

4. Характер геохимической обстановки определяется соотношением масштабов выветривания горных пород и разрушения (растворения и минерализации) органического вещества. Если масштабы образования органических кислот превышают масштабы образования при выветривании щелочности, реакция среды остается слабокислой, если это соотношение является обратным — слабощелочной или щелочной.

5. Воды по составу являются гетерогенными, так как включают химические элементы, заимствованные из атмосферы, биосфера, литосфера и продуктов разложения воды. Соотношение между этими составляющими зависит от стадии эволюции химического состава, среди которых можно выделить четыре этапа: атмосферный, биогенный, литогенный и испарительный.

6. Каждый из выделенных этапов эволюции состава воды контролируется теми или иными химическими соединениями (гидроокислами, глинами, карбонатами, сульфатами и т. д.), которые ограничивают накопление тех или иных химических элементов в растворе. Поэтому по мере увеличения степени минерализации воды число накапливающихся в растворе элементов неуклонно уменьшается, а характер взаимодействия воды с породой изменяется. Состав продуктов гидролиза алюмосиликатов определяется исходным составом водного раствора, поступающего к контакту породы.

7. Содовые растворы формируются на определенной стадии взаимодействия воды с горными породами, когда создаются условия для осаждения карбонатов, которые также выступают в качестве своеобразного барьера, препятствующего установлению равновесия воды с горными породами.

8. Основные факторы, контролирующие состав подземных вод, соподчинены в той последовательности, как это показано на рис. 46. Поэтому влияние горных пород, климата и рельефа на состав вод оказывается не прямым, а передается через интенсивность водообмена, биологическую продуктивность ландшафта, направленность преобразования органического вещества, характер геохимической обстановки и направленность выветривания горных пород.

9. В работе приводятся средние (кларковые) содержания химических элементов в водах, анализируются закономерности их распространения, миграционная способность, взаимосвязь состава вод и продуктов выветривания, анализируются данные по модулю подземного химического выноса и отдельным его составляющим, обсуждаются проблемы гидрохимии процессов выветривания и т. д.

Изложенные в работе материалы показывают, что система вода — алюмосиликатные горные породы в силу своей неравновесности является одной из наиболее реакционноспособных и поэтому крайне интересных в общегеологическом смысле. Изучение этой системы дает возможность ответить на многие спорные вопросы, связанные с формированием химического состава глубоких (артезианских) вод, термальных вод горно-складчатых сооружений и вулканических областей, направленностью преобразования горных пород на стадиях выветривания, седиментации, диагенеза и катагенеза, полнее раскрыть сущность эпигенетических процессов и подойти с новых позиций к проблеме формирования рудообразующих растворов в земной коре. Наконец, выявленные нами закономерности взаимодействия воды с горными породами позволяют более целеустремленно изучать направленность изменения состава вод во времени, что необходимо при решении таких важных вопросов, как прогнозирование изменения состава вод при длительной эксплуатации их месторождений, захоронение промышленных стоков, охрана природной среды и т. д. Все это заставляет рассматривать данную работу только как начало больших и важных исследований, которые должны привести к решению многих геологических проблем.

Очередные задачи исследований заключаются во всестороннем изучении системы подземные воды — CO_2 — алюмосиликаты и ее геологической роли в более глубоких частях земной коры применительно к гидротермальным, диагенетическим, катагенетическим, метаморфическим и другим условиям. Представляется, что такое систематическое и целенаправленное изучение — важная очередная задача всей геологии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Адылов Б. Б.* Опыт применения гидрохимического метода поисков полиметаллов в юго-западных отрогах Гиссара. — «Гидрогеол. и инж. геол. аридной зоны СССР», 1969, вып. 9, с. 25—31.
- Албул С. П.* Рудопоисковая гидрохимия. М., Изд. Ун-та дружбы народов, 1969, 344 с. с ил.
- Албул С. П.* Развитие гидрохимии в СССР за 50 лет. — «Изв. вузов. Геология и разведка», 1972, № 12, с. 76—87.
- Алекин О. А.* Основы гидрохимии. Л., Гидрометеоиздат, 1970. 443 с. с ил.
- Алекин О. А., Бражникова Л. В.* Сток растворенных веществ с территории СССР. М., «Наука», 1964. 144 с. с ил.
- Анисимова Н. П.* Формирование химического состава подземных вод таликов (на примере Центральной Якутии). М., «Наука», 1971. 195 с. с ил.
- Аntonov A. A.* О химическом составе вод Хибинского щелочного массива. — «БМОИП. отд. геол.», 1964, т. 39, № 2, с. 104—113.
- Ахундов К. Ф., Грекалова Т. В.* Содержание некоторых микроэлементов (йода, фтора, марганца, кобальта, меди, цинка и молибдена) в питьевых водах Нахичеванской АССР. — «Труды Азерб. НИИ вирусол., микробиол. и гигиены», 1970, т. 20, с. 228—233.
- Баев В. Г.* Распределение ртути в природных водах южного склона Северо-Западного Кавказа. — «ДАН СССР», 1968, т. 181, № 5, с. 1249—1252.
- Базилевич Н. И.* Геохимия почв содового засоления. М., «Наука», 1965. 352 с. с ил.
- Басков Е. А., Климов Г. И.* Геохимия природных вод среднего течения р. Маи и нижнего течения р. Юдомы. — В кн.: Геокриологические и гидрохимические исследования Сибири. Якутск, 1972, с. 146—157.
- Белоусова Н. И.* Роль миграции водорастворимых веществ в формировании подзолистых Al-Fe гумусовых почв (по данным лизиметрических исследований). — «Почвоведение», 1974, № 12, с. 54—69.
- Белякова Е. Е.* Миграция металлов в подземных и поверхностных водах Верхнекайрактинского района в Центральном Казахстане. — «Геохимия», 1958, № 2, с. 134—143.
- Белякова Е. Е.* Гидрохимические исследования. — В кн.: Метод. руководство по геол. съемке м-ба 1 : 50 000. Т. 2. Л., 1974, с. 83—90.
- Белякова Е. Е., Давлетгалиева К. М., Сыдыков Ж. С.* Металлоносность подземных вод горно-складчатых областей Центрального, Южного Казахстана и Мугоджар. — Изв. АН КазССР. Сер. геол.», 1974, № 2, с. 47—57.
- Богомолов Г. В., Шпаков О. Н.* Гидрохимия Белорусского кристаллического массива. Минск, «Наука и техника», 1974. 158 с. с ил.
- Бродский А. А.* Основы гидрохимического метода поисков сульфидных месторождений. М., «Недра», 1964. 259 с. с ил.
- Бугельский Ю. Ю., Formель-Кортиня Ф.* Гидрохимические закономерности формирования и размещения латеритных кор выветривания Кубы. — В кн.: Коры выветривания и боксит. м-ния. М., 1973, с. 199—217.
- Бугельский Ю. Ю.* Закономерности формирования рудоносных кор выветривания влажных тропических областей (на примере острова Куба). Автореф. докт. дисс. М., 1975. 54 с. с ил.
- Бушинский Г. И.* Геология бокситов. М., «Недра», 1971. 366 с. с ил.
- Валетон И.* Бокситы. Пер. с англ. М., «Мир», 1974. 216 с. с ил.

Вампилов В. Г., Дементьев В. С., Назарова Л. В. Региональные закономерности миграции микроэлементов в подземных водах Кастекского рудного района.— В кн.: Региональные гидрогеол. исслед. в Казахстане. Алма-Ата, 1971, с. 179—189.

Вельмина Н. А. Особенности гидрогеологии мерзлой зоны литосферы. М., «Недра», 1970, 328 с. с ил.

Веригин М. И., Бурцева З. А., Касьянова И. В. Опыт применения гидрохимического метода при поисках сульфидных месторождений в Среднем Приднепровье.— «Геол. ж.», 1971, № 1, с. 53—61.

Вернадский В. И. Избранные сочинения. Т. I. М.. Изд-во АН СССР, 1954, 696 с. с ил.

Вернадский В. И. Избр. соч. Т. IV, кн. 2, М., Изд-во АН СССР, 1960. 652 с. с ил.

Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— «Геохимия», 1962, № 7, с. 555—571.

Власов Н. А., Павлова Л. И. Влияние криогенных процессов на формирование гидрокарбонатных вод.— «Гидрохимические материалы», 1969, т. 51, с. 76—82.

Волкова В. П. Химический состав природных вод Мирненского района Якутской АССР.— «Мерзлотные исследования», 1971, вып. 11, с. 152—160.

Волкова В. П. Химический состав атмосферных осадков, выпадающих на территории Депутатского района.— «Вестн. МГУ. Геология», 1972, № 4, с. 97—100.

Воротников Б. А. Водные потоки рассеяния сульфидного оруденения Алтая и их поисковое значение. М., «Недра», 1974. 184 с. с ил.

Вострекутов Г. А. К геохимии природных вод зеленокаменных зон Среднего Урала.— «Разведка и охрана недр», 1962, № 10, с. 41—48.

Всеволожская М. А. О формировании химического состава подземных вод в коре выветривания изверженных и метаморфических пород.— В кн.: Взаимодействие поверхн. и подземн. стока. М., 1973, с. 71—85.

Гаррелс Р. М., Крайст Ч. Л. Растворы, минералы, равновесия. Пер. с англ. М., «Мир», 1968. 368 с. с ил.

Гаррелс Р., Маккензи Ф. Эволюция осадочных пород. Пер. с англ. М., «Мир», 1974. 272 с. с ил.

Германов А. И. Уран в природных водах.— В кн.: Основные черты геохимии урана. М., 1963, с. 290—336.

Германов А. И., Пантелейев В. М., Швец В. М. Генетические связи органического вещества и микрокомпонентов подземных вод. М., «Недра», 1975. 136 с. с ил.

Гидрогеология СССР. Т. 17. М., «Недра», 1972. 398 с. с ил.

Гидрогеология СССР. Т. 18. М., «Недра», 1972. 478 с. с ил.

Гидрохимические исследования Колывань-Томской складчатой зоны. Изд. Томск. ун-та, 1971. 283 с. с ил. Авт.: П. А. Удодов, П. Н. Паршин, Б. М. Левашов и др.

Гидрохимические поиски в условиях Приморья. Владивосток, Изд. Приморского ГУ, 1970. 226 с. с ил. Авт.: Б. А. Колотов, В. З. Рубейкин, В. З. Малофеев и др.

Гидрохимический метод поисков рудных месторождений в Центральном Казахстане. Л., «Недра», 1971. 152 с. с ил. Авт.: Г. Ф. Ларионов, Г. Б. Свешников, Л. Я. Тененбаум, И. А. Иванова.

Гидрохимический метод поисков рудных месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1962. 268 с. с ил. Авт.: Е. Е. Белякова, А. А. Резников, Л. Е. Крамаренко и др.

Гинзбург И. И., Кабанова Е. С. Содержание кремнезема в природных водах и формы его присутствия. «Кора выветривания». М., 1960, вып. 3, с. 313—342.

Гинзбург И. И. Основные вопросы образования кор выветривания и их значение при поисках минеральных месторождений. — «Геология рудных месторождений», 1963, № 5, с. 21—36.

Глазовская М. А. Почвы мира. Основные семейства и типы почв. Изд-во МГУ, 1972. 232 с. с ил.

Глазовская М. А. Почвы мира. География почв. Изд-во МГУ, 1973. 428 с. с ил.

Голева Г. А. Гидрогеохимические поиски скрытого оруденения. М., «Недра», 1968. 292 с. с ил.

Грекалова Т. В., Ахундов К. Ф. Содержание некоторых микроэлементов (йода, фтора, кобальта, марганца, меди, цинка и молибдена) в подземных водах Азербайджанской ССР. — «Труды Азерб. НИИ вирусол., микробиол. и гигиены», 1973, т. XIX, с. 19—25.

Гришина Л. А., Тодорова Н. И. Фракционный состав гумуса почв Таймырской тундры. — «Вестн. МГУ. Биология и почвовед.», 1970, № 3, с. 80—85.

Давлетгалиева К. М. Микроэлементы в подземных водах Уралтау-Мугоджарской области. — «Изв. АН КазССР. Сер. геол.», 1966, № 2, с. 52—57.

Давлетгалиева К. М., Дивеев И. Г. Гидрогеохимические поисковые показатели полезных ископаемых Мугоджар и Малого Карагатау. В кн.: Гидрохимия и гидротермия подземных вод Казахстана. Алма-Ата, 1969, с. 86—100.

Драгомирова М. А. Содержание йода в питьевых водах. — «Труды Биогеохим. лабор.», 1944, т. 7, с. 5—18.

Дуров С. А. Синтез в гидрохимии. Ростовск. книжн. изд-во, 1961. 248 с. с ил.

Дэвис С., Де Уист Р. Гидрогеология. Т. II. Пер. с англ. М., «Мир», 1970. 256 с. с ил.

Естественные радиоэлементы в поверхностных и почвенно-грунтовых водах. — «Геохимия», 1968, № 3, с. 334—341. Авт.: В. И. Баранов, Н. Г. Морозова, Т. Г. Акимова, А. В. Орлова.

Ефимов В. Н., Ефимова З. С. Химический состав болотных вод из северо-европейской части страны. — «Почвоведение», 1973, № 11, с. 27—36.

Иванов В. В. О составе почвенных растворов тундровых почв Западного Таймыра. — «Вестн. МГУ. Биология и почвовед.», 1970, № 3, с. 86—91.

Калужный И. Л., Левандовская Л. Я. Гидрохимический режим и химический состав вод олиготрофных болотных массивов. — В кн.: Вопр. гидрогеологии болот. Л., 1974, с. 99—118.

Каменский Г. Н. Зональность грунтовых вод и почвенно-географические зоны. — «Труды Лабор. гидрогеол. проблем». Т. VI, М., 1949, с. 5—21.

Каменский Г. Н. Гидрогеохимическая зональность в распределении подземных вод. — «Труды МГРИ». Т. 26. М., 1954, с. 65—74.

Каргер М. И., Чапыжников А. В. Содержание йода в водах. — «Труды Биогеохим. лабор.», 1944, т. 7, с. 51—54.

Карпов И. К., Казьмин Л. А., Кашик С. А. Расчет на ЭВМ не обратимой эволюции геохимических систем методами оптимального программирования. — «Геохимия», 1973, № 4, с. 603—611.

Келлер У. Д. Основы геохимического выветривания. В кн.: Геохимия литогенеза. Пер. с англ. М., 1963, с. 85—209.

Ковалев В. Ф., Козлов А. В., Кралин Г. А. Геохимия природных вод и поисковые признаки редкометальных рудопроявлений в северо-западной части Кустанайской области. — «Гидрогеол. сб.», 1964, № 3, с. 37—48.

Ковда В. А. Происхождение и режим засоленных почв. М., Изд-во АН СССР, т. I, 1946. 573 с; т. II, 1947. 375 с.

Ковда В. А. Основы учения о почвах. М., «Наука», 1973. Книга первая, 448 с. с ил.; книга вторая, 468 с. с ил.

Колодяжная А. А. Режим химического состава атмосферных осадков и их метаморфизация в зоне аэрации. М., Изд-во АН СССР, 1963. 167 с. с ил.

Колотов Б. А., Рубейкин В. З. Об одной закономерности формирования химического состава природных вод верхней части зоны гипергенеза горно-складчатых областей. — «ДАН СССР», 1970, т. 191, № 5, с. 1149—1150.

Конторович А. Э. Формы миграции элементов в реках гумидной зоны. — В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М., 1968, с. 88—101.

Королев М. Е. Закономерности распределения микрокомпонентов в природных водах Енисейского кряжа. Изд. Казанск. ун-та, 1973. 192 с. с ил.

Косолапова М. Н. Микрокомпоненты в природных водах бассейна р. Оленек. — В кн.: Геохимические исслед. золота и редких элементов в Якутии. М., 1963, с. 56—74.

Крайнов С. Р. Гидрохимические исследования в Лорийском нагорье Северной Армении. — В кн.: Опыт разработки гидрохим. методов поисков рудных месторождений. М., 1959, с. 84—90.

Крайнов С. Р. Геохимия редких элементов в подземных водах. М., «Недра», 1973. 295 с. с ил.

Кузнецов В. И. Геохимическая характеристика Верхне-Арманского района по данным гидрохимического опробования. — «Геохимия», 1969, № 9, с. 1137—1143.

Курачев В. М. Химический состав почвенно-грунтовых вод Центральной Барабы. — «Изв. СО АН СССР. Сер. биол. наук», 1971, вып. 1, с. 15—21.

Курачев В. И. Химический состав лизиметрических вод солонцов Центральной Барабы. — «Изв. СО АН СССР. Сер. биол. наук», 1971, вып. 2, с. 20—24.

Лапина Г. К. Некоторые особенности гидрохимических поисков в горнотаежной зоне. — «Минеральное сырье», 1967, вып. 17, с. 77—82.

Лисицын А. К. Гидрогеохимия рудообразования. М., «Недра», 1975.

Лисицина Е. А., Глаголова М. А. К геохимии коры выветривания основных пород Батумского побережья Кавказа. — «Кора выветривания», М., 1968, вып. 10, с. 167—201.

Лукашев К. И. Зональные геохимические типы коры выветривания на территории СССР. Минск, Изд. Белорус. гос. ун-та, 1956. 306 с. с ил.

Лукашев К. И., Маркова А. П. Микроэлементы в природных водах районов распространения лесовых пород Белоруссии. — «ДАН СССР», 1960, т. 134, № 6, с. 1436—1439.

Лукашев К. И. Очерки по геохимии гипергенеза. Минск, Изд-во АН БССР, 1963. 446 с. с ил.

Лукашев К. И. Геохимическое поведение элементов в гипергенном цикле миграций. Минск, «Наука и техника», 1964. 463 с. с ил.

Лукашев К. И., Ковалев В. А., Жуховицкая А. Л. Торфяные болота как среда вторичного выветривания алюмосиликатов. — «ДАН БССР», 1974, № 4, с. 357—360.

Львович М. И. Мировые водные ресурсы и их будущее. М., «Мысль», 1974. 448 с. с ил.

Макаренко Ф. А. Характеристика грунтового стока бассейна Дона. — «Труды Лабор. гидрогеол. пробл. АН СССР», 1961, т. 34. 74 с. с ил.

Макаренко Ф. А., Зверев В. В. Подземный химический сток на территории СССР. — «Литология и полезные ископаемые», 1970, № 6, с. 30—37.

Максимович Г. А. Химическая география воды суши. М., Географиздат, 1955. 328 с. с ил.

Менжинская Е. В. Распространение йода в пресных водах Верхней Сванетии и корреляция между ним и зобной эндемией. — «Труды Биогеохим. лабор.», 1944, т. 7, с. 26—37.

Методическое руководство по гидрогеохимическим поискам рудных месторождений. М., «Недра», 1973. 184 с. с ил. Авт.: П. А. Удодов, С. Л. Шварцев, Н. М. Рассказов и др.

Миграция химических элементов в подземных водах СССР. М., «Наука», 1974. 239 с. с ил. Авт.: В. П. Зверев, В. И. Кононов, В. А. Ильин и др.

Милло Ж. Геология глин. Л., «Недра», 1968. 360 с. с ил.

Михайлов Б. М. Кора выветривания Либерийского щита. — В кн.: Геохимия осад. пород и руд. М., 1969, с. 48—71.

Мицкевич Б. Ф. Геохимия редких, рассеянных и цветных металлов в зоне гипергенеза Украинского щита. — «Геохимия и рудообразование», 1973, вып. 2, с. 78—89.

Мукимова Д. С. О составе подземных вод некоторых ртутно-сульфидных месторождений Средней Азии. — «Изв. вузов. Геология и разведка», 1968, № 1, с. 69—75.

Наумов В. Н., Пачаджанов Д. Н., Буриченко Т. И. Медь, висмут, серебро, свинец и цинк в водах зоны гипергенеза. — «Геохимия», 1972, № 2, с. 197—204.

Наумов Е. М., Цюрупа И. Г. Миграция некоторых элементов в мерзлотных таежных почвах. — «Химия в сельском хоз-ве», 1973, № 4, с. 25—31.

Нгуен Тхионг Хунг. Основные черты гидрогеологических условий Северного Вьетнама. — «Изв. вузов. Геология и разведка», 1968, № 11, с. 93—100.

Некрасов И. А. Новые данные об особенностях строения и площади развития криолитозоны в пределах территории СССР. — «ДАН СССР», 1970, т. 194, № 3, с. 643—645.

Никитина И. Б. Геохимические особенности ультрапесчаных вод северотаежных мерзлотных ландшафтов Южной Якутии. — В кн.: Геохимия ландшафта и процесс гипергенеза. М., «Наука», 1973, с. 24—35.

Овчинников А. М. Гидрохимия. М., «Недра», 1970. 200 с. с ил.

Огильви Н. А. Физические и геологические поля в гидрохимии. М., «Наука», 1974. 160 с. с ил.

Олейников И. Н. Поверхности выветривания Африки. — В кн.: Итоги науки. Геоморфология. Т. 3. М., 1973, с. 122—159.

Основные гидрохимические и гидрохимические особенности торфяных месторождений центральной части Обь-Иртышского междуречья и некоторые вопросы методики гидрохимических исследований болот. — В кн.: Подземные воды Сибири и Дальнего Востока. М., 1971, с. 229—232. Авт.: Н. М. Рассказов, П. А. Удодов, Т. Я. Емельянова и др.

Остапенко П. В., Каган Ц. А., Гельфер Е. А. К вопросу о содержании фтора, брома, йода и меди в природных водах Полесской низменности. — «Гидрохимические материалы», 1959, т. 28, с. 76—82.

Панин М. С. Медь и кобальт в почвенно-грунтовых водах Семипалатинской области. — В кн.: Химия и химическая технология. 1971, вып. II, с. 12—17.

Педро Ж. Экспериментальные исследования геохимического выветривания кристаллических пород. Пер. с франц. М., «Мир», 1971. 252 с. с ил.

Перельман А. И. Геохимия ландшафта. М., «Высшая школа». 1975. 342 с. с ил.

Перельман А. И. Геохимия эпигенетических процессов. М., «Недра», 1968. 332 с. с ил.

Перельман А. И. Геохимия элементов в зоне гипергенеза. М., «Недра», 1972. 288 с. с ил.

Перельман А. И. Геохимия биосфера. М., Изд-во «Наука», 1973. 168 с. с ил.

Перельман А. И. О некоторых проблемах гидрохимии. — В кн.: Вопр. геохимии подз. вод в связи с поисками рудн. пол. иск. Изд. Томск. ун-та, 1974, с. 9—15.

Питьева К. Е. Опыт поисковых гидрохимических исследований на редкие элементы в области избыточного увлажнения. — В кн.: Сборник статей по вопросам гидрохим. и инж. геол. Изд. МГУ, 1962, с. 305—318.

Питьева К. Е. О геохимии Be, Ti, Li, Nb, Zr в природных водах. — В кн.: Вопр. формирования хим. состава подз. вод. Изд. МГУ, 1963, с. 69—76.

Подземный сток на территории СССР. Под ред. Б. И. Куделина. Изд-во МГУ, 1966. 304 с. с ил.

Полынов Б. Б. О геологической роли организмов. — «Вопр. географии», 1953, сб. 33, с. 45—64.

Полынов Б. Б. Избр. труды. М., Изд-во АН СССР, 1956. 751 с. с ил.

Пономарева В. В., Сотникова Н. С. Закономерности процессов миграции и аккумуляции элементов в подзолистых почвах — В кн.: Биохим. процессы в подзол. почвах. Л., «Наука», 1972, с. 6—55.

Пономарева В. В. К вопросу о кислотно-основных свойствах лизиметрических вод в подзолистых почвах. — «Почтоведение», 1973, № 5, с. 128—134.

Посохов Е. В. Очерки по гидрохимии подземных вод центральных районов Казахстана. М., Изд-во АН СССР, 1960. 159 с. с ил.

Посохов Е. В. Формирование химического состава подземных вод. Л., Гидрометеоиздат, 1966. 332 с. с ил.

Посохов Е. В. Факторы формирования химического состава атмосферных осадков. — «Гидрохимические материалы», 1968, т. 46, с. 15—31.

Посохов Е. В. Происхождение содовых вод в природе. Л., Гидрометеоиздат, 1969. 153 с. с ил.

Посохов Е. В. Общая гидрогеохимия. Л., «Недра», 1975. 208 с. с ил.

Разложение некоторых минералов органическими кислотами. В кн.: Химия земной коры. Т. I. М., 1963, с. 290—305. Авт.: И. И. Гинзбург. Р. С. Яшина, А. А. Матвеева и др.

Резников А. А., Муликовская Е. П., Соколов И. Ю. Методы анализа природных вод. М., «Недра», 1970. 488 с. с ил.

Родин Л. Е., Базилевич Н. И. Динамика органического вещества и биологический круговорот в основных типах растительности. М., «Наука», 1965. 253 с. с ил.

Саваренский Ф. П. Некоторые данные по химической денудации в верховьях рек Волги, Москвы и Оки. — «Труды Лабор. гидрогеол. проблем АН СССР», 1948, т. I, с. 19—24.

Сауков А. А. Геохимия. М., «Наука», 1966. 488 с. с ил.

Свешников Г. Б. Электрохимические процессы на сульфидных месторождениях. Изд. ЛГУ, 1967. 160 с. с ил.

Селиванов Л. С. Геохимия и биогеохимия рассеянного брома. — «Труды Биогеохим. лабор. АН СССР», 1964, т. 8, с. 9—72.

Сидоренко А. В., Лукашев К. И. Некоторые вопросы геохимии зоны гипергенеза. — «Сов. геол.», 1971, № 1, с. 6—18.

Скопинцев Б. А. Органическое вещество в природных водах. — «Труды Гос. океанограф. ин-та», 1950, вып. 17 (29), 290 с. с ил.

Скрынникова И. Н. Почвенные растворы южной части лесной зоны и их роль в современных процессах почвообразования. — В кн.: Современные почвенные процессы в лесной зоне европ. части СССР. М., 1959, с. 50—169.

Сотникова Н. С. Сезонная динамика состава лизиметрических и ручьевых вод в подзолистых почвах под хвойными лесами. «Почтоведение», 1970, № 10, с. 31—42.

Степанов В. М. К проблеме формирования химического состава подземных вод Забайкалья. — В кн.: Вопр. гидрогеол. и инж. геол. Вост. Сибири. Иркутск, 1974, с. 37—42.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. I. М., Изд-во АН СССР, 1960. 212 с. с ил.

Стащук М. Ф. Проблемы окислительно-восстановительного потенциала в геологии. М., Изд-во «Недра», 1968. 208 с. с ил.

Сущик Ю. Я., Марус В. И. Геохимические особенности природных вод Украинских Карпат. — В кн.: Вопр. геол. осадочных отложений Украины. Киев, 1972, с. 180—189.

Сыдыков Ж. С. Подземные воды Мужгожар и Примугоджарских равнин. Алма-Ата, «Наука», 1966. 415 с. с ил.

Сыромятников Н. Г. Миграция изотопов урана, радия и тория и интерпретация радиоактивных аномалий. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1961. 80 с. с ил.

Талипов Р. М., Адылов Б. Б., Еникеев Н. И. К геохимии золота, серебра и мышьяка в подземных водах Центральных Кызылкумов. — «Узб. геол. ж.», 1972, № 4, с. 59—62.

Таргульян В. О. Почвообразование и выветривание в холодных гумидных областях. М., «Наука», 1971. 268 с. с ил.

Тихонова Н. В., Шрамко И. А. Опыт разработки гидрогеохимического метода поисков месторождений редких элементов. — «Вопр. прикладной геохимии», 1966, вып. 1, с. 786—794.

Токарев А. Н., Щербаков А. В. Радиогидрогеология. М., Госгеолтехиздат, 1956. 263 с. с ил.

Толстиков Г. А. Гидрогеохимическая характеристика природных вод левобережья среднего течения р. Витим и их металлоносность. — В кн.: Труды Межвед. конф. по гидрогеол. и палеогидрол. методам исследований в целях поисков м-ний пол. ископ. Томск, 1969, с. 145—147.

Удодов П. А., Онуфриенок И. П., Парилов Ю. С. Опыт гидрогеохимических исследований в Сибири. М., «Высшая школа», 1962. 190 с. с ил.

Фридланд В. М. Почвы и коры выветривания влажных тропиков (на примере Северного Вьетнама). М., «Наука», 1964. 312 с. с ил.

Химический состав атмосферных осадков на европейской территории СССР. Л., Гидрометеоиздат, 1964. 209 с. ил. Авт.: В. М. Дроздова, О. П. Петренчук, Е. С. Селезнева, П. Ф. Свистов.

Химический состав природных вод гидрогеологических массивов Алтая-Саянской складчатой области в связи с поисками месторождений полезных ископаемых. — В кн.: Проблемы компл. геол.-географ. исслед. девонск. прогибов Алтая. Новокузнецк, 1972, с. 139—169. Авт.: Н. М. Рассказов, П. А. Удодов, С. Л. Шварцев и др.

Цыба Н. П., Столярова А. В. Органическое вещество и микрофлора грунтовых вод Волгоградской области. — «Гидрохимические материалы», 1968, т. 47, с. 144—149.

Цюргула И. Г. Роль микроорганизмов в выветривании алюмосиликатов и образовании подвижных, легкомигрирующих соединений. — «Кора выветривания», «Наука», 1973, вып. 13, с. 3—38.

Черняев А. М., Черняева Л. Е., Бабченко В. Н. Гидрохимия малых, редких и рассеянных элементов (Юж. Урал, Зауралье и Сев. Казахстан). Л., Гидрометеоиздат, 1970. 164 с. с ил.

Черняев А. М., Черняева Л. Е. Очерки по гидрохимии подземных вод (Юж. Урал и Зауралье). — Труды НИИ компл. использ. и охраны водн. ресурсов, 1973, вып. 2, 196 с. с ил.

Черняховский А. Г., Градусов Б. П., Чижикова Н. П. Типизация, генезис и география современных кор выветривания. — «Литология и полезные ископаемые», 1976, № 2, с. 47—63.

Чижикова Н. И. Геохимия природных вод Яно-Омолойского междуречья. — «Мерзлотные исследования», 1974, вып. 14, с. 109—115.

Шварцев С. Л. Подземные воды Приенисейской зоны Сибирской платформы. — В кн.: Регион. гидрогеол. Сибири и Дальнего Востока. Иркутск, 1962, с. 90—100.

Шварцев С. Л. Некоторые результаты гидрогеохимических исследований в условиях многолетней мерзлоты. — «Геология рудных м-ний», 1963, № 2, с. 100—110.

Шварцев С. Л. О физико-химических процессах в толще многолетнемерзлых пород. — В кн.: Криогенные процессы в почвах и горных породах. М., 1965, с. 132—140.

Шварцев С. Л. Гидрогеологические особенности Гвинеи. — «Изв. вузов. Геология и разведка», 1971, № 8, с. 86—92.

Шварцев С. Л. Химический состав грунтовых вод тропических стран (на примере Гвинеи). — «Геохимия», 1972, № 1, с. 100—109.

Шварцев С. Л., Шубенин Н. Г. Особенности формирования микрокомпонентного состава подземных вод зоны криогенеза (на примере западной части Сибирской платформы). — «Геология и геофизика», 1973, № 11, с. 69—74.

Шварцев С. Л. О некоторых вопросах эволюции объема и состава инфильтрационных подземных вод в алюмосиликатных породах. — «Геохимия», 1975₁, № 6, с. 905—917.

Шварцев С. Л. Геохимическая деятельность мерзлоты. — «Природа», 1975₂, № 7, с. 66—73.

Шварцев С. Л. О некоторых геохимических проблемах генезиса латеритов (на примере территории Гвинеи). — «Труды СНИИГГИМС», 1975₃, вып. 189, с. 118—126.

Шварцев С. Л. Латериты Гвинеи и геохимические условия их образования. — «Кора выветривания», 1976₁, вып. 15, с. 51—70.

Шварцев С. Л. Сравнительный анализ интенсивности и направленности современных процессов выветривания в северной и южной гумидных зонах (по гидрохимическим данным). — «Изв. Томск. политехн. ин-та», 1976₂, т. 297, с. 74—83.

Шварцев С. Л. Геохимия процессов латеритного выветривания. В кн.: Междунар. геол. конгр., 25 сессия. Докл. сов. геологов. М., 1976₃, с. 89—97.

Шварцева Н. М. Сурьма в подземных водах Кадамджайского месторождения. — «ДАН СССР», 1972, т. 207, № 5, с. 1220—1222.

Швец В. М. Органические вещества подземных вод. М., «Недра», 1973, 192 с. с ил.

Швец В. М., Кирюхин В. К., Мелькановицкая С. Г. Роль растворенного органического вещества в формировании химического состава подземных вод. — «Труды ВСЕГИНГЕО», 1975, вып. 96, с. 39—45.

Швецов П. Ф. Закономерности гидрохимических процессов на Крайнем Севере и Северо-Востоке СССР. М., «Наука», 1968. 111 с. с ил.

Шилова Е. И., Стрелкова А. А. Состав и свойства лизиметрических вод лесных подзолистых почв Южной Карелии. — «Почвоведение», 1974, № 1, с. 18—28.

Шубенин Н. Г. Геохимия природных вод Енисейского кряжа. — В кн.: Геология и минеральные ресурсы Красноярского края. Красноярск, 1971, с. 172—175.

Щербаков А. В. Геохимические критерии окислительно-восстановительных обстановок в подземной гидросфере. — «Сов. геол.», 1956, № 56, с. 72—82.

Щербаков А. В., Козлова Н. Д., Смирнова Г. Н. Газы термальных вод. М., «Наука», 1974.

Щербина В. В. Основы геохимии. М., «Недра», 1972. 296 с. с ил.

Экспериментальные исследования по разложению минералов органическими кислотами. Под ред. Д. Г. Сапожникова. М., «Наука», 1968. 178 с. с ил.

Arshambault I. Les eaux souterraines de l'Afrique occidentale. Paris, 1960, 137 p.

Back W. Calcium carbonates saturation in ground water, from routine analyses. — „U. S. Geol. Water-Supply Paper“, 1961, N 1535—D, 14 p.

Black R. F. Permafrost. — „Bull. Geol. Soc. America“, 1954, v. 85, N 9, p. 839—855.

Bonifas M. Contribution a l'étude géochimique de l'altération lateritique. Paris, 1959. 159 p.

Boyle R. W., Pekar E. L., Patterson P. R. Geochemical investigation of heavy metal content of streams and springs in the Galena Hill-Mount Haldane area, Yukon territory. — „Bull. Geol. Surv. Canada“, 1956, v. 36, 34 p.

Carroll D. Rainwater as a chemical agent of geologic processes. — „Rev. Water-Supply Paper“, 1962, 1535-G, 18 p.

Chebotarev J. J. Metamorphism of natural waters in the crust of weathering.— „Geochim. et cosmolhim. acta“, pt. I, 1955, N 1—2, p. 22—48; pt. II, 1955, N 3, p. 137—170; pt. III, 1955, N 4, p. 198—212.

Clark F. W. Data of geochemistry. 5th ed.— „Bull. U. S. Geol. Surv.“, 1924, N 770, 841 p.

Coyne P. I., Kelley I. I. Release of carbon dioxide from frozen soil to the Arctic atmosphere.— „Nature“, 1971, N 5329, p. 407—408.

Davis S. N. Silica in streams and ground water.— „Amer. J. Sci.“, 1964, v. 262, p. 970—981.

Deines P., Langmuir D., Harmon R. S. Stable carbon isotope ratios and the evolution of carbonate ground waters.— „Geochim. et cosmolhim. acta“, 1974, v. 38, N 7, p. 1147—1164.

D'Hoer J. L'accumulation des sesquioxides libres dans les sols tropicaux. Ser. sci., 1954, N 62, 132 p.

Drake J. J., Wigley T. M. L. The effect of climate on the chemistry of carbonate ground water.— „Water Resources Res.“, 1975, v. 11, N 6, p. 958—962.

Duce R. A., Winchester I. W., Van Nahl. Iodine, bromine and chlorine in the Hawaiian marine atmosphere.— „J. Geophys. Res.“, 1965, v. 70, p. 1775—1799.

El-Hinnawi E. E., Atwa S. M., Abdel-Mogheeth S. M. Distribution of silica, iron and boron in ground waters from the northern Western Desert of Egypt.— „Chem. Erde“, 1972, v. 31, N 2, p. 226—236.

Engelen G. B. Hydrochemistry as a tool for the determination of the origin of upward-seepage in the polder area Alblasserwaard (Netherlands).— „Geol. en mijnbouw“, 1969, v. 48, N 2, p. 226—239.

Erriksson E., Khunakasem V. The chemistry of ground waters.— In: Ground water problems, Oxford, 1968, p. 110—146.

Feth I. H., Rogers S. M., Roberson C. E. Chemical composition of snow in the Northern Sierra Nevada and other areas.— „U. S. Geol. Surv. Water-Supply Paper“, 1964, 1534-J, 39 p.

Feth I. H., Roberson C. E., Polzer W. L. Sources of mineral constituents in water from granitic rocks, Sierra Nevada, California and Nevada.— „U. S. Geol. Surv. Water-Supply Papers“, 1964, N 1534-J, p. 3—70.

Fleischer M. Fluoride content of ground water in the conterminous United States.— „Geol. Soc. Amer. Spec. Papers“, 1968, v. 65, N 90, 65 p.

Fritz B., Tardy Y. Séquences des minéraux secondaires dans l'alteration des granites et roches basiques: modèles thermodynamiques.— „Bull. Soc. geol. France“, 1976, v. 18, N 1, p. 7—12.

Ground water in Canada. Editor I. C. Brawn.— „Econ. Geol.“, 1967, N 24, 228 p.

Gosling A. W., Jenne E. A., Chao T. T. Gold content of natural waters in Colorado.— „Econ. Geol.“, 1971, N 2, p. 309—313.

Harmon R. S., White W. B., Drake J. J., Hess J. W. Regional hydrochemistry of North American carbonate terrains.— „Water Resources Res.“, 1975, v. 11, N 6, p. 963—967.

Helgeson H. C., Brown Th. H., Leeper R. H. Handbook of theoretical activity diagrams depicting chemical equilibria in geologic systems involving solid and aqueous phase at 1 atm. and 0° to 300° C. San Francisco, 1969. 253 p.

Hem J. D. Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water. 2-nd ed. Washington, 1970. 363 p.

Hydrogeochemical method-application in the Canadian shield. — „Canad. Mining and Metall. Bull.“, 1971, v. 64, N 715, p. 1—12. Aut.: R. W. Boyle, E. H. W. Hornbrook, R. I. Allan e. a.

Hill V. G., Ellington A. C. Chemical characteristics of the ground water resources of Jamaica.— „Econ. Geol.“, 1961, N 3, p. 533—542.

Jacks G. Chemistry of some ground waters in igneous rocks.— „Nord. Hydrol.“, 1973, v. 4, N 4, p. 207—234.

Kitano Y., Yoshioka R., Okuda S., Okunishi K. Geochemical study of ground waters in the Matsushiro area, Pt I. — „Bull. Disaster Prev. Res. Inst.“, 1967, N 2, p. 47—71.

Kolárová M., Krasny J. Hydrogeology of the Poděbrady-spa region. Praha, 1972. 265 p.

Langmuir D. The geochemistry of some carbonate ground waters in central Pennsylvania. — „Geochim. et cosmochim. acta“, 1971, v. 35, N 10, p. 1023—1045.

Lahermo P. Chemical geology of ground and surface waters in Finnish Lapland. — „Bull. Commiss. géol. Finlande“, 1970, N 242, 106 p.

Landström O., Wenner C. G. Neutron activation analysis of natural water applied to hydrogeology. — „Aktieb. Atomen.“, 1965, AE-204, 30 p.

Legrand H. E. Chemical character of water in the igneous and metamorphic rocks of North Carolina. — „Econ. Geol.“, 1958, N 2, p. 178—189.

Lenheer J. A., Malcolm R. L., McKinley P. W., Eccles L. A. Occurrence of dissolved organic carbon in selected ground water samples in the United States. — „J. Res. U. S. Geol. Surv.“, 1974, v. 2, N 3, p. 361—369.

Livingstone D. A. Chemical composition of rivers and lakes. — „Geol. Surv. Prof. Papers“, 1963, N 440-G, 64 p.

Lohr E. W. Chemical character of public water supplies of the larger cities of Alaska, Hawaii and Puerto Rico, 1954. — „U. S. Geol. Surv. Water-Supply Papers“, 1957, N 1460-A, 23 p.

Loughnan F. C. Chemical weathering of the silicate minerals. N. Y., Elsvier, 1969, 154 p.

Maglion G. Premières données sur le régime hydrogéochimique des lacs permanents du Kanem (Tchad). — „Cahiers ORSTOM. hydrobiol.“, 1969, v. 3, N 1, p. 121—141.

Maignien R. Le cuirassement des sole en Guinée. Strassburg, 1958. 235 p.

Miller I. P. Solutes in small streams draining single rock types, Sangre de Christo Range, New Mexico. — „U. S. Geol. Surv. Water-Supply Papers“, 1961, N 1535, 23 p.

Mullor I. B., Bielsa L. O. de, Vigil I. B., Abramovich B. L. de. Estudio yodofluorhidrologico de la provincia de Santa-Fe. — „Rev. Fac. Ing. Quím. Univ. Nac. Litorel.“, 1973, v. 40—41, p. 217—233.

Nriagu J. O. Thermochemical approximations for clay minerals. — „Amer. Mineralogist“, 1975, v. 60, N 9—10, p. 834—839.

Paës T. Chemical characteristics and equilibration in natural water-felsic rock-CO₂ system. — „Geochim. et cosmochim. acta“, N 2, 1972, p. 217—240.

Paquet H. Evolution géochimique des minéraux argileux dans les altérations et les sols des climats méditerranéens tropicaux à saisons contrastées. Strasbourg, 1970. 210 p.

Patterson S. H., Robertson C. E. Weathered basalt in the eastern part of Kanai, Hawaii. — „U. S. Geol. Surv. Prof. Papers“, 1961, N 424-C, p. 195—198.

Permafrost and ground water in Alaska. — „Geol. Surv. Prof. Papers“, 1955, N 264-F, 145 p. Aut.: D. Hopkins, T. Karstrom, R. Black e. a.

Phoenix D. A. Occurrence and chemical character of ground water in the Morrison formation. — „U. S. Surv. Prof. Papers“, 1959, N 320, p. 55—64.

Preez I. W. du, Barber W. The distribution and chemical quality of ground-water in Northern Nigeria. Lagos, 1965. 93 p.

Rickard D. T. The chemistry of copper in natural aqueous solutions. — „Stockholms Contribs Geol.“, 1970—1971, v. 23, p. 1—64.

Rightmire C. T., Hanshaw B. B. Relationship between the carbon isotope composition of soil CO₂ and dissolved carbonate species in ground water. — „Water Resources. Res.“, 1973, v. 9, p. 958—967.

Rougérie G. Le façonnement actuel des modèles en Côte d'Ivoire forestière. Mémoires d'Afrique Noire. Ifan-Dakar, 1960. 542 p.

Schoeller H. Géochimie des eaux souterraines. Paris, 1965, 218 p.

Scholler M. Recherches sur l'acquisition de la composition chimique des eaux souterraines. Bordeaux, 1963. 231 p.

Scotte R., Barker F. Data on uranium and radium in ground water in the United States 1954 to 1957. Washington, 1962. 115 p.

Silvey W. D. Occurrence of selected minor elements in the waters of California.— „U. S. Geol. Surv. Water-Supply Papers“, 1967, N 1535-L, 25 p.

Skoustad M. W., Horr C. A. Occurrence and distribution of strontium in natural Water.— „U. S. Geol. Surv. Water-Supply Papers“, 1963, N 1496-D, 99 p.

Stumm W., Morgan J. J. Aquatic chemistry. An introduction emphasizing chemical equilibria in natural waters. N. Y., Wiley Interscience, 1970. 583 p.

Tardy Y. Géochimie des altérations. Études des arènes et des eaux de quelques massifs cristallins d'Europe et d'Afrique. Strasbourg, 1969. 200 p.

Tardy Y., Garrels R. M. A method of estimating the Gibbs energies of formation of layer silicates.— „Geochim. et cosmochim. acta“, 1974, N 9, p. 1101—1116.

Trescases I. I. Géochemie des altérations et des eaux de surface dans le massif ultrabasique du sud de la Nouvelle Calédonie.— „Bull. Sew. Carte Géol. Alsace et Lorraine“, 1969, v. 22, N 4, p. 329—354.

Turekian K. K. The oceans, streams and atmosphere. In: Handb. geochem., Berlin, N. Y., 1969, p. 297—323.

Wackermann I. M. Corrélations géochimiques entre eaux phréatiques et niveaux aquifères dans les manteaux d'altération du Sénégal oriental.— „Cahiers ORSTOM. géol.“, 1972, 4, N 1, p. 77—89.

Weninger G. Beiträge zum Chemismus der Gewässer von Neukaledonien (SM-Pazifik). Cahiers ORSTOM. hydrobiol.“, 1968, 2, N 1, p. 35—55.

White D. E., Hem J. D., Waring G. A. Chemical composition of subsurface waters.— „U. S. Geol. Surv. Prof. Papers“, 1963, N 440-F, 67 p.

Zyka V. Průměrné chemické složení povrchových a spodních (sladkých) vod.— „Sbor. geol. ved. TG“, 1972, v. 10, p. 69—90.

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Адилов В. Б. — 6.
Адылов Б. Б. — 151, 160.
Акимова Т. Г. — 116.
Албул С. П. — 8, 10.
Алекин О. А. — 10, 212.
Анисимова Н. П. — 38.
Антюпов-Каратаев И. Н. — 38.
Аntonov A. A. — 39.
Ахундов К. Ф. — 151.
- Бабурова Э. П. — 6.
Бабченко В. Н. — 151, 159.
Баев В. Г. — 151.
Баженов В. А. — 183.
Базилевич Н. И. — 8, 42, 43, 48, 95, 97, 98, 99, 105, 193, 207, 208, 245, 246, 247, 250, 257.
Баранов В. И. — 116.
Басков Е. А. — 37, 38.
Белоусова Н. И. — 113.
Белякова Е. Е. — 8, 159, 172, 173, 176.
Богомолов Г. В. — 116.
Бражникова Л. В. — 212.
Бродский А. А. — 8, 151.
Бугельский Ю. Ю. — 9, 77, 80, 85, 220.
Бурченко Т. И. — 151.
Бурцева З. А. — 116.
Бушинский Г. И. — 77, 229
- Валяшко М. Г. — 8.
Вампилов В. Г. — 151.
Вассоевич Н. Б. — 4.
Вельмина Н. А. — 23
Веригин М. И. — 116.
Вернадский В. И. — 3, 7, 8, 170, 176, 182, 220, 247, 252.
Виноградов А. П. — 8, 17, 163, 176, 177.
Власов Н. А. — 33.
Волкова В. П. — 38, 41.
Воротников Б. А. — 128, 132.
Вострокнутов Г. А. — 151.
Всеволожская М. А. — 38.
- Гармонов И. В. — 6, 9, 162.
Гедройц К. К. — 8.
Гельфер Е. А. — 116.
Германов А. И. — 8, 10, 39, 117, 151, 160.
Гинзбург И. И. — 4, 9, 39, 117, 159, 182, 203, 220, 229.
Глаголева М. А. — 77.
Глазовская М. А. — 85, 245, 248.
Глика К. О. — 220.
Голева Г. А. — 8, 10, 136, 151.
Градусов Б. П. — 220.
Грекалова Т. В. — 151.
Гришина Л. А. — 27, 45.
Давлетгалиева К. М. — 159, 172.
Дементьев В. С. — 151.
Дивеев И. Г. — 159.
Добровольский В. В. — 220.
Докучаев В. В. — 9, 220, 246.
Драгомирова М. А. — 116, 151.
Дроздова В. М. — 121, 164.
Дуров С. А. — 10, 33.
- Емельянова Т. Я. — 105.
Еникеев Н. И. — 160.
Ефимов В. Н. — 112.
Ефимова З. С. — 112.
- Жуховицкая А. Л. — 187.
- Зайдев И. К. — 4.
Зверев В. П. — 9, 121, 179, 204, 206, 210, 211, 218, 244.
Земятченский П. А. — 220.
- Иванов В. В. — 25, 27.
Иванов В. Г. — 124.
Иванова И. А. — 159.
Игнатович Н. К. — 170.
Ильин В. А. — 121, 179, 204, 211, 218, 244.
Ильин В. С. — 9, 117.
- Кабанова Е. С. — 39, 117, 159.
Каган Ц. А. — 116.

- Казаринов В. П. — 220.
Казьмин Л. А. — 226.
Калюжный И. Л. — 117.
Каменский Г. Н. — 8, 9, 10, 162.
Каргер М. И. — 116.
Карлова В. П. — 123, 124, 127.
Карпов И. К. — 226.
Касьянова И. В. — 116.
Кашник С. А. — 226.
Кирюхин В. К. — 245.
Климов Г. И. — 37, 38.
Ковалев В. А. — 187.
Ковалев В. Ф. — 159.
Ковда В. А. — 8, 85, 156, 162, 183,
200, 201, 202, 207, 212, 220, 245,
246, 247, 248, 253, 254, 255.
Козлов А. В. — 159.
Козлова Н. Д. — 10.
Колодяжная А. А. — 164, 244.
Колотов Б. А. — 117, 154.
Кононов В. И. — 121, 179, 204, 211,
218, 244.
Конторович А. Э. — 175.
Копылова Ю. Г. — 123, 124, 128, 133.
Королев М. Е. — 36.
Косолапова М. Н. — 38.
Крайнов С. Р. — 6, 8, 10, 39, 117, 151,
160.
Кралин Г. А. — 159.
Крамаренко Л. Е. — 159, 176.
Куделин Б. И. — 21, 44, 51, 86, 97,
124, 204.
Кузнецов В. И. — 39.
Курачев В. М. — 100, 103, 104.
Курлов М. Г. — 19, 40, 78, 118, 153,
169.
Курышева Е. А. — 6.

Ланге О. К. — 8, 9, 162.
Лапина Г. К. — 39.
Ларинов Г. Ф. — 159.
Левандовская А. Я. — 117.
Левашов Б. М. — 86.
Лисицына Е. А. — 77.
Лисицын А. К. — 8, 10.
Личков Б. Л. — 170.
Ломоносов И. С. — 6.
Лукашев К. И. — 9, 10, 116, 186, 187,
220.

Лукин А. А. — 6, 123, 126.
Львович М. И. — 52, 66, 109, 157,
204.

Макаренко Ф. А. — 9, 51, 170, 204, 206,
210, 211.
Максимович Г. А. — 10, 29, 217, 218.
Малоглавец В. З. — 117.
Мальцева А. В. — 16.
Маркова А. П. — 116.
Марус — 151.
Матвеева Л. А. — 203.
Мелькановицкая С. Г. — 245.
Менжинская Е. В. — 151.
Михайлов Б. М. — 50, 54, 59.
Мицкевич Б. Ф. — 116.
Морозова Н. Г. — 116.
Мукимова Д. С. — 151.
Муликовская Е. П. — 15, 16.

Назарова Л. В. — 151.
Наумов В. Н. — 151.
Наумов Е. М. — 43.
Некрасов И. А. — 20.
Никитин С. Н. — 170.
Никитина И. Б. — 38, 39, 44.

Овчинников А. М. — 4, 6, 8, 9, 10, 117,
151.
Огильви Н. А. — 194.
Олейников Б. В. — 6.
Олейников И. Н. — 48, 49.
Олейникова Н. Н. — 6.
Онуфриенок И. П. — 10, 15, 36, 39,
139, 151.
Орлова А. В. — 116.
Остапея П. В. — 116.
Отоцкий П. В. — 9, 117.

Павлов М. И. — 160.
Павлова Л. И. — 33.
Паинин М. С. — 159.
Пантелеев В. М. — 10.
Парилов Ю. С. — 10, 15, 36, 39, 123,
128, 136, 151.
Паршин П. Н. — 86, 123.
Пачаджанов Д. Н. — 151.
Перельман А. И. — 4, 5, 6, 9, 34, 41,
44, 47, 85, 177, 182, 197, 199, 207,
220, 221, 230, 234, 239, 248.

- Петренчук О. П. — 121, 164.
 Петров В. П. — 220.
 Пинискер Е. В. — 6.
 Питъева К. Е. — 39.
 Плевако Г. А. — 94.
 Полынов Б. Б. — 9, 182, 212, 220, 221, 234, 248, 249.
 Пономарева В. В. — 8, 113, 114, 115, 245, 246.
 Посохов Е. В. — 4, 10, 11, 95, 159, 160, 163, 164, 197, 242, 243, 244, 251, 252.
 Рассказов Н. М. — 6, 15, 105, 122, 123, 126.
 Резников А. А. — 15, 16, 159, 176.
 Рогов Г. М. — 6, 86, 92, 93.
 Родин Л. Е. — 42, 43, 48, 207, 208, 245, 246, 247.
 Ронов А. Б. — 220.
 Рубейкин В. З. — 117, 154, 163.
Савареинский Ф. П. — 204.
Сапожников Д. Г. — 203, 220, 247.
 Сауков А. А. — 4, 240.
 Свешников Г. Б. — 136, 159.
 Свистов П. Ф. — 121, 164.
 Селезнева Е. С. — 121, 164.
 Селиванов Л. С. — 116.
 Сидоренко А. В. — 10, 220.
 Скопинцев Б. А. — 10, 117, 160.
 Скрынникова И. Н. — 8, 113, 202.
 Смирнова Г. Н. — 10.
 Соколов И. Ю. — 15, 26.
 Сотникова Н. Н. — 8, 113, 114, 115, 245, 246.
 Степанов В. М. — 151, 154.
 Столярова А. В. — 160.
 Стащук М. Э. — 199.
 Страхов Н. М. — 218, 220.
 Стрелкова А. А. — 113.
 Сущик Ю. Я. — 151.
 Сыдыков Ж. С. — 159, 172.
 Сыромятников Н. Г. — 160.
Талипов Р. М. — 160.
 Таргульян В. О. — 45, 183, 213.
 Тененбаум Л. Я. — 159.
 Тихонова Н. В. — 39.
 Тодорова Н. И. — 27, 45.
 Токарев А. Н. — 8, 10.
 Толстиков Г. А. — 38.
 Тупчий З. В. — 123, 124, 128, 133.
Улодов П. А. — 6, 8, 10, 14, 15, 36, 39, 86, 105, 122, 123, 126, 136, 151.
Фатеев А. Д. — 123.
Ферсман А. Е. — 4, 171, 182, 220.
Фридланд В. М. — 70, 85.
Цыба Н. П. — 160.
Цюрупа И. Г. — 43, 203.
Чапыжников А. В. — 116.
 Черняев Л. М. — 151, 159.
 Черняева Л. Е. — 151, 159.
 Черняховский А. Г. — 220.
 Чижикова Н. П. — 220.
 Чижкова Н. И. — 39.
Чухров Ф. В. — 220.
Шабынин Л. Л. — 123, 124.
Шварцев С. Л. — 8, 15, 21, 22, 23, 27, 39, 45, 47, 50, 54, 55, 58, 105, 122, 183, 200, 204, 219, 229, 237, 249, 251, 257.
Шварцева Н. М. — 6, 90, 123, 151.
Швец В. М. — 6, 10, 17, 117, 151, 174, 245.
Швецов П. Ф. — 6, 14.
Шилова Е. И. — 103, 113, 114.
Шпаков О. Н. — 116.
Шрамко И. А. — 39.
Шубенин Н. Г. — 27, 36, 39, 105, 106.
Щербаков А. В. — 8, 10, 199.
Щербина В. В. — 4, 6, 199, 240.
Щукарев С. А. — 19.
Яшина Р. С. — 203.
Abdel-Mogheeth S. M. — 160.
Abramovich B. L. — 77.
Allan R. J. — 38.
Archambault J. — 50, 53.
Atwa S. M. — 160.
Back W. — 179.
Barber W. — 66.
Barker F. — 75, 76, 109, 157.

- Bielsa L. O. B. — 77.
Black R. F. — 20, 38.
Bonifas M. — 59.
Boyle R. W. — 38.
Brawn I. C. — 38.
Brown T. H. — 183, 184.
- Carroll D. — 121, 164, 244.
Chao T. T. — 117.
Chebotarev J. J. — 10, 170.
Christ Ch. L. — 10, 56, 179, 182, 183, 199.
Clark F. W. — 7.
Coyne P. J. — 28, 43.
- Davis S. N. — 10, 68, 76, 77.
Deines P. — 203.
De Wiest J. M. — 10.
D'Hoor J. — 57, 249.
Drake J. J. — 42, 199.
Duce R. A. — 72.
- Eccles L. A. — 80, 117.
El-Hinnawi E. E. — 160.
Ellington A. C. — 77.
Engelen G. B. — 117.
Erriksson E. — 10, 249, 250.
Feth I. H. — 9, 145, 147, 148, 149, 182.
Formel-Cortina F. — 77.
Fleischer M. — 117.
Fritz B. — 226.
- Garrels R. M. — 10, 56, 179, 182, 183, 199, 203, 226.
Gosling A. W. — 117.
- Hanshaw B. B. — 42, 203.
Harmon R. S. — 42, 199, 203.
Helgeson H. C. — 183, 184.
Hem I. D. — 10, 19, 75, 109, 117, 157.
Hess J. W. — 42, 199.
Hill V. C. — 77.
Hopkins D. — 38.
Hornbrook E. H. W. — 38.
Horr C. A. — 75, 109, 157.
- Iacks G. — 189, 190.
- Jenne E. A. — 117.
- Karstrom T. — 38.
Keller W. D. — 194, 197, 198, 229.
Kelley I. I. — 28, 43.
Khunakasem V. — 10, 249, 250.
Kitano Y. — 117.
Kolárová M. — 117.
Krasný I. — 117.
- Langmuir D. — 179, 203.
Lahermo P. — 107, 108, 109.
Landström O. — 109.
Leeper R. H. — 183, 184.
Legrand H. E. — 150.
Lennheer J. A. — 80, 117.
Livingstone D. A. — 174, 175.
Lohr E. W. — 38.
Loughnan F. C. — 220
- Mackenzie F. T. — 203, 226.
Maglion G. — 68.
Maignien R. — 56, 59, 85, 249.
Malcolm R. L. — 80, 117.
McKinley P. W. — 80, 117.
Miller J. P. — 149.
Millot G. — 212, 248.
Morgan I. I. — 10.
Mullor I. B. — 77.
- Nahl Van — 72.
Nguen Thyong Huang — 70.
Nriagu J. O. — 183.
- Okuda S. — 117.
Okunishi K. — 117.
- Pačes T. — 117, 179, 182.
Paquet H. — 212, 248.
Patterson P. R. — 38
Patterson S. H. — 70
Pedro G. — 9, 220, 221, 222, 248.
Pekar E. L. — 38.
Phoenix D. A. — 117.
Polzer W. L. — 145, 147, 148, 149, 182.
Preez J. W. — 66.
- Rickard D. T. — 117.
Rightmire C. T. — 42, 203.
Roberson C. E. — 70, 145, 147, 148, 149, 182.
Rogers S. M. — 145, 147, 148, 149.
Rougérie G. — 52, 59, 62, 63.

- Schoeller H. — 10
Schoeller M. — 113, 114.
Scotte R. — 75, 76, 109, 157.
Silvey W. D. — 76, 77.
Skougstad M. W. — 75, 109, 157.
Stumm W. — 10.
- Tardy Y. — 9, 59, 60, 61, 71, 74, 75, 77,
117, 183, 184, 189, 192, 212, 221,
226, 248.
- Trescases I. J. — 70.
- Turekian K. K. — 174, 175.
- Valeton I. — 70.
- Vigil I. B. — 77.
- Wackermann I. M. — 64, 65, 66.
Waring G. A. — 10, 19, 75, 109, 157
Weninger G. — 70.
Wenner C. G. — 109.
White D. E. — 10, 19, 75, 109, 157.
White W. B. — 42, 199.
Wigley T. M. L. — 199.
Winchester I. W. — 72.
- Yoshioka R. — 117.
- Zyka V. — 173, 174, 175.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Глава I. Состояние, задачи и методы изучения гидрогеохимии зоны гипергейзера	7
§ 1. Краткие исторические сведения	7
§ 2. Постановка проблемы. Система вода — алюмосиликаты и особенности ее развития	11
§ 3. Особенности методики исследований	15
Глава II. Геохимия подземных вод провинции многолетнемерзлых пород	20
§ 1. Особенности распространения и залегания подземных вод на северо-западе Сибирской платформы	20
§ 2. Химический состав подземных вод	23
§ 3. Геохимия подземных вод других районов криолитозоны. Средние содержания химических элементов в водах	36
§ 4. Источники химических элементов подземных вод	41
Глава III. Геохимия подземных вод провинций тропического и субтропического климата	47
§ 1. Гидрогеологические особенности территории Гвинеи	50
§ 2. Геохимия подземных вод Западной Африки	53
§ 3. Другие данные по геохимии подземных вод тропических и экваториальных областей. Средние содержания элементов в водах	70
Глава IV. Геохимия подземных вод провинции умеренно-влажного климата	86
§ 1. Химический состав подземных вод платформенных областей юга Сибири	86
§ 2. Другие данные по химическому составу подземных вод районов умеренного климата	103
§ 3. Особенности состава лизиметрических вод подзолистых почв	113
§ 4. Средние содержания и источники химических элементов в водах	116
Глава V. Геохимия подземных вод горных областей	122
§ 1. Геохимия подземных вод Алтая-Саянской области	122
§ 2. Химический состав подземных вод Кураминского хребта (северные отроги Тянь-Шаня)	138
§ 3. Геохимия подземных вод других горных областей. Средние содержания химических элементов в водах	145
Глава VI. Геохимия подземных вод провинции континентального засоления	156
§ 1. Гидрогеохимия некоторых степных районов. Средние содержания химических элементов в водах	157
§ 2. Источники химических элементов подземных вод континентального засоления	162
Глава VII. Сравнительная характеристика состава различных типов подземных и поверхностных вод	166
§ 1. Особенности состава подземных вод различных климатических зон	166
§ 2. Сравнительный анализ состава подземных, речных и морских вод	173
Глава VIII. Равновесно-неравновесный характер системы вода — горные породы	179
§ 1. Равновесие воды с карбонатными и алюмосиликатными породами	179
§ 2. Природа неравновесности системы вода — первичные алюмосиликаты	194

§ 3. Факторы, контролирующие характер геохимической среды	197
§ 4. Направленность и природа разложения органического вещества	200
Глава IX. Подземный химический вынос и его геологическая роль	204
§ 1. Количественная характеристика отдельных составляющих подземного химического выноса осиевых ландшафтных зон	204
§ 2. Соотношение между литогенным выносом элементов и масштабами выветривания горных пород	211
§ 3. Масштабы и механизм ионного разложения воды	218
Глава X. Некоторые гидрогеохимические аспекты проблемы выветривания горных пород	220
§ 1. Основные геохимические типы выветривания	220
§ 2. Основные факторы, определяющие геохимическую направленность процессов выветривания	224
§ 3. Классы водной миграции	230
Глава XI. Геохимическая подвижность элементов	234
Глава XII. Основные факторы и этапы формирования химического состава подземных вод	241
§ 1. Гетерогенность состава подземных вод	241
§ 2. Соподчиненность основных факторов, контролирующих состав подземных вод	242
§ 3. Основные этапы эволюции химического состава подземных вод	244
§ 4. Некоторые аспекты эволюции факторов гипергенеза в геологической истории	255
§ 5. Взаимосвязь состава воды и основных факторов, его контролирующих	258
Заключение	268
Список литературы	270
Авторский указатель	281

ИБ № 1616

СТЕПАН ЛЬВОВИЧ ШВАРЦЕВ

**ГИДРОГЕОХИМИЯ
ЗОНЫ ГИПЕРГЕНЕЗА**

Редактор издательства С. Г. БАРОЯНЦ

Переплет художника В. В. ЕВДОКИМОВА

Художественный редактор В. В. ЕВДОКИМОВ

Технические редакторы А. Г. ИВАНОВА,

О. Ю. ТРЕПЕНОК

Корректор Р. Я. УСКОВА

Сдано в набор 29.03.78.

Подписано в печать 17.08.78. Т-15153.

Формат 60×90¹/₁₆ Бумага № 2.

Гарнитура литер. Печать высокая

Печ. л. 18,0. Уч.-изд. л. 21,08. Тираж 1400 экз.

Заказ 425/6633—2 Цена 3 р. 50 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12,

Третьяковский проезд 1/19

Ленинградская картографическая фабрика
объединения «Аэрогеология»