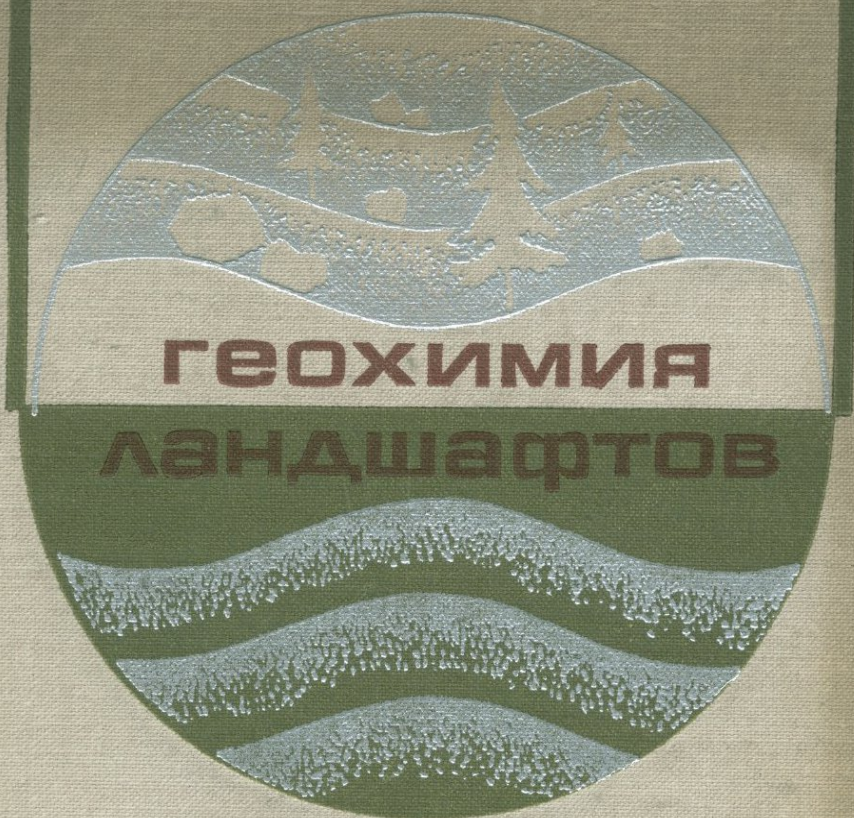


К. И. Лукашев, В. К. Лукашев.



**ГЕОХИМИЯ
ЛАНДШАФТОВ**

Издательство
>> Высшая школа <<

К. И. Лукашев, В. К. Лукашев

550.4 (075): 551.4

ГЕОХИМИЯ ЛАНДШАФТОВ

Допущено Министерством высшего и среднего
специального образования БССР в качестве
учебного пособия для геолого-географических
факультетов университетов

1185

Академику
Мкртчяну Сергею
Сергеевичу
С Забонице Уманской
от автора
Кедров
Ереван, 3/12 73.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «ВЫСШЕЯ ШКОЛА»
МИНСК 1972



552

Л 84

УДК 550.40

ПРЕДИСЛОВИЕ

Геохимия ландшафтов представляет собой одно из направлений современного геохимического изучения географической оболочки земной коры. Это направление зародилось в Советском Союзе в 30-х годах XX в. в результате классических работ акад. Б. Б. Полынова. В настоящее время геохимическое изучение ландшафтов получило широкое развитие, особенно в нашей стране.

Главные особенности геохимического изучения ландшафтов заключаются в том, что химический состав и подвижность элементов и соединений анализируются в ландшафтном комплексе. С помощью сопряженного геохимического анализа выясняются закономерности миграции химических элементов в различных типах природных ландшафтов: в породе, почве, растительности и воде; делаются выводы о поведении химических элементов в ландшафте, их выносе и накоплении в остаточных и аккумулятивных продуктах выветривания, концентрации и рассеянии в ландшафтной оболочке; о роли химических элементов в жизнедеятельности животных и растений, в образовании ореолов рассеяния и биогеохимических провинций и др.

Геохимическое изучение ландшафтов играет большую научную и практическую роль, в частности в проведении поисков полезных ископаемых, в решении вопросов, связанных с охраной природных комплексов от химического загрязнения, здравоохранением, осуществлением мероприятий и т. д.

При написании пособия авторы преследовали цель — дать студентам важнейшие сведения по геохимии ландшафтов, ориентировать их в основных направлениях геохимического изучения ландшафтов; охарактеризовать научное и прикладное значение геохимического изучения ландшафтов и земной коры. Авторы стремились не только описывать отдельные явления, но и объяснять их.

Материал пособия представлен в четырех частях.

В первой части кратко изложены теоретические основы геохимии ландшафтов; рассматриваются геохимическая наука и ее основные отрасли; ландшафтно-геохимические геосферы на территории земной коры; физические и геохимические закономерности поведения элементов в ландшафтной оболочке; геохимические характеристики вещественного состава и процессов; космическая и земная энергия геохимических процессов.

Во второй части приводятся сведения о геохимии отдельных геосфер ландшафтной оболочки: литосферы, гидросферы, газовой сферы, геохимии живого вещества; о палеогеохимических условиях развития древних ландшафтов.

В третьей части характеризуется геохимия зональных ландшафтов: полярных и высокогорных стран, тундровых, таежно-лесных, степных, пустынь и ландшафтов влажных субтропических и тропических стран.

Четвертая часть посвящается прикладным аспектам геохимии ландшафтов: технический прогресс и преобразование ландшафтов; использование, обогащение и охрана ландшафтов; биогеохимические проблемы борьбы с эндемиями; ландшафтно-геохимические методы поисков полезных ископаемых; основные задачи лабораторных геохимических исследований.

По просьбе издательства рукопись была прорецензирована на кафедре почвоведения МГУ, руководимой членом-корреспондентом АН СССР профессором В. А. Ковдой, а также доктором геолого-минералогических наук А. И. Перельманом. Ценные замечания рецензентов с благодарностью приняты.

Авторы

Минск,
январь 1971 г.

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ГЕОХИМИИ ЛАНДШАФТОВ

Глава I

ГЕОХИМИЯ КАК НАУКА, ЕЕ ОСНОВНЫЕ ОТРАСЛИ, НАУЧНОЕ
И ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ*Предмет и задачи геохимии*

Существует множество (в основе сходных) определений геохимии как науки и предмета ее изучения, предложенных основоположниками этой науки В. И. Вернадским, А. Е. Ферсманом, В. М. Гольдшмидтом, а также другими учеными. Во всех этих определениях задачей геохимии признается изучение истории атомов в земной коре и их свойств, поведения и распространения в отдельных геосферах, их миграции, концентрации и рассеяния в минералах, породах, природных водах, живых организмах и в целом в природе.

Согласно В. И. Вернадскому, «геохимия изучает химические элементы земной коры и, насколько возможно, всей планеты. Она изучает их историю, их распределение во времени и в пространстве. Она резко отличается от минералогии, которая в том же пространстве и в том же времени изучает историю соединений атомов — кристаллов и молекул». А. Е. Ферсман и В. М. Гольдшмидт разделяют этот взгляд на задачи геохимии, но больше акцентируют внимание на факторах и законах, которыми обуславливаются геохимические процессы в земной коре.

На основании современных представлений о геохимии как науке ее задачи можно сформулировать следующим образом.

Геохимия изучает химические особенности Земли и ее составных компонентов — горных пород, воды, газов и живого вещества. Она выясняет закономерности поведения и распространения в этих компонентах химических элементов, их сочетаний и ассоциаций на основе свойств элементов, их атомов и ионов; объясняет факторы и условия миграции (перемещения) химических элементов, концентрации и рассеяния в природе. В задачу геохимии входит разработка физических, химических, термодинамических параметров и констант, характеризующих геохимические процессы, протекающие в Земле и в отдельных ее геосферах; объяснение химических, физических и биогеохимических превращений, происходящих внутри Земли и на ее поверхности. Вместе с физикой геохимия изучает проблемы происхождения химических элементов Космоса на основе сопоставления химического состава Земли с таковым других космических тел (метеоритов, пород Луны, планет Солнечной системы и др.). Во взаимосвязи с биологией геохимия изучает органическое вещество планеты, участие его в геохимических процессах образования минералов, горных пород, почв и других природных тел. Она выясняет роль геохимических факторов в эволюции живого вещества биосферы.

Геохимия разрабатывает собственные аналитические методы геохимического изучения Земли и отдельных геосфер и геохронологические методы изучения геологического возраста Земли и ее отдельных частей.

Геохимия как наука занимает исключительно видное место в современном естествознании. Она разрабатывает фундаментальные вопросы, связанные с историей развития Земли, ее оболочек и геосфер, ее веще-

ственного состава и минеральных ресурсов. Основным объектом изучения геохимии являются кирпичики мироздания — химические элементы и их атомы.

Возникновение и формирование геохимических идей

В XVI — XVIII вв. как самостоятельные науки формируются химия, горное дело и геология.

Использование человеком камня, глины, кварца и других неметаллических полезных ископаемых, а также поиски золота, ртути, мышьяка, серы и других веществ, известных еще древним народам, привели к необходимости изучать условия нахождения в месторождениях минералов и металлов, их залегания в земной коре. Накапливаются данные о составе горных пород, руд, минералов и содержании отдельных химических элементов.

Химическая наука к этому времени сделала определенные успехи в области экспериментальных исследований, в изучении химии атмосферы и рудничных газов. Была разработана новая система, разделяющая химические соединения на кислоты, основания и соли. В борьбе с формалистическим описательным направлением в минералогии развивалось химическое, которое и привело к возникновению геохимии.

Объяснение геологических и химических явлений, особенно связанных с происхождением руд и минералов, составом природных газов, образованием химических соединений привело к зарождению геохимических идей. Крупный вклад в их развитие в области химии внесли Р. Бойль, А. Лавуазье и Д. Дальтон, а в области химической технологии, геологии, минералогии и рудных месторождений — Лекрер де Бюффон, А. Вернер, В. М. Севергин. Особая роль в развитии геохимических и атомистических идей принадлежит гениальному русскому ученому-энциклопедисту М. В. Ломоносову. Он развил корпускулярную теорию и атомистические представления о строении вещества, разработал гипотезу о связи между свойствами атомов, тел и всеми физическими явлениями. М. В. Ломоносов осуществил важнейшие исследования тепловых явлений и газообразного состояния тел, провел анализы солей, руд и различных пород.

Ломоносов в числе первых в России заложил фундамент нового представления о минерале как о продукте, получающемся в результате химической жизни земной коры. Он доказал, что вещество состоит из отдельных частиц, которые обладают особым притяжением, силой инерции, находятся в состоянии постоянного движения и вращения. Он пришел к выводу, что в природе ничто не может исчезнуть бесследно, и почти за полвека до французского химика Лавуазье установил основной закон природы — закон сохранения веса веществ.

Раньше других Ломоносов заложил основу учения о вторичных изменениях минералов и горных пород под воздействием высоких температур и давлений. Причину тектонических движений он видел во внутренней энергии Земли, являющейся, по его мнению, следствием химических реакций и молекулярного трения.

В «Очерках геохимии» (1934) В. И. Вернадский указывал, что «только в наше время вскрылась прозревающая будущие пути научная мысль Ломоносова. В его трудах ясно и ярко видно сознание и понимание геохимических проблем. В тогдашнем Петербурге и Петербургской Академии наук он самостоятельно шел по пути, на который научная мысль окончательно вступила только в нашем XX в. Он углублялся непрестан-

но в химию природных тел не в частностях, а в общем и в связи с историей Земли».

Так к началу XIX в. завершился первый период развития геохимических идей. В химии и геологии были накоплены новые материалы. Химический элемент и химические соединения стали объектом глубоких исследований. Однако развитие этих наук шло обособленно и почва для возникновения геохимии как синтеза химии и геологии не была еще создана.

Выдающиеся открытия XIX в. и становление геохимии как науки

Слово «геохимия» впервые было предложено швейцарским ученым Х. Ф. Шейнбейном в 1838 г. Он писал, что геохимия должна обращать внимание на химическую природу масс, составляющих земной шар, на их происхождение, относительную древность этих образований и погребенных в них остатков доисторических растений и животных.

Однако потребовалось более полу столетия для того, чтобы из геохимических идей родилась геохимическая наука сегодняшнего дня. Расширялись и углублялись исследования в области химии и минералогии, рудных месторождений, метеоритов, вулканических пород, почв, организмов, природных вод и т. п. Э. Ф. Хладни и другими исследователями были получены данные по химическому и минералогическому составу метеоритов. Выяснилось сходство между химическим составом горных пород земной коры и телами Космоса. Ж. Б. Дюма, Ж. Б. Буссенго, Ю. Либих и другие получили данные о химии живых организмов, их роли в использовании химических элементов земного вещества, установили картину геохимического значения зеленых растений в газовом обмене и зольных элементов (азота, фосфора) в питании растений и др. Развивались теории о химической структуре органического вещества, устройстве молекул как системе атомов, их типах. Появилась возможность не только анализировать, но и синтезировать структурное устройство сложных неорганических и органических соединений. Возникла органическая химия, в создании которой выдающуюся роль сыграли работы А. М. Бутлерова. Были сделаны попытки объяснить животный и растительный метаболизм и этим заложены основы биохимии, получившей бурное развитие в XX в.

В трудах В. М. Севергина (1798, 1807), И. Ф. Брейтгаупта (1849) и других ученых блестяще обобщены достижения в области изучения минералов и рудных месторождений, видное место отводится изучению парагенезиса минералов и химических элементов, выяснению значения жизни в химических процессах Земли. Эли де Боммон (1846) обосновал связь химических элементов и закономерностей их парагенетического нахождения, вытекающих из магматических явлений. Он не только охарактеризовал процессы остывания расплавленной магмы, но и глубоко геохимически проанализировал судьбу отдельных элементов в сложном магматическом процессе. Это были уже прочные корни основных данных геохимии.

Познание химического процесса, указывал А. Е. Ферсман (1933), связало минералогию с физической химией, привело к новому, более точному пониманию тех перегруппировок химических атомов, которые идут в земной коре при изменчивых термодинамических условиях ее геологического и космического прошлого.

Во второй половине XIX в. Г. Р. Киргоф и Р. В. Бунзен (1854) ввели в исследование спектральный анализ. Это была революция в методах

изучения строения вещества, проникновения в его сущность. Спектральный анализ подтвердил нахождение химических элементов в рассеянном состоянии, равномерное проникновение их во всю земную материю.

Стало ясно, отмечал В. И. Вернадский, что геохимические проблемы — это неразрывная часть проблемы космической химии, что химия Земли — одно из проявлений планетной химии и что учение о геохимическом характере химических элементов, т. е. геохимия, резко отличается от минералогии.

В 1869 г. Д. И. Менделеев открыл периодический закон (систему) элементов. Это открытие явилось фундаментом всех основных теоретических построений и концепций геохимической науки нашего времени.

Сейчас нам известно 104 химических элемента, изучается 105-й, а в то время Менделеев оперировал с 63 элементами, причем лишь у 48 были определены атомные веса. Гениальность, научная смелость и решимость позволили ему из разрозненных фактов и противоречивых данных создать стройную систему, точно определить в ней место еще не открытых в то время элементов и предсказать их открытие.

Яркую характеристику периодического закона Д. И. Менделеева и его значения для геохимии дал А. Е. Ферсман (1934). Таблица Менделеева, указывает он, очень проста. Она — сама природа. Доступный нашему восприятию окружающий мир вещества есть в сущности грандиозная таблица, развернутая по длинным периодам, разбитая на отдельные части.

На базе периодического закона Д. И. Менделеева построены все главнейшие геохимические положения и выводы о закономерностях распределения, концентрации и рассеяния элементов в земной коре и Космосе. Созданы геохимические классификации элементов, разработаны основные положения энергетики геохимических процессов и разрабатываются многие вопросы теоретической и прикладной геохимии.

К концу XIX в. Ф. У. Кларк на основе химических анализов образцов пород, вод рек и озер подсчитал средний состав земной коры. Благодаря своему значению в учении об атомах числа кларка * сыграли большую роль в развитии современной геохимии.

Современная геохимия — наука XX в.

Конец XIX в. ознаменовался замечательными открытиями в области физики, химии, кристаллографии, минералогии. Они легли в основу дальнейшего изучения кристаллического вещества, строения атома и атомного ядра, взаимодействия между ядром и электронной оболочкой и т. п. Был открыт мир элементарных частиц, характеризующихся своеобразной структурой и свойствами. Подтверждено гениальное предвидение В. И. Ленина о том, что электрон так же неисчерпаем, как и атом. Геохимическая наука наших дней поставила своей целью привлечь все достижения теории и практики для решения сложных геологических и химических вопросов, связанных с познанием процессов миграции, распределения и сочетания атомов в природе.

В первых десятилетиях XX в. геохимическое направление особенное развитие получило в работах В. И. Вернадского (1863—1945) и его учеников. На первое место Вернадский выдвигал историю минералов, их генезис, изучение их совместного происхождения, рассматривал все это

* Термин «кларки элементов» предложен в 1923 г. А. Е. Ферсманом.

с позиций химии земной коры — геохимии. Он лучше и глубже других понимал значение геохимических идей в решении проблем геологической науки и способствовал развитию геохимического направления в геологии, минералогии и почвоведении.

В. И. Вернадский в числе первых сформулировал содержание и задачи геохимии как науки, определил важнейшие направления геохимических исследований.

В. И. Вернадский раньше других применил Периодическую систему элементов Д. И. Менделеева к характеристике химического состава земной коры. Он охарактеризовал историю круговорота отдельных химических элементов в земной коре и биосфере, указал на их участие в образовании различных пород, минералов и почв, особенно кислорода, азота, кремния и углерода. Вернадский ввел понятие о геохимическом и биогеохимическом круговороте вещества в биосфере; геологическую и биологическую деятельность организмов рассматривал как совокупную деятельность органического мира, названного им живым веществом. Живое вещество не только управляет химическими процессами почв, но и входит в ее состав. О минералах почв (силикатах — монтмориллоните, каолините, галлуазите и др.) В. И. Вернадский (1926) писал, что эти минералы являются результатом биогеохимической природы процесса.

Биогеохимическое учение В. И. Вернадского о биосфере, почвах и образовании почвенных минералов, о геологическом и биологическом круговороте вещества было развито и конкретизировано Б. Б. Польновым, А. П. Виноградовым и др.

Изучая вопросы парагенезиса элементов в породах земной коры и пытаясь установить закономерности их концентрации и рассеяния, В. И. Вернадский разработал вопрос об изоморфных рядах, т. е. о замещении ионов одного элемента в кристаллических решетках ионами других элементов. Он указал на существование изоморфных рядов химических элементов, меняющихся в зависимости от давления, температуры и других физико-химических условий. Изоморфными замещениями объясняется сложный состав большинства минералов, особенно из группы силикатов и алюмосиликатов. Изучение изоморфизма позволяет установить закономерности и формы нахождения химических элементов в горных породах, процессы концентрации и рассеяния их в земной коре.

В. И. Вернадский один из первых создал геохимическое учение о природных водах и их геохимической роли в земной коре. По отношению к воде все химические элементы он разделил на гидrogenические и пирогенические и охарактеризовал их участие в формировании химического состава. Таким образом, Вернадского следует считать основателем гидрогеохимического направления в геохимии.

Раньше других он указал на геохимическое значение газового обмена в земной коре и на важность изучения природных газов, сделал попытку дать научную классификацию их. Обогатили науку и стали фундаментом современной геохимии и естествознания его высказывания о биологическом происхождении атмосферы, материальном обмене Земли с Космосом, роли радиоактивных процессов в энергетике земной коры, избирательной способности организмов к изотопам, человеке как крупнейшей геологической и геохимической силе в биосфере, эволюции биосферы в геологической истории, геохимическом значении метеоритов и космической пыли и др. С именем Вернадского связано развитие таких отраслей геохимического изучения земной коры, как биогеохимия, гидрогеохимия, газогеохимия, радиогеохимия.

Наиболее крупными представителями геохимической науки являются также советский ученый акад. А. Е. Ферсман (1883—1945) и норвежский ученый В. М. Гольдшмидт (1888—1947).

А. Е. Ферсман первый (1912) вел курс геохимии в Московском народном университете им. А. А. Шанявского. Вслед за этим (1919—1920) в Петроградском университете им был прочитан краткий курс лекций по геохимии. В 1922 г. он опубликовал крупную работу «Геохимия России» о принципиальных основах геохимии как науки и осветил важнейшие вопросы региональной геохимии. Непревзойденным по своему энциклопедическому характеру, глубине изложения физического, химического и геологического материала является его четырехтомное издание «Геохимия» (1934—1939). В 1943 г. за геохимические работы Лондонское геологическое общество присудило Ферсману свою высшую награду — Медаль из палладия им. Волластона.

Характеризуя геохимию как науку и ее задачи, А. Е. Ферсман указывал, что геохимия изучает не судьбы и свойства молекул, химических соединений, минералов, горных пород или их геологических комплексов, а судьбу самого атома, прежде всего в условиях земной коры, доступных точному эксперименту, его поведение, перемещение, миграции, сочетания, рассеяния и концентрации. В его трудах разработаны важнейшие вопросы энергетической и минералогической геохимии. По многим из них высказаны оригинальные мысли и взгляды, предложены новые понятия, вычислены цифровые показатели и коэффициенты (например, энергетические коэффициенты — веки и эки и др.). Для объяснения геохимических процессов последовательности кристаллизации он предложил геохимические диаграммы и таблицы, показывающие конкретное применение в геохимии Периодической системы Д. И. Менделеева.

А. Е. Ферсман разработал и осветил такие коренные вопросы геохимии, как миграция, концентрация и рассеяние элементов в земной коре, теория энергетики геохимических процессов, геохимия природных группировок и ассоциаций элементов в земной коре и др.

В создании современной геохимии видное место принадлежит В. М. Гольдшмидту, который создал минералого-геохимический институт в Осло, а затем научный центр геохимической работы в университете в Геттингене (Германия, 1930). Основные направления в исследованиях Гольдшмидта — кристаллохимическое изучение атомов и ионов, их поведение и распределение в расплавах, изучение редких элементов в земной коре и др.

Выдающимся геохимиком-биогеохимиком является советский ученый акад. А. П. Виноградов. Он стремится найти закономерности распределения химических элементов в верхней части земной коры, из которых образовался осадочный покров Земли, установить количественный состав редких и рассеянных элементов в почвах, обосновать закономерности их распространения в зависимости от геологических и климатических условий.

А. П. Виноградов создал новое направление в геохимии изотопов и успешно разрабатывает этот раздел геохимических знаний об элементах и их свойствах. Он установил, что при фотосинтезе освобождается кислород не углекислоты, а воды, * что природные гидроокиси железа, марганца и другие приобретают кислород в результате гидролиза.

* Сейчас мечеными атомами установлено, что при фотосинтезе кислород получается из воды, а не отделяется от углекислого газа, как считалось раньше.

Изучая происхождение солевой массы океанов, он пришел к выводу, что в образовании катионов морской воды главную роль играют продукты выветривания магматических пород, поступающие в океан с суши, а в образовании анионов — материалы вулканического происхождения.

Виноградов ввел в геохимическую литературу понятие «биогеохимическая провинция», характеризующееся определенным содержанием отдельных элементов (избыточным, нормальным, недостаточным), с которым непосредственно связаны биологические условия роста и развития живых организмов. Ему принадлежит выдающаяся роль в изучении химии метеоритов и планет, в разработке проблем космической химии и геологии.

Большой вклад в разработку геохимических проблем литогенеза внесен акад. А. В. Сидоренко. Изучая докембрийские и современные отложения ряда районов Советского Союза, условия их образования, минералы и химические ассоциации, он выявил важнейшие закономерности процессов древнего и современного гипергенеза, роль последнего в формировании литогенетических особенностей осадочных пород.

А. В. Сидоренко развивает идеи о новом, комплексном подходе к изучению земной коры и особенно биосферы как геологической среды жизни и деятельности человека.

В числе геохимиков, внесших крупный вклад в развитие геохимической науки, необходимо отметить А. А. Саукова (1902—1965), В. В. Щербину и В. И. Лебедева. А. А. Сауков разработал вопросы энергетики природных процессов миграции и ассоциации элементов в горных породах, геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых, занимался исторической геохимией. В. В. Щербине принадлежат исследования поведения элементов в земной коре в зависимости от окислительно-восстановительных условий среды, геохимических свойств элементов; он внес крупный вклад в изучение изоморфизма. В. И. Лебедев разработал ряд вопросов, характеризующих геохимические процессы энергетика, изоморфизма, теории ионно-атомных радиусов и их значения для геохимии и химии.

Геохимия почв и ландшафтов

В XIX в. большое значение для развития геохимических идей в России имели исследования почвы, в которых во главе с В. В. Докучаевым принимали участие Н. М. Сибирцев, В. И. Вернадский, П. А. Замятченский, А. Е. Воейков, Ю. Ф. Левинсон-Лессинг, К. Д. Глинка, Г. И. Танфильев и др. В. В. Докучаев выделил почву в качестве особого естественного тела природы, развивающегося в результате взаимодействия различных факторов почвообразования (материнской породы, климата, растительности, животного мира и др.).

Было установлено значение выветривания и почвообразования в геологическом и биологическом круговоротах элементов в природе, выявлена специфика зональных химических и биохимических процессов, протекающих на земной поверхности в зависимости от горизонтальных и вертикальных «естественноисторических» зон. В работах В. В. Докучаева, К. Д. Глинка и других была обоснована роль физико-географических условий в химических процессах земной коры. Докучаев высказал идею о том, что природные явления необходимо изучать в их генетической, вековечной и всегда закономерной связи, которая существует между ними, между мертвой и живой природой. Крупный вклад в разработку геохимических вопросов почвоведения и процессов выветривания внесли

К. К. Гедройц, Б. Б. Полюнов, П. А. Замятченский, В. А. Ковда, И. Н. Антипов-Каратаев и др. Б. Б. Полюнов и его ученики внесли огромный вклад в изучение геохимии ландшафтов, методики их исследования и картирования. (1934)

Согласно Б. Б. Полюнову, геохимический ландшафт представляет собой участок земной поверхности, отличающийся особенностями миграции химических элементов, обусловленными комплексом взаимосвязанных и взаимообусловленных природных факторов и процессов. Водо-разделы, склоны, долины, водоемы — это не отдельные, изолированные друг от друга участки земной поверхности, а части, взаимообусловленные и тесно связанные между собой в едином процессе миграции и сопряжения химических элементов.

Различные генетические типы и разновидности почв наиболее ярко отражают геохимические ландшафты, так как однородность почв должна соответствовать определенной растительности, составу почвообразующей породы или наноса, определенному климату и микроклимату. В природных условиях существуют разнообразные ландшафты, названные Б. Б. Полюновым элементарными. Для них характерны не только типы, но и разности почв или повторения таких сочетаний почв, которые обуславливаются сочетаниями определенных элементов ландшафтов. Всякий элементарный ландшафт, указывает Полюнов, занимает одно из типичных положений в рельефе либо находится в переходной между двумя типичными положениями стадии: элювиальной, супераквальной и субаквальной. Сложные переплетения процессов почвообразования и формирования состава грунтовых вод, отраженные в законах миграции элементов в почвах и в коре выветривания, в концентрации их в живых организмах и почвах, определяют сущность типов и разновидностей геохимических ландшафтов.

Для изучения процессов образования геохимических ландшафтов, по Б. Б. Полюнову (1948), необходимо выяснить внутреннюю, органическую связь, во-первых, между почвами различных элементов рельефа, во-вторых, между почвами и растительными организмами (т. е. выяснить происхождение тех образований, которые В. Н. Сукачев называет геобиоценозом) и, в-третьих, связать комплекс этих геобиоценозов с дренирующими и питающими водами — с законами миграции элементов.

Применяя сопряженный анализ горных пород, продуктов выветривания, почвы, растительности, поверхностных и грунтовых вод, можно определить элементы, мигрирующие и накапливающиеся в ландшафте, их качественное и количественное соотношение в отдельных разновидностях ландшафта.

Миграция химических элементов, их закономерности распределения в ландшафте представляют то общее, что связывает различные компоненты ландшафта. Элементы, активно мигрирующие в почвах и природных водах и определяющие характерные черты ландшафта данной области, района, элементарного участка рельефа, получили название типоморфных. К главным типоморфным элементам (ионам) относятся Si, Al, Fe, H, Ca, Na, C, Mg, Cl, SO₄, миграция которых в ландшафтах накладывает отпечаток на почвы, местные воды, растительный покров и связывает все черты ландшафта между собой крепкой причинной связью. Для каждого географического ландшафта характерно закономерное геохимическое сопряжение, выражающееся в миграции и аккумуляции определенных химических элементов и их соединений. Так, для степной зоны характерны кальций, магний, уголекислота, обра-

зующие карбонаты, в меньшей степени натрия, хлор, водород, сульфатный анион (SO_4). В пустынной зоне, наоборот, важнейшие мигранты — это катионы и анионы, ведущие к образованию хлоридных, сульфатных и в меньшей степени карбонатных солей. Подзолистой зоне почвообразования свойственны элементы, которые выщелачиваются в иллювиальные горизонты: образуются сложные комплексы кислых сиаллитно-глинистых продуктов выветривания.

В настоящее время опубликованы крупные монографии В. А. Ковды, К. И. Лукашева, А. И. Перельмана, М. А. Глазовской и других авторов, в которых затрагиваются геохимические вопросы миграции и аккумуляции отдельных элементов в коре выветривания и биосфере, их круговорот в геологическом и биологическом циклах. Широко осуществляются ландшафтно-геохимические исследования в разных районах Советского Союза; разрабатываются геохимические классификации ландшафтов, принципы их районирования, картирования и т. д.

Установлено, что в ландшафте господствуют те же элементы, что и в осадочных породах, что миграционная способность и участие их в составе ландшафта определяются совокупностью эндогенных и экзогенных факторов.

Для геохимической характеристики ландшафта и условий его развития в историческом и палеогеографическом аспектах важнейшее значение имеют данные, указывающие на геологическую историю территорий и главные комплексы пород зоны гипергенеза. Этими факторами определяются элементы, поступающие в миграцию и биологический круговорот в процессе выветривания пород и образования ландшафтов.

Вторым комплексом факторов геохимической характеристики ландшафтов является физико-географический, главным образом гидроклиматические и геоморфологические условия развития геохимических и биогеохимических процессов. Этим комплексом факторов определяются условия подвижности и распределения элементов в ландшафте.

Третьим комплексом факторов геохимической характеристики ландшафта следует назвать данные, характеризующие состав химических элементов и их кларки в отдельных компонентах ландшафта, порядок и коэффициенты миграции элементов в природных водах, состав первичных и вторичных минералов, величины рН и окислительно-восстановительных потенциалов среды, биологическое поглощение и др.

В результате геохимического изучения ландшафтов устанавливаются фоновые кларки для обширной территории, однородной по структуре ландшафтов, и аномальные отклонения — избыточные и недостаточные элементы для развития ландшафта; выясняется роль отдельных элементов и их ассоциаций, вызывающих контрастные явления в развитии ландшафта.

Исследование геохимических типов ландшафтов должно отвечать следующим целям: установление территориальных комплексов и разновидностей ландшафтов, качественных и количественных различий между наиболее мелкими ландшафтными единицами; углубленное изучение и описание свойственных им природных условий и геохимических процессов миграции и концентрации элементов; выявление природных потенциальных возможностей, обусловленных биологическим и геохимическим круговоротом вещества; изучение условий применения способов хозяйственного использования ландшафтов путем технического воздействия на геохимические процессы, протекающие в них.

Основные направления в развитии современных геохимических исследований

В настоящее время накоплен большой материал, позволяющий понимать закономерности распределения химических элементов в различных геохимических циклах породы- и минералообразования, в почвах, природных водах, растительных и живых организмах. Более того, уже можно говорить о геохимии не только как о важнейшей пограничной отрасли геологических и физико-химических знаний, но и как о комплексной науке, состоящей из отдельных важных направлений и призванной прокладывать новые пути в объяснении условий образования, изменения химического вещества Земли, ее оболочек и геосфер. В общем развитие исследований по геохимии в последние годы дает основание выделить в ней следующие направления и отрасли научных геохимических знаний.

Общая геохимия изучает физические и химические свойства атомов и элементов, заложенные в периодическом законе, закономерности миграции, распределения, сочетания атомов и элементов в Земле и геосферах на основе данных атомной физики, физической химии, кристаллофизики, геотермодинамики; разрабатывает теорию геохимических процессов, протекающих в различных условиях земной коры, и формулирует основные закономерности этих процессов. Важнейшая ее задача — изучение качественного состава земной коры, количественного распределения (кларков) отдельных химических элементов в различных зонах Земли, геохимических системах и геохимических циклах и др.

Литогеохимия изучает химический состав горных пород земной коры; выявляет закономерности распределения и ассоциации химических элементов в связи с геохимическими циклами пороодообразования в различных условиях. Основное содержание ее — изучение металлогенических и петрографических геохимических провинций и месторождений полезных ископаемых, образовавшихся в результате действия геохимических процессов и характеризующихся повышенным содержанием химических элементов в горных породах. Литогеохимическое изучение горных пород и концентраций в них химических элементов тесно связано с минералогией, петрографией, литологией, учением о полезных ископаемых, геотектоникой. С помощью данных этих наук о генетических типах пород, условиях их образования литогеохимия характеризует геохимические системы и процессы пороодообразования, закономерности распределения в земной коре химических элементов.

Гидрогеохимия изучает гидрогеохимические типы природных вод, закономерности сочетания и распределения в них химических элементов, генетические типы гидрогеохимических провинций в земной коре, условия их формирования, эволюцию в связи с геологическими и геохимическими процессами, с одной стороны, закономерностями миграции воды в различных частях земной коры и физико-географическими условиями, с другой. Важным вопросом ее является изучение эволюции химического состава воды в океанических и морских бассейнах в связи с общим геологическим развитием материков и океанов. Гидрогеохимия разрабатывает методы поисков полезных ископаемых, основанные на выявлении ореолов рассеяния в природных водах химических элементов. В последнее время гидрогеохимические методы все больше применяются в поисковых работах, особенно на перекрытых мощными наносами площадях с хорошо развитой гидросетью и дренажем.

Газогеохимия изучает газовый состав элементов земной коры

и биосферы; выясняет геологические и химические условия образования газов, закономерности их миграции и накопления в толщах земной коры; устанавливает связь их выходов на поверхность с геологическими и тектоническими процессами породообразования, а также с химическим составом газовых компонентов; разрабатывает генетические и геохимические классификации газовых концентраций и выявляет наиболее важные из них в промышленном отношении. Разрабатывает методы поисков и разведок газовых месторождений и газоносных толщ.

Биогеохимия изучает роль живого вещества (т. е. совокупности живых организмов) в миграции и биологическом круговороте химических элементов в биосфере; устанавливает генетические типы биогеохимических провинций и классифицирует их в зависимости от содержащихся в них макро- и микроэлементов. Выявляет условия гумусообразования в почвах, роль микро- и ультрамикроэлементов в жизни и развитии организмов в различной биогеохимической среде, экологогеохимические условия сохранения органических остатков в земных недрах.

Биогеохимия разрабатывает методы биогеохимических поисков месторождений полезных ископаемых (металлов, нефти и газов), особенно в областях, перекрытых моренными, золовыми и другими генетическими типами отложений.

Почвенная и ландшафтная геохимия изучает закономерности миграции, взаимосвязь и сопряжение химических элементов в различных компонентах ландшафтов; устанавливает геохимические типы и разновидности ландшафтов в зависимости от географической зональности в природе, рельефа, сочетания биоценозов, процессов выветривания и почвообразования, геологического и биологического круговоротов химических элементов в земной коре и биосфере, а также других факторов и процессов, формирующих ландшафт на отдельных территориях земной поверхности. Ландшафтная геохимия разрабатывает ландшафтно-геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых, критерии и способы геохимической мелиорации ландшафтов с целью создания оптимальных условий их продуктивности.

Радиогеохимия изучает радиоактивные изотопные свойства атомов и элементов земной коры, роль радиоактивных процессов в энергетическом и тепловом балансе Земли; изучает распределение в земной коре (в отдельных ее геосферах и генетических типах горных пород) радиоактивных элементов. Важнейшая задача радиогеохимии — разработать методы определения возраста горных пород и установить абсолютную геохронологическую шкалу их образования в земной коре.

Аналитическая геохимия разрабатывает методы лабораторного и полевого геохимического изучения вещественного состава пород (и других проб); изучает различные виды анализов с целью определения их наибольшей эффективности при решении вопросов поисков и разведок полезных ископаемых: спектральные, химические, физико-химические, биогеохимические, изотопные, радиоактивные и др.

В связи с тем что выясняется все большее и большее геохимическое и биогеохимическое значение микропримесей отдельных элементов в основной массе минерального вещества, особое значение приобретает разработка и усовершенствование аналитических методов определения содержания микро- и ультрамикроэлементов в геохимических образцах.

Палеогеохимия изучает историю геохимического развития земной коры, древние физико-географические ландшафты и условия породообразования; разрабатывает критерии палеогеохимической ре-

конструкции и корреляции фациальных условий литогенеза. Важнейшее значение при этом имеет изучение изотопов O, C, S, U, Th, Pb и других элементов и их соотношение в породах и минералах.

Научное и практическое значение геохимии

Важнейшая задача геохимии — изучить сочетание элементов в минералах, породах и месторождениях, природных водах, газах, почвах, растительных и животных организмах; объяснить факторы и законы, вызывающие их перемещение, концентрацию и рассеяние в Земле. Знание этих вопросов дает ключ к успешному решению одной из важнейших задач геологической науки — разумно, на научной основе вести поиски полезных ископаемых.

В последние годы достижения геохимии стали играть огромную роль в решении научных вопросов естествознания и в практической деятельности человека. Как образно писал акад. А. Е. Ферсман, «только сочетая достижения исторической геологии, новой тектонической мысли с законами поведения элементов, мы начинаем понимать распределение полезных ископаемых то в грандиозных поясах, тянущихся на тысячи километров, то в целых геохимических поясах на пространстве миллионов квадратных километров. Только в свете этого нового синтеза, связывающего неразрывными узлами геохимию и геологию, рождается прогноз-предсказание, высшая форма научной мысли, которая из настоящего разгадывает будущее».

На основе комплекса палеогеографических данных геохимия помогает реконструировать условия образования горных пород и дальнейшую их эволюцию. Она вносит крупный вклад в расшифровку многовековых процессов образования Земли, ее догеологического и геологического прошлого. Изучая существовавшие в древности условия осадкообразования, геохимия позволяет восстанавливать былые ландшафты, характерные для них минеральные и органические соединения. Это дает возможность коррелировать геологическую и палеогеографическую историю отдельных формаций и фаций осадков и устанавливать их происхождение в пределах пространства и времени.

Одна из характерных особенностей хозяйственной деятельности человека — изменение химического состава окружающей его природы. Люди создают новые сочетания элементов в ландшафтной оболочке. Знание геохимических закономерностей этих изменений помогает решать многие вопросы географии, биологии, медицины, целенаправленно использовать природные богатства.

Геохимия разрабатывает специальные методы поисков полезных ископаемых и рекомендации в области рационального направления геологопоисковых, разведочных и эксплуатационных работ. Ей принадлежит исключительно важная роль в разработке научных предпосылок для организации работ по созданию искусственных минералов и каменных материалов, особенно для металлургии, керамической, стекольной и других отраслей промышленности. Вместе с другими науками (физикой, химией, технологией) геохимия помогает познавать закономерности сложного мира атомов в кристаллах, минералах и породе и целесообразно использовать их свойства в производстве новых материалов. Находясь на переднем крае технического прогресса, геохимия непосредственно помогает развитию новой техники, новой технологии производства, новых путей экономики (рис. 1).

В последнее время большой вклад в геохимию вносит космонавтика.

Исследования, выполняемые с помощью искусственных спутников Земли, позволяют геохимикам изучать химический состав Вселенной. Используя данные и во многих случаях методы этих наук, геохимия расширяет свои специфические отрасли, направления исследований, методы их осуществления и интерпретации геохимических явлений и

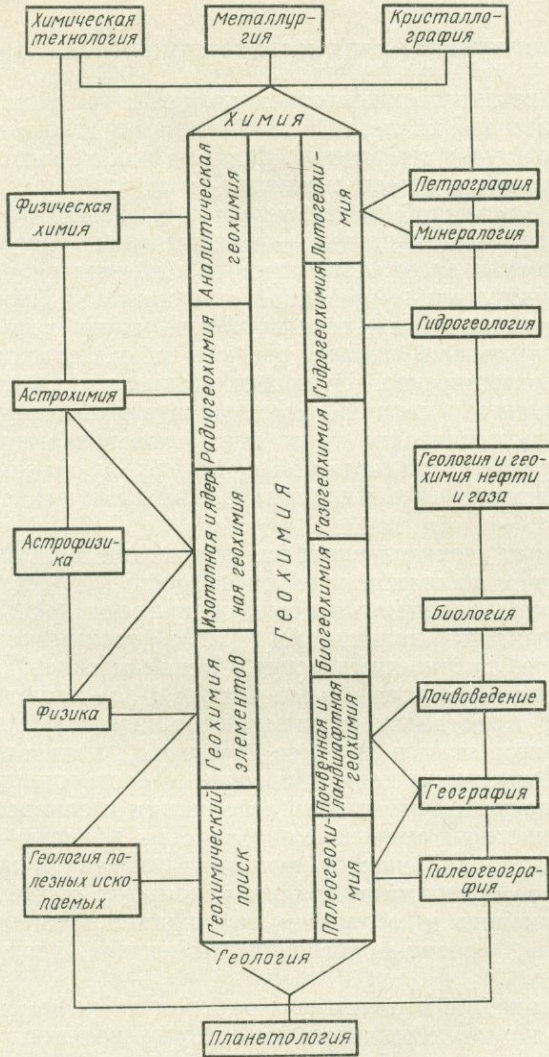


Рис. 1. Связь геохимии и ее отраслей со смежными науками.

процессов. Геохимия формулирует свои законы и принципы, ряд которых имеет общетеоретическое значение для всего естествознания.

Без преувеличения можно сказать, что современная геохимия представляет собой синтез научных достижений XX в. Она знаменует новый подход к изучению химических элементов и интерпретации сложных явлений физической, химической и биологической жизни земной коры.



Недалеко то время, когда сформируется новая область геохимических исследований, область геокосмохимии. Основной задачей ее будет изучение закономерностей химического состава космических тел и Космоса в целом, законов образования элементов в глубинах Вселенной, взаимосвязи между геохимическими явлениями, характерными для Земли, и космохимическими, протекающими во Вселенной.

Важнейшие геохимические понятия и терминология

Для характеристики геохимических явлений, протекающих в земной коре в ходе литогенеза и ландшафтообразования, геохимия использует ряд специальных научных терминов. Одни из них характеризуют специфику геохимических процессов минерало- и пороодообразования, характер концентрации в земной коре элементов в зависимости от термодинамических условий среды; другие — геохимические системы природных сочетаний химических элементов, которые вызываются основными тектоническими структурами земной коры или климатическими условиями земной поверхности; третьи — геохимические типы территорий: ландшафтные зоны (тундровая, лесная, степная и др.), геохимические провинции (литогеохимические, гидрогеохимические, биогеохимические и др.), элементарные ландшафты (элювиальные, супераквальные, субаквальные), геохимические типы коры выветривания (сиаллитная, сиаллитно-глинистая, сиаллитно-карбонатная, сиаллитно-хлоридно-сульфатная, аллитная, ферриаллитная), геохимические фации осадков и др.

В числе главных геохимических характеристик земной коры и ландшафтов мы назовем миграционную способность атомов и элементов; условия среды, определяемые кислотно-щелочными (рН) и окислительно-восстановительными величинами (Еh); геохимические барьеры (биогеохимические, физико-химические, механические); геохимические формы нахождения элементов в земной коре и ландшафтах (газообразная, коллоидная, в растворах, в живых организмах); физические и химические параметры атомов и ионов (радиусы, ионизационные потенциалы, кристаллохимические связи, изотопные соотношения, валентность и др.); геохимические парагенезисы, ассоциации и семейства элементов, геохимические классификации элементов по их участию в пороодообразовании, по миграционной способности в ландшафтах и пр.

В последнее время геохимия широко использует такие термины и понятия, как «кларковое» и «фоновое» содержание элементов, «геохимические аномалии», «ореолы рассеяния элементов», геохимические фации осадков и т. д.

Широкое применение в поисковых работах на нефть, газ, цветные и редкие металлы нашли геохимические методы поисков (литогеохимические, гидрогеохимические, биогеохимические и др.).

Для изучения пространственного размещения отдельных элементов, их ассоциаций и семейств большой интерес представляют геохимические карты. Широко практикуется составление геохимических диаграмм, отражающих процессы минералообразования, устойчивость различных минеральных систем в растворах, фазовые состояния гетерогенных и гомогенных систем и т. д.

Все это указывает на то, что современная геохимия характеризуется не только специфически разнообразными аспектами научных направлений, но и использует большой арсенал средств для отображения научных результатов и их практического применения.

ЛАНДШАФТНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ГЕОСФЕРЫ И ТЕРРИТОРИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Ландшафтная оболочка

Ландшафтная оболочка (географическая оболочка, ландшафтная сфера) — комплексное понятие, объединяющее литосферу, гидросферу, биосферу, атмосферу в их взаимной связи и взаимодействии (рис. 2). Учение о ландшафтной оболочке разработано советскими учеными Л. С. Бергом, А. А. Григорьевым, Б. Б. Полыновым, С. В. Калесником и др.

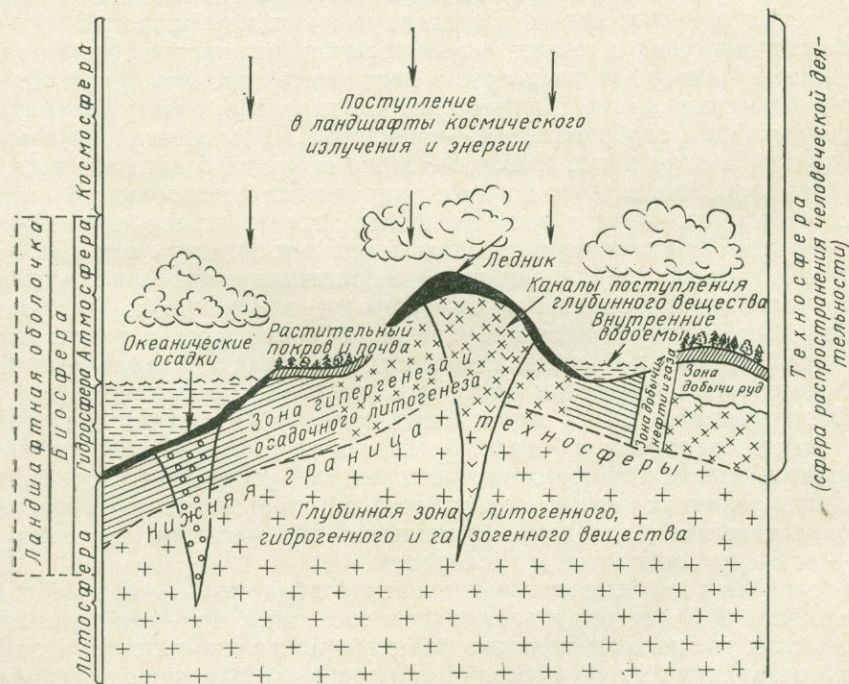


Рис. 2. Структура и строение ландшафтной оболочки.

Ландшафтная оболочка, по определению С. В. Калесника, простирается вверх от поверхности Земли до тропопаузы, в земной коре — на глубину 4—5 км, отвечающую средней мощности оболочки осадочных пород (в нее входит вся толща гидросферы и органический мир). Общая мощность ее, по Калеснику, не превышает 30—35 км. Это соответствует границам и мощности биосферы (В. И. Вернадский) и зоны гипергенеза (А. Е. Ферсман). Сложная материальная система ландшафтной оболоч-

ки взаимосвязана и взаимообусловлена. В каждом конкретном случае она отражает комплекс физико-географических условий развития, в котором важнейшую роль играют широтное и высотное географическое положение, характер рельефа, гидроклиматический режим, динамика тепловых и энергетических процессов. С этим связаны географическая широтная и высотная зональности в образовании, структуре* и составе ландшафтов, геохимическая и биохимическая зональности процессов выветривания, минерало- и осадкообразования, формирование биогеоценозов. Взаимное сочетание внутренних и внешних факторов развития ландшафтов определяет их зональное единообразие, их региональную контрастность или аazonальность.

В жизни человека, его хозяйственной деятельности ландшафтная оболочка играет исключительно важную роль. Говоря словами А. Е. Ферсмана, это пояс химической жизни, область бурных пароксизмов, колебаний температур и давлений, землетрясений и вулканических извержений, разрушения в одних местах и возрождения в других; область жизни самого человека с его бурными исканиями, постоянной борьбой с природой и за природу; область, населенная миллионами видов живых существ; область новых своеобразных и сложных сочетаний химических молекул, новых процессов и новых превращений.

В ландшафтной оболочке сталкиваются различные эндогенные и экзогенные факторы и процессы, в результате которых происходят физико-химические реакции, определяющие характер и тип геохимической среды ландшафтообразования — окислительной, восстановительной и переходной между ними. Основные геохимические реакции и процессы: а) взаимодействие горных пород с природными растворами; б) взаимодействие горных пород и природных вод с газами атмосферы и биосферы; в) взаимодействие горных пород с живыми организмами и их взаимное участие в образовании органо-минеральных соединений; г) воздействие человека на окружающую природу, изменение протекающих в земной коре геологических и геохимических процессов в результате хозяйственного использования природных ресурсов; создание ~~по~~ биосферы, т. е. измененной человеком биосферы (по В. И. Вернадскому).

Огромную роль здесь играют процессы выветривания и перемещения земного вещества, образовавшегося в глубинах земной коры, формирование новых минеральных комплексов, устойчивых в термодинамических условиях земной поверхности и сохраняющих равновесие при соприкосновении с главными активными химическими агентами Земли — водой, углекислотой и кислородом.

Важнейшая особенность ландшафтной оболочки — широкое распространение в ней материи в коллоидном состоянии, большая подвижность химических и биогеохимических реакций и физико-химических равновесий в зависимости от постоянных колебаний поверхностных факторов — температуры, давления, влажности, географического положения, развития жизненных процессов, геохимической смены процессов (окисления и восстановления, гидратации и дегидратации и др.). Здесь охлаждаются расплавы глубинных очагов, образуя породы и руды,

* Строением, или структурой, ландшафтной оболочки С. В. Калесник (1955) называет внутреннюю организацию ее вещественного состава, характер взаимосвязей между ее компонентами. Он указывает, что «индивидуальные особенности внешнего облика, структуры и развития ландшафтов, которые придают ландшафтам качественную определенность и позволяют отличать их друг от друга, проявляются не иначе, как на фоне и под влиянием закономерностей, присущих структуре и развитию всей земной поверхности в целом».

горячие источники, обогащающие биосферу, гидросферу и атмосферу элементами глубин.

В составе и строении ландшафтной оболочки важная роль принадлежит разнообразным генетическим типам почвенного покрова, коре выветривания, механическим и химическим осадкам, биогенным продуктам аккумуляции, геохимическим ландшафтам и связанным с ними химическим элементам. Она — наиболее активная геосфера водообме-

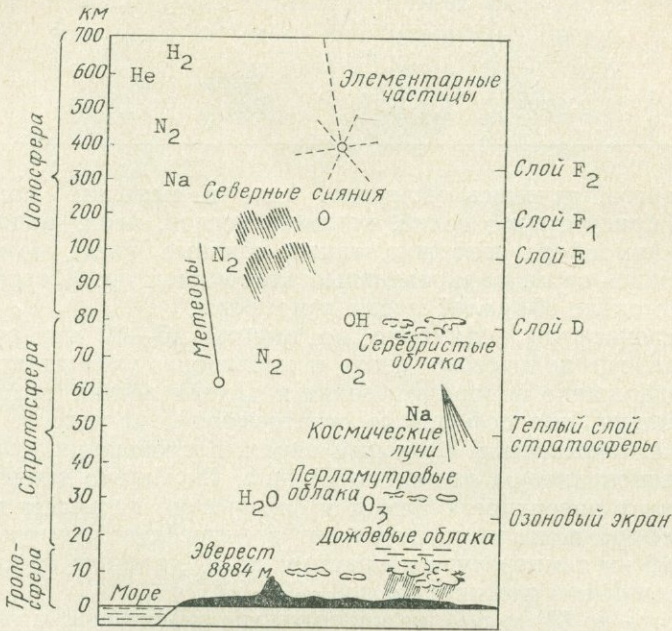


Рис. 3. Строение атмосферы Земли.

на между глубокими оболочками земной коры и атмосферой, чем объясняется большое разнообразие гидрогеохимических типов природных вод. Здесь активны гидрогеохимические процессы, играющие важную роль в миграции химических элементов, их рассеянии и концентрации.

С взаимодействием литосферы, атмосферы, гидросферы и живого вещества связано участие в жизни ландшафтной оболочки газовых процессов. Она — непосредственный экран аккумуляции солнечной и космической энергии, трансформации последней в энергетические, геохимические и геофизические процессы.

Атмосфера. Воздушная оболочка Земли — атмосфера — разделяется на тропосферу, стратосферу, ионосферу и экзосферу, имеющие специфические геофизические и геохимические особенности (рис. 3). Границы между этими слоями выражены резко и находятся на разных высотах в зависимости от широты местности. Так, верхняя граница тропосферы — тропопауза — лежит над экватором в среднем на высоте 16—19 км, в умеренных широтах — 10—12, а в полярных — 7—10 км.

Тропосфера — это смесь газов, среди которых преобладают азот и кислород; в небольших количествах (но играющих важную роль) пред-

Таблица 1

Средний химический состав тропосферы

Элемент	Весовой %	Объемный %	Элемент	Весовой %	Объемный %
N ₂	75,31	78,80	He	$7 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-4}$
O ₂	23,01	20,93	Kr	$3 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$
Ar	1,286	0,933	Xe	$4 \cdot 10^{-5}$	$9 \cdot 10^{-6}$
CO ₂	0,04	0,03	H ₂	?	$5 \cdot 10^{-5}$
Ne	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$	Rn	?	$6 \cdot 10^{-18}$

ставлены аргон, двуокись углерода. Еще в меньших количествах в атмосфере присутствуют гелий, криптон, ксенон, неон, водород, радон (табл. 1). Атмосфера содержит также водяные пары, аммиак, окись азота, двуокись серы, радиоактивные элементы и др. В тропосфере сосредоточено около 80% всей массы атмосферы.

Выше тропосферы, примерно до высоты 35—80 км, расположена стратосфера, где количество азота и кислорода уменьшается, а процентное содержание водорода, гелия и других легких газов увеличивается. Между тропосферой и стратосферой, на высоте 15—35 км, залегает так называемый озоновый экран, поглощающий ультрафиолетовую коротковолновую радиацию Солнца. Он сильно влияет на тепловые условия у поверхности Земли и физические процессы тропосферы.

Стратосфера постепенно переходит в мезосферу, причем до высоты примерно 60 км температура возрастает до 50°, а около 80 км у верхней границы мезосферы понижается до -70—80°.

На высоте от 80 до 800 км расположена ионосфера, в составе которой преобладают разрушенные космическим излучением атомы — ионы. Ионосфера переходит в экзосферу (вакуумсферу), или внешнюю часть земной атмосферы. Характерная особенность ее — преобладание газов в атомарном состоянии и исключительно малая плотность частиц. Это — преддверие космического пространства. Во внешней части экзосферы выделяется еще одна область атмосферы — магнитосфера; в ней находятся радиационные пояса Земли. Выделяют два пояса — внешний, простирающийся от северных до южных полярных областей, и внутренний, опоясывающий Землю в экваториальных районах (рис. 4).

Внешний радиационный пояс состоит преимущественно из электронов. Область максимальной интенсивности его расположена на расстоянии 20—25 тыс. км от Земли. Внутренний пояс состоит в основном из протонов; максимум интенсивности его находится приблизительно на расстоянии 1,5—2 тыс. км от Земли. Заряженные частицы в обоих поясах движутся с огромной скоростью. В последнее время получены данные, указывающие на наличие еще и третьего, самого внешнего радиационного пояса.

С «дыханием» радиационных поясов связаны многие явления, протекающие в высоких слоях атмосферы и ионосферы, в том числе полярные сияния и магнитные бури. Образование радиационных поясов объясняется следующим образом.

Из глубин Вселенной на границу атмосферы падает поток заряженных частиц — космических лучей, в основном протонов, обладающих очень высокой энергией и проникающей способностью. При взаимодей-

ствии с атомами земной атмосферы они образуют вторичное излучение сложного состава. Действие космических лучей определяется прежде всего их ионизационной способностью, т. е. способностью разбивать атомы любого вещества на ионы.

От Солнца приходят на Землю потоки электрически заряженных частиц, известные под названием корпускулярного излучения. Вместе

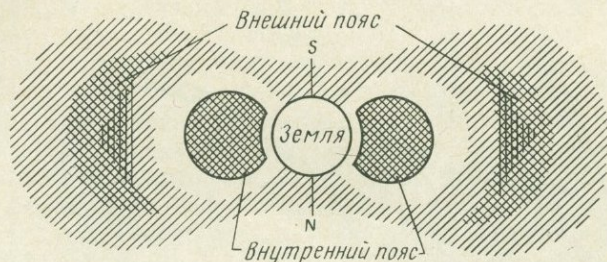


Рис. 4. Разрез поясов повышенной радиации вокруг Земли в плоскости магнитного меридиана.

с ультрафиолетовыми лучами они существенно влияют на состояние земной атмосферы, распространение радиоволн, магнитные явления.

Вблизи Земли находится зона интенсивной радиации, в которой сосредоточено большое число электронов. Положение ее соответствует распределению силовых линий магнитного поля Земли, играющего роль «ловушки» для заряженных частиц. Внутри этой зоны и образуются радиационные пояса.

Земная атмосфера — резервуар, в котором скапливаются газы различного происхождения, образующиеся в земной коре. Они непрерывно вовлекаются в геохимические процессы, протекающие на земной поверхности и уводящие элементы атмосферы в космическое пространство. Особенно большую роль играют вулканические, биогеохимические и радиационные газы, в том числе аммиак, окись азота, азотная кислота, перекись водорода, двуокись серы, радон, гелий и др.

Гидросфера. Включает всю совокупность воды в земной коре и на ее поверхности. Сюда входят воды рек и озер, морей и океанов, ледников, минералов и пород. Гидросферу выделил как особую земную оболочку (геосферу) австрийский геолог Э. Зюсс. Наибольший вклад в геохимическое изучение природных вод внес В. И. Вернадский, который выделил и охарактеризовал 485 их видов.

По новейшим подсчетам (А. С. Абрамов, 1969), в Мировом океане сосредоточено около 1400 млн. км³ воды, почти столько же (1300 млн. км³) заключено в горных породах земной коры, в том числе около 60 тыс. км³ относится к подземным водам, 75 тыс. км³ — к почвенным. До 230 тыс. км³ сосредоточено в озерах, примерно поровну в проточных пресных и бессточных. Сравнительно немного воды в реках (1,2 тыс. км³). Объем высокогорных и полярных льдов составляет около 30 млн. км³ (рис. 5).

С поверхности океана ежегодно испаряется в атмосферу 450 тыс. км³ воды, континентальных водоемов, почвы и растительности — еще 70 тыс. км³. В атмосфере одновременно находится в виде облаков 13—15 тыс. км³ воды. На суше в виде осадков ежегодно выпадает 110 тыс. км³. Возобновление (обмен) водных ресурсов происходит в

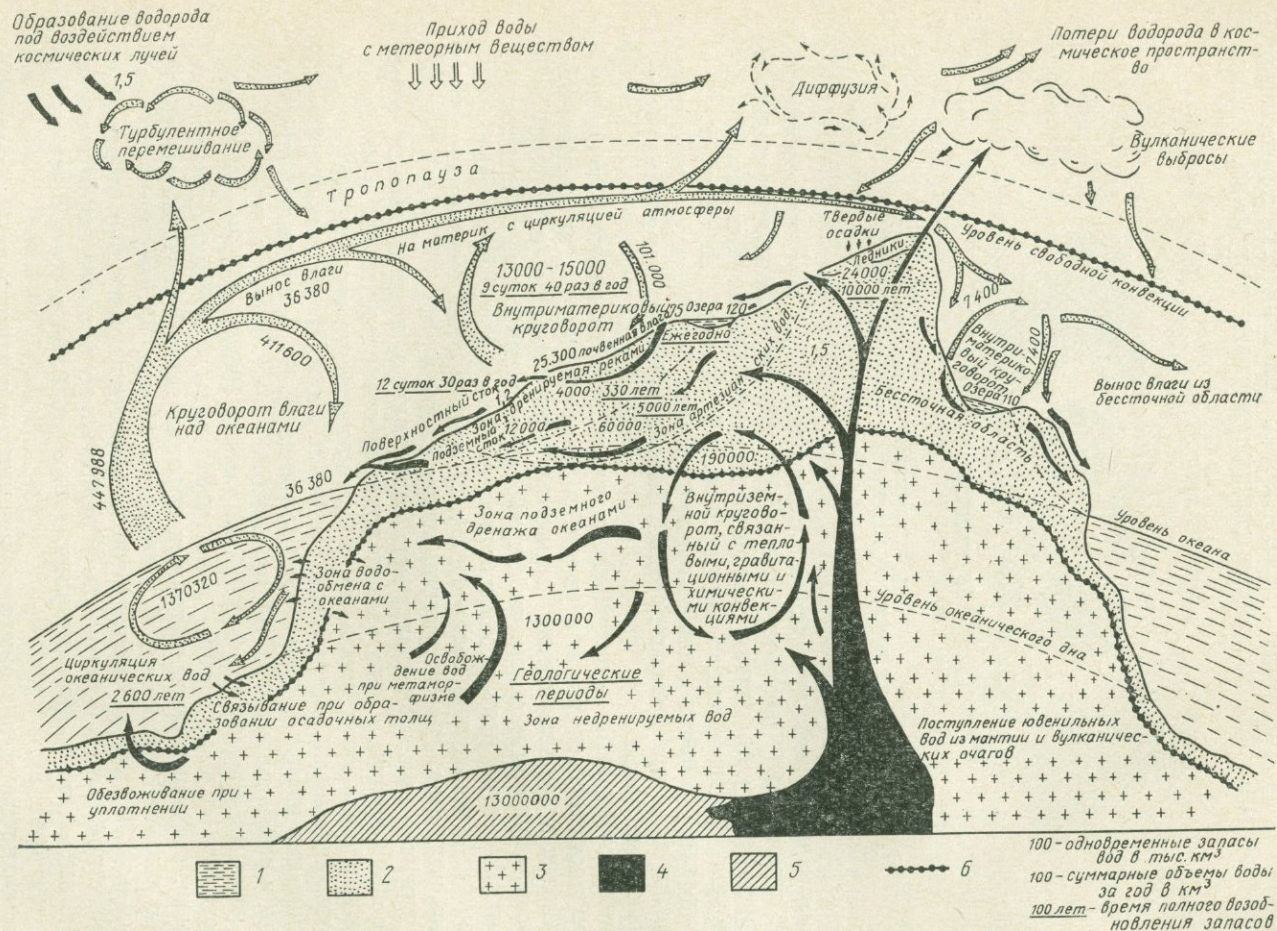


Рис. 5. Схема круговорота воды в природе (по Л. С. Абрамову):

1 — свободные воды океана; 2 — чехол осадочных пород; 3 — кристаллические породы земной коры; 4 — магматический очаг; 5 — породы мантии; 6 — верхняя и нижняя границы зоны интенсивного водообмена.

океанах за 2600 лет, в атмосфере — каждые 9 суток, т. е. 40 раз в год, в реках континентов — каждые 12 суток, или примерно 30 раз в год, в подземных бассейнах — за 5 тыс. лет. Ежегодно в реки поступает 12 тыс. км³ воды и по ним стекает в моря и океаны 36 тыс. км³.

Большое количество воды содержится в мантии Земли — в тысячу раз больше, чем в гидросфере. Отсюда она поступает на поверхность во время вулканических извержений и в форме ювенильных источников. Полагают, что в течение геологического времени на земную поверхность из недр Земли поступило не менее 3,4 млрд. км³ воды. Этим и объясняется образование больших масс воды на Земле.

В природе вода совершает непрерывный круговорот и играет огромную роль в жизни всякого живого организма. В земной коре вода находится в различных агрегатных состояниях: жидком, твердом и газообразном. Она входит в состав многих минералов и горных пород, где в ряде случаев может сохраняться даже при температуре до 500°.

В. И. Вернадский одним из первых обратил внимание на геохимическое значение перехода воды, содержащейся в минералах и горных породах, из одного физического состояния в другое. Он полагал, что существует подвижное равновесие между природными водами, твердыми телами, газами и живым веществом. Взаимодействие этих факторов обуславливает химические свойства, количество и состав газов в природных водах.

Вода — основная составная часть коллоидно-дисперсных систем, в которых она преобладает над твердой частью. Мигрируя в земной коре, она разрушает, размывает, переносит и откладывает горные породы, разъедает многие металлы, образует с химическими элементами различные соединения — основания, кислоты, гидраты, кристаллогидраты. Многие вещества вступают с водой в реакцию гидролиза — важнейший геохимический процесс в земной коре.

Природные воды делятся на кислородные, углекислые, азотные, метановые, сероводородные и др. Воды с минерализацией больше 1 г/л называются минеральными, меньше 1 г/л — пресными. По наличию солей в водах их разделяют на гидрокарбонатные, сульфатные и хлоридные. Воды, содержащие от 10 до 50 г/л сухого остатка, получили название соленых.

В природной воде в небольших количествах содержится тяжелая вода, в молекулу которой вместо обыкновенного водорода входит его изотоп — «тяжелый водород» (дейтерий). По биогеохимическому действию тяжелая вода существенно отличается от обыкновенной. В небольших концентрациях тяжелая вода стимулирует жизнедеятельность организмов, в больших, наоборот, замедляет ее и оказывает губительное действие.

В химическом составе речных вод первое место занимают гидрокарбонаты (более 35%), в меньших количествах содержатся сульфаты и хлориды. Из катионов преобладает кальций (почти 20%), второе место занимает натрий и третье — магний. Много переносят воды и кремнезема.

Общая минерализация рек изменяется в широких пределах в зависимости от условий водного режима реки, состава пород ее бассейна и физико-географической зональности ландшафта. Наибольшая минерализация, обусловленная выщелачиванием легкорастворимых солей, обычно свойственна рекам засушливых районов; наименьшая — областям, сложенным массивно-кристаллическими породами, трудноподдающимся выветриванию и выщелачиванию; низкая — районам с боль-

шим количеством осадков, малым испарением и высоким поверхностным стоком.

В Европейской части СССР четыре зоны грунтовых вод: первая — зона ультрапресных гидрокарбонатных грунтовых вод — совпадает с природной зоной тундры. Здесь минерализация составляет 0,1—0,15 г/л, в воде значительное количество органических веществ. Вторая — зона гидрокарбонатно-кальциевых вод — охватывает большую часть Европейской территории Союза, от тундры до северных черноземов. Содержание в воде минерального вещества от 0,1 до 1 г/л. Зона сульфатных и хлоридных вод занимает в основном центральную и южную части природной зоны степей с черноземными и каштановыми почвами. Здесь испарение преобладает над осадками. Минерализация вод весьма разнообразная — от 1 до 8 г/л — и увеличивается с севера на юг. В водах господствуют карбонаты и сульфаты кальция. В южной и юго-восточной частях зоны преобладают хлоридно-сульфатные воды, переходящие в хлоридные четвертой зоны, охватывающей Прикаспийскую низменность, южную часть Причерноморской и северную часть Крымского полуострова. Степень минерализации хлоридных вод 10 г/л и выше.

Таким образом, с севера на юг состав поверхностных вод изменяется от кислого в тундре к нейтральному или слабощелочному в степной зоне и сильнощелочному, засоленному хлоридно-сульфатными солями в засушливой зоне.

Миграция минеральных соединений с текучими водами рек происходит по-разному, в зависимости от степени их растворимости.

Формы переноса элементов определяются также рельефом местности и интенсивностью размыва. Роль механического переноса значительно возрастает в горных условиях и в областях с тектонической активностью.

Режим и химический состав грунтовых вод также теснейшим образом связаны с ландшафтными условиями местности. Средняя глубина зеркала грунтовых вод постепенно увеличивается с севера на юг; в зоне тундры она совпадает с земной поверхностью, в лесной колеблется в пределах 6—15 м, в степной и пустынной зонах составляет 15—20 м и больше.

Миграция химических элементов в грунтовых водах происходит в различных направлениях. В областях с увлажненным климатом, где поступление атмосферной влаги в ландшафт преобладает над испарением, основную роль в миграции играет вертикальное перемещение воды от поверхности в нижележащие горизонты, вызывающие выщелачивание горных пород и вынос химических элементов. Наоборот, там, где испарение господствует над поступлением воды в почву, преобладает перемещение грунтовых вод капиллярным путем снизу вверх к поверхности Земли, и кора выветривания обогащается различными хлоридно-сульфатными соединениями. При этом активно мигрируют энергично и легко выносимые элементы — хлор, бром, иод, натрий и другие, которые воздействуют на продукты выветривания, почвы, местные воды и растительный покров. Так образуются в пустынях и полупустынях засоленные хлоридами и сульфатами почвы и продукты коры выветривания.

Подземные минеральные воды часто оказываются нагретыми. Их называют термальными.

Скопления подземных вод часто сопутствуют промышленным скоплениям нефти. Глубинные воды нефтяных месторождений, независимо от геологического возраста и литологического состава окружающих пород, принадлежат к двум типам — хлоркальциевому и гидрокарбонатно-натриевому. Характерная особенность их — отсутствие или незначительное

содержание сульфатов, повышенная концентрация сероводорода, аммония, а также иода, радия и некоторых других элементов.

Газовая фаза нефтяных залежей представлена тяжелыми углеводородами — этаном, пропаном, бутаном. Мигрируя к поверхности Земли, нефтяные воды вносят их в биосферу и вовлекают в геохимические и биогеохимические процессы.

Миграция глубинных вод к поверхности оказывает воздействие на химический состав смешивающихся с ними встречных вод. В результате

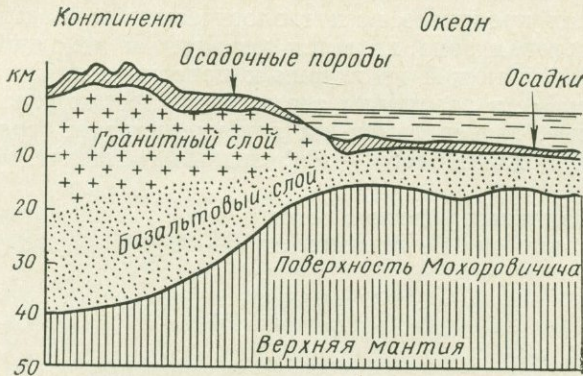


Рис. 6. Строение земной коры.

часто появляются воды с аномальным содержанием тех или иных составных частей, характерных для нефтяных вод. На этом основаны некоторые поисковые признаки нефти.

Литосфера. Простирается в глубину Земли на 70 км. В ней выделяют осадочную, гранитную и базальтовую зоны. Лучше всего изучена осадочная, меньше — гранитная и совсем слабо — базальтовая зона (рис. 6).

Осадочный покров составляет верхнюю часть земной коры, средняя мощность его 1,5 км. Он образуется при разрушении и переотложении минерального вещества других оболочек и, как чехлом, покрывает до 75% поверхности материков.

Господствуют осадочные породы — глины, глинистые сланцы, пески, песчаники, известняки и доломиты — разного геологического возраста и состава. В осадочном покрове сосредоточены все залежи угля, нефти, газа, битума, торфа. Кислород, кремний, алюминий, железо, кальций, магний, натрий, калий — главные элементы осадочных пород. По химическому составу можно выделить кремнеземные породы — кварцевые пески и песчаники, кварциты, трепелы; карбонатные — известняки, мергель; хлоридно-сульфатные — каменная соль, гипс, ангидрит; органогенные породы, содержащие углерод и его соединения, — уголь, нефть, битумы.

Гранитные породы не облекают земной шар сплошным чехлом. Так, они отсутствуют под наиболее глубокими частями океанов, где непосредственно на поверхность выходят базальтовые породы. Толщина гранитного слоя под материками от 10 до 40 км, увеличивается под горными массивами. Средняя плотность пород здесь от 2,8 до 3,2. Гранитная зона сложена преимущественно гранитами, гнейсами и другими кислыми породами, богатыми кислородом, кремнием, алюминием, калием, натрием

и кальцием. В состав их входят главным образом кварц, полевые шпаты и слюда — основные породообразующие минералы земной коры.

Под гранитной зоной залегают более тяжелые базальтовые породы с низким содержанием кремнезема и значительным количеством оснований — магния, кальция и др. Преобладают основные и ультраосновные породы — базальты, габбро, диабазы, перидотиты, дуниты и другие (со средней плотностью 3,2—4). Мощность слоя базальтовых пород достигает 30 км.

По распространению в земной коре они занимают ведущее место среди магматических продуктов всех геологических периодов. Предполагают, что базальтовая зона является источником исходной, «материнской» магмы, поступающей из глубин к поверхности. При застывании и кристаллизации ее в различных термодинамических условиях образуются интрузивные, затвердевшие на глубине породы (гранит, перидотит, габбро) или излившиеся — эффузивные (андезит, базальт, липарит).

Мощность различных участков земной коры зависит от их структуры. В области платформ она не превышает 30—40 км, в складчатых поясах

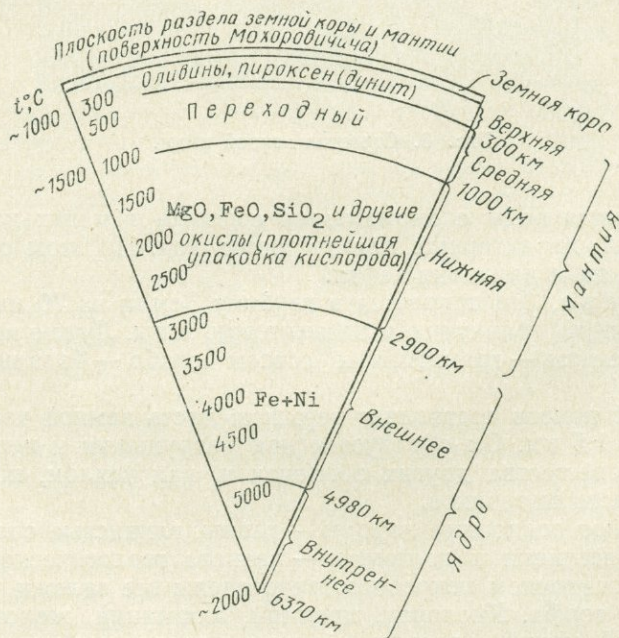


Рис. 7. Строение земного шара.

(например, в зоне молодой альпийской складчатости) может достигать 70—80 км, а под океанами — всего лишь одного-двух десятков километров (см. рис. 6).

Под базальтовой зоной расположена так называемая мантия Земли, простирающаяся до глубины 2900 км (рис. 7). Границу раздела между ними называют поверхностью Мохоровичича.

Из-за высокого давления земное вещество здесь находится в состоянии, близком к стекловидному. Оно способно создавать очаги жидких расплавов магмы, с которыми связано большинство вулканических яв-

лений на земном шаре. Господствуют ультраосновные породы — перидотиты, дуниты, богатые железом и магнием и бедные кремнеземом.

В центре Земли расположена барисфера, или ядро, радиусом около 3500 км. По данным геофизики, средняя плотность пород здесь возрастает от 3,5—5 до 8—11. Предполагают, что по мере приближения к центру планеты с увеличением давления и температуры господствующую роль играет металлизированное вещество, обогащенное железом, магнием, никелем и другими тяжелыми элементами. В центре Земли давление составляет около 3—3,5 млн. атм, а температура — 2000—5000°.

Вопрос о том, в твердом или жидком состоянии находится вещество в нижней части мантии и ядре Земли, пока не решен. Однако господствует мнение, что оно здесь пребывает в вязком, пластическом состоянии. Некоторые ученые считают, что наиболее глубокая часть мантии представляет собой своеобразную рудную оболочку Земли, богатую сернистыми соединениями меди, цинка, свинца, олова, сурьмы, висмута и других элементов.

Биосфера. Под биосферой в настоящее время принято понимать особую геосферу распространения и жизнедеятельности живых организмов. Она включает в себя верхнюю часть литосферы (осадочную оболочку), нижнюю часть воздушной (тропосферу) и всю водную оболочку (гидросферу) (рис. 8). Понятие биосферы ввел в литературу австрийский геолог Э. Зюсс, геологическое и геохимическое определение ее впервые дал В. И. Вернадский. Он же указал на основные геохимические проблемы изучения биосферы. Выступая в 1922 г. в Берлине на «Неделе русских естествоиспытателей», В. И. Вернадский говорил, что без преувеличения можно утверждать, что химическое состояние наружной коры нашей планеты, биосферы, всецело находится под влиянием жизни, определяется живыми организмами, которые превращают солнечную (космическую) лучистую энергию в земную (химическую) и создают бесконечное разнообразие нашего мира. «На земной поверхности, — указывал он, — нет химической силы, более постоянно действующей, а поэтому и более могущественной по своим конечным результатам, чем живые организмы, взятые в целом» (1940).

Живое вещество, покрывающее почти сплошной пеленой поверхность земного шара, — это постоянно действующий механизм преобразования энергии солнечных лучей в потенциальную, а затем в кинетическую энергию геохимических процессов.

В живом веществе фотосинтез происходит не только в особой химической среде, но и в особом термодинамическом поле, отличном от термодинамического поля биосферы. После умирания организма соединения, устойчивые в термодинамическом поле живого вещества, попадая в термодинамическое поле биосферы, оказываются в нем источником свободной энергии.

С деятельностью живых организмов, их дыханием и питанием, смертью и разложением связан великий планетарный процесс — миграция химических элементов в биосфере. Биогенную миграцию Вернадский назвал основной чертой организованности биосферы. Эволюция видов, приводящая к созданию форм жизни, устойчива в биосфере и должна идти в направлении увеличения биогенной миграции атомов.

Многие элементы участвуют в жизненном круговороте непрерывно, причем длится он в течение всего геологического времени. Элементы, участвующие в жизненном круговороте непрерывно, получили название циклических. Их роль в биосфере исключительно велика (см. табл. 14). Непосредственное участие живых организмов в жизненном кругово-

роте в значительной мере определяет газовый и ионный состав поверхностных и грунтовых вод, почв и пород, химический состав ландшафтов.

В процессе роста и развития, а затем разложения и минерализации органического вещества происходят концентрация и рассеивание в земной коре большинства химических элементов. Следовательно, живые

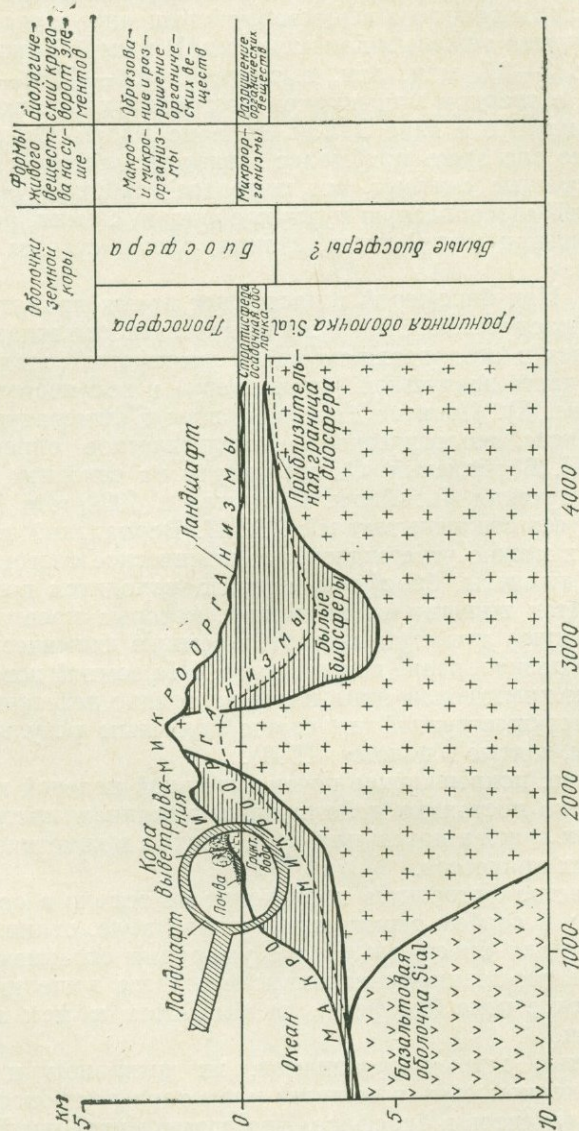


Рис. 8. Строение биосферы (по А. И. Перельману).

организмы являются важнейшими факторами миграции элементов в земной коре, источником геохимических и биогеохимических процессов осадкообразования. Образующиеся в биосфере органические кислоты способны восстанавливать металлы из серноокислых солей и давать устойчивые комплексные соли, способные мигрировать на большие расстояния даже в слабощелочных растворах. Они могут почти полностью вынести все соединения металлов в форме растворов.

Наиболее важная особенность биосферы — ее биологическая продуктивность (биомасса) в данной природной зоне или ландшафте при различных климатических и почвенных условиях. Биомасса растений, образовавшаяся в единицу времени в результате фотосинтеза, известна под названием первичной продуктивности (рис. 9). Животные, потребляю-

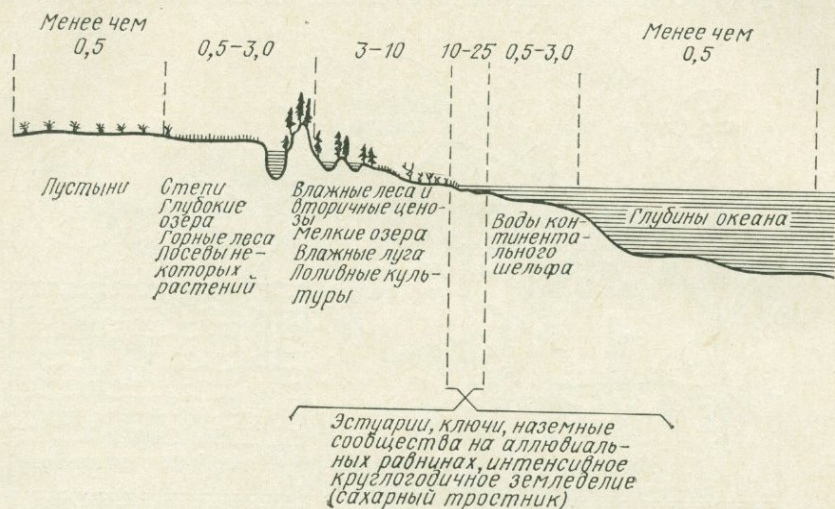


Рис. 9. Мировое распределение продуктивности в основных экосистемах (в граммах вещества за сутки) (по Е. Одум).

щие первичные продукты, дают вторичную продуктивность. Различают фитоценозы и зооценозы — совокупности растений и животных, населяющих участок среды обитания с более однородными условиями существования (участки луга, степи, болота и др.). Биоценоз — составная часть общего природного комплекса биогеоценоза (по В. Н. Сукачеву). В целом биомасса создается в результате трофической цепи питания (трофических уровней), которое осуществляется в процессе фотосинтеза — потребления растительной пищи животными — разложения (сапрофитами и фитофитами) — миграции и рассеяния подвижных органических веществ в горных породах.

Любой ландшафт биосферы, будь то полярная область, пустыня или водоем, — это специфическая экологическая система* (экосистема), включающая сообщества организмов и неживую окружающую среду, находящуюся во взаимодействии (рис. 10). В экосистеме представлены следующие важные компоненты: 1) абиотические вещества — основные элементы и составные части среды; 2) автотрофные компоненты — продуценты, главным образом зеленые растения, способные фиксировать световую энергию и использовать в пищу простые неорганические вещества (т. е. самопитающиеся); 3) гетеротрофные компоненты (потребители) — консументы, главным образом животные, поедающие другие организмы; 4) разлагатели (микрoконсументы) — гетеротрофные организмы, в основном бактерии, грибы (сапрофиты), которые разлагают

* В экологии животных употребляется понятие «биотоп» — участок среды обитания животных, характеризующийся однородными экологическими условиями.

сложные составные компоненты мертвой протоплазмы, абсорбируют продукты распада и освобождают простые вещества, используемые продуцентами. Вместе взятые, они составляют замкнутый энергетический биогеохимический цикл (рис. 11).

Биогеохимический цикл в конечном итоге обуславливает количественный и качественный состав химических элементов в ландшафтах.

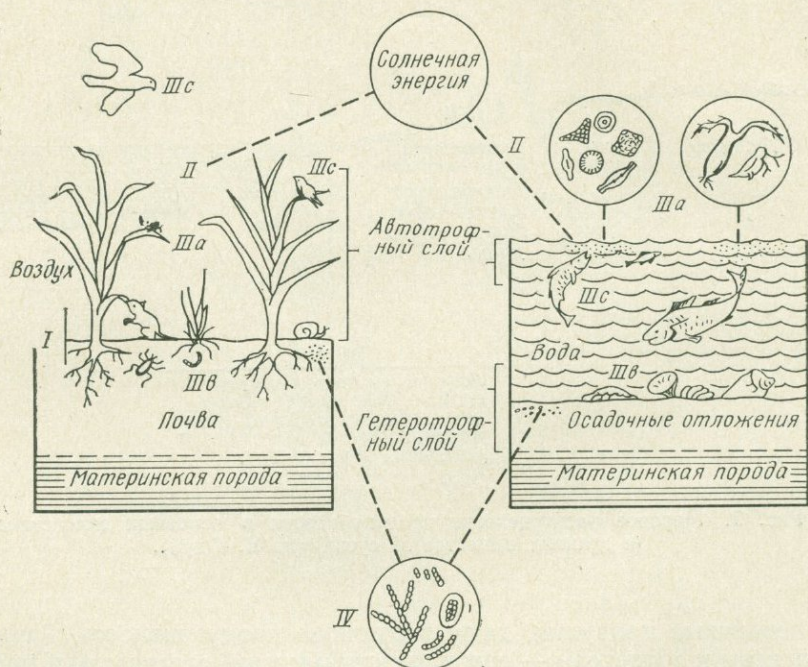


Рис. 10. Сопоставление общей структуры наземной экосистемы (луговое сообщество) и водной экосистемы (морской или пресноводной):

I—абитические вещества (основные неорганические и органические слагаемые); *II*—продукты (растительность на суше, фитопланктон в воде); *III*—макроконсументы, или животные [*a*—травоядные (кобылки, полевые мыши и т. д.—на суше; зоопланктон и т. д.—в воде); *в*—косвенные или питающиеся детритом консументы, или сапробы (почвенные беспозвоночные—на суше; донные беспозвоночные—в воде); *с*—«верховые» хищники (ястребы и крупные рыбы)]; *IV*—разлагатели (гнилостные бактерии и грибы) (по Е. Одум).

Экосистемы в то же время отражают в себе многообразие способов аккумуляции, синтеза и трансформации энергии и вещества в результате биогеохимической деятельности живых организмов. Питательные вещества, потребляемые живыми организмами, подразделяются на две группы: макротрофные и микротрофные. Первые охватывают элементы и их соединения, которые по своей роли являются ведущими и требуются в относительно больших количествах (например, углерод, водород, кислород, азот, калий, кальций, магний, сера, фосфор). Вторые включают элементы и их соединения, также необходимые для существования живых систем, но в малых и ультрамалых количествах. К числу важнейших микроэлементов относятся железо, кобальт, марганец, медь, молибден, цинк, бор, ванадий, хлор, йод и др. Они участвуют в процессах кровообразования, синтеза витаминов и гормонов, пигментообразования, тка-

невого дыхания и др. При соединении с белковыми компонентами ферментов микроэлементы образуют металлоэнзимы. Металлы могут участвовать в стабильных комплексах (железосодержащие ферменты, оксидазы, содержащие медь) или легкодиссоциирующих соединениях, где один металл может легко заменяться другим, близким по положению в Периодической системе.

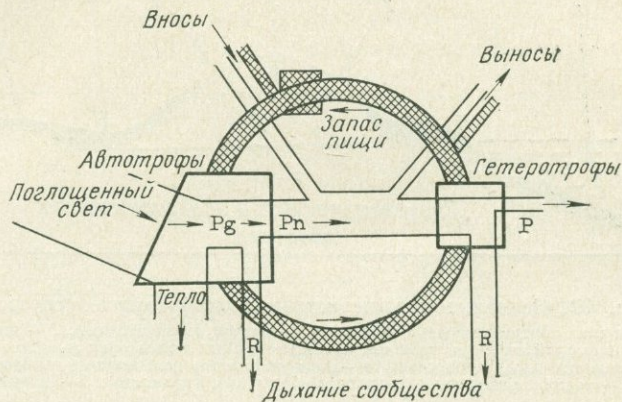


Рис. 11. Биогеохимический цикл (заштрихованный круг), наложенный на упрощенную диаграмму переноса энергии (по Е. Одум).

Цикл в противоположность одностороннему движению энергии идет в ту и другую стороны. P_g — валовая продукция; P_n — чистая продукция, которая может быть либо употреблена первичной продукцией, либо занесена в нее, либо выделена из системы.

Следует подчеркнуть, что для биологических систем также характерны элементы-спутники: $Rb—Cs$, $Ca—Sr$, $Co—Ni$, $Zn—Cd$ и др.

Изучение экосистем, их компонентов, биогеохимических циклов круговорота элементов и их соединений, участия макро- и микроэлементов в пищевой цепи позволяет решить ряд практических задач в области геохимии ландшафтов (изменение сообществ биоценозов, обогащение ландшафта дефицитными элементами и т. д.).

Учение о биосфере и биогеохимической роли организмов в земной коре помогает объяснить ряд проблем современной геохимии, биогеохимии, биогеографии, образования почв и ландшафтов, распределения химических элементов в биосфере и др. Геохимию биосферы, ее коры выветривания, почвенного покрова и ландшафтов невозможно понять без учета и оценки роли живых организмов и их биогеохимической деятельности*.

Зона гипергенеза. Под термином «гипергенез» А. Е. Ферсман подразумевает весь комплекс химических и физико-химических явлений, которые протекают на границе между атмосферой и твердой земной оболочкой и приводят к разрушению пород и образованию почвы или нового осадка. К процессам гипергенеза он прежде всего относит явления, связанные с образованием почвенного покрова и всех подготовительных стадий к нему: поверхностного разрушения пород,

* Крупный вклад в науку о биогеохимической роли организмов внесли Я. В. Самойлов, А. П. Виноградов, В. М. Гольдшмидт, Б. Б. Польнов, В. А. Ковда и др.

элювиального накопления продуктов выщелачивания и т. д. В понятие «гипергенез» включаются процессы накопления осадков на дне водных бассейнов, изменения их состава и свойств после образования, осаждение солей из растворов, образование различных фаций отложений коры выветривания и др. (рис. 12).

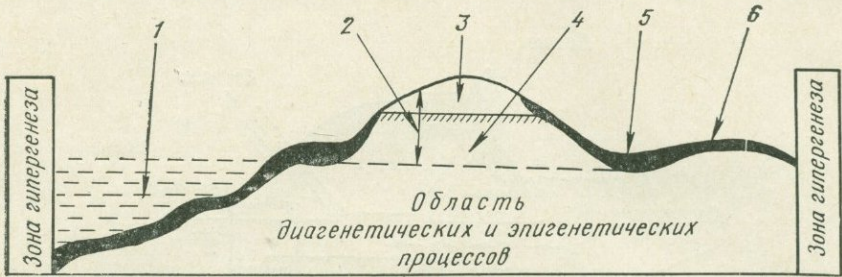


Рис. 12. Основные характеристики геохимических процессов:

1 — подводная зона гипергенеза (геохимических процессов гальмиролиза); 2 — зона активного водообмена (взаимодействие автотрофных и гидроморфных процессов); 3 — зона просачивания (господство окислительных процессов); 4 — зона истечения (господство восстановительных процессов); 5 — торфообразователи (господство болотных процессов); 6 — почвообразование.

Процессы гипергенеза протекают на суше и в гидросфере, существенно отличаясь характером проявления и результатами миграции и аккумуляции минерального и биогенного вещества*.

Главным выразителем геохимических процессов на суше является выветривание, представляющее собой комплекс механических, физико-химических и биогеохимических реакций. В гидросфере специфика процессов гипергенеза проявляется через гальмиролиз, т. е. физико-химическое и минералогическое преобразование первичного осадка на дне водоема под влиянием окисления, восстановления, растворения и жизнедеятельности организмов.

На характер гальмиролиза существенно влияют состав присутствующих в морской воде солей, газов и способ накопления осадков.

Процессами гальмиролиза объясняют происхождение некоторых минералов, образующихся в морских осадках, — глауконита, шамозита и других, а также подводное изменение вулканических туфов, ведущее к образованию бентонита и других разновидностей глин.

Наиболее активно процессы гипергенеза на суше протекают до глубины грунтовых вод в так называемой зоне просачивания (инфильтрации), где происходит быстрая миграция атмосферных вод. Воды этой зоны богаты кислородом, углекислотой, часто органическим веществом и поэтому характеризуются значительной окисляющей и растворяющей способностью. Ниже происходит подземный сток в сторону гидрографической сети (реки, озера и пр.), на основании чего выделяется одна общая верхняя зона активного водообмена в гипергенной оболочке.

Зона гипергенеза (в отличие от глубинных земных зон) характеризуется специфическими условиями минералообразования. Минералы здесь формируются в условиях низких температур и давлений; главные способы их образования — гидролиз, окисление, восстановление, гидратация, дегидратация, химическое осаждение из растворов, биогенное

* Некоторые авторы ограничивают гипергенные процессы лишь сушей континентов

накопление, синтез из коллоидных растворов, обменные реакции между катионами и анионами в процессе сорбции, метасоматоз и др.

Здесь широко образуются месторождения полезных ископаемых элювиальной коры выветривания, механического накопления, инфильтрации и вторичного обогащения. Процессы миграции элементов обуславливают образование гипергенных геохимических ореолов рассеяния (геохимических аномалий), геохимических и биогеохимических провинций с повышенным и пониженным содержанием химических элементов (по сравнению с земной корой и отдельными генетическими типами пород).

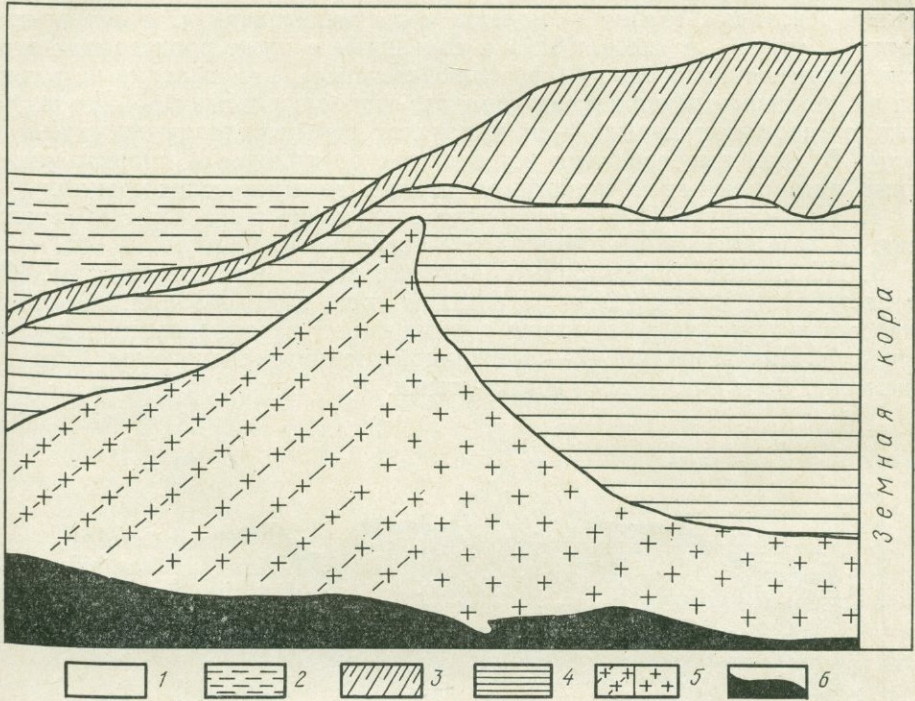


Рис. 13. Геохимические зоны земной коры:

1 — атмосфера — область газогеохимических процессов; 2 — гидросфера — область гидрогеохимических и геохимических процессов накопления и преобразования литогенных и биогенных веществ; 3 — биосфера (зона гипергенеза) — область почвообразования, накопления биомассы, образования геохимических типов коры выветривания; 4 — стратисфера — область диагенетического и катагенетического преобразования горных пород; 5 — гранитная и базальтовая оболочки — область метаморфических и магматических процессов; 6 — граница Мохоровичича. Мантия.

С зоной гипергенеза тесно связана выделенная А. Е. Ферсманом зона катагенеза. В последней господствуют восстановительные процессы, протекающие при недостатке свободного кислорода, несколько повышенных давлениях и температуре. Здесь за счет деятельности бактерий могут идти и процессы анаэробного окисления (рис. 13).

Результатом процессов катагенеза является метасоматическое изменение вещественного состава пород: кальцитизация, доломитизация, кремнение и др.

Кора выветривания. Получила свое название по господствующему в ней процессу выветривания. Она образуется в зоне гипергенеза, вещественный состав и строение ее всецело определяются глубиной

и характером разрушения горных пород, составом остаточных (элювиальных) и вынесенных продуктов выветривания.

В. И. Вернадский определил кору выветривания как особую термодинамическую зону, характеризующуюся низкими температурой и давлением. Нижнюю границу ее образует кислородная поверхность, т. е. поверхность, до которой проникает вглубь кислород земной коры. Это вся толща поверхностных отложений, начиная от элювия и кончая современным аллювием.

Наиболее крупный вклад в изучение процессов выветривания и миграции элементов внес Б. Б. Полюнов. Он вывел ряды миграции и выделил некоторые стадии продуктов коры выветривания, ввел понятия «орто»-, «пара»- и «неоэлювий» и связанные с ними производные понятия аккумуляции осадков («ортоэлювиальные», или первичные, возникли на первичных материнских породах, «параэлювиальные» — на осадочных, а «неоэлювиальные» — на продуктах переотложения осадочных пород). В коре выветривания выделяются остаточные и сопряженные с ними аккумулятивные отложения разных геохимических фаций.

И. И. Гинзбург (1957) различает следующие типы коры выветривания, их генетические и геоморфологические разновидности.

I. Первичные (автохтонные, элювиальные), или остаточные. Они представлены типами: А — остаточной коры выветривания, образовавшейся в результате разложения горных пород атмосферными и другими гипергенными агентами; Б — остаточной коры выщелачивания. Те и другие могут быть открытыми и закрытыми.

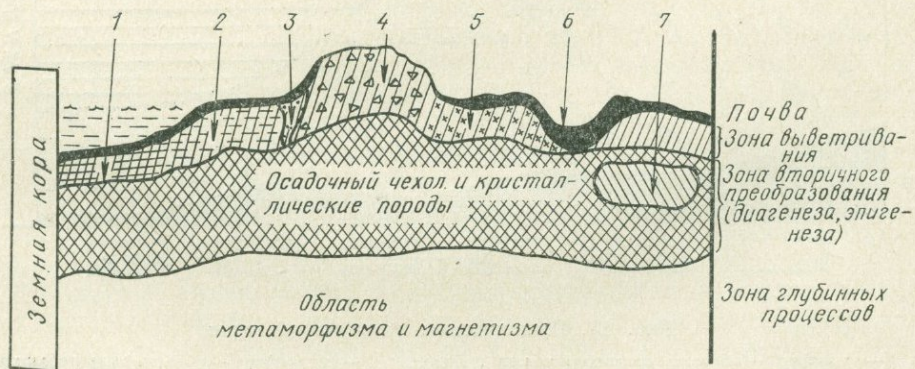


Рис. 14. Схема основных генетических типов современной и древней коры выветривания:

1 — коры выветривания гидроаккумулятивного генезиса (морского и океанического дна); 2 — пара- и неоэлювиальные коры выветривания (вторичного генезиса); 3 — коры выветривания инфильтрационного и метасоматического генезиса; 4 — ортоэлювиальные коры выветривания (первичного генезиса); 5 — преобразованные коры выветривания (размытые, выщелоченные); 6 — гидроаккумулятивные коры выветривания (континентальный генезис); 7 — древние коры выветривания.

II. Вторичные (аллохтонные), или преобразованные: А — остаточные, переработанные химическими процессами; Б — иллювиальные (инфильтрационные).

III. Инфильтрационные (сопровождаемые метасоматизмом или без него).

IV. Переотложенные (элювиально-делювиальные, делювиально-пролювиальные, отложения карстовых трещин).

V. Размытые (размыв остаточной коры).

В основу классификации основных генетических типов современной и древней коры выветривания, представленной на рис. 14, положены понятия об остаточной и аккумулятивной коре выветривания Б. Б. Полынова с дополнениями авторов.

В зависимости от распространения различаются также типы площадной, линейной и локальной коры выветривания. В первом случае кора выветривания занимает большие площади без заметной ориентировки в каком-либо направлении, во втором — меньшие, но вытянутые в одном направлении и связанные с контактами, трещинами, жильными породами и пр. Типы локальной коры выветривания представлены легко разлагающимися породами, залегающими среди плотных пород, трудно поддающихся выветриванию; иногда они являются останцами сохранившейся площадной коры выветривания.

В процессе образования коры выветривания часто происходит развитие одних зон за счет других и наложение новых зон, что определяется изменением климатических и геологических условий. Хорошо сохраняются зоны только в корах выветривания, перекрытых более древними осадками. Геохимическая динамика образования коры выветривания, по И. И. Гинзбургу, объясняется тем, что в процессе выветривания по мере выщелачивания силиката его pH меняется в более кислую сторону. Когда pH силиката становится равным pH протекающих растворов, реакция разложения останавливается. Чем больше разница между первичной щелочностью минерала и pH раствора, тем глубже и интенсивнее идет реакция. Важное значение при этом приобретает степень растворимости минералов. В зависимости от стойкости минералов по отношению к выветриванию и растворимости продуктов реакции мощность разложения разных пород различна.

С составом пород и условиями выветривания тесно связан профиль коры выветривания. Обычно кора выветривания имеет зональный характер, обусловленный изменением пород в вертикальном разрезе. Зоны и горизонты отличаются по составу минералов. Границы между ними зависят от состава и строения пород, гидрологических условий, кислотности среды и т. д. В процессе образования коры выветривания верхние горизонты растут за счет нижних, нижние — за счет коренных пород (рис. 15).

Зональность профиля коры выветривания зависит от характера коренных пород, типа и продолжительности выветривания, кислотности среды, сохранности элювиальной толщи, последующих процессов элювиогенеза и диагенеза. На широте тропиков и субтропиков образуются наиболее мощные толщи коры выветривания и наиболее выраженные профили.

Границы между зонами зависят от структуры и текстуры пород, циркуляции грунтовых вод, базиса эрозии и др. Древние коры выветривания могут быть смыты или перемыты, и судить об образовании их иногда можно лишь по сохранившимся языкообразным остаткам (или «карманам»), или по глубоко залегающим разложенным породам нижней зоны.

На профиль коры выветривания существенно влияет базис эрозии и уровень грунтовых вод.

Выветривание при благоприятных условиях ведет к появлению особых рудных провинций с характерными для них полезными ископаемыми — первичными каолинами, глинами, бокситами, самородными металлами и редкими драгоценными минералами, железными, никелевыми и другими рудами.

Исходя из особенностей геохимии процесса подвижности элементов, типоморфных химических элементов, их соединений и типоморфных минералов, нами выделено пять основных зональных геохимических типов коры выветривания: литогенный (обломочный), сиалитно-глинистый, сиалитно-карбонатный, сиалитно-хлоридно-сульфатный, сиалитно-ферритный и аллитный (табл. 2). Среди них широко распространены элювиальные и аккумулятивные (остаточные и перетолженные) типы. Фациальные комплексы их представлены разнообразными отложениями, различающимися по химическому и минералогическому составу.

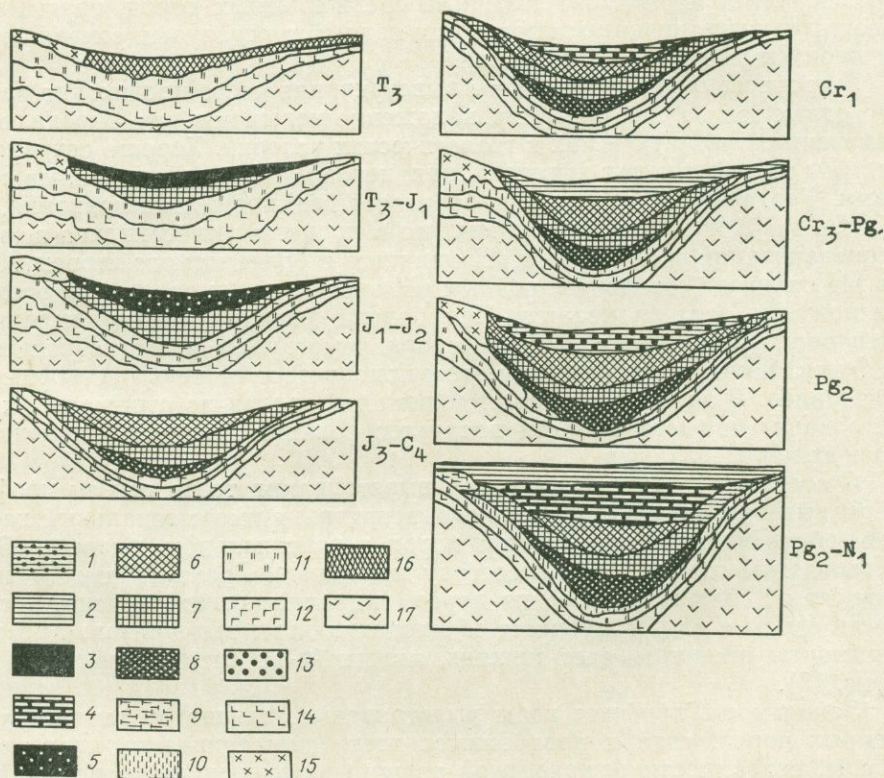


Рис. 15. Схемы развития коры выветривания на Южном Урале (по И. И. Гинзбургу):

1 — осадочные породы из продуктов выветривания; 2 — верхнемеловые отложения; 3 — 6 — охры (4 — перетолженные, 5 — марганцовистые, 6 — с бейделлитом); 7 — 9 — нонтрониты (8 — с никелевыми силикатами, 9 — перетолженные); 10 — 17 — серпентиниты (10 — выщелоченные, 11 — выщелоченные и карбонатизированные, 12 — выщелоченные и доломитизированные, 13 — выщелоченные с арагонитом, 14 — выщелоченные с магнезитом, 15 — выщелоченные силифицированные, 16 — дезинтегрированные, 17 — свежие).

Почва. Это рыхлый поверхностный слой земной коры, несущий на себе растительный покров и обладающий плодородием, непрерывно изменяющийся под влиянием климата, биологических факторов, рельефа местности и других причин.

Первое научное определение понятия почвы и почвообразования было дано в 1886 г. В. В. Докучаевым, который указал на тесную связь

образования почвы с климатом, материнской породой, растительным и животным миром, возрастом страны и рельефом местности*.

Сущность почвообразовательного процесса заключается в разрушении и размельчении пород и превращении их в рыхлую массу; в образовании и накоплении органических остатков (гумуса) в продуктах выветривания вследствие распада органического вещества и жизнедеятельности организмов и биогеохимических реакций (остаточные и синтетические органические соединения); в миграции и накоплении минеральных веществ (в соответствии с характером геохимических и биогеохимических процессов важную роль играет окисление, гидролиз и замещение, вынос катионов, обменные реакции, миграционная способность элементов, биохимическая деятельность организмов и др.).

В образовании и преобразовании почв велика роль человека, который, воздействуя на природу и ее ландшафт, изменяет условия почвообразования.

Почвенный покров характеризуется большой неоднородностью, которая и зависит от условий образования. Различают примитивное, или первичное, почвообразование, дерново-подзолистое, солончаково-солонцовое, черноземное, латеритное и другие процессы почвообразования.

В зависимости от условий почвообразования в профиле почвы выделяются различные генетические горизонты (рис. 16). Верхний гумусовый, или перегнойно-аккумулятивный, мощность его в зависимости от типа почв колеблется от нескольких сантиметров до 1,5 м. За ним идет горизонт вымывания (элювиальный), из которого в результате выщелачивания выносятся легкоподвижные минеральные и органические вещества. Еще ниже образуются иллювиальные горизонты. Здесь аккумулируются минеральные и органические вещества, вынесенные из верхних горизонтов почвы.

Ниже иллювиального горизонта располагается материнская порода, которая обычно внешне слабо затронута процессами почвообразования (см. рис. 16).

Генетические типы и разновидности почв различаются между собой цветом, структурой, сложением, составом первичных и вторичных минералов, содержанием гумуса, составом обменных катионов и др.

На территории СССР установлено 35—40 генетических типов почв. По классификации И. В. Тюрина, это тундровые глеевые, подзолистые (подзолы и дерново-подзолистые), вторичноподзолистые, подзолисто-болотные, болотные, дерново-карбонатные (синонимы: перегнойно-карбонатные, или рендзины), дерново-глеевые (синонимы: темноцветные), лугово-болотные, серые лесные, серые лесные глеевые, черноземные, лугово-черноземные, каштановые, лугово-каштановые, бурые пустынно-степные, бурые лугово-степные, солончаки, солонцы, солоды, серо-бурые пустынные, такыровидные, такыры, сероземы, лугово-сероземные, бурые лесные, горно-луговые, горные лугово-степные, красноземы, желтоземы, пойменные (аллювиально-дерновые).

В основе понятия «генетический тип почв» лежит однотипность в строении их генетического профиля и однотипность процессов почвообразования, отражающих вынос и накопление минерального и органического вещества. В пределах типов почв выделяются подтипы, роды, виды

* Большой вклад в изучение почв внесли также Н. М. Сибирцев, П. А. Костычев, Г. И. Танфильев, Г. Н. Высоцкий, В. И. Вернадский, П. С. Коссович, К. Д. Глинка, В. Р. Вильямс, К. К. Гедройц, С. С. Неуструев, Б. Б. Полюнов, Л. И. Прасолов, В. А. Ковда, И. Н. Антипов-Каратаев.

Зональные геохимические типы

Геохимические типы коры выветривания	Геотермические условия выветривания и миграции	Геохимия процесса
Литогенный (обломочный)	Низкотермические условия выветривания; слабое геохимическое и биогеохимическое разрушение пород. Почвенные растворы разной степени кислые	Образование механических смесей продуктов разрушения; слабый вынос химических элементов и соединений
Сиаллитно-глинистый	Среднетермические и средневлажные условия выветривания; активная роль органических гумусовых кислот. Нисходящая миграция растворов. Почвенные растворы от слабо- до сильнокислых	Образование смесей гидратов SiO_2 , Al_2O_3 и Fe_2O_3 (сиаллитов); накопление SiO_2 в подзолистых горизонтах; вынос Al_2O_3 и Fe_2O_3 в нижележащие горизонты; выщелачивание Cl , Na , Ca , Mg , K и др.
Сиаллитно-карбонатный	Условия выветривания переходные между среднетермическими и средневлажными, высокотермическими и засушливыми. Активная роль карбонатных нейтральных или слабощелочных растворов. Нисходящая и восходящая миграция растворов	Образование смесей гидратов SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 (сиаллитов); накопление Ca , Mg и частично Na , но главным образом карбонатов Ca
Сиаллитно-хлоридно-сульфатный	Высокотермическое выветривание при недостатке влаги. Энергичные псевдотермальные процессы. Господство восходящей миграции щелочных растворов. Слабая роль органического вещества в процессах миграции и накопления элементов	Образование гидратизированных продуктов выветривания (сиаллитов); большая подвижность SiO_2 ; накопление хлоридно-сульфатных солей натрия, кальция и магния
Сиаллитно-ферритный и аллитный	Высокотермические и высоковлажные условия выветривания. Энергичное развитие процессов выщелачивания и миграции элементов и соединений. Почвенные растворы кислые, нейтральные или щелочные в зависимости от пород, степени их распада и участия органического вещества	Образование сиаллитов, ферритов и аллитов; вынос Ca , Mg , Na , K , SiO_2 и др.; накопление Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO_2 и др.

и разновидности почв по степени развития почвообразовательных процессов и морфологическим особенностям. В подзолистых почвах выделяются слабо-, средне- и сильноподзолистые почвы, для солонцов характерна степень выраженности солонцовых свойств (слабо- и сильносолонцеватые почвы) и т. д. Типовой характер почв и почвообразовательных процессов определяется главным образом физико-географической зональностью в природе. Так, для тундровой зоны характерен болотный, для лесной — подзолистый и дерново-подзолистый, для степной — черно-

Таблица 2

коры выветривания

Типоморфные		
элементы	соединения	минералы
H, Al	Первичные минералы, малоизмененные химически	Первичные минералы горных пород, малоизмененные в процессе выветривания
H, Al, Fe	Смеси гидратов Al_2O_3 , Fe_2O_3 , SiO_2 и их производные алюмо- и ферри-силикаты, группы каолинита, нонтронита и др.	Гидрослюды, каолинит, палыгорскит, сепиолит, монтмориллонит, бейделлит, нонтронит, галлуазит, аллофан, лимонит, гидрогематит, виванит
Ca, Mg (Na)	Смеси карбонатов кальция и магния с окисями Fe_2O_3 , Al_2O_3 и их производными, группы монтмориллонита, бейделлита, каолинита	Кальцит, магнезит, доломит, анкерит, гипс, сода, каолинит, монтмориллонит, бейделлит, серицит
Cl, Na (Ca, Mg)	Легкорастворимые соли хлоридов и сульфатов щелочных и щелочноземельных металлов	Галит, селитра (натриевая и калиевая), сода, ангидрит, мирабилит, тенардит, гипс, монтмориллонит, серицит, вторичный кварц
H, Al, Mn, Fe	Гидраты Al_2O_3 , Fe_2O_3 , SiO_2 , латериты, бокситы, каолины и др.	Диаспор, бёмит, гиббсит, псиломелан, каолинит, галлуазит, ферригаллуазит, нонтронит, гидрогематит, гётит, пиролюзит

земный и каштановый типы и т. д. Между отдельными зонами не существует резких границ.

В пределах зоны на пестроту почвенного покрова влияют рельеф, характер увлажнения поверхности и материнские породы, которые обуславливают развитие органического мира и биологических процессов, играющих ведущую роль в почвообразовании.

В пределах зональных (широтных и вертикальных) типов почв широко представлены локальные, или региональные (провинциальные и рай-

Собственно почва ↓	Горизонты максимальной биологической активности		A ₀	Лесной опад, неразложившиеся и частично, разложившиеся органические остатки
	Горизонты вымывания растворенных или влекомых водой частиц почвы (элювиальные)		A ₁	Темноокрашенный горизонт — переходный
	Горизонты аккумуляции вымытых из горизонтов А частиц почвы, максимальной аккумуляции глинистой фракции, развития глыбистой или призматической структуры (иллювиальные)		A ₂	Светлоокрашенный горизонт максимального вымывания. Хорошо выражен в подзолистых почвах, слабо развит или отсутствует в черноземах
			A ₃	Переходный к В ₁ . Иногда отсутствует
			B ₁	Переходный к В ₂ . Иногда отсутствует
	B ₂	Горизонт максимальной аккумуляции глинистых минералов или железа и органических веществ и максимального развития глыбистой или призматической структуры или той и другой		
	B ₃	Переходный к С		
Материнская порода, подвергаясь выветриванию; иногда отсутствует, так как почвообразовательный процесс может охватить всю толщу выветрившегося материала	C	M	C	Горизонт сильного оглеения, например в гидроморфных почвах Рудяковский горизонт, который характеризуется процессами цементирования или уплотнения (может встречаться в собственно почве)
	CaCO ₃	CaSO ₄		Горизонты скопления CaCO ₃ и CaSO ₄ представлены наслоениями карбонатов и сульфатов кальция; характерны для некоторых почв

Рис. 16. Обобщенный почвенный профиль. Каждый генетический тип почвы характеризуется специфической выраженностью профиля, мощностью горизонтов и другими особенностями.

онные), разновидности, почвенные провинции. Они различаются по условиям образования.

Почвообразование совершается при исключительно сложном взаимодействии живого и мертвого вещества, которое сопровождается миграцией, рассеянием и концентрацией элементов и вещества. Происходит обмен веществами между сушей и океаном, между литосферой и живыми организмами.

Накоплением органического вещества на земной поверхности и увеличением его общей массы объясняется всевозрастающее влияние биогенных процессов на преобразование каменной оболочки земной коры. Создались совершенно новые биогенные циклы взаимодействия между отдельными элементами природы. Таким образом, любая почва, как и почвенный покров в целом, живет и изменяется вместе с изменением органического мира и других факторов и условий. Образующиеся при этом почвы представляют собой конкретные формы проявления различных условий и процессов почвообразования, развивающихся в неразрывной связи с другими элементами природной среды.

Геологические и геохимические фации отложений

Термин «фация» был введен в литературу Н. Стено для выделения (в районе Тосканы) шести мощных толщ, различающихся между собой в разрезе осадочных образований. В 1838 г. А. Гресли определил фацию как совокупность видоизменений отложений, выражающихся в том или ином петрографическом или палеонтологическом их отличии.

В русской геологической литературе термин «фация» появился в 1869 г. Н. А. Головкинский впервые указал, что изменение отложений (фаций) может выражаться не только по простиранию пластов, но и по разрезу.

Учение о фациях получило большое развитие в трудах отечественных и зарубежных геологов и представляет важный раздел геолого-географических наук, изучающий условия образования осадочных пород. Фациальный анализ — важнейший метод восстановления условий физико-географической и геохимической среды, в которой возникла порода или комплекс пород.

В географии фация — это участок земной поверхности с одинаковыми физико-географическими условиями и сообществом живых организмов, приспособившихся к этим условиям и зависящих от них.

В геологии одни исследователи трактуют понятие фации по литологическим признакам, другие — по геохимическим, третьи — преимущественно по палеонтологическим и т. д. (табл. 3).

Л. В. Пустовалов (1933) выдвинул положение о химической дифференциации материала в течение осадочного процесса, когда различные геохимические осадки образуются в зависимости от особенностей среды, химических свойств элементов и соединений. В итоге появляются скопления окислов железа, кремния, отложения силикатов, карбонатов, сульфатов, хлоридов и других соединений, закономерно размещенных в пространстве.

Под геохимической фацией он понимает часть земной поверхности, которая на всем своем протяжении обладает одинаковыми физико-химическими и геохимическими условиями накопления и формирования осадочных горных пород.

Положив в основу геохимическую специфику образования осадков на континенте и в условиях морского дна, Л. В. Пустовалов, а вслед за ним А. Е. Ферсман выделили континентальные и морские геохимические фации. К первым отнесены фации: латеритная, ортштейнов, или «отбеливающего выветривания», пустынь, континентальных растворимых солей, железных руд и углей. Среди морских выделяют сероводородную, сидеритовую, шамозитовую, глауконитовую, фосфоритную, окислительную и фацию растворимых солей.

До настоящего времени нет единого мнения о том, что следует положить в основу классификации геохимических фаций. В одних случаях (Л. В. Пустовалов, А. Е. Ферсман) геохимические фации выделяются по признакам осадков — латериты, ортштейны, железные руды, глаукониты и другие осадочные породы и солевые аккумуляции, в других (Г. И. Теодорович) — по величине рН — отложения щелочных, кислых и нейтральных условий, в третьих (В. М. Гольдшмидт, К. Ранкама и Х. Сахана и др.) — по характеру геохимических реакций осадочного процесса — оксидаты, резистаты, пресипитаты, эвапораты и т. д.

Понятие «фация» в трактовке разных авторов

Л. С. Берг (1945)	Д. В. Наливкин (1938—1956)	Н. М. Страхов (1948)	Ю. А. Жемчужников (1948)	В. П. Маркевич (1957)
<p>Фа́ция — неразделимая единица географии, биогеографии и геологии. Более мелкие совокупности, чем фации, служат предметом уже не геологии и географии, а других наук — петрографии, минералогии, ботаники, зоологии и т. д. В пределах одной фации господствуют однородные условия микроклимата, формируются только один вид почв и располагается только один биоценоз.</p>	<p>Фа́ция — это не только осадочная порода, т. е. литологическое понятие, но и одновременно определенная однородная часть суши или дна моря, т. е. географическое или палеогеографическое понятие. Для отложенный сложного и неоднородного состава Д. В. Наливкин принимает название «сервия» (комплекс фаций); «нимия» (комплекс сервий) и «формация» (комплекс нимий) — крупнейшая составная часть поверхности.</p>	<p>Фа́ции — типы горных пород, отличающиеся друг от друга как петрографическими, так и палеонтологическими признаками... среди отложений пород со всеми ее особенностями (рельефом, климатическим режимом, органическим миром).</p>	<p>Фа́ция — совокупность признаков осадка и условий их накопления... Это не пласт и не породы, которые можно пощупать и взять в руки, а некоторое представление, которое не может быть ископаемым.</p>	<p>Фа́ция — это некоторый объем осадка или породы, характеризующийся сходным комплексом палеонтологических, петрографических и физико-химических признаков, обусловленных тектоническими, физико-химическими, биотическими и географическими условиями образования осадков.</p>
Е. В. Шанцер (1948)	Е. В. Шанцер (1966)	В. И. Попов (1956)	К. И. Лукашев (1959)	
<p>Фа́ция — парагенезис осадочных пород, соответствующий определенному типу физико-географических условий земной поверхности и характеризующий определенный ее участок. По этой формулировке фа́ция не представляет собой литологически однородного образования.</p>	<p>Фа́ция — реальное геологическое тело, часть определенного горизонта или слоя. Но выделяются фации с целью восстановления условий образования осадков и закономерностей их изменения в пространстве и времени... Это превращает понятие «фа́ция» в категорию палеогеографическую. В чисто таксономическом аспекте фа́ция должна рассматриваться до известной степени как термин свободного пользования, а не как наименование систематической единицы строго определенного ранга.</p>	<p>Выделяет фации геохимические, гидрогенные, климатические, поясовые, зональные, транспортно-генетические, петрографические, минерально-геологические, минералогические и др.</p>	<p>Фа́ция одновременно означает: единицу ландшафта или совокупность физико-географических условий среды отложения осадков; литологический комплекс признаков, отражающий способы и процессы образования и изменения осадков и определенный биоценоз — совокупность организмов, характерных для данной среды осадконакопления.</p>	

Геохимические провинции

Геохимические провинции — это области земной коры с повышенным содержанием одного или нескольких химических элементов, а также отдельных их ассоциаций. В случае рудных скоплений элементов геохимические провинции совпадают с металлогеническими*.

Когда повышенные концентрации элементов охватывают значительные пространства и линейно вытянуты вдоль горных цепей или на платформах, образуются обширные геохимические провинции типа рудных зон (поясов) и полей.

Закономерности размещения концентраций элементов или их ассоциаций в земной коре (в пространстве и во времени) связаны с особенностями развития отдельных структур земной коры и комплексом геологических факторов — магматизмом, тектоническими движениями, осадконакоплением и т. д.

В платформенных областях преобладают элементы коры выветривания и биогенные элементы, в геосинклинальных (складчатых) поясах — элементы магматогенных и метаморфических процессов в сочетании с рудными магматическими и метаморфическими породами.

В платформенных условиях широко распространены геохимические зоны и провинции, возникновение которых связано с основными агентами осадочно-гипергенных процессов: образованием элювиальной коры выветривания, ледниковым и водно-ледниковым переносом и аккумуляцией материала, химической садкой в водоемах и механическим перемещением материала и его дифференциацией текучими поверхностными водами, аккумуляцией элементов инфильтрационными процессами в зоне вторичного образования и в пустотах пород, биогенной аккумуляцией органического вещества и находящихся в нем элементов, диагенетическим и эпигенетическим преобразованием горных пород и метасоматическими процессами осадочного замещения. Важнейшие концентрации элементов в указанных провинциях представлены в глинах и глинистых сланцах, бокситах и латеритах, железных и марганцевых шляпах коры выветривания, карбонатных и органических осадках пресноводных водоемов, в солевых аккумуляциях озер и морских лагун, элювиальных россыпях, продуктах вторичного обогащения и др.

Большая часть элементов этих осадков находится в рассеянном состоянии. Элементы концентрируются в результате адсорбции, сорбции, фиксации в решетках минералов и в металлоорганических комплексах, а также многих других физико-химических процессов, протекающих в осадках при взаимодействии их с грунтовыми растворами.

Можно выделить следующие гипергенные геохимические провинции.

Литогеохимические петрогенного и металлогенного состава, связанные с образованием остаточной и аккумулятивной коры выветривания. Отражают состав содержащихся в них типоморфных и аксессуарных минералов и элементов в зависимости от геологических и фациальных условий породо- и рудообразования.

Гидрогеохимические, связанные с различными химическими типами природных вод и отражающие геохимические особенности их формирования и состав макро- и микроэлементов.

* Учение о геохимических провинциях получило особенно широкое развитие благодаря работам В. И. Вернадского, А. Е. Ферсмана, А. П. Виноградова, Б. Б. Польнова. Крупный вклад в разработку вопросов распределения химических элементов в коре выветривания, почвах, растительных и животных организмах внесли Я. В. Пейве, В. А. Ковда, В. В. Ковальский, Д. П. Малюга, А. П. Перельман и др.

Биогеохимические, стражающие химический состав и особенности зональных и региональных типов биогеоценозов.

Педогеохимические, отражающие макро- и микрокомпонентный состав зональных и местных генетических типов почв.

Элементарные геохимические ландшафты

Согласно Б. Б. Полюнову (1944), геохимический ландшафт — участок земной поверхности, отличающийся особенностями миграции химических элементов, обусловленными комплексом взаимосвязанных природных факторов и процессов (поверхностный и грунтовый сток, почвообразовательные процессы, биогенные аккумуляции и др.).

Определяющими геохимический ландшафт компонентами являются: участок территории, отличающийся особенностями миграции химических элементов; генетический тип и разность почвы; однородность растительного сообщества (фитоценозов); гидрохимический тип поверхностных вод; однородный состав почвообразующей породы. Вместе взя-

тые, они образуют геохимическую среду миграции химических элементов, их рассеяние и концентрацию в ландшафте. Для характеристики геохимических ландшафтов важнейшую роль играют продуктивность фито- и зооценозов, минерализация растительных и животных остатков, превращение их в подвижные органические соединения.

Б. Б. Полюнов выделил три основные геоморфологические формы земной поверхности (рис. 17), назвав их элементарными ландшафтами, которыми определяются геохимические условия образования вещества и типы ландшафтов.

Элювиальный ландшафт свойствен водоразделам с накоплением остаточных (элювиальных) элементов, субаквальный — поверхности дна водоемов (морских и континентальных), куда материал поступает с областей сноса. Супераквальный ландшафт связан с дном долин и понижениями; характеризуется преобладанием восходящих токов грунтовых вод над нисходящими и привнесом материала с вышележащих частей суши. Элювиальный ландшафт совершенно лишен материала, добавляемого жидким и твердым боковым стоком, для субаквального этот способ накопления основной.

Почвы элювиальных ландшафтов, подвергаясь смыву, перемещают свой профиль сверху вниз, и наоборот, почвы субаквальные неизменно покрываются новыми материалами, а их профили нарастают снизу вверх. Смыв элювиальных и погребение субаквальных почв происходят с различной скоростью. Состав и состояние этих почв нередко изменяются быстрее под влиянием смены биоценоза или баланса влаги, чем погребение их новыми материалами.

Минеральная часть субаквальных форм ландшафтов обычно слагается из материала наносов, одевающих всю водосборную площадь данного водоема. Известны случаи, когда порода, подстилающая субаквальную почву, генетически с ней не связана.

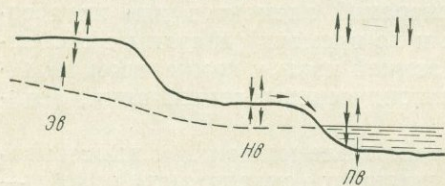


Рис. 17. Основные типы элементарных ландшафтов (по Б. Б. Полюнову):

Эв — элювиальный; Нв — надводный; Пв — подводный. Стрелками показано поступление веществ в ландшафт (из атмосферы, грунтовых вод) и удаление веществ из ландшафта (в атмосферу, грунтовые и поверхностные воды).

Резко различаются биоценозы элювиальных и субаквальных ландшафтов. В последних образ жизни водных и водолубивых видов отражается не только на внутренних их свойствах, но и на внешней форме. «Плотность жизни» и видовой состав организмов континентальных субаквальных ландшафтов иногда весьма различаются, равно как и почвы, и условия минерализации органических остатков. В почвах элювиальных ландшафтов устойчивые продукты превращения органических остатков — это преимущественно гуминовые вещества, а субаквальных ландшафтов — сапропели с высоким содержанием битумов.

Сложные переплетения процессов почвообразования и формирования состава грунтовых вод, отраженные в законах миграции элементов в почвах и в коре выветривания, концентрации их в живых организмах и почвах, определяют сущность типов и разновидностей химических ландшафтов.

На основе геохимических показателей выясняется геохимическая природа ландшафта, его практическое значение и рациональное использование.

Зональные и аazonальные геохимические ландшафты

Зональность отдельных компонентов природы, например климата, растительности, была установлена давно, однако зональные природные явления рассматривались вне связи. Учение о зонах природы в комплексе и взаимозависимости отдельных природных явлений было создано в конце XIX в. выдающимся русским ученым В. В. Докучаевым, который установил тесную зависимость почв от климата, рельефа, грунта, растительного и животного мира, указав на зональное распределение почв и распространив учение о зональности на всю природу земного шара. Он различал на земной поверхности обоих полушарий в направлении с севера на юг следующие пояса: полярный, умеренный, подтропический, экваториальный.

В. В. Докучаев, рисуя схему широтной зональности, отмечал ряд причин, которые вызывают отклонения от «идеальной» зональности. Среди них местные географические изменения климата (осадков, температуры), растительные и животные организмы, наличие горных возвышенностей, низменностей, изрезанность материков морями и пр. Известно, что сильная расчлененность суши, наличие обширных и высоких горных систем, их простираение, мощные морские течения (теплые и холодные) и другие природные факторы значительно влияют на расположение широтных географических зон. Так, меридиональное направление горных хребтов в западной части Америки и в восточной части Австралии обуславливает там почти аналогичную меридиональную вытянутость почвенно-растительных зон.

Океаническое влияние на зональность ярко сказывается в Южной Африке; в Северной Африке природные зоны характеризуются хорошо выраженным широтным характером, а в Южной Африке они имеют пестрый клочковатый вид, часто меридиональный, особенно в восточной части. Наиболее отчетливо широтная зональность представлена на обширных пространствах Евразии, Северной Америки и Северной Африки. Она обусловлена шарообразной формой Земли, ее вращением вокруг оси, неодинаковым нагреванием различных частей нашей планеты вследствие постоянного наклона экватора к эклиптике. Это вызывает зональность в распределении воздушных масс, температуры, процессов вывет-

ривания, образования почв, растительности, животного мира, т. е. географическую зональность природных явлений (табл. 4).

Таблица 4

Широтная геохимическая зональность
(по А. Е. Ферсману, 1934)

Географическая область	Направление растворов	Геохимия процесса	Геохимическая концентрация	pH
Арктическая	Нисходящие (сухость)	Механические смеси разрушений	Мало глин, илы, пески, диатомиты	Низкое
Таяния (влажный климат)	Нисходящие	Смеси гидратов Al_2O_3 , SiO_2	Железные руды с Mn, сапропели, обилие гумуса	Нейтральное
Пустынная (влажность низкая)	Восходящие	Гидро-алюмосиликаты коллоидальные	Глины аллофанового ряда	Большое
		Разрушение силикатов	Корки SiO_2 , каолинит	
		Миграция SiO_2	Соли, корки загара Fe, Mn	
Экваториальная	Нисходящие	Гидраты Al	Боксит-латерит, руды Fe, Mn, Al	Смена разных величин
		Водные алюмосиликаты Эмиграция SiO_2	Накопление $CaCO_3$ Накопление SiO_2 $BaSO_4$	

Высотная зональность (поясность) в природе обусловлена главным образом рельефом и строением атмосферы, удаленностью ее слоев от главного источника тепла — земного излучения. Изменение в структуре атмосферы с высотой выражается в различной плотности ее, влажности, температуре и т. д. На определенной высоте (в зависимости от условий) образуется снеговая линия, выше которой происходит накопление снега и льда. Нижняя граница зоны вечного льда и снега под экватором лежит на высоте 5—6 км, а в полярных зонах — на уровне моря. Высотная зональность в природе следует примерно в том же порядке, как и широтная. Наиболее полно она представлена в низких широтах (тропических и субтропических).

Зональность существует и в гидросфере. Воды высоких широт значительно отличаются от вод низких широт температурой, органическим миром, характером геохимических процессов. В океанической тропосфере (верхний слой до 2 км) в настоящее время выделяют пять географических зон: тропическую, две умеренные и две холодные. В тропической зоне постоянная высокая температура воды и воздуха, богатая по формам, но бедная количественно вследствие недостатка кислорода и питательных солей органическая жизнь. Здесь происходят активные биогеохимические процессы, вызывающие осаждение солей кальция и образование глобигериновых илов за счет планктона, богатого зелеными и сине-зелеными водорослями и глобигеринами.

Умеренным зонам свойственны сильные колебания температуры воздуха и воды по сезонам, развитая вертикальная циркуляция и резко выраженные тепловые течения, приносящие воду из тропиков в умерен-

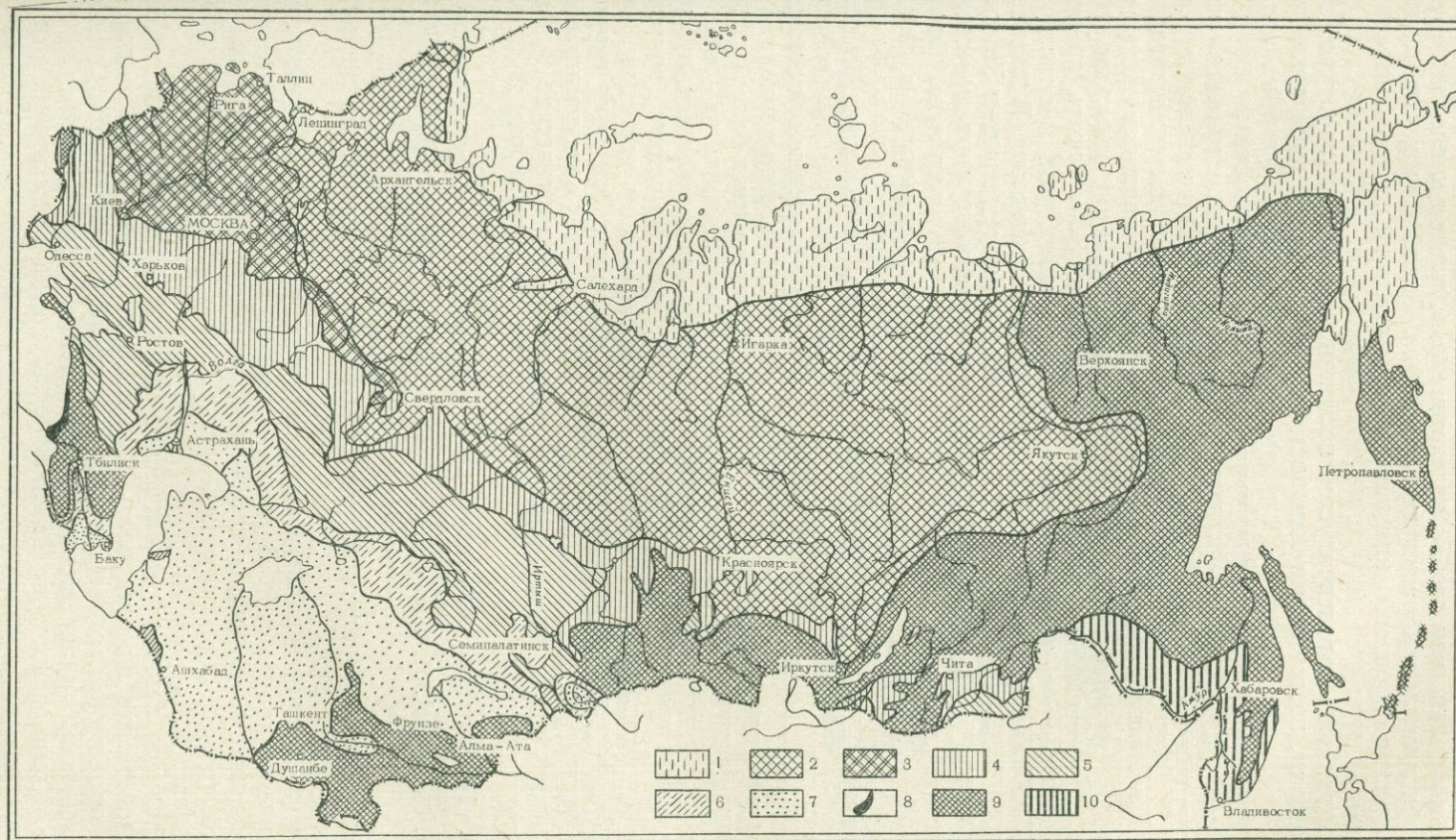


Рис. 18. Ландшафтные зоны СССР (по Л. С. Бергу):

1 — тундра; 2 — тайга; 3 — смешанный лес; 4 — лесостепь; 5 — степь; 6 — полупустыня; 7 — пустыня; 8 — субтропики; 9 — горные ландшафты; 10 — широколиственные и смешанные леса Дальнего Востока.

ные и холодные зоны. Органическая жизнь небогата по формам, но обильна по количеству особей вследствие присутствия кислорода и солей, необходимых для развития организмов. Здесь широко протекают биохимические процессы накопления и диагенетического изменения осадков.

Холодная зона характеризуется постоянной низкой температурой воды и воздуха, постоянными или временными льдами, бедной органической жизнью (как по числу форм, так и особей).

Тектонические явления и связанные с ними изменения очертаний морей и суши, развитие атмосферы неоднократно меняли границы широтных и высотных зон. Зональность природных явлений уже, по-видимому, была в протерозое. В дальнейшем по мере развития Земли и органического мира она проявлялась все отчетливее. Современная зональность в значительной мере обусловлена природными процессами, связанными с геологическими и физико-географическими условиями послеледникового периода.

Существуют и более детальные расчленения на зоны и подзоны по почвенным процессам, растительному покрову, климатическим условиям. Так, Л. С. Берг в Северном полушарии выделяет следующие ландшафтно-климатические зоны: ледяную, тундровую, лесов умеренного климата, лесостепи, степей, средиземноморскую, полупустынь, пустынь умеренного климата, субтропического леса, тропических пустынь, тропических степей, тропического лесостепья (саванн), влажных тропических лесов (рис. 18).

Рис. 19. Геохимические особенности зональных ландшафтов на континенте (по В. А. Ковде и А. И. Перельману).

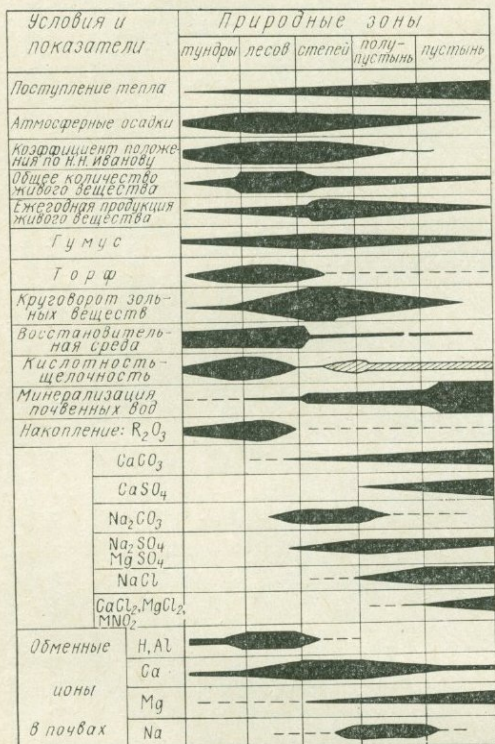


Рис. 18. Геохимические особенности зональных ландшафтов на континенте (по В. А. Ковде и А. И. Перельману).

Наряду с общей зональной закономерностью в природе существуют «азональные» ландшафты. В каждой ландшафтно-географической зоне можно различать крупные и мелкие подразделения с различной географической средой, отражающейся прежде всего на почвенно-растительном покрове.

Природным ландшафтам, особенно почвенно-растительным, весьма часто свойственна комплексность. Она является результатом не только различных геоморфологических и других условий, но может быть вызвана небольшими отклонениями во влажности, микроклимате, микро-рельефе. Комплексность наиболее ярко выражена при наличии мелких замкнутых впадин, котловин, разного минералогического и гранулометрического состава пород. К азональным относятся гидроморфные ланд-

шафты равнин и участков высачивания подземных вод, галоморфные (засоленные и щелочные) аридных областей, ландшафты на литеральных и пойменных отложениях, кальциеморфные и др.

Природные ландшафты разных таксономических рангов характеризуются своими геохимическими особенностями развития, в частности условиями выветривания и почвообразования, с которыми тесно связаны подвижность и накопление химических элементов, минерализация поверхностных и грунтовых вод, образование биомассы и др.

Для каждой ландшафтной зоны характерны типичные (типоморфные) ландшафты, определяющие ее облик: структуру, морфологию, вещественный состав продуктов выветривания, почв, биоценозов и другие особенности (рис. 19).

Систематика и классификация геохимических ландшафтов

Основу систематики и классификации геохимических ландшафтов, по А. И. Перельману, составляют особенности химической миграции элементов. Определяющей является интенсивность миграции, характерная для данного ландшафта в зависимости от влажности, сезонности, биологической продуктивности и др. (табл. 5).

Таблица 5

Основные таксономические единицы геохимической классификации ландшафтов
(по А. И. Перельману)

Наименование единицы	Критерий для выделения
Ряд ландшафтов	Форма движения материи (физическая, химическая, биологическая), с которой связана миграция элементов в ландшафте
Группа ландшафтов	Биологический круговорот воздушных мигрантов; соотношение между общей массой живого вещества и ежегодной продукцией, типы организмов, осуществляющие круговорот
Тип ландшафтов	Биологический круговорот воздушных мигрантов; ежегодная продукция живого вещества, скорость разложения остатков организмов
Семейство ландшафтов	Продукция живого вещества в пределах типа
Класс ландшафтов	Типоморфные элементы и ионы водной миграции
Род ландшафтов	Интенсивность водообмена и механической миграции
Вид ландшафтов	Второстепенные особенности миграции (подлежат уточнению)

В группах ландшафтов в соответствии с типами биологического круговорота воздушных мигрантов выделяются: 1) лесные; 2) луговые и степные; 3) тундровые; 4) примитивно пустынные. Семейства ландшафтов выделяются в пределах типов. Они часто соответствуют зональным подтипам почвенного и растительного покрова. Различают три основных семейства в тундровой и таежной зонах (северное, среднее и южное) и по два семейства (северное и южное) в зонах сухих степей и пустынях.

Классы ландшафтов характеризуются по типоморфным элементам и ионам водной миграции (Н-класс, Са-класс, Na-класс, Н—Fe-класс и др.). Наиболее распространенные ландшафты можно свести к 6—7 классам. Классы в свою очередь включают в себя роды и виды ландшафта. В основу выделения родов кладется механическая миграция и интенсивность водообмена в ландшафте. Учитываются эрозия, движение вод, расчленение местности. Виды выделяются по второстепенным особенностям миграции: по миграции редких элементов (меди, никеля, кобальта, иода, фтора и др.), фациям пород, ориентации склонов и др.

Геохимические ландшафты (табл. 6) выделяются по типам геохимических сопряжений и по циклам миграции элементов в исходных породах (орто-, пара- и нео-). По М. А. Глазовской, всеобъемлющим показателем, отражающим процессы взаимодействия между компонентами ландшафта, является его вертикальный геохимический профиль, состоящий из различных, но геохимически связанных между собой ярусов. Для большинства наземных ландшафтов суши характерны следующие ярусы вертикального профиля: надземный живого вещества; почвенный; ярус коры выветривания (остаточной или аккумулятивной), в котором можно различить ряд подъярусов (или горизонтов); выщелачивания, обогащения, катагенетического метаморфизма. Водным ландшафтам суши и моря свойственна особая вертикальная стратификация. Строение вертикального профиля ландшафтов и состав его ярусов — результат соотношения процессов выветривания, биологического и абиотического накопления элементов, их выноса или привноса, а также условий среды, в которой происходит миграция элементов.

За основную таксономическую единицу в классификации элементарных ландшафтов принимается тип элементарного ландшафта. Для объединения элементарных ландшафтов в один тип ландшафты должны обладать одинаковой мощностью и структурой яруса живого вещества (общий запас, соотношение надземной и подземной частей, живого вещества и опада); в вертикальном профиле ландшафтов одного типа должно сохраняться одно и то же соотношение между мощностью почв (определяемой глубиной проникновения корневых систем), глубиной проникновения атмосферных осадков и глубиной горизонта грунтовых вод; ландшафты одного типа должны обладать одной и той же скоростью движения химических элементов между различными ярусами вертикального профиля, что в свою очередь определяется скоростью процессов выветривания и минерализацией органических остатков. Для супераквальных и аквальных ландшафтов должны учитываться, кроме того, степень их геохимической автономности и степень минерализации вод.

Типы элементарных ландшафтов делятся на подтипы в связи с участием в формировании их профиля веществ, передвигающихся не только в вертикальном, но и в горизонтальном направлении, что отражается на строении ярусов ландшафта.

При изучении и классификации элементарных ландшафтов рекомендуется учитывать их относительный возраст, продолжительность и историю формирования, возможность наличия в геохимическом профиле реликтовых черт и др. Важно установить наложенные элювиальные ландшафты, вторичные элювиальные и вторичные гидроморфные ландшафты (реортэль, репарэль, неоортэль, неопарэль, неогидрорт и т. д.).

Следовательно, в области систематики и классификации геохимических ландшафтов проводится ценная работа, которую следует всячески приветствовать. Однако нельзя не отметить большой громоздкости

Схема классификации элементарных ландшафтов по типам миграции химических элементов (по М. А. Глазовской)

Группы ландшафтов по В. Б. Полюнову	По типам геохимических сопряжений	По циклам миграции элементов в исходных породах		
		Первичный (орто-)	Вторичный (пара-)	Вторичный наложенный (нео-)
Элювиальные	Элювиальные (плоских вершин, плоских дренированных равнин)	Ортэль (ортоэлювиальные на массивных изверженных породах)	Парэль (параэлювиальные на плотных осадочных породах)	Нэль (неоэлювиальные на рыхлых наносах)
	Трансэлювиальные (верхних частей склонов)	Транспортэль (транспортоэлювиальные)	Транспарэль (транспараэлювиальные)	Транснэль (транснеоэлювиальные)
	Элювиально-аккумулятивные (нижних частей склонов и сухих ложбин)	Ортэляк (транспортоэлювиально-аккумулятивные)	Парэляк (транспараэлювиально-аккумулятивные)	Нэляк (транснеоэлювиально-аккумулятивные)
	Аккумулятивно-элювиальные (местных замкнутых понижений с глубоким уровнем грунтовых вод)	Ортакэль (ортоаккумулятивно-элювиальные)	Паракэль (парааккумулятивно-элювиальные)	Накэль (неоаккумулятивно-элювиальные)
Супераквальные	Транссупераквальные (трансгидроморфные)	Трансгидрорт (транспортогидроморфные)	Трансгидроп (паратрансгидроморфные)	Трансгидрон (неотрансгидроморфные)
	Супераквальные (гидроморфные), замкнутых понижений, со слабым водообменом	Гидрорт (ортосупераквальные)	Гидроп (парасупераквальные)	Гидрон (неосупераквальные)
Субаквальные	Трансаквальные (реки, проточные озера)		Трансакваль	
	Аквальные (непроточные озера)		Акваль	

предложенных классификаций и очевидной трудности их применения в полном объеме всех таксономических единиц и характерных для них типологических признаков. Ведь любая научная классификация должна отличаться простотой и удобством при использовании. Поэтому каждое звено классификационной схемы должно иметь свои четкие границы и ясно сформулированные признаки, по которым одни природные объекты, в данном случае ландшафты, отличаются от других. Авторы убеждены, что в классификации геохимических ландшафтов нет необходимости выделять такие таксономические единицы, как группы, семейства, классы, типы, подтипы, виды и подвиды ландшафтов, и переносить на них зоологические и подобные им классификации.

Территориальные ранги и другие критерии геохимических классификаций ландшафтов

Главным в выделении и классификации геохимических ландшафтов является комплекс исходных критериев, на основе которых могут получить ясную характеристику объекты классификации. Слишком большой комплекс затрудняет получение необходимых данных для сопоставления и группировки разных критериев. Нельзя также ограничиваться слишком узким комплексом критериев. В данном учебном пособии предлагаются некоторые принципы и критерии, которые, по мнению авторов, могут быть положены в основу выделения геохимических ландшафтных территорий и их классификации (табл. 7).

Территориальные ранги геохимических ландшафтов. Предлагается выделять следующие территориальные таксономические ранги геохимических ландшафтов: 1) природные ландшафтные зоны и пояса (горизонтальные и вертикальные); 2) элементарные геохимические ландшафты; 3) локальные геохимические ландшафты (местного значения).

Ландшафтные зоны и пояса относятся к глобальному рангу территорий. Они отражают специфику геохимических процессов в рамках физико-географической зональности и высокогорной поясности. По ним геохимические ландшафты получают название тундровых, степных, лесных, пустынных, горных и других почв с выделяемыми природными ландшафтными зонами и высотными поясами. Элементарные геохимические ландшафты: элювиальные, супераквальные и субаквальные (по схеме Б. Б. Полюнова) — отражают основные геоморфологические формы рельефа поверхности и характер участия поверхностных и грунтовых вод в миграции и накоплении минерального и органического вещества в ландшафте. Локальные геохимические ландшафты представляют собой отдельные провинции, участки, урочища, характеризующиеся специфичной рельефа, увлажнением, растительностью, почвами и другими особенностями развития ландшафта; процессами миграции элементов и биоценозами.

Гидрологические условия ландшафтообразования. Элювиальные ландшафты формируются при участии просачивания поверхностных (дождевых) вод и представляют собой автоморфный тип геохимических ландшафтов. В них господствуют нисходящая и боковая миграция подвижных продуктов выветривания; в почвах формируются ясно выраженные генетические горизонты, отражающие зональные и локальные условия почвообразования.

В образовании супераквальных ландшафтов принимают участие грунтовые воды, залегающие на глубине, обеспечивающей питание раститель-

Таблица 7

Сводная схема выделения и характеристики геохимических ландшафтов

Основные типы показателей ландшафта	Основные единицы и параметры геохимической характеристики
Территориальные ранги ландшафта	Ландшафтные зоны (широтные и высотные) элементарные ландшафты (элювиальные, супераквальные, субаквальные) локальные ландшафты (провинции, регионы, участки)
Гидрологические условия ландшафтообразования	Автоморфные гидроморфные поверхностного увлажнения гидроморфные грунтового увлажнения гидроаккумулятивные (озерные)
Геохимическая характеристика почвенных формаций и фаций	Формации кислых, нейтральных, щелочных, засоленных и других почв стадиальные группы почв климатические почвенные фации (по В. А. Ковде с соавторами)
Биологическая продуктивность биомассы (в тоннах или калориях)	Первичная продуктивность фитобиомассы вторичная продуктивность зообиомассы общая биомасса
Геохимические кларки элементов	Кларки отдельных компонентов ландшафта суммарный баланс элементов в ландшафте коэффициенты концентрации
Геохимические типы гипергенных процессов в ландшафте	Геохимические процессы, определяющие концентрацию и рассеяние элементов и соединений в ландшафте
Цели выделения и геохимической классификации ландшафтов	Поисковые на полезные ископаемые сельскохозяйственные санитарно-гигиенические, профилактические и др.

ных биоценозов (в среднем 0,3—5 м). Супераквальные ландшафты формируются в гидроморфных условиях и представляют собой гидроморфный тип геохимических ландшафтов. Для них можно выделить два подтипа, различающиеся между собой способом геохимической и биогенной аккумуляции вещества: а) в болотной среде; б) неболотной среде. В разных зональных климатических и локальных условиях гидроморфные ландшафты характеризуются специфическим геохимическим и биогеохимическим круговоротом. Например, для таежно-лесных ландшафтов типично широкое развитие болот и торфяных аккумуляций; для ландшафтов пустынь — развитие засоленных почв и солончаковой растительности и т. д.

В подводных (субаквальных) условиях в мелководных бассейнах при постоянном или периодическом затоплении формируются гидроаккумулятивные геохимические ландшафты. Здесь могут быть богато представлены фито- и зооценозы. Баланс вещества складывается из механической, химической и биологической аккумуляции. Во многих случаях в озерах

образуются органические илы и сапропели карбонатного, кремнеземного и смешанного состава.

Геохимические характеристики почвенных формаций и фаций (по В. А. Ковде с соавторами) *. Под почвенно-геохимическими формациями понимаются общепланетарные группы почв, которые образуются в сходных условиях суши, имеют общую историю развития, близкий абсолютный и относительный возраст, сходный характер геохимического обмена и аккумуляции, сходный состав гумуса и вторичных минералов.

В. А. Ковда с соавторами выделяет следующие основные почвенно-геохимические формации суши, с которыми связаны определенные типы выветривания, гумусо- и глинообразования:

I — кислых аллитных почв; II — кислых аллитно-каолининовых почв; III — кислых каолининовых почв; IV — кислых сиаллитных почв; V — нейтральных и слабощелочных сиаллитных почв; VI — нейтральных и слабощелочных черных монтмориллонитовых почв; VII — щелочных и засоленных почв; VIII — вулканических почв на пепле и туфах.

Почвенно-геохимические формации развиваются по мере эволюции ландшафта; при этом почвы проходят ряд стадий, каждая из которых характеризуется определенным типом биологического и геохимического круговорота вещества, в результате чего складывается баланс литогенного, хемогенного и биогенного вещества.

Климатические фации выделяются в пределах почвенно-геохимических формаций и стадийных групп. В основе их выделения лежит энергия почвообразования, представляющая функцию радиационного баланса и коэффициента увлажнения **. Из 21 климатической разновидности почвенных фаций выделяются: тропические и субтропические почвы — гумидные, семигумидные, семиаридные, аридные, супераридные; суббореальные — гумидные, семигумидные, семиаридные, аридные; бореальные — гумидно-криогенные, гумидные, семигумидные, семиаридные; полярные — гумидно-криогенные, аридно-криогенные; высокогорные гумидные почвы.

Характеристики биологической продуктивности и биомассы ландшафта (экосистем). Биологическая продуктивность и биомасса экосистем — важнейшая характеристика в классификационной схеме геохимических ландшафтов. Первичную и вторичную продуктивность (биомассу) можно выразить величиной «урожая на корню» за определенный период времени или энергии в килокалориях. Например, ассимилирующая солнечная энергия 1 га леса образует за год в среднем 6 т древесины и 4 т листьев, что дает приблизительно 46 млн. ккал; вторичная продуктивность леса в целом составляет 0,8—3% первичной продуктивности, т. е. около 500 тыс. ккал в год (насекомые, птицы, зверьки). Следует учитывать, что получение абсолютных величин вторичной продуктивности — дело очень трудное, так как природные биоценозы, особенно зооценозы, включают как мелкие, так и крупные организмы с различными длительностью жизни поколения и временем воспроизводства. Можно лишь приблизительно подсчитать потери био-

* В. А. Ковда, Б. Г. Розанов и Е. М. Самойлова. Почвенная карта мира. «Природа», 1968, № 12. Карта составлена на основе трех таксономических уровней: почвенно-геохимические формации (наивысший таксономический уровень), стадийные группы почв (пять стадийных классов — гидроаккумулятивные, гидроморфные, палеогидроморфные, автоморфные и горные почвы), климатические почвенные фации (21 название).

** По Н. Н. Иванову, отношение суммы осадков к величине испаряемости.

массы при разложении сапрофитами. Среди организмов, дающих вторичную продуктивность, большой производительностью отличаются пресноводные организмы. Тропические ландшафты характеризуются наибольшей первичной продуктивностью.

Кларковые характеристики ландшафтов. Изучаются фоновые кларки элементов отдельных компонентов ландшафта и подсчитывается их суммарный баланс (горные породы (пр) + почва (пв) + биоценозы (бц) + природные воды (вд), циркулирующие в биосфере. Отношение фонового содержания элементов в том или ином компоненте к суммарной величине ϵ даст коэффициент концентрации химических элементов в ландшафте. Для поисковых целей, а также выделения биогеохимических провинций очень важно определять пороговые (максимальные и минимальные) содержания в отдельных компонентах ландшафта. Отношение порогового максимального содержания к фоновому даст коэффициент пороговой концентрации в отдельных локальных участках ландшафта; а отношение минимального порогового содержания к фоновому — коэффициент порогового обеднения локальных участков ландшафта теми или иными химическими элементами.

Авторы считают, что разработка вопроса о геохимической концентрации элементов в ландшафте может представлять большой научный и практический интерес.

Характеристики геохимических типов гипергенных процессов, протекающих в ландшафте. Под геохимическими типами гипергенных процессов понимаются гипергенные процессы, характеризующиеся специфической миграцией типоморфных элементов и их соединений и накладывающие определенный отпечаток на основные генетические особенности ландшафта. В зависимости от кислотности или щелочности ландшафтной среды одни элементы выносятся из ландшафта, другие — накапливаются в нем. Этим и определяются геохимические особенности среды ландшафтообразования (табл. 8).

Авторы считают, что научный и практический интерес могут представлять лишь те геохимические классификации, которые отвечают тем или иным конкретным задачам, например поисковым, мелиоративным, санитарным и другим, требующим конкретной информации об отдельных элементах и среде их миграции.

Современные и древние геохимические ландшафты

Начало голоцена можно условно принять за начало формирования современных ландшафтов. Там, где образование ландшафтов не прерывалось ледниковыми процессами или крупными тектоническими и биологическими изменениями, на древние ландшафты наложили отпечаток физико-географические условия новейшего времени. Весьма эффективное воздействие на формирование геохимических ландшафтов оказывает хозяйственная деятельность человека (см. гл. IV). Вместо естественных возникают новые геохимические ландшафты (при осушении и орошении территорий, в местах создания крупных водоемов и добычи полезных ископаемых и т. п.).

В то же время для каждого периода геологической истории характерны специфические рубежи формирования ландшафтов, запечатленные в изменении палеоклиматических условий, стратиграфии и литологии отложений, в составе растительных и животных биоценозов и их эволюции, в палеогеоморфологических особенностях поверхности суши, колебаниях уровня Мирового океана и др.

Основные геохимические типы процессов в ландшафте

Типы геохимических процессов	Типоморфные элементы, ионы и соединения	Минеральные образования	Геохимические типы ландшафта
Кислый (рН 4—6,5)	H^+ , SiO_2 , CO_2 , гумусовые кислоты	Глинистые минералы (каолинит, гидрослюда, гидрокислы Al, Fe, лимониты)	Элювиальные ландшафты умеренной и влажно-тропической зон
Сернокислотный (рН 1—3)	H^+ , SO_4^{2-} , подвижные Cu, Zn, Al, Mn и др.	Сульфаты железа и алюминия, карбонаты, фосфаты тяжелых металлов	Ландшафты надрудных участков, зоны окисления сульфидов, кислых засоленных квасцовых почв
Кислый (селицитный)	H^+ , SiO_2	Первичные и вторичные кремнистые соединения	Пески эоловых аккумуляций пляжей и др.
Кислый глеевый	H^+ , Fe^{2+} , Mn^{2+} и др.	Сидерит, вивинит, ферросиликаты и др.	Гидроморфные болотные и луговые ландшафты
Карбонатный	Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3^-	Кальцит, доломит, пиролюзит и др.	Элювиальные и гидроморфные ландшафты, лесостепные, степные
Хлоридно-сульфатный с вариациями сульфидно-хлоридного, гипсового, содового и др.	Na_2^+ , Cl^- , SO_4^{2-} , Ca^{2+} , SO_4^{2-} (в гипсовом), Na^+ , HCO_3^- (содовом)	Галит, гипс, ангидрит, сода и др.	Элювиальные, гидроморфные и гидроаккумулятивные ландшафты пустынь и полупустынь

Свидетельство изменений геохимических условий и процессов, протекавших в ландшафтах,— остаточные коры выветривания и ископаемые почвы, палеонтологические остатки животных и растений, соленосные толщи, образование разнообразных осадочных фаций и формаций.

На протяжении всего периода развития Земли чередуются теплые и холодные климатические периоды.

Важными чертами климата в течение теплых периодов были: 1) неледяной характер полярных зон, значительная влажность атмосферы вследствие приноса сюда теплого воздуха приэкваториальных зон; 2) более широкое распространение экваториально-тропических и субтропических зон, которые сдвигались далеко в высокие широты; 3) сравнительно ограниченное распространение пустынь и степей.

Теплые климаты различаются по наличию в осадочных толщах углей, известняков, железных, бокситовых и марганцевых руд, каолиновых глин и остаточной коры выветривания. Для влажного тропического климата характерны древовидные папоротники, огромные деревья с густой широколиственной кроной, отсутствие в древесине годичных колец и др.; фаунистические признаки — коралловые постройки.

В теплые засушливые (ксеротермические) климаты происходит отложение первичных доломитов, гипсов, каменной и калийной солей, накопление в осадочных породах минералов флюорита и целестина.

Холодным периодам свойственны низкие средние температуры поверхности Земли, более резко выраженный температурный градиент между полюсами и экватором, наличие всех известных нам климатических зон, включая полярно-ледниковые, четкие границы между отдельными зонами и провинциями. Отчетливо проявляются индивидуальные особенности климата отдельных зон, ослаблен отток тепла из экваториальной зоны в полярные. Происходит сужение умеренных и приэкваториальных зон; все зоны смещаются к экватору. Холодные климаты устанавливаются по моренным отложениям, смене теплолюбивых растений и животных холодолюбивыми и др.

В настоящее время признано существование нескольких холодных (ледниковых) периодов. Первый относится к докембрию — началу про-

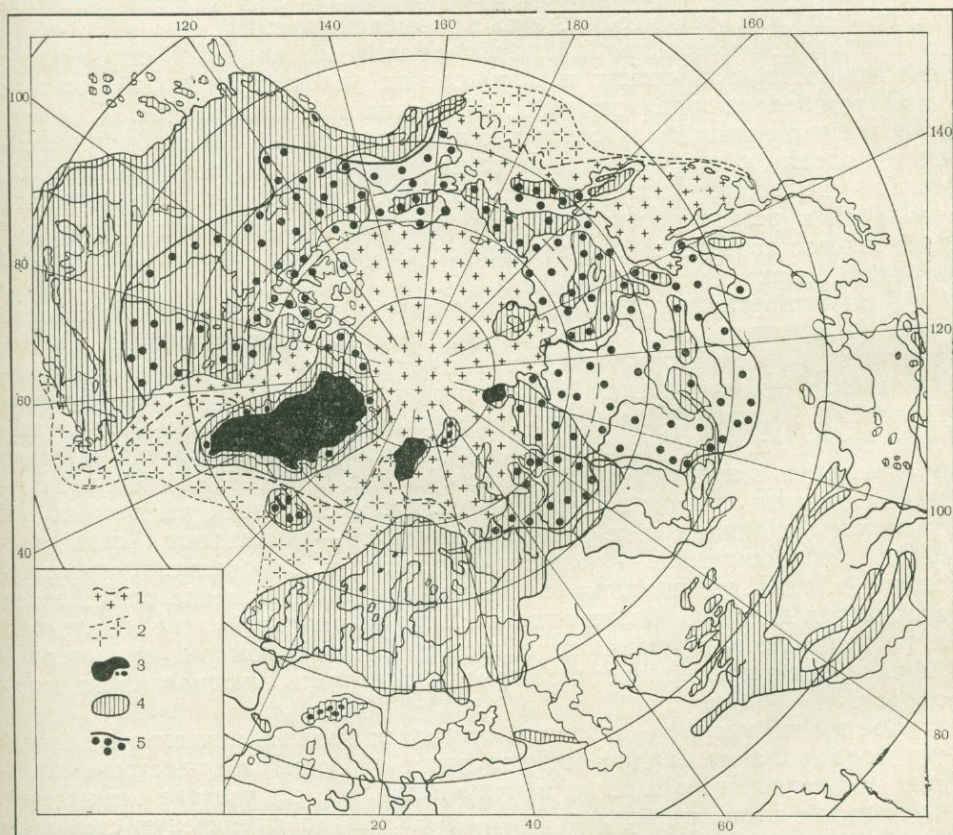


Рис. 20. Площади современного и древнего оледенения:

1, 2 — области плавучих льдов (1 — современных, 2 — четвертичного периода); 3 — область современного оледенения; 4 — область максимального оледенения; 5 — область распространения мерзлоты.

терозоя. Признаки его найдены в Антарктике, Гренландии, Северной Америке (в районе Великих Озер), Австралии, менее достоверные — в Индии, Южной Америке. На территории США они сохранились в виде мощных (160—180 м) ледниковых отложений (тиллитов), полированных и штрихованных валунов, полированного ложа тиллитов с ледниковыми шрамами.

Холодный период датируется верхним карбоном — началом перми. В течение холодного периода в Южной Америке (Аргентина, Южная Бразилия), Южной Африке, на Мадагаскаре, в Индии, Восточной Австралии и Тасмании существовало обширное материковое оледенение. Доказательство его — моренные отложения, полированные валуны с ледниковой штриховкой, местами морены с бараньими лбами и ледниковыми шрамами.

Особый интерес представляет четвертичное оледенение, приуроченное главным образом к северным и средним широтам Северного полушария, Антарктиде, горным районам Азии, Америки, Африки и других континентов. Оно приурочено к северной части Атлантического и Северного Ледовитого океанов, уменьшается интенсивность его к западу и востоку. Огромные ледники то покрывали северные части Европы, Азии и Америки, то отступали, резко сокращаясь в размерах (рис. 20).

Постоянное чередование теплых и холодных климатов обусловлено изменением тектонических и космических условий; периоды с теплым климатом более продолжительны, колебания менее выражены.

Изменение климата и господство влажных теплых климатов приписывается эпохам обширных океанических трансгрессий (нижнекарбоновая, средне- и верхнеюрская, верхнемеловая). Обострение климатических различий и резкое расширение зон холодных и засушливых климатов объясняется поднятием территории, горообразовательными процессами и регрессиями.

Для четвертичного периода характерны различные климатические зоны (а следовательно, и различные климатические условия): экваториальная и субэкваториальная, тропическая и субтропическая, умеренных широт, субарктическая (субантарктическая) и арктическая (антарктическая). В ледниковые эпохи расширились арктические и субарктические зоны за счет «вторжения» в умеренную, которая значительно продвигалась в пределы субтропической зоны. Происходило резкое изменение климата природных зон: климатические условия умеренных зон сменялись гляциальными, ксеротермические — влажными (плювиальными), субтропические — холодными степями и широколиственными лесами и т. д. Исключительно большие изменения в природе происходили в областях древнего оледенения и в перигляциальной зоне последних, а также в ксеротермических областях Средиземноморья и Северной Африки, где ксеротермические периоды сменялись плювиальными, и наоборот.

Все это не могло не наложить отпечаток на геохимические особенности формирования ландшафтов, главным образом на вещественный состав минерального вещества и природных вод, на участие химических элементов в развитии биоценозов и экосистем, на химическую структуру биомассы живых организмов и т. п.

**ФИЗИЧЕСКИЕ И ХИМИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПОВЕДЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ
В ЛАНДШАФТНОЙ ОБОЛОЧКЕ***Законы атомов — законы геохимического поведения элементов*

Все материальные тела природы состоят из атомов химических элементов и их элементарных частиц. Основными элементарными частицами являются протон, нейтрон и электрон. В настоящее время известно 104 химических элемента и больше 40 элементарных частиц. В земной коре установлено 93 химических элемента (в ряду от водорода до плутония), а в Космосе — 97 элементов (в ряду до калифорния).

Важнейшие физические и химические свойства элементов и их атомов отражены в гениальной Периодической системе элементов Д. И. Менделеева. Периодический закон Д. И. Менделеева сыграл выдающуюся роль в разгадке многих физико-химических явлений, протекающих в природе.

Периоды и группы таблицы Менделеева — это отражение сходных и антагонистических свойств химических элементов, характеристика подвижности одних и инертности других, способности их к замещению друг друга в минералах и горных породах. Каждый химический элемент состоит из атомов, имеющих определенный заряд ядра и свойственное ему число протонов и нейтронов, определенное количество электронов и структур электронных оболочек. С ними связаны все физические и химические свойства элементов, образование в природе простых и сложных веществ. Атомное ядро имеет положительный заряд, а электроны — отрицательный. Ядро атома любого элемента в десятки тысяч раз меньше самого атома. В ядре сосредоточивается 99,96% всей массы атома.

Геохимическое значение представляют свойства элементов, связанные со строением, зарядом и массой ядра атомов; электронными оболочками; кристаллохимическими структурами и их параметрами; энергетическими свойствами атомов и ионов.

Структура Периодической таблицы, физические и химические параметры и величины, характеризующие многообразные свойства элементов и атомов, объясняют закономерности миграции и распределения элементов в горных породах, гидросфере, атмосфере и организмах, образование определенных химических соединений и сочетаний элементов в минералах, породах и рудах.

Периодическая система элементов Д. И. Менделеева (рис. 21) лежит в основе геохимических классификаций элементов по их участию в минеральных парагенезисах, ассоциациях и изоморфных замещениях минералов; по их подвижности в различных геосферах и др. На основе ее выделяются геохимические группы и семейства элементов, а также ассоциации, характерные для горных пород, атмосферы, биосферы и др. Вот почему периодический закон Д. И. Менделеева назван акад. А. Н. Заварицким основным законом геохимии.

Геохимическое значение ядерных процессов

В природе весьма широко протекают ядерные процессы, сопровождаемые различными изменениями и превращениями атомов и элементов. Важнейшими ядерными процессами являются радиоактивные (распад атомных ядер) и связанные с ядрами взаимодействиями элементарных частиц (в литосфере, атмосфере, космическом пространстве и др.).

H 1											He 2										
Li 3			Be 4		B 5	C 6		N 7	O 8	F 9	Ne 10										
Na 11			Mg 12		Al 13	Si 14		P 15	S 16	Cl 17	Ar 18										
K 19		Ca 20	Sc 21	Ti 22	V 23	Cr 24	Mn 25	Fe 26	Co 27	Ni 28	Cu 29	Zn 30	Ga 31	Ge 32	As 33	Se 34	Br 35	Kr 36			
Pb 82		Bi 83	Po 84	At 85	Rn 86	Fr 87	Ra 88	Ac 89	Th 90	Pa 91	U 92	Pu 94	Am 95	Cm 96	Bk 97	Cf 98	Es 99	Fm 100	Md 101	No 102	Lr 103

Рис. 21. Периодическая таблица, показывающая сходство элементов по их химическим и структурным свойствам.

Радиоактивность — это спонтанное превращение неустойчивых изотопов одного химического элемента в изотопы другого элемента, сопровождающееся излучением радиоактивных частиц (рис. 22).

Радиоактивными принято считать химические элементы, состоящие

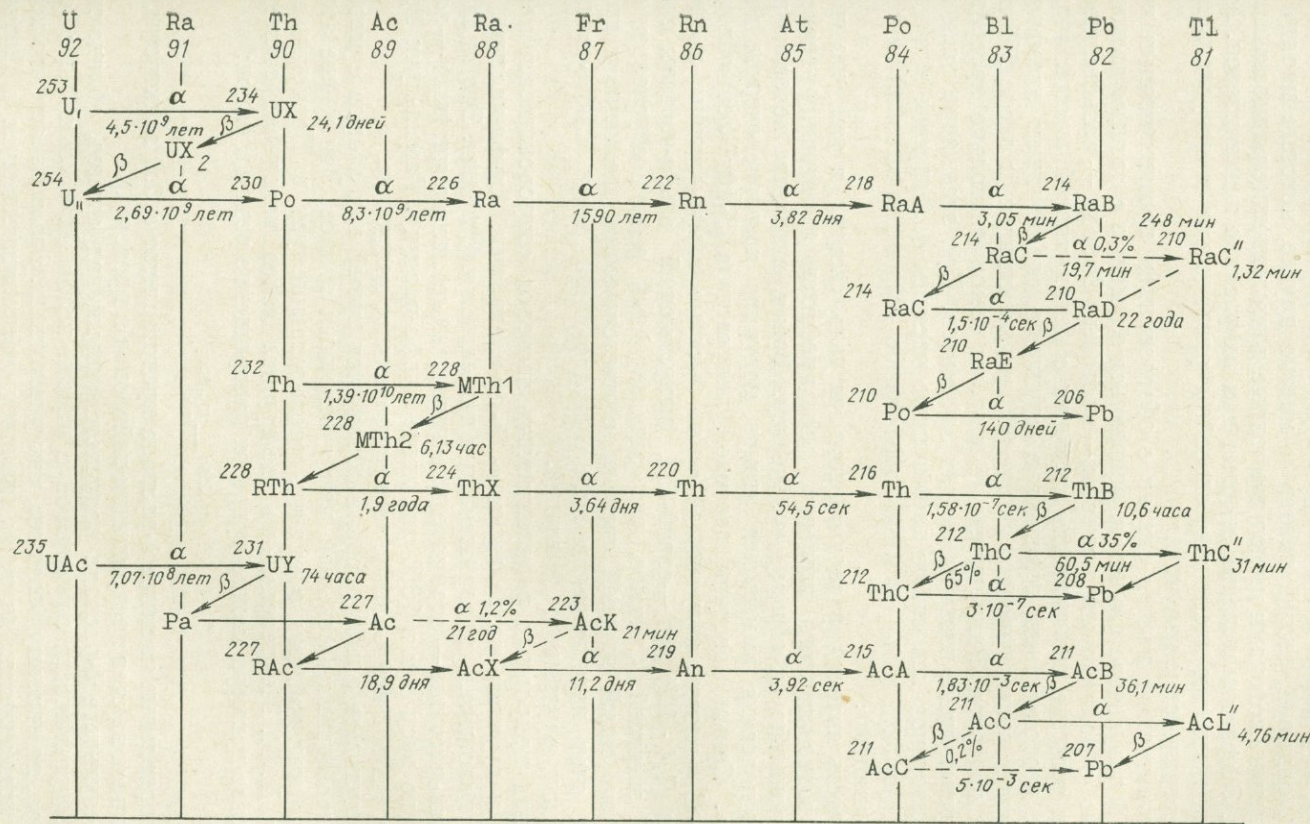


Рис. 22. Радиоактивные превращения химических элементов.

из радиоактивных изотопов: радий, уран, торий, актиний, протактиний, технеций, прометий, полоний. В настоящее время известны трансурано-вые элементы, полученные искусственным путем: нептуний, плутоний, америций, берклий и др. Радиоактивными свойствами обладают калий, рубидий, самарий, индий, тантал и многие другие, которые наряду со стабильными изотопами имеют природные долгоживущие радиоактивные изотопы. Эффект выделения энергии при их распаде незначителен. Атомы радиоактивных элементов способны распадаться и испускать при этом энергетические излучения.

Радиоактивный распад связан с образованием промежуточных продуктов. В результате его могут появляться элементы с разным атомным весом, но с одинаковым номером — изотопы. Отсюда — разновидности одного и того же химического элемента с неодинаковой массой атома. Впервые изотопы были открыты в группе радиоактивных элементов. В настоящее время известно свыше 800 радиоактивных и около 275 стабильных изотопов. Радиоактивные изотопы самопроизвольно превращаются в устойчивые изотопы других элементов. При этом ядра радиоактивных изотопов испускают заряженные частицы (электроны или ядра легкого элемента гелия) и электромагнитное излучение высокой частоты (гамма-кванты).

Сущность явлений радиоактивного распада состоит в том, что число атомов радиоактивного элемента, распадающихся за единицу времени, пропорционально их общему количеству. Время, в течение которого распадается половина имеющихся атомов, получило название «период полураспада». Самым коротким периодом полураспада ($3 \cdot 10^{-7}$ лет) обладает торий — С — изотоп, излучающий самые быстрые альфа-частицы, а самым длинным ($1,4 \cdot 10^{10}$ лет) — торий-232, испускающий альфа-частицы с наименьшей энергией. Считают, что радиоактивный распад обусловлен особенностями самой ядерной системы соответствующих элементов и протекает за счет накопления в ядре радиоактивного атома каких-то пока неизвестных внутренних изменений.

Распад природных радиоактивных изотопов сопровождается тремя видами излучений, названными α -, δ -, γ -частицами. Альфа-частицы являются положительно заряженными тяжелыми частицами. Это ядра гелия. Бета-частицы — отрицательно заряженные легкие частицы — электроны (по весу они в 7000 раз легче альфа-частиц). Гамма-лучи представляют собой нейтральное электромагнитное излучение.

В результате альфа-распада образуется новый вид атомов с массой, на четыре единицы меньшей, чем у исходных атомов. Эти новые атомы принадлежат другому элементу, располагающемуся в Периодической системе Д. И. Менделеева на две группы левее исходного элемента. В качестве примера можно привести превращение радия в радон:



Материальные частицы δ -распада представляют собой электроны, образующиеся за счет превращения нейтронов в протоны.

В результате δ -распада получается новый вид атомов, обладающих массой, практически одинаковой с массой исходных атомов, но с зарядом ядра, на единицу большим, чем у исходных. Это означает, что новые атомы принадлежат другому элементу, располагающемуся в Периодической системе на одну группу правее исходного. Примером может служить превращение тория в протактиний:



Испускание α -лучей связано с испусканием δ -лучей. Испускание этих лучей не приводит к превращению элементов.

Существует также спонтанное (самопроизвольное) деление атомных ядер, которое характерно для ядер самых тяжелых элементов Периодической системы. Оно сопровождается значительным выделением энергии (энергия деления урана близка к 200 мэв).

В результате самопроизвольного радиоактивного распада возникают стабильные изотопы He^{+4} , Pb^{206} , Pb^{207} , Pb^{208} . Известны также и другие слаборадиоактивные изотопы, конечными продуктами распада которых являются стабильные изотопы Ar^{40} , Sr^{87} и др.

С радиоактивным распадом связано образование некоторых инертных газов, а также трансурановых элементов.

Ядерные процессы, протекающие в результате взаимодействия элементарных частиц, в свою очередь сопровождаются образованием в атмосфере многочисленных радиоактивных, в большинстве своем короткоживущих изотопов. К ним относятся тритий H^3 , бериллий Be^7 и Be^{10} , углерод C^{14} , хлор Cl^{36} и Cl^{39} , фосфор P^{32} и P^{35} , изотопы серы S^{35} , аргона Ar^{37} и Ar^{41} и др. В метеоритах в результате ядерных расщеплений под воздействием космических лучей образуются гелий He^3 и He^4 , а также неон и аргон.

Из сказанного видно, что в природе широко протекают ядерные процессы, представляющие большое геохимическое значение. Образующиеся при этом неустойчивые и недолгоживущие изотопы исчезают, долгоживущие и стабильные обогащают горные породы, атмосферу, гидросферу и живые организмы.

В настоящее время изотопная геохимия быстро расширяет горизонты своих исследований, а полученные результаты успешно применяются для решения многих научных и практических задач.

Радиоактивные процессы сопровождаются выделением очень большой энергии. Подсчитано, что 1 г радия выделяет в течение тысячи лет около 4 млрд. кал тепла, т. е. столько же, сколько можно получить, сжигая 500 т угля. Лучи и тепло, выделяемые радием, постоянны и не изменяются ни при нагревании, ни при охлаждении; не меняют силы излучения радия также щелочи и кислоты. Радиоактивные процессы в природе играют большую роль в тепловом балансе Земли и энергетических процессах миграции атомов в земной коре.

Геохимическое значение важнейших физических и химических свойств и параметров атомов и элементов

Геохимическое поведение элементов в земной коре и ландшафтах определяется большим комплексом физических данных и параметров. Одни из них отражают первичные свойства атомов, связанные с его строением, распределением и группировкой в нем элементарных частиц, а также положением в Периодической системе (атомный номер, массовый вес, изотопный состав, валентность, потенциалы ионизации и т. п.). Другие физические данные и параметры характеризуют вторичные свойства атомов и элементов, которые проявляются при сочетании данного атома с другими атомами (атомные и ионные радиусы, поляризация, координационные числа, энергия кристаллических решеток и пр.).

В данном пособии характеризуется геохимическое значение некоторых физических и химических параметров, входящих в группу вторичных свойств атомов.

Атомные и ионные радиусы В. М. Гольдшmidt относит к важнейшим геохимическим величинам. Они вычисляются путем определения меж-атомных и ионных расстояний в решетках кристаллов.

Атомные радиусы представляют величины, составляющие в ангстремах ($\text{Å} = 1 \cdot 10^{-8}$ м) половину расстояния между атомами одного и того же элемента в решетках атомного или металлического типа. Например, в алмазе межатомные расстояния равны $1,54 \text{ Å}$, следовательно, атомный радиус будет $0,77 \text{ Å}$. В таком веществе, как NaCl (поваренная соль), межионное расстояние между Na и Cl равно $2,79 \text{ Å}$, где ионный радиус (R) Na 98 Å , а $R \text{ Cl} = 1,81 \text{ Å}$.

Определяя межионное расстояние экспериментальным путем (или теоретически при помощи квантовой механики), вычисляют ионные радиусы. Согласно В. М. Гольдшmidt*, ионные радиусы элементов зависят от степени ионизации их молекул и атомов (превращение нейтральных частиц, несущих положительный или отрицательный электронный заряд, в ионы). Величины ионных радиусов возрастают с увеличением отрицательного заряда и уменьшаются с увеличением положительного заряда.

Так, ионный радиус $\text{Mn}^{+2} — 0,91 \text{ Å}$; $\text{Mn}^{+3} — 0,70 \text{ Å}$; $\text{Mn}^{+4} — 0,52 \text{ Å}$; $\text{Fe}^{+2} — 0,83 \text{ Å}$; $\text{Fe}^{+3} — 0,62 \text{ Å}$.

В ионном состоянии атомы обладают активной способностью к химическим реакциям и миграции. Ионы различаются прежде всего по знаку заряда: положительно заряженные — катионы, отрицательно заряженные — анионы. Они делятся также на простые и комплексные. Число ионов, принимающих участие в геохимических процессах, больше числа элементов.

Выяснилось, что существует определенная связь между валентностью и радиусом иона.

Валентность отражает свойства атомов образовывать химические связи с определенным числом других атомов. Многие элементы в соединениях, встречающихся в природе, обладают не одной, а несколькими валентностями. Радиусы иона уменьшаются с увеличением валентности. Например, ионный радиус одновалентного Cl равен $1,81$, двухвалентного Mn — $0,80$, трехвалентного Cr — $0,63$, четырехвалентного Si — $0,42$. С увеличением порядкового номера в таблице Д. И. Менделеева у большинства элементов радиусы ионов увеличиваются, например для Li — $0,68$; для K — $1,33$. У катионов одного и того же элемента размеры ионов уменьшаются при увеличении заряда (для $\text{Fe}^{2+} — 0,74$; для $\text{Fe}^{3+} — 0,64$; $\text{Mn}^{2+} — 0,80$; для $\text{Mn}^{3+} — 0,66$).

Ионы разной валентности одного и того же элемента имеют различные радиусы, величины которых определяются также координационными числами. Координационным числом принято считать число атомов или атомных групп, непосредственно присоединенных к данному центральному атому в комплексном соединении. Как правило, чем меньше координационное число, тем меньше ионный радиус. Так, у Li при координационном числе 12 ионный радиус равен $1,57$, а при координационном числе 6 — $0,68$. Ионные радиусы Na соответственно равны $1,92$ и $0,97$; C — $1,28$ и $0,96$; Al — $1,43$ и $0,51$ и т. д.

* Радиусы ионов ряда элементов вычислялись также Л. К. Аренсом (1952), В. И. Лебедевым (1966) и др.

Числа координации также влияют на радиусы ионов. По подсчетам А. Ф. Капустинского (1933), наиболее распространенным числом координации кристаллических решеток является 6, затем в порядке понижения распространения следуют 4, 8 и 12.

С увеличением радиусов ионов (при прочих равных условиях) увеличивается растворимость соединений, уменьшается прочность, твердость, понижаются точки плавления и кипения.

Следует отметить весьма важное геохимическое значение кристаллохимической связи между атомами, образующими молекулы простых и сложных веществ. Выделяют следующие кристалло-химические связи: ионные, ковалентные, металлические, ван-дер-ваальсовские. Ионные связи наблюдаются в типичных ионных кристаллах, обусловлены электростатическим притяжением противоположно заряженных ионов (например, Na и Cl в кристаллической структуре NaCl). Ковалентные связи наблюдаются в молекулах газа, а также в большинстве органических соединений и создаются за счет совместного участия одной или нескольких пар тесно сближенных электронов в образовании устойчивых наружных электронных оболочек. Металлические связи характерны для металлов некоторых сульфидов, арсенидов и других соединений, образуются за счет притяжения между положительно заряженными остовами атомов и всеми свободными «избыточными» электронами. Ван-дер-ваальсовские (остаточные) связи существуют в молекулярных структурах между молекулами. Они слабее, чем все вышеуказанные. В тех случаях, когда в кристалле встречаются одновременно несколько типов связей, основные из них выражены резче других и ими определяются свойства кристаллических структур.

Для молекул простых тел и большинства органических соединений, а также атомов близких по свойствам химических элементов типична атомная, или ковалентная, связь, обусловленная взаимодействием двух электронов по одному от каждого атома с образованием электронной пары, принадлежащей обоим соединяющимся атомам. Для атомов элементов, существенно различных по своим свойствам (металлов и неметаллов), характерна ионная, или электровалентная, связь, когда в электронной оболочке одного из атомов за счет перехода валентных электронов от одного атома к другому образуется электронная пара. Молекула в этом случае состоит из двух противоположно заряженных ионов.

В. М. Гольдшмидт (1927) сформулировал правило, согласно которому строение кристалла и его свойства определяются числом ионов, их связью, отношением радиусов и поляризационными свойствами. В настоящее время ионные, ковалентные, металлические и ван-дер-ваальсовские радиусы используются в качестве важных констант для характеристики атомов и элементов в земной коре, явлений изоморфизма в минералах, обменных реакций при взаимодействии.

В геохимической характеристике процессов исключительно велико значение энергии кристаллической решетки. Эта энергия измеряется работой, которую надо затратить, чтобы разорвать грамм-молекулу вещества на составляющие ее ионы. Энергия кристаллических решеток различна для кристаллов с неодинаковой кристаллохимической связью. Она определяется числом структурных единиц (ионов) кристаллов, их валентностями, а в ряде случаев и поляризационными свойствами. Энергия кристаллических веществ ионных соединений, не содержащих сильно поляризующих или поляризуемых ионов, возрастает с увеличением числа структурных единиц (ионов) и их валентности, а следовательно, и с уменьшением их размеров (радиусов ионов).

А. Е. Ферсман (1935) одним из первых показал значение энергии кристаллической решетки для характеристики процессов, вычислил энергетические коэффициенты отдельных катионов и анионов, предложив для них названия «эк» и «вэк». Эк — это энергия, выделяемая ионом при образовании кристаллической решетки из рассеянных и бесконечных ионов в расчете на 1 моль в больших калориях при абсолютном нуле. Сумма экв входящих в соединение ионов дает вэк и отвечает той же энергии в расчете на единицу связей (валентности). Знание экв и вэкв имеет большое значение для интерпретации энергетических и термодинамических условий образования гипергенных минералов и обменных химических реакций. От величины энергии кристаллических решеток зависят многие свойства минералов и особенности геохимических процессов, в частности механическая и термическая стойкости соединений, их растворимость, характер замещения одних элементов другими и их ассоциации в минералах, последовательность кристаллизации и т. д.

А. Е. Ферсман показал значение вэкв катионов и анионов как меры щелочности и кислотности, выделив группы элементов, образующие слабые, средние и сильные основания, анионные комплексы и соединения кислородного и щелочного типов.

Установлено, что поведение металлов в растворах определяется также прочностью их связи с кислородом, которая зависит от заряда иона и его радиуса. Это отношение обозначается Z/r , где Z — число положительных зарядов катиона, а r — его радиус. Дж. Х. Картледж (1928) определил величину Z/r как ионный потенциал. Е. Ф. Викман (1945) установил, что прочность связи катион—кислород можно также сопоставить с электростатической валентностью, выражающей частное от деления общего числа положительных зарядов катиона на его координационное число. Сопоставление величин ионного потенциала и электростатической валентности показывает, что они укладываются в одну и ту же последовательность (Краускопф, 1955).

Ионы с большим ионным радиусом и низкой валентностью, например Rb^+ , слабо связываются с кислородом. В этих случаях их структура разрывается с образованием свободного металла и OH^- в растворе. Более прочная связь с кислородом у ионов с малым ионным радиусом и высокой валентностью (например, Cr^{6+}); структура их нарушается с формированием свободного аниона.

В. М. Гольдшмидт (1933) использовал величины ионного потенциала для классификации катионов в соответствии с поведением их гидроокислов. Элементы с отношением $Z/r < 2$ образуют слабые кислородные связи и, следовательно, остаются в растворе в виде ионов; элементы с промежуточными значениями образуют относительно нерастворимые гидроокислы и концентрируются в гидролизационных осадках. Соответственно Гольдшмидт выделил три основные группы элементов с различным поведением в осадочном цикле по признаку ионных потенциалов. Отношение Z/r , т. е. отношение заряда к радиусу иона, определяет не только поведение данного химического вещества в воде, но и указывает на его способность к дифференциации и сорбированию в процессе миграции и взаимодействия растворов с осадками (рис. 23). Согласно этому принципу, основные свойства усиливаются с увеличением радиуса ионов и уменьшением его заряда Z . Наоборот, способность к образованию сложных кислородных кислот повышается с уменьшением ионного радиуса и увеличением заряда. К первой группе отнесены такие элементы, как щелочи, кальций, барий, стронций, двухвалентные железо и марганец, медь и цинк. Они отличаются малым ионным потенциалом (от 0 до 3),

при выветривании горных пород и минералов переходят в истинные ионные растворы и обладают устойчивостью как при очень низких концентрациях ионов водорода, так и в щелочных растворах. Они могут мигрировать на далекие расстояния в ионном состоянии, образуя в то же время в зависимости от условий различные осадки коры выветривания и почв. Легче других растворяются соединения щелочных элементов — хлориды и сульфаты. В областях с влажным климатом они сохраняются в растворенном состоянии и выносятся непосредственно в морские бассейны;

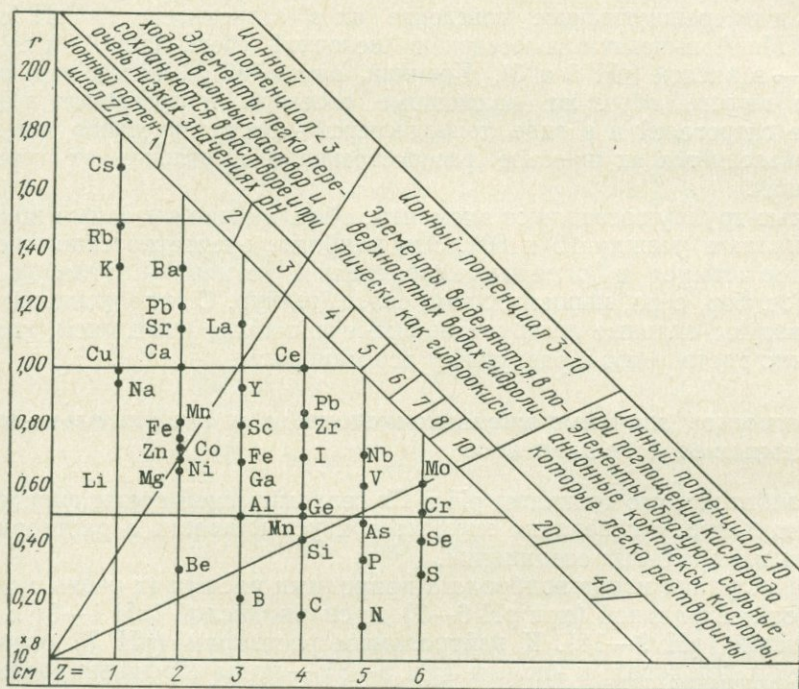


Рис. 23. Основные группы элементов в зависимости от величины ионных потенциалов (по В. М. Гольдшмидту).

в областях с засушливым климатом концентрируются в лишенных стока озерах, почвах в виде хлоридных, сульфатных и смешанных аккумуляций солончаков. В лагунах при высоком испарении они выделяются в виде солей — эвапоратов. Часть калия адсорбируется также почвами в рассеянном состоянии и потребляется растениями.

По степени подвижности в водных растворах далее следуют кальций, барий и стронций. В связи с легкой растворимостью бикарбонатов кальция его ионы легко перемещаются на далекие расстояния.

В водных условиях вместе с органическими остатками на дно выпадает большое количество углекислого кальция, образующего мергель, известковый ил. Сульфаты кальция — гипс и ангидрит — часто выкристаллизовываются из водных растворов вследствие испарения. Барий и стронций также выделяются в виде сульфатов химическим и биогеохимическим путем.

Медь и цинк могут мигрировать в водных растворах в морские бассейны, и легко выпадают из растворов в виде карбонатных соединений. Двухвалентные железо и марганец в растворах образуют хлориды,

сульфаты или бикарбонаты. Однако в условиях окислительной среды они легко переходят в трех- или четырехвалентную форму и выделяются в виде гидроокисей.

Ионы второй группы элементов обладают более высоким потенциалом (от 3 до 10). К ним относятся магний, алюминий, трехвалентное железо, титан, кремний, четырехвалентный марганец, а также бериллий, торий, цирконий, цезий, ванадий, ниобий.

В воде они подвержены гидролизу, вследствие чего легко осаждаются и образуют труднорастворимые гидраты, окислы и соли. При этом наблюдается дифференцированное поведение их в зависимости от pH среды. Mg^{+2} и Mn^{+4} выпадают в осадок в щелочной среде (pH 10 и 8), Al^{+3} и Fe^{+3} — в кислой (pH 5 и 3). Кремний, алюминий и железо при выветривании широко образуют коллоидные растворы и выпадают в осадок в форме гидрогелей и в виде тонкодисперсно-кристаллического вещества. Этим объясняется их широкое распространение в отложениях коры выветривания.

Третью группу составляют элементы, обладающие высокими ионными потенциалами (между 10 и 50). Это наиболее энергетические, соответствующие четырех- и более высоковалентным элементам: углерод, фосфор, азот, бор, сера, мышьяк, хром, селен, теллур. С гидроксидными ионами воды они образуют сильные легко растворимые анионные комплексы, которые энергично растворяют и разрушают все минералы.

Геохимическое значение кислотно-щелочных и окислительно-восстановительных свойств элементов

Установлено, что величины pH и Eh геохимической среды определяют сложную картину поведения элементов и устойчивость в растворах отдельных минеральных соединений.

Концентрация ионов водорода в природных растворах очень разнообразна: от нейтральной (при pH 6—7) до сильноокислой (pH 1—3) и сильнощелочной (pH 9—14). К нейтральным растворам (pH 7) относится вода рек и дождевая, к кислым (pH 5—3) — воды торфяных залежей и рудничные, к сильноокислым (pH < 3) — воды термальных источников. Щелочная среда (pH 8—9) характерна для морских вод, сильнощелочная (pH 9) — для почвенных растворов. В природных условиях обычная величина pH 3—9. Характер ее зависит от состава элементов и их соединений и других факторов, участвующих в гипергенных процессах. В то же время подвижность элементов в почвах, осадках и природных растворах определяется характером pH среды (рис. 24).

Особую роль в создании pH природной среды играет буферная система H_2O_2 — CO_2 — $CaCO_3$, образующаяся вследствие растворения CO_2 в природных водах. Насыщенные CO_2 растворы имеют pH, равное 5, $Ca(HCO_3)_2$ — 6,4.

Избыток CO_2 превышает растворимость карбонатов и способствует мобилизации веществ, плохо растворенных при недостатке углекислоты или других растворителей. Уменьшение парциального давления CO_2 в природном растворе вызывает сдвиг карбонат-бикарбонатного равновесия и приводит к разложению бикарбонатов, выпадению простых карбонатов из растворов (Ca^{2+} , Fe^{3+} , Mn^{2+} , Ni^{2+} и т. д.) вследствие их меньшей растворимости. Величина pH водных растворов регулируется органическим веществом, создающим окислительную среду миграции вещества в ландшафтной оболочке.

Окислительно-восстановительные процессы изменяют величину заря-

да ионов, следовательно, химические свойства и качества элементов. В одних случаях окисление или восстановление повышает растворимость соединений, в других — уменьшает, что приводит либо к большой подвижности элементов и соединений и рассеянию их, либо к выпадению в осадок. В природных условиях специфика окислительных и восстановительных процессов определяется прежде всего количественным и качественным соотношением химических элементов в данной среде и внешних

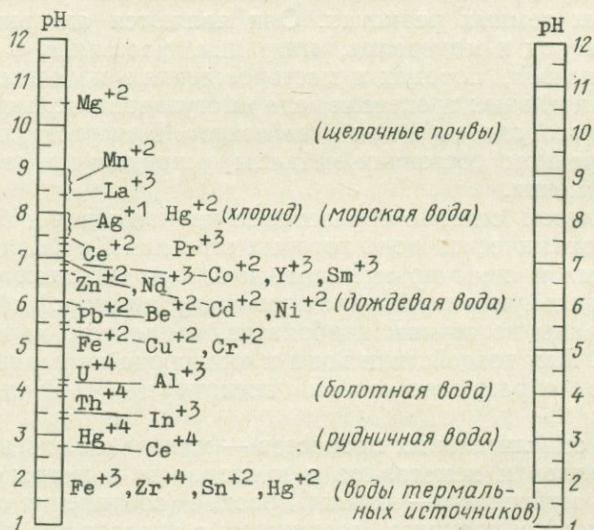


Рис. 24. Осаждение гидроокислов в зависимости от pH среды.

факторов. В. В. Щербина (1939, 1955) указывает на активное участие в окислительно-восстановительных реакциях следующих элементов: H, C, N, O, P, Si, Fe, Mn, Cr, Ti, Co, Ni, Cu, Se, Mo, W, Pb, Bi, V, Ag, Pd, Sn, Sb, Te, Ge, Ce, Re, Pt, Au и т. д.

Окисление сопровождается переходом низкой валентности в более высокую; неокислородные соединения (например, сульфиды) переходят в кислородные (сульфаты, карбонаты и т. д.). Ряд элементов, как, например, ванадий, хром, переходит в раствор при высоком окислительном потенциале и осаждается при низком.

Наиболее важное значение в реакции окисления имеет кислород — самый распространенный элемент земной коры (49,13% по весу). В земной коре кислород образует прочные соединения в форме окислов, гидроокислов и более сложные.

Несмотря на весьма малое количество в земной коре свободного кислорода по сравнению со связанным, геохимическое значение его в биосфере исключительно велико. Он участвует в самых разнообразных реакциях. С большинством элементов кислород реагирует непосредственно (исключение составляют галогены, золото и платина). Скорость реакции окисления зависит от природы окисляемого вещества, температуры и условий среды.

Свободный кислород в земной коре образуется в основном в процессе фотосинтеза, а также под воздействием радиоактивных излучений на воду, которая при этом разлагается. Растения, используя энергию сол-

нечных лучей, ассимилируют двуокись углерода и выделяют кислород. Количество его, очевидно, находится в равновесии с тем, которое связывается при реакциях окисления, дыхания, питания и горения. Освобождают кислород для новых реакций окисления и процессы восстановления (например, сульфатов до сульфидов, соединений окиси до соединений закиси железа и т. д.).

Соединение кислорода с водородом образует воду, а с углеродом — двуокись углерода CO_2 . Вода и углекислый газ участвуют в самых разнообразных земных реакциях. Они являются активными агентами разрушения пород и минералов, миграции, рассеяния и концентрации элементов в почвах, породах и месторождениях полезных ископаемых.

При окислительных процессах вода выступает не только как источник свободного кислорода, но и как катализатор. Присутствующие обычно в ней в растворенном состоянии металлы ускоряют процессы окисления или восстановления.

С углекислотой связано образование карбонатных и бикарбонатных растворов, геохимическая роль которых огромна. Карбонаты и бикарбонаты щелочных и щелочноземельных металлов обладают высоким рН, создают нейтральную и слабощелочную среду, в которой образуются вторичные минералы из группы карбонатов, ванадатов, молибдатов меди, свинца и т. д. При воздействии воды и кислорода на сернистые соединения металлов образуются серная кислота и сульфидные растворы металлов.

Продукты окислительных процессов — минералы, охватывающие соединения металлов и неметаллов с кислородом и гидроксидом. Значительная часть минералов — окислы простые (соединения одного элемента с кислородом) и сложные (соединения с кислородом двух или более металлов или одного и того же металла различных валентностей).

Особую группу составляют простые и сложные гидроокислы: брусит $\text{Mg}(\text{OH})$, гетит FeOOH , гидрогетиты $\text{FeOH} \cdot \text{H}_2\text{O}$, диаспор AlOOH и др. Большое количество окислов и гидроокисей представлено железом, марганцем, хромом, магнием, медью, свинцом, цинком, фосфором и т. д.; обширна группа закисных и закисно-окисных соединений (железных сульфатов, нитратов и др.).

Окисление широко протекает также и в глубоких частях зоны гипергенеза, особенно там, где имеются благоприятные условия для циркуляции подземных вод. В то же время для глубинных частей зоны гипергенеза характерны реакции диагенеза, метасоматического изменения и др.

Процессы восстановления освобождают кислород для новых окислений и создают новые гипергенные минералы. Исключительно интенсивно они протекают в болотно-озерных отложениях, влажных луговых почвах, в толщах на границах горизонтов грунтовых вод и т. д.

В природных условиях окислительно-восстановительные процессы часто проходят через ряд стадий, при этом совершается «метаморфизм» минералов, разрушается кристаллическая решетка и т. д. Из силикатов одной и той же группы раньше разрушаются те, которые содержат закисные соединения железа. Окисление вызывает появление ступков и хлопьев, в связи с чем нарушается равновесие валентных связей. Это приводит к разрушению и аморфизации минералов или к выделению их из решетки (К. И. Лукашев, 1958).

Имеющиеся данные по рН и Eh позволяют сформулировать некоторые общие положения, характеризующие реакции окисления и восстановления, широко протекающие в зоне гипергенеза.

Величины рН и Eh природной среды определяют характер и направ-

ление геохимических реакций в сторону окисления или восстановления, а также границы полей устойчивости, внутри которых в природе встречаются различные соединения и ионы металлов. Для многих реакций окислительный потенциал резко уменьшается с увеличением рН, т. е. реакции окисления протекают быстрее при щелочных условиях.

В кислой среде при рН 2,3 железо осаждается в виде гидрата окиси, при рН 5,5 в среде, лишенной кислорода, — в виде $\text{Fe}(\text{OH})_2$, при рН, приближающемся к 7, с высоким содержанием в растворах CO_2 — в виде FeCO_3 .

Глинозем мигрирует в растворах в силу своей амфотерности и в кислой среде ($\text{pH} < 4$) и в очень щелочной ($\text{pH} > 11$). В среде с $\text{pH} > 4$ начинается выделение глинозема в осадок. Таким образом, при рН 6,5—7 гидраты окиси наиболее устойчивы. Кремний хорошо подвижен и переносится в растворах при рН 5—8. В присутствии электролитов кремнезем легко переходит в соли и коагулирует. Из солей образуются опал, халцедон, вторичный кварц, а при взаимодействии с коллоидными соединениями алюминия, железа и других элементов — комплексные глинистые минералы.

рН среды и окислительные потенциалы определяют разделение элементов в процессе миграции их в зоне гипергенеза. Железо, никель и кобальт, например, часто находятся вместе в гипогенных образованиях. В гипергенных условиях осадкообразования они дифференцируются вследствие значительных различий в окислительных потенциалах. Двухвалентное железо легко окисляется в трехвалентное в щелочной и среднекислой среде. Для окисления в щелочных и кислых растворах кобальту необходим высокий потенциал. Никель в этих растворах не образует трехвалентного соединения, двухвалентные формы его также требуют высокого окислительного потенциала.

То же самое можно сказать о разделении железа и марганца в процессе выветривания пород, в которых они находятся вместе. Для окисления марганца необходим более высокий потенциал, чем для окисления железа. В то время как железо окисляется и выпадает в осадок, марганец остается в растворе и мигрирует, пока не встретит более окислительной обстановки.

Ряд элементов, например ванадий, хром, переходят в раствор при высоком окислительном потенциале и, наоборот, осаждаются при низком окислительном потенциале.

Геохимическое значение гидролитических свойств элементов и их соединений

Еще совсем недавно химическое разрушение пород приписывалось главным образом растворяющему действию кислот, содержащихся в просачивающихся водах. Впоследствии, однако, пришли к заключению, что весьма важной причиной разрушения пород является гидролитическое воздействие воды. Разлагающее действие воды обусловлено электролитической диссоциацией ее на ионы H^+ и OH^- , вследствие чего между основаниями минералов и водородными ионами возникает реакция взаимодействия. Скорость и характер процесса гидролиза определяются концентрацией водородных ионов (рН), наличием в воде минеральных кислот и растворенного углекислого газа, температурой, энергией кристаллической решетки и т. д.

Гидролиз, сопровождаемый реакциями обмена между основаниями минералов и водородными ионами, вызывает расщепление их кристалли-

ческой решетки, замещение одних элементов другими внутри решетки и др. Элементы мигрируют или выпадают в осадок в виде окислов, гидроокислов или основных и кислых солей. Чем прочнее связь катиона с анионом в кристаллической решетке, тем труднее произвести это расщепление; чем больше щелочных элементов, тем больше должно быть рН раствора.

Таким образом, зная кислотность среды рН и свойство выпадения соединений из раствора, можно определить, какие соединения будут выпадать и какие оставаться в растворе; и наоборот, характер выпадающих соединений указывает на кислотность среды, из которой они выпадают. Безусловно, гидролитические реакции между минеральными соединениями и растворами тесно связаны со способностью минералов и горных пород к растворению в гипергенных условиях.

Наибольшей растворимостью (в условиях земной поверхности) обладают магниевые и натриевые хлоридные соли, сульфаты и карбонаты кальция, сульфаты различных металлов. К труднорастворимым относятся гидроокислы и сульфиды. Практически отсутствуют сведения о растворимости силикатов, весьма скудные данные имеются о растворимости фосфатов. Слаборастворимы гидратные соединения алюминия, железа, марганца, особенно устойчивые минералы (корунд, алмаз, рутил, турмалин, циркон, ильменит, магнетит, монацит и др.).

Однако следует учитывать, что в ландшафтной оболочке процессы растворения минералов и пород протекают при участии неорганических и органических кислот, которые их значительно усиливают. Растворы, содержащие кислоты, часто проникают на большие глубины, вызывая растворение и выщелачивание горных пород.

Установлено, что большинство минералов изменяется под действием углекислой воды. Когда составные части минералов и растворов H_2O , CO_2 , SO_4 соединяются, образуются окиси, гидраты окисей, безводные и водные карбонаты, щелочи и щелочные земли, сульфаты и т. д. Могут также образовываться серная, мышьяковая и другие кислоты, кремниевая кислота освобождается и выделяется в виде кварца, халцедона и опала или поступает в раствор. Почти во всех случаях выветривания некоторые части минералов переходят в раствор. Особенно легко отдают воду, кремнекислоту и щелочь щелочные силикаты, отчего вода содержит в растворе деятельные щелочные карбонаты и силикаты. Эти новые растворы тотчас же могут воздействовать на соседние минералы. Таким образом, атмосферные влияния подкрепляются или сменяются деятельностью химических растворов (К. И. Лукашев, 1958).

Смешанные растворы углекислых и кремнекислых щелочей могут растворять и осаждают одновременно, причем составные части минералов, с которыми они приходят в соприкосновение, переходят в раствор, в то же время может выделяться кремнекислота или даже силикаты.

Результат взаимодействия растворов между собой, с твердыми и газообразными телами — концентрация элементов и выпадение металлов и других соединений в осадок. Степень осаждения металлов зависит главным образом от геохимической природы растворов и геотермических условий. При встрече сульфатных растворов с растворами, обогащенными бикарбонатами, фосфорнокислыми и другими соединениями, могут выпадать карбонаты, фосфаты и другие редко распространенные соединения тяжелых металлов. Взаимодействие сульфатных или хлоридных растворов с сероводородом, метаном и другими газами также может вызвать осаждение тяжелых металлов.

Растворимость отдельных элементов (ионов и минеральных компо-

нентов) в настоящее время рассчитывается на основании произведений растворимости и активности металлов в растворе* (в зависимости от температуры и давления, концентрации ионов металлов и т. д.).

Растворимость металлов и их ионов возрастает при уменьшении рН растворов (т. е. увеличении кислотности), других элементов (ртути, серебра) — под влиянием процесса образования комплексных сульфидных и гидросульфидных ионов.

Соли в растворе сначала увеличивают растворимость соединений, не содержащих одноименного иона (солевой эффект), а затем при высоких концентрациях солей уменьшают.

Сложные комплексные соединения значительно повышают растворимость тяжелых металлов (на несколько порядков, даже без значительного изменения в составе растворов). По произведениям растворимости и константам активности можно судить о подвижности металлов и их химических соединений в геохимических рядах.

Геохимическое значение обменных и поглочительных свойств коллоидов

В географической оболочке зарождаются и активно действуют дисперсные и коллоидные системы. Последние образуются вследствие постоянного разрушения минералов, пород, органического вещества, перехода материи в термодинамических условиях поверхностной геосферы из менее подвижного в более подвижное дисперсное состояние**.

В коллоидно-дисперсном состоянии находится часть вещества живых организмов (белки, клетчатка, кровь, протоплазма, лигнин и др.), участвующих в трансформации живой и костной материи.

Живые организмы почти целиком построены из зольей и гелей с различным содержанием вод (А. И. Опарин, 1956, 1960).

Коллоиды живого вещества называют биокolloидами. После смерти организмов остатки их, разлагаясь, образуют органические и органо-минеральные дисперсно-коллоидные вещества, широко распространенные в почвах, болотах и водоемах в форме гумуса, сапропелей, коллоидных дисперсий и др.

Органические коллоиды играют важную роль в геохимическом поведении элемента. Под защитой гумусовых коллоидов железо, алюминий и другие элементы устойчивы в процессе миграции. Органические коллоиды способны адсорбировать многие редкие элементы: бериллий, кобальт, никель, молибден, цинк, германий, мышьяк, кадмий, медь, свинец, титан, серебро, золото и др. Этим объясняется повышенное содержание отдельных элементов в золе углей, нефти, асфальтов, в черных сланцах, фосфоритах и других органических породах. Особенно это относится к V, Mo, Ge, Cu, Ag, Be, Ni, редкоземельным элементам.

* Произведение растворимости — произведение молярных концентраций ионов данного вещества в его насыщенном растворе (например, $(Ca^{2+})(F^{-2})=K$). Активность представляет собой эффективную концентрацию компонента в растворе. Отношение активности к концентрации выражается в виде коэффициента активности.

** Дисперсные системы — это физико-химические системы, состоящие из дисперсной фазы (частиц малых размеров) и дисперсной среды (вода). Дисперсные системы, обладающие размерами 0,1—1, т. е. 10^{-5} — 10^{-4} см (суспензии, эмульсии, дымы, туманы, поликристаллические горные породы), относятся к грубодисперсным. Дисперсные системы, обладающие предельно высокой дисперсностью (10^{-9} — 10^{-7}) с сохранением двухфазности (гетерогенности), называются коллоидными растворами или коллоидами. При дальнейшем возрастании дисперсности такие системы становятся однофазными (гомогенными), т. е. истинными растворами (молекулярно- или ионодисперсными растворами).

Большую группу представляют минеральные коллоидные системы, участвующие в образовании пород коры выветривания, почвенного покрова и руд.

Среди них весьма широко распространены коллоидные системы кремнекислоты, глинозема, железа, марганца и других элементов. Огромное количество их мигрирует в поверхностных водах, особенно в областях с теплым и влажным климатом, где их образованию способствуют повышенные температуры и обилие воды. Последние благоприятствуют глубокому разложению минералов и пород, их гидролизу, растворению и образованию коллоидных систем. Известно, что в водах рек влажных областей постоянно содержится большое количество коллоидного и истинно растворенного кремнезема, глинозема, гидратов железа, марганца, карбонатов кальция, магния и многих других элементов (У. Х. Твенхофел, 1950; Н. М. Страхов, 1960).

В воде океанов и морей коллоидные вещества представлены разнообразными органо-минеральными дисперсными системами, образующимися за счет вносимого речным стоком материала и за счет органического вещества гидросферы. Некоторые коллоиды оседают непосредственно при встрече с электролитами морской воды, другие — значительно позднее, претерпев ряд сложных воздействий процессов подводного выветривания. Так образуются на дне океанов и морей морской ил, глинистые осадки сланцев, скопления железных, марганцевых и других рудных отложений и т. д.

Для атмосферы также характерно дисперсно-коллоидное состояние вещества, представленное аэрогелями. Твердые частицы атмосферной пыли служат центрами конденсации водяных паров и образования аэрозолей. Свообразными дисперсными системами, состоящими из твердых и жидких частиц, являются облака и туманы. Дождь, роса, снег образуются в результате коагуляции атмосферной дисперсной системы.

Каковы же главные физико-химические свойства дисперсно-коллоидных систем?

Для коллоидных частиц характерна чрезвычайно большая удельная поверхность, которая в тысячи и миллионы раз больше, чем поверхность частиц грубых дисперсий. Это вызывает особые электрические силы, с которыми связаны многие физические и химические свойства: способность к поглощению * других веществ, к обменным реакциям и изоморфным замещениям.

Обменные реакции включают в себя ионный обмен — замещение иона у поверхности кристалла ионом из раствора и изоморфное замещение — замещение решетки ионом, сходным по размеру и химическому поведению.

Все эти явления подчиняются сложным физико-химическим закономерностям и зависят от многих факторов, в частности от состава адсорбентов, концентрации растворов, типа минеральной субстанции и др. В зависимости от условий среды в одних случаях эти реакции связаны преимущественно с деятельностью микроорганизмов, в других — с разнообразными химическими и физическими процессами.

Чем богаче химический состав коллоидов элементами, атомы которых имеют небольшие потенциалы ионизации (например, щелочные и щелочноземельные элементы), тем больше они содержат обменных катионов.

* Под термином «поглощение» здесь понимаются: адсорбция — поглощение одного вещества поверхностью другого; абсорбция — поглощение ионов и молекул внутрь абсорбирующего вещества, растворение их в нем; окклюзия — внедрение посторонних ионов в решетку растущего кристалла.

Наибольшее участие в обменных реакциях биосферы принимают кальций, магний, натрий, водород, алюминий, железо, калий, фосфор и др. Сорбируются и обмениваются ионы противоположного электрического знака, т. е. отрицательные коллоиды поглощают из растворов катионы, положительными коллоиды — анионы.

Глинистые коллоиды обладают большой избирательной сорбцией по отношению к химическим элементам*. Гидрозоли кремнезема активно поглощают радиоактивные элементы, гидрозоли железа, ванадия, фосфора и т. д. В коллоидных марганцах часто обнаруживают никель, кобальт, медь, цинк, ртуть, барий и другие катионы.

Главные закономерности обменных свойств ионов следующие: обмен ионов, близких по силе адсорбции друг другу, происходит в строгих количественных соотношениях в соответствии с законом действия масс. Он совершается как в диффузионном слое мицелл**, так и в кристаллической решетке самих частиц. Интенсивность обмена ионов возрастает при увеличении концентрации раствора, взаимодействующего с коллоидами. Обменная способность в значительной степени определяется минералогическим и химическим составом коллоидно-дисперсных частиц. Большой обменной способностью обладают монтмориллонит, вермикулит, аллофан, минералы цеолитов, галлуазит, средней — хлориты, мусковит, гидрослюда (иллит), палыгорскит; малой — кварц, каолинит, галлуазит $2\text{H}_2\text{O}$, тальк и др. (Доротти Керрол, 1959).

Обменная способность резко увеличивается с уменьшением размера частиц. Энергия обмена и поглощения катионов возрастает с их валентностью. У катионов одной валентности она обычно повышается с увеличением радиуса.

Наиболее распространенные катионы и ионы по своей обменной энергии в глинистых минералах могут быть расположены в следующий ряд (по Гриму, 1959): $\text{Al}^{3+} > \text{Co}^{3+} > (\text{Ba}^{2+}, \text{Sr}^{2+}) > \text{Ca}^{2+} (\text{NH}_4^+) > \text{Rb}^{1+} > \text{Mg}^{2+} > \text{K}^{1+} > \text{H}^{1+} > (\text{Na}^{1+}, \text{Li}^{1+})$, т. е. левые ионы замещают правые.

По энергии выхода из поглощенного состояния они располагаются в обратном порядке. При уменьшении рН среды обменная способность катионов снижается (анионов возрастает), при возрастании — увеличивается. Влияние различных значений рН на обменную способность катионов и анионов объясняется изменением иона заряда*** коллоидов.

Когда в растворе имеются различные ионы, они адсорбируются меньше, чем в случае, если там находятся ионы одного из веществ. Сильноадсорбирующие ионы вытесняют ионы слабоадсорбирующие.

В зависимости от знака заряда коллоиды разделяются на положительные и отрицательные. Знак заряда зависит от реакции и растворителей. К положительным коллоидам относятся водные окислы железа, алюминия, хрома, титана, циркония, церия и т. д., к отрицательным — сульфиды мышьяка, сурьмы, меди, свинца, ртути, кремнезем, двуокись олова и марганца, золото, серебро, платина и др. В зоне гипергенеза

* Суммарное количество обменных катионов, содержащееся в единице веса почвы или породы, называют емкостью поглощения. Она обычно выражается в миллиэквивалентах на 100 г почвы.

** Мицеллой называется адсорбционный и диффузный слой, окружающий коллоидные частицы. Обмен катионов, происходящий с внешней стороны мицелл, назван экстрамицеллярным, а обмен внутри мицелл — интермицеллярным.

*** В зависимости от заряда коллоидных частиц различают: ацитоиды (поверхность частиц заряжена отрицательно), базонды (поверхность частиц заряжена положительно), амфолитоиды (заряд изменяется в зависимости от концентрации водородных ионов в растворе: вокруг частиц концентрируется либо водород и другие катионы, либо гидроксильный ион и другие анионы).

преобладают коллоиды с отрицательным зарядом, способные сорбировать из растворов катионы.

Если частицы несут отрицательный заряд, то наиболее коагулирующими ионами электролитов являются обычно многовалентные катионы (Al, Fe и др.). Положительно заряженные коллоиды коагулируются собственно анионами, а коллоиды одинаковой валентности располагаются в лиотропные ряды, в которых ионы размещены по возрастающей или убывающей способности связывать воду (Н. Ф. Ермоленко, 1960).

Коагуляция коллоидных частиц вызывает уменьшение гидратных расклинивающих оболочек на их поверхности и в параллельном снижении электрокинетического потенциала*. В итоге происходит выпадение хлопьевидного осадка (коагулята) или образование сплошной структуры застудневания.

Коллоиды обладают большой подвижностью в биосфере в результате непрерывного развития геохимических процессов. Вместе с ними перемещаются и перераспределяются химические элементы, которые концентрируются или рассеиваются в минералах и породах.

В коллоидном и истинно растворенном состоянии передвигаются огромные массы кремнезема, гумусовых веществ, водной окиси железа, карбонатов кальция и магния, сульфатов, хлоридов. Вместе с ними мигрируют и другие элементы, содержащиеся в растворах в малых и ультрамалых дозах.

Факторы, вызывающие коагуляцию коллоидов, препятствуют миграции веществ в коллоидном состоянии; факторы, вызывающие пептизацию коллоидов (переход в состояние золя), наоборот, способствуют коллоидной миграции.

Дисперсно-коллоидное состояние вещества в земной коре играет огромную роль в геохимических процессах миграции, рассеянии и концентрации элементов в почвах и организмах. Многие минералы почв и земной коры прошли через дисперсно-коллоидное состояние.

* Электрокинетическим потенциалом называется разность потенциалов, возникающих на границе раздела двух фаз при их взаимном перемещении. Величина электрокинетического потенциала зависит от ряда факторов: дисперсности частиц, состава катионов, диффузного слоя и степени их гидратации. Чем дисперснее почво-грунт, чем больше его удельная поверхность, тем больше ионов будет находиться на поверхности частиц, тем больше будет электрокинетический потенциал. Электрокинетический потенциал уменьшается с уменьшением мощности диффузного слоя ионов, который в свою очередь зависит от валентности находящихся в нем ионов. Чем больше атомный вес, тем меньше степень гидратации иона в пределах данной валентности, и чем меньше величина потенциала, тем больше ионов находится в диффузном слое.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА И ПРОЦЕССОВ

Геохимические кларки

Вещественный состав — важнейшая геохимическая характеристика природного тела. По нему мы судим о характере горных пород, почв и других естественных тел, его кладем в основу расшифровки условий образования и свойств материалов.

Изучение вещественного состава горных пород — это прежде всего изучение содержащихся в них химических элементов и их соединений (минералов, органических веществ, водных растворов, газов и т. д.).

Давно уже обращено внимание на то, что одни химические элементы представлены в земной коре в большом количестве, их можно обнаружить в составе почти каждой горной породы, тогда как другие встречаются редко и не образуют самостоятельных минералов, а чаще всего присутствуют в горных породах в рассеянном или растворенном состоянии.

В 1889 г. американский ученый Ф. У. Кларк впервые установил средний химический состав земной коры. По предложению акад. А. Е. Ферсмана это среднее содержание получило название кларка данного элемента. Впоследствии вычисления среднего содержания элементов (кларков) производили советские геохимики В. И. Вернадский, А. Е. Ферсман, А. П. Виноградов, за рубежом — И. Фохт и другие ученые. Различают следующие виды кларков: атомные (в процентах числа атомов), объемные (в процентах объема электростатических полей атомов), весовые (в процентах массы на 100 частей или в граммах на грамм вещества).

Существуют два метода подсчета весовых кларков: 1) подсчет среднего соотношения элемента по всем анализам горных пород исходя из предположения, что число таких анализов пропорционально распространенности горной породы; 2) подсчет распространения горных пород в земной коре с учетом сравнения химического состава каждой из них, отнесенной к классу данной породы. Второй метод более точен. Содержание в земной коре редких элементов определяется по корреляции их большего распространения.

В настоящее время установлен кларковый состав различных горных пород, почв, органического вещества биосферы, состав атмосферы, гидросферы и Космоса в целом (табл. 9), выяснены закономерности распределения химических элементов в земной коре и в генетических типах горных пород.

Что же показывают кларки, вычисленные для земной коры и ее отдельных геосфер?

Наиболее распространен в литосфере кислород — 47,2% ее веса, за ним идут кремний — 27,6%, алюминий — 8,8, железо — 5,1, кальций — 3,6%. На долю этих элементов приходится свыше 92% веса литосферы. Если же к ним прибавить еще натрий (2,6%), калий (2,6%) и магний

Таблица 9

Среднее содержание химических элементов в литосфере, главных типах пород и почвах (в вес. %)

Элемент	Литосфера в среднем (две части кислых и одна часть основ- ных пород)	Изверженные породы				Осадочные породы			Почвы
		ультраоснов- ные (дуниты и др.)	основные (базальты, габбро и др.)	средние (дио- риты, анде- зиты)	кислые (гран- иты, гранодио- риты и др.)	глины и сланцы	песчаники	карбонатные породы	
O	47,0	42,5	43,5	46,0	48,7	52,8	51,72	49,51	49,0
Si	29,5	19,0	24,0	26,0	32,3	23,8	36,75	2,42	33,0
Al	8,05	0,45	8,76	8,85	7,7	10,45	2,53	0,43	7,18
Fe	4,65	0,85	8,56	5,85	2,7	3,33	0,99	0,40	3,8
Ca	2,96	0,7	6,72	4,65	1,58	2,53	3,95	30,45	1,37
Na	2,50	$5,7 \cdot 10^{-1}$	1,94	3,0	2,77	0,66	0,33	0,04	0,63
K	2,50	$3 \cdot 10^{-2}$	$8,3 \cdot 10^{-1}$	2,3	3,34	2,28	1,1	0,27	1,36
Mg	1,87	25,9	4,5	2,18	0,56	1,34	0,71	4,77	0,63
Ti	0,45	$3 \cdot 10^{-2}$	0,9	0,8	0,23	0,45	0,1	0,04	$4,6 \cdot 10^{-1}$
C	$2,3 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-2}$	1,0	1,38	11,35	2,0
Mn	$1 \cdot 10^{-1}$	$1,5 \cdot 10^{-1}$	$2 \cdot 10^{-1}$	$1,2 \cdot 10^{-1}$	$6 \cdot 10^{-2}$	$6,7 \cdot 10^{-2}$	—	$4 \cdot 10^{-2}$	$8,5 \cdot 10^{-2}$
P	$9,3 \cdot 10^{-2}$	$1,7 \cdot 10^{-2}$	$1,4 \cdot 10^{-1}$	$1,6 \cdot 10^{-1}$	$7 \cdot 10^{-2}$	$7,7 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-2}$	$8 \cdot 10^{-2}$
S	$4,7 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-2}$	$4 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-1}$	$2,8 \cdot 10^{-1}$	$1,1 \cdot 10^{-1}$	$8,5 \cdot 10^{-2}$
Ba	$6,5 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-2}$	$6,5 \cdot 10^{-2}$	$8,3 \cdot 10^{-2}$	$8 \cdot 10^{-2}$	$1,7 \cdot 10^{-2}$	$1,2 \cdot 10^{-2}$	$5 \cdot 10^{-2}$
Cl	$1,7 \cdot 10^{-2}$	$5,3 \cdot 10^{-3}$	$5,3 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$2,4 \cdot 10^{-2}$	$1,6 \cdot 10^{-2}$	—	$2 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$
Sr	$3,4 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$4,4 \cdot 10^{-2}$	$8 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-2}$	$4,5 \cdot 10^{-2}$	$2,6 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-2}$
Rb	$1,5 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$4,5 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$2,0 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-2}$	$2,7 \cdot 10^{-2}$	—	$1 \cdot 10^{-2}$
F	$6,6 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$3,7 \cdot 10^{-2}$	$5 \cdot 10^{-2}$	$8 \cdot 10^{-2}$	$5 \cdot 10^{-2}$	—	$2,5 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-2}$
Cr	$8,3 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-1}$	$2 \cdot 10^{-2}$	$5 \cdot 10^{-3}$	$2,5 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$1,5 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-2}$
Zr	$1,7 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$2,6 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-2}$	—	—	$3 \cdot 10^{-2}$
V	$9 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$4 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$

Элемент	Литосфера в среднем (две части кислых и одна часть основ- ных пород)	Изверженные породы				Осадочные породы			Почвы
		ультраоснов- ные (дуниты и др.)	основные (базальты, габбро и др.)	средние (дио- риты, анде- зиты)	кислые (границы, гранодио- риты и др.)	глины и сланцы	песчаники	карбонатные породы	
N	$1,9 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-4}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$2,2 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-2}$	—	—	$1 \cdot 10^{-1}$
Cu	$4,7 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$3,5 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$5,7 \cdot 10^{-3}$	—	$2 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$
Ni	$5,8 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-1}$	$1,6 \cdot 10^{-2}$	$5,5 \cdot 10^{-3}$	$8 \cdot 10^{-4}$	$9,5 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-4}$	—	$4 \cdot 10^{-3}$
Li	$3,2 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-5}$	$1,5 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-3}$	$1,7 \cdot 10^{-3}$	$2,6 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$
Zn	$8,3 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-2}$	$7,2 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-3}$	$8 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$
Sn	$2,5 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-5}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$	—	$3 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$	—	—	$(1 \cdot 10^{-3})$
Co	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-2}$	$4,5 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-3}$	—	—	$8 \cdot 10^{-4}$
Y	$2,9 \cdot 10^{-3}$	—	$2 \cdot 10^{-3}$	—	$3,4 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	—	—	$5 \cdot 10^{-3}$
La	$2,9 \cdot 10^{-3}$	—	$2,7 \cdot 10^{-3}$	—	$6 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-3}$	$1,6 \cdot 10^{-4}$	—	$(4 \cdot 10^{-3})$
Nd	$3,7 \cdot 10^{-3}$	—	$2 \cdot 10^{-3}$	—	$4,6 \cdot 10^{-3}$	$2,3 \cdot 10^{-3}$	—	—	—
Ce	$7 \cdot 10^{-3}$	—	$4,5 \cdot 10^{-4}$	—	$1 \cdot 10^{-2}$	$5 \cdot 10^{-3}$	—	—	$5 \cdot 10^{-3}$
Pb	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-5}$	$8 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$7,5 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$
Ga	$1,9 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$7,4 \cdot 10^{-4}$	$3,7 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-3}$
Nb	$2 \cdot 10^{-3}$	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$2,0 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	—	—	—
Gd	$8 \cdot 10^{-4}$	—	$5 \cdot 10^{-4}$	—	$9 \cdot 10^{-4}$	$6,5 \cdot 10^{-4}$	—	—	—
Th	$1,3 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-1}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$7 \cdot 10^{-4}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$	—	—	$6 \cdot 10^{-4}$
Ge	$1,4 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$1,4 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	—	(10^{-4})
Cs	$3,7 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-4}$	—	$5 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	—	—	$(5 \cdot 10^{-4})$
Pr	$9 \cdot 10^{-4}$	—	$4 \cdot 10^{-4}$	—	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-4}$	—	—	—
Sm	$8 \cdot 10^{-4}$	—	$5 \cdot 10^{-4}$	—	$9 \cdot 10^{-4}$	$6,5 \cdot 10^{-4}$	—	—	—
Be	$3,8 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-5}$	$4 \cdot 10^{-5}$	$1,8 \cdot 10^{-4}$	$5,5 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	—	—	$6 \cdot 10^{-4}$
Sc	$1 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-4}$	$2,4 \cdot 10^{-4}$	$2,5 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$7 \cdot 10^{-5}$	—	$7 \cdot 10^{-4}$

Элемент	Литосфера в среднем (две части кислых и одна часть основ- ных пород)	Изверженные породы				Осадочные породы			Почвы
		ультраснов- ные (дуниты и др.)	основные (базальты, габбро и др.)	средние (дио- риты, анде- зиты)	кислые (грани- ты, гранодио- риты и др.)	глины и сланцы	песчаники	карбонатные породы	
As	$1,7 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$2,4 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$6,6 \cdot 10^{-4}$	—	—	$5 \cdot 10^{-4}$
Dy	$5 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-6}$	$2 \cdot 10^{-4}$	—	$6,7 \cdot 10^{-4}$	$4,5 \cdot 10^{-4}$	—	—	—
Er	$3,3 \cdot 10^{-4}$	—	$2 \cdot 10^{-4}$	—	$4 \cdot 10^{-4}$	$2,5 \cdot 10^{-4}$	—	—	—
Hf	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$6 \cdot 10^{-4}$	—	—	—	$(6 \cdot 10^{-4})$
V	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$
Mo	$1,1 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-5}$	$1,4 \cdot 10^{-4}$	$9 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$	—	—	$2 \cdot 10^{-4}$
Ib	$3,3 \cdot 10^{-5}$	—	$2 \cdot 10^{-4}$	—	$4 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	—	—	—
Tl	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-6}$	$2 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-5}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$	—	—
U	$2,5 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-7}$	$5 \cdot 10^{-5}$	$1,8 \cdot 10^{-4}$	$3,5 \cdot 10^{-4}$	$3,2 \cdot 10^{-4}$	—	—	$1 \cdot 10^{-4}$
Ta	$2,5 \cdot 10^{-4}$	$1,8 \cdot 10^{-6}$	$4,8 \cdot 10^{-5}$	$7 \cdot 10^{-5}$	$3,5 \cdot 10^{-4}$	$3,5 \cdot 10^{-4}$	—	—	—
Br	$2,1 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$4,5 \cdot 10^{-4}$	$1,7 \cdot 10^{-4}$	$6 \cdot 10^{-4}$	—	—	$5 \cdot 10^{-4}$
Tb	$4,3 \cdot 10^{-4}$	—	$8 \cdot 10^{-5}$	—	$2,5 \cdot 10^{-4}$	$9 \cdot 10^{-5}$	—	—	—
Ho	$1,7 \cdot 10^{-4}$	—	$1 \cdot 10^{-4}$	—	$2 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	—	—	—
Eu	$1,3 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-4}$	—	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	—	—	—
Lu	$8 \cdot 10^{-5}$	—	$6 \cdot 10^{-5}$	—	$1 \cdot 10^{-4}$	$7 \cdot 10^{-5}$	—	—	—
W	$1,3 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$8 \cdot 10^{-4}$	—	—	—
Tu	$2,7 \cdot 10^{-5}$	—	$2 \cdot 10^{-5}$	—	$3 \cdot 10^{-5}$	$2,5 \cdot 10^{-5}$	—	—	—
Se	$5 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-6}$	$6 \cdot 10^{-5}$	—	$1 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-6}$

Элемент	Литосфера в среднем (две части кислых и одна часть основ- ных пород)	Изверженные породы				Осадочные породы			Почвы
		ультраоснов- ные (дуниты и др.)	основные (базальты, габбро и др.)	средние (дио- риты, анде- зиты)	кислые (гран- иты, граноди- ориты и др.)	глины и сланцы	песчаники	карбонатные породы	
Cd	$1,3 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-6}$	$1,9 \cdot 10^{-5}$	—	$1 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-5}$	—	—	$(5 \cdot 10^{-5})$
Sb	$5 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-5}$	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-5}$	$2,6 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-4}$	10^{-4}	—	—
J	$4 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-5}$	$4 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-4}$	—	—	$5 \cdot 10^{-4}$
Bi	$9 \cdot 10^{-7}$	$1 \cdot 10^{-7}$	$7 \cdot 10^{-7}$	$1 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-6}$	$3 \cdot 10^{-5}$	—	—
Ag	$7 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-5}$	$7 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-5}$	$4,4 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-5}$	(10^{-5})
In	$2,5 \cdot 10^{-5}$	$1,3 \cdot 10^{-6}$	$2,2 \cdot 10^{-5}$	—	$2,6 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-6}$	—	—	—
Hg	$8,3 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-6}$	$9 \cdot 10^{-6}$	—	$8 \cdot 10^{-6}$	$4 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-6}$
Te	$1 \cdot 10^{-7}$	$1 \cdot 10^{-7}$	$1 \cdot 10^{-7}$	$1 \cdot 10^{-7}$	$1 \cdot 10^{-7}$	$1 \cdot 10^{-6}$	—	—	—
Pd	$1,3 \cdot 10^{-6}$	$1,2 \cdot 10^{-5}$	$1,9 \cdot 10^{-6}$	—	$1 \cdot 10^{-6}$	—	—	—	—
Pt	—	$2 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-5}$	—	—	—	—	—	—
Au	$4,3 \cdot 10^{-7}$	$5 \cdot 10^{-7}$	$4 \cdot 10^{-7}$	—	$4,5 \cdot 10^{-7}$	$1 \cdot 10^{-7}$	$2,8 \cdot 10^{-6}$	$7 \cdot 10^{-7}$	—
Re	$7 \cdot 10^{-8}$	—	$7,1 \cdot 10^{-8}$	—	$6,7 \cdot 10^{-8}$	—	—	—	—
Ir	—	—	—	—	$6,3 \cdot 10^{-7}$	—	—	—	—

- Примечание: 1. В таблице опущены элементы, присутствующие в литосфере в ничтожных количествах (меньше 10^{-6} %), относящиеся к группе инертных газов, и короткоживущие радиоактивные.
2. Средние содержания химических элементов приводятся по следующим источникам: для литосферы в среднем и главных типов пород (графы 2—7) — по данным А. П. Виноградова, 1962; для почв (графа 10) — 1956; для песчаников и известняков (графы 8—9) — К. Ранкама, Т. Сахама, 1955.

(2,1%), то эти восемь элементов составят более 99% (рис. 25). Все остальные элементы образуют менее 1% земной коры. Значительная часть их рассеяна в горных породах, и лишь небольшая доля собрана в той или иной концентрации в рудных телах и месторождениях. Из них видное место занимают водород, углерод, фосфор, сера, хлор, фтор, титан, марганец и хром. Эти элементы составляют десятые и сотые доли процента от веса земной коры. Тем не менее они играют исключительно

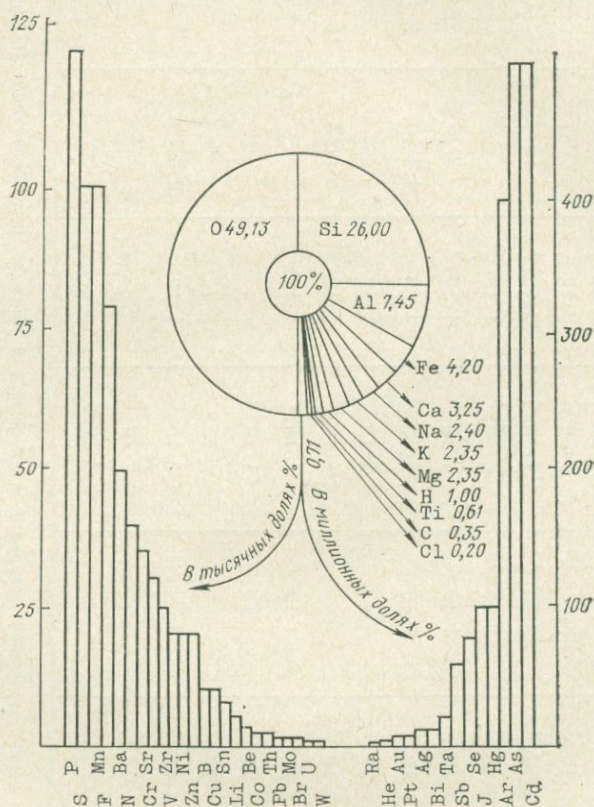


Рис. 25. Химический состав земной коры.

важную роль в образовании горных пород, месторождении полезных ископаемых и в жизненных процессах, протекающих в биосфере. Сочетаясь в разных пропорциях, они формируют все внешние оболочки Земли, обуславливают жизнь на нашей планете.

В морской воде 96,54% веса образуют кислород и водород, 2,95% — хлор и натрий. Остальное количество приходится на долю нескольких десятков других химических элементов, в том числе магния, серы, кальция, калия и брома.

В атмосфере 98,66% составляют азот и кислород, 1,286 — аргон, 0,04% — углекислый газ. Кроме того, в состав воздуха входят в небольших количествах другие газы, такие, как гелий, криптон, ксенон и др.

В среднем химическом составе живого вещества на долю кислорода, углерода и водорода приходится 98,5% веса. Остальные полтора процента — это прочие элементы, принимающие участие в жизнедеятельности

организмов, в первую очередь азот, сера, фосфор, калий, кальций и железо, затем иод, марганец, цинк, медь и др.

По сравнению с осадочными породами почвы характеризуются повышенным содержанием кремния, фосфора, серы, азота, иода, брома, меньшим содержанием натрия, магния, хлора, стронция, которые выносятся в процессе выветривания и почвообразования. В их составе большую роль играют различные микроэлементы.

В табл. 10 приводится относительный порядок распределения элементов в земной коре, Земле в целом, метеоритах, Солнце и кларковые значения их распространения.

Таблица 10

Порядок распространения элементов и их кларки (в вес. %) в земной коре, Земле и метеоритах

Земная кора*		Земля**		Метеориты***		Солнце****	
Элемент	Кларки	Элемент	Кларки	Элемент	Кларки	Элемент	Количество атомов на 1000 атомов
O	47,2	Fe	35,39	O	32,30	H	5 · 10 ⁸
Si	27,6	O	27,79	Fe	28,80	He	1 · 10 ⁸
Al	8,5	Mg	17,00	Si	16,30	O	2,8 · 10 ⁶
Fe	5,0	Si	12,64	Mg	12,30	Fe	27,000
Ca	3,5	S	2,74	S	2,12	N	21,000
Na	2,64	Ni	2,70	Ni	1,57	Mg	17,000
K	2,5	Ca	0,61	Al	1,38	Si	10,000
Mg	2,0	Al	0,44	Ca	1,33	C	10,000
Ti	0,6	Co	0,20	Na	0,60	S	4,300
H	0,15	Na	0,14	Mn	0,21	Ca	
Mn	0,09	Mn	0,09	K	0,15	Al	
P	0,08	K	0,07	Ti	0,13	Ni	
S	0,05	Ti	0,04	Co	0,12	Na	
C	0,01	P	0,03	P	0,11	Cr	

* По А. П. Виноградову.

** По Б. Мейсону (1952).

*** По В. М. Гольдшмидту (1957).

**** По Ансольду (1956).

Кларки Земли в целом определяются исходя из гипотетического состава ядра, мантии и земной коры; при этом ядро приравнивается к составу железных метеоритов (Fe — Ni). Четыре элемента — Fe, O, Mg, Si — составляют 92,84%, еще два — S и Ni — 5,44%.

При исчислении среднего состава метеоритов Гольдшмидт принял следующие соотношения между отдельными типами метеоритной массы (в %): силикатный состав — 76,9; железо-никелевый — 15,4; троилитовый — 7,7%. Среди метеоритов подавляющую роль (90% всех находок) играют хондриты (каменные метеориты, состоящие из хондр — застывших капелек силикатов).

В солнечном спектре в настоящее время обнаружено 67 элементов. Среди них большую часть занимают водород и гелий, за ними O, Fe, N, Mg и др. Имеются основания считать, что в нем присутствуют все элемен-

ты Периодической системы, однако часть из них не улавливается современными средствами изучения.

Химический состав элементов земной коры в кларковом отношении и своим участием в образовании минеральных систем существенно отличается от вещества более глубоких геосфер Земли.

Содержание большинства химических элементов в главных типах горных пород значительно колеблется. При этом наблюдается следующая тенденция: содержание многих групп элементов связано с концен-

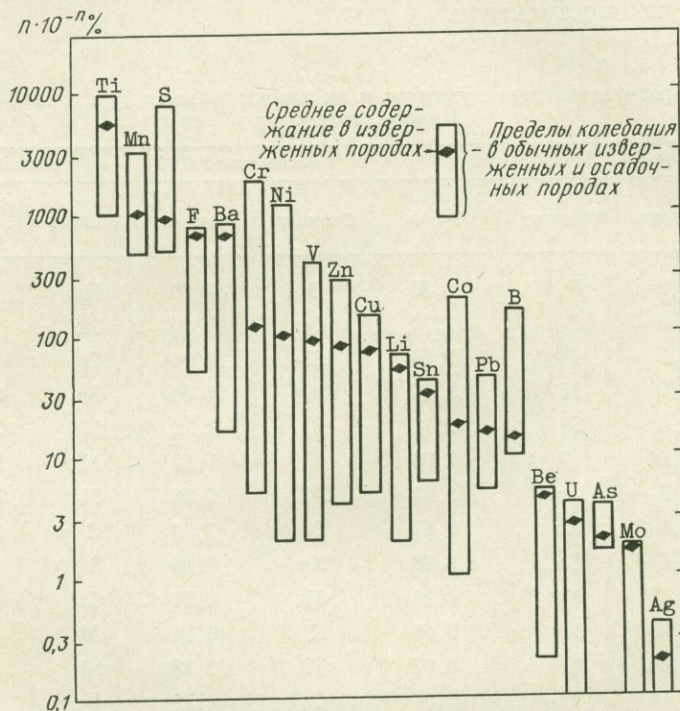


Рис. 26. Средние содержания основных рудообразующих элементов и пределы их колебания в породах (по Грицу и Виноградову).

трацией в породе двуокиси кремния — кварца, одного из наиболее распространенных минералов земной коры. Например, в так называемых ультраосновных породах, содержащих менее 45% кварца, в 1000 раз меньше калия, чем в кислых породах, где кварца более 65%. Содержание хрома, кобальта, никеля, меди изменяется от ультраосновных пород к кислым в 100 раз; лития, рубидия, цезия, германия, стронция, бария, бора — в 10 раз; в несколько раз изменяется количество свинца, марганца, молибдена, вольфрама, индия и других элементов (рис. 26).

Изверженные магматические породы отличаются высоким содержанием железа, кальция, магния и несколько меньшим — серы, калия, натрия. В осадочных породах по сравнению с изверженными высоко количество углерода, серы, хлора, бора, мышьяка и других элементов.

Кларки элементов служат критерием для выяснения повышенных и пониженных концентраций элементов в месторождениях, что важно для организации поисково-разведочных и эксплуатационных работ. Установ-

лена закономерная связь между величиной среднего содержания элемента и тем, насколько часто встречаются его месторождения. Практически доказана связь промышленных концентраций, т. е. месторождений, пригодных для использования, с повышенными кларками для железа, титана, хрома, марганца, кобальта, платины, вольфрама и некоторых других элементов.

Кларки элементов позволяют выделять главные, или типоморфные, элементы, т. е. элементы, определяющие геохимические особенности процессов миграции их в земной коре и ландшафтах, и второстепенные. К первым относятся элементы, обладающие высокими кларками, или же редкие элементы, накапливающиеся в месторождениях. Типоморфные элементы активно участвуют в процессах миграции, они являются главными участниками минералообразования.

Как отмечает А. И. Перельман (1968), малое содержание распространенных элементов в природных водах говорит о плохой растворимости их минералов (например, Al, Fe, Ti), а низкая концентрация редких элементов определяется не только растворимостью минералов, но и низким кларком. На основе кларков элементов, содержащихся в почвах, можно судить о потребности последних в различных микроэлементах.

Геохимические формы нахождения элементов

В природе химические элементы находятся в комплексных соединениях и ассоциациях, рассеянном состоянии и в ряде случаев в атомарном виде. Формы и виды нахождения элементов в породах земной коры отражают состояние их рассеяния или концентрации в минералах и месторождениях и указывают на закономерность их поведения в геохимических процессах пороодо- и ландшафтообразования.

В. И. Вернадский различал четыре основные формы нахождения химических элементов в земной коре: горные породы и минералы (в том числе природные воды и газы), магмы, рассеяние и живое вещество. В первой группе можно выделить ряд видов, различающихся особым состоянием атомов и элементов в физико-химических системах равновесий. Одни элементы представлены самостоятельными минеральными видами, другие — изоморфными примесями в минералах, третьи — в виде простых и комплексных ионов в магматических расплавах и т. д. Водные растворы и газовые смеси в свою очередь могут быть представлены молекулярным, атомным и диссоциированно-ионным состоянием химических элементов, что определяется физико-химическими условиями и процессами их миграции.

В живом веществе химические элементы могут быть в виде сложных органических и металлоорганических соединений и в виде минералов в элементарной форме. Здесь они представлены в малых количествах (в тысячных и меньших долях процента, а в некоторых случаях — сотых долях процента) и получили название микроэлементов и ультрамикроэлементов. Микроэлементы участвуют во всех жизненных процессах организмов, оказывая на них положительное или отрицательное воздействие.

Форма рассеяния характерна для многих химических элементов и для подавляющей массы земного вещества. В геохимической классификации элементов В. И. Вернадского рассеянные элементы образуют особую группу (см. табл. 14). Важнейшими факторами, вызывающими состояние рассеяния, являются: растворимость, летучесть, коллоидные процессы обмена, процессы кристаллизации минералов и др. Различают также

Главнейшие формы нахождения химических элементов в зоне гипергенеза
(по А. И. Перельману)

Форма нахождения	Примеры	
	химические элементы и соединения	геологическая обстановка
Газообразная	O_2 , N_2 , CO_2 , H_2S , CH_4 , Rn, He, Ar	Надземная и подземная атмосферы, природные воды, живое вещество, в меньшей степени минералы (He — в урановых минералах, Ar — в калиевых и т. д.)
Легкорастворимые соли и их ионы в растворах	$NaCl$, Na_2SO_4 , Na_2CO_3 , $ZnSO_4$, $CuSO_4$, Na^+ , Cu^{2+}	Почвы, кора выветривания, континентальные отложения и озера сухих степей и пустынь, зона окисления сульфидных месторождений Грунтовые воды районов с сухим климатом, глубокие горизонты подземных вод (рассолы), соляные месторождения
Труднорастворимые соли и их ионы в растворах	$CaCO_3$, $CaSO_4 \cdot 2H_2O$, $CuCO_3 \cdot Cu(OH)_2$, $PbSO_4$	Почвы, кора выветривания и континентальные отложения степей и пустынь, частично зона окисления сульфидных месторождений, грунтовые воды
Элементы в телах живых организмов (растения, животные, микроорганизмы)	Белки, жиры, углеводы, витамины и другие органические соединения, состоящие в основном из С, Н, О, N, в меньшей степени из S, P, K, Ca, Mg, Cu, Zn и др.	Ландшафты суши, особенно районов с теплым и влажным климатом (влажные тропические леса), в меньшей степени тайга, степи, тундра, пустыни. Моря и океаны, главным образом поверхностные горизонты и прибрежные участки. В незначительной степени глубокие горизонты подземных вод (только микроорганизмы)
Коллоидные осадки и растворы	Гумусовые вещества, коллоидные осадки гидроокислов железа, кремния, марганца, алюминия, частично глинистые минералы	Почва, кора выветривания и илы водоемов
Адсорбированные ионы (преимущественно катионы)	Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , Cu^{2+} , H^+ , Ni^{2+} , Al^{3+} и другие в коллоидных минералах	Почвы, илы водоемов, кора выветривания, глинистые осадочные породы, железные и марганцевые руды, углеродисто-кремнистые сланцы, угли, торфа
Межблочные формы в нарушениях кристаллов*	U	Горные породы
Элементы в узлах кристаллических решеток медленно разрушаемых и устойчивых (в данной среде) минералов	Si, Al, Zr, Hf, W, Sn, Ta, Nb, Th, TR	Циркон, сфен, кварц, танталониобаты в почвах и коре выветривания. Каолинит в почвах, коре выветривания и континентальных отложениях

* Химический элемент может занимать определенное место в кристаллической решетке минерала и в этом случае его переход в раствор связан с разрушением решетки в результате выветривания. Но ряд элементов находится в интерстадиальной межблочной форме, располагаясь в нарушениях кристалла. Такие примеси извлекаются из породы без разрушения кристаллической решетки минерала, они обладают большей подвижностью, чем элементы в узлах кристаллической решетки. Межблочная форма нахождения характерна, например, для урана, часть которого легко извлекается из изверженных пород обработкой раствором соды («подвижный уран»).

подвижные (табл. 11) и инертные формы нахождения химических элементов в земной коре. В первом случае элементы легко переходят в раствор, во втором — трудно подвергаются переходу в подвижное состояние.

Важнейшая форма существования химических элементов в земной коре — самостоятельные минеральные виды, которых в настоящее время установлено более 2000 (табл. 12). Согласно А. К. Болдыреву, все минералы по степени распространения делятся на пять групп: очень распространенные в горных породах (полевые шпаты, кварц, слюды, кальцит и др.), распространенные во многих горных породах в незначительных количествах (апатит, нефелин, лейцит и др.), среднераспространенные — непородообразующие, представленные в составе руд (пирит, халькопирит, галенит, ильменит и др.), редкие (самородное серебро, сильвин,

Таблица 12

Участие минералов различных классов и химических элементов в строении земной коры (по Н. И. Сафронову, 1962)

Минеральный класс	Минимальное количество минералов	Слагаемый состав коры, вес. %	Элементы, чаще всего слагающие минералы данного класса
Самородные минералы	90	0,10	Платина и платиноиды, золото, серебро, медь, ртуть, углерод, сера, висмут
Силикаты	800	80,0	Кремний, кислород, алюминий, железо, кальций, натрий, калий, магний, реже марганец, бор и др.
Оксиды	200	17,0	Кислород, кремний, железо, алюминий, водород, титан, марганец, хром, олово, тантал, ниобий, редкоземельные элементы
Карбонаты	80	1,7	Углерод, кислород, кальций, магний, реже железо, натрий, барий, стронций, медь, свинец, цинк
Сульфиды, селениды, теллуриды, антимониды, арсениды	200	0,25	Сера, селен, теллур, сурьма, мышьяк, железо, медь, свинец, цинк, серебро, кобальт, никель, ртуть, висмут, молибден, золото
Фосфаты, арсенаты, ванадаты	350	0,70	Фосфор, мышьяк, ванадий, кислород, кальций, магний, железо, марганец, отчасти алюминий, водород, редко свинец, медь, цинк, хлор, фтор, уран
Сульфаты	260	0,10	Сера, кислород, натрий, калий, магний, кальций, алюминий, железо, водород, реже медь, свинец, цинк, барий, стронций
Бораты	40	незначительно	Бор, кислород, кальций, магний, натрий, водород, иногда сера и хлор
Хроматы, молибдаты, вольфраматы	15	незначительно	Хром, молибден, вольфрам, кислород, свинец, медь, кальций, железо, марганец, водород
Галогениды	100	То же	Фтор, хлор, кальций, магний, натрий, алюминий, бор, иногда литий, водород, кислород
Итого . . .	2135	99,85	

витерит, минералы бериллия, тантала и др.), очень редкие (криолит, германит, рейнерит и др.).

По данным В. Н. Лодочникова (1955), только 20—25 минералов слагают массивы горных пород, 65—70 встречаются часто, в то время как породообразующими являются 220—230 минералов.

Ф. Кларк (1924) подсчитал средний минеральный состав земной коры (до глубины 16 км) в процентах к общей массе.

Полевые шпаты (ортоклаз, альбит, анортит)	59,5
Кварц	12,0
Слюда	3,8
Железо-магнезиальные силикаты (авгит, роговая обманка)	16,8
Рудные минералы	3,9
Прочие, вода	4,0
Итого . . .	100,0

Главнейшими минералообразующими элементами литосферы являются первые 14 элементов таблицы Менделеева, из остальных некоторые не образуют минералов вообще, другие образуют их только в особо благоприятных случаях. Так, кислород участвует в строении 1750 собственных минералов, кремний — 800, водород — 400, сера — 360, железо и кальций — 290, медь, свинец, калий и натрий — 160, ванадий — 36, цинк, церий и лантан — 60, бериллий — 24, платиноиды — 20, ртуть — 16, в то время как молибден — 9, кадмий, германий и таллий — 3, скандий — 2, а гафний, рубидий, индий, рений (за исключением упомянутых представителей этой группы) вовсе не образуют самостоятельных минералов. Эти и подобные им элементы встречаются в виде примесей различных форм в минералах и других природных образованиях (табл. 13).

В образовании продуктов выветривания главную роль играют кислородные соли (окисоли), окислы и гидроокислы. Господствующее положение в группе кислородных солей занимают силикаты. Из других минеральных соединений большое участие в образовании коры выветривания принимают карбонаты, сульфиды, сульфаты, галогениды.

Геохимические ассоциации и семейства элементов

В настоящее время изучены геохимические свойства и особенности не только отдельных элементов Периодической системы, но и ассоциаций и семейств родственных элементов, предложены геохимические классификации их.

Простейшая геохимическая классификация элементов — разделение их на петрогенные — породообразующие в широком смысле слова — и металлогенные. Первые (кислород, кремний, алюминий, кальций, магний, натрий, углерод, сера и др.) образуют главную часть земной коры, изверженных, метаморфических и осадочных пород. Вторые слагают основные массы рудных (металлических) месторождений: железа, марганца, хрома, никеля, молибдена, меди, свинца, цинка и т. д.

Петрогенные элементы встречаются в природе чаще всего в виде силикатов, карбонатов, сульфатов, фосфатов и редко образуют соединения с серой, мышьяком и сурьмой; металлические, наоборот, встречаются главным образом в соединениях с серой, мышьяком, сурьмой. Железо,

Таблица 13

Способность химических элементов образовывать самостоятельные минералы

Элемент	Весовое содержание в литосфере, %	Число самостоятельных минералов	Элемент	Весовое содержание в литосфере, %	Число самостоятельных минералов
O	47,20	1750	Co	$3 \cdot 10^{-3}$	24
Si	27,60	800	Y	$2,8 \cdot 10^{-3}$	35
Al	8,80	150	Pb	$1,6 \cdot 10^{-3}$	160
Fe	5,10	290	Ca	$1,5 \cdot 10^{-3}$	1
Ca	3,60	290	Nb, Ta	$1,2 \cdot 10^{-3}$	60
Na	2,64	160	Ge	$7 \cdot 10^{-4}$	6
K	2,60	70	Cs	$7 \cdot 10^{-4}$	4
Mg	2,10	160	Be	$3,5 \cdot 10^{-4}$	40
Ti	0,60	60	So	$6 \cdot 10^{-4}$	2
H	0,15	400	As	$5 \cdot 10^{-4}$	60
C	0,10	80	Hf	$3,2 \cdot 10^{-4}$	Нет
Mn	$9 \cdot 10^{-2}$	150	B	$3 \cdot 10^{-4}$	55
P	$8 \cdot 10^{-2}$	180	Mo	$3 \cdot 10^{-4}$	9
S	$5 \cdot 10^{-2}$	360	Ti	$3 \cdot 10^{-4}$	7
Ba	$5 \cdot 10^{-2}$	25	U	$3 \cdot 10^{-4}$	85
Cl	$4,5 \cdot 10^{-2}$	60	Br, J	$1,9 \cdot 10^{-4}$	5—6
Sr	$4 \cdot 10^{-2}$	10	W	$1 \cdot 10^{-4}$	14
Rb	$3 \cdot 10^{-2}$	Нет	Se	$6 \cdot 10^{-5}$	25
F	$2,7 \cdot 10^{-2}$	30	Cd	$5 \cdot 10^{-5}$	3
Cr	$2 \cdot 10^{-2}$	20	Sb	$4 \cdot 10^{-5}$	70
Zr	$2 \cdot 10^{-2}$	12	Bi	$2 \cdot 10^{-5}$	50
V	$1,5 \cdot 10^{-2}$	35	Ag	$1 \cdot 10^{-5}$	55
N	$1 \cdot 10^{-2}$	5	In	$1 \cdot 10^{-5}$	Нет
Cu	$1 \cdot 10^{-2}$	160	Pt	$7,2 \cdot 10^{-6}$	20
Ni	$8 \cdot 10^{-3}$	40	Hg	$7 \cdot 10^{-6}$	16
TR (без Ce, La)	$6,7 \cdot 10^{-3}$	Нет (?)	Инертные газы	$4,3 \cdot 10^{-6}$	Нет
Li	$6,5 \cdot 10^{-3}$	13	Te	$1 \cdot 10^{-6}$	40
Ce и La	$6,3 \cdot 10^{-3}$	60	Au	$5 \cdot 10^{-7}$	8
Zn	$5 \cdot 10^{-3}$	60	Re	$1 \cdot 10^{-7}$	Нет
Sn	$4 \cdot 10^{-4}$	18			

марганец, хром и олово широко образуют также первичные окислы. Другие металлы встречаются в виде окислов, сульфатов, карбонатов и силикатов лишь как вторичные минералы.

Некоторые металлические элементы находятся в земной коре в самородном состоянии. Это золото, серебро, платина, медь, висмут, иридий, палладий и др. Из петрогенных элементов в самородном состоянии встречаются углерод, сера, кислород, водород и др.

Металлогенные элементы накапливаются в породах и месторождениях главным образом при эндогенных процессах и высоких температурах, петрогенные же дают повышенные концентрации при экзогенных процессах (накопление солей, гипса, бокситов, известняков).

Разными авторами предложены геохимические классификации элементов, выделяющие группы, семейства и ассоциации по их парагенетическому участию в химических процессах земной коры, составу минералов и пород.

В. И. Вернадский (1934) по участию элементов в химических и радиохимических процессах земной коры выделил следующие геохимические группы: благородные газы, благородные металлы, циклические, рассеянные элементы, элементы сильнорадиоактивные и редкоземельные (табл. 14).

Таблица 14

Геохимическая классификация элементов В. И. Вернадского (с дополнениями, по Б. А. Гаврусевичу, 1968)

Группы элементов	Элементы	Количество элементов	Количественная доля, %
I Благородные (инертные) газы	$2\text{He}, 10\text{Ne}, 18\text{Ar}, 36\text{Kr}, 54\text{Xe}$	5	4,91
II Благородные (инертные) металлы	$44\text{Ru}, 45\text{Rh}, 46\text{Pd}, 76\text{Os}, 76\text{Ir}, 78\text{Pt}, 79\text{Au}$	7	6,86
III Циклические (миграционные) элементы	$1\text{H}, 3\text{Li}, 4\text{Be}, 5\text{B}, 6\text{C}, 7\text{N}, 8\text{O}, 9\text{F}, 11\text{Na}, 12\text{Mg}, 13\text{Al}, 14\text{Si}, 15\text{P}, 16\text{S}, 17\text{Cl}, 19\text{K}, 20\text{Ca}, 22\text{Ti}, 23\text{V}, 24\text{Cr}, 25\text{Mn}, 26\text{Fe}, 27\text{Co}, 28\text{Ni}, 29\text{Cu}, 30\text{Zn}, 33\text{As}, 34\text{Se}, 38\text{Sr}, 40\text{Zr}, 41\text{Nb}, 42\text{Mo}, 47\text{Ag}, 50\text{Sn}, 51\text{Sb}, 52\text{Te}, 56\text{Ba}, 73\text{Ta}, 74\text{W}, 80\text{Hg}, 82\text{Pb}, 83\text{Bi}$	42	41,16
IV Рассеянные элементы	$21\text{Se}, 31\text{Ga}, 32\text{Ge}, 35\text{Br}, 37\text{Rb}, 48\text{Cd}, 49\text{In}, 53\text{I}, 55\text{Cs}, 72\text{Hf}, 75\text{Re}, 81\text{Ti}$	12	11,76
V Элементы сильнорадиоактивные	$84\text{Po}, 85\text{At}, 86\text{Rn}, 87\text{Fr}, 88\text{Ra}, 89\text{Ac}, 90\text{Th}, 91\text{Pa}, 92\text{U}, 93\text{Np}, 94\text{Pu}$	11	10,78
VI Элементы редкоземельные	$39\text{Y}, 57\text{La}, 58\text{Ce}, 59\text{Pr}, 60\text{Nd}, 62\text{Sm}, 63\text{Eu}, 64\text{Gd}, 65\text{Tb}, 66\text{Dy}, 67\text{Ho}, 60\text{Er}, 69\text{Tm}, 70\text{Yb}, 71\text{Lu}$	15	14,71
VII Элементы, по-видимому, вымершие в земной коре, но известные в космосе	$43\text{Tc}, 95\text{Am}, 96\text{Cm}, 97\text{Bk}, 98\text{Cf}$	5	4,91
VIII Элементы, неизвестные в природе, полученные искусственно	$61\text{Pm}, 99\text{Es}, 100\text{Fm}, 101\text{Md}, 102\text{No}$	5	4,91
		102	

Элементы первой группы (He, Ne, Ar, Kr, Xe) он характеризует как не принимающие участия в главнейших химических реакциях земной коры и только в исключительных случаях дающие соединения с другими

атомами. Это — инертные газы. Значение благородных газов в биосфере и в целом в мироздании очень велико. Установлено, что образование гелия, ксенона, криптона, аргона связано с разложением ядер атомов урана, тория и других радиоактивных элементов. Они являются, таким образом, продуктом геохимических процессов, протекающих в биосфере и Космосе. Хотя эти газы в земных условиях не вступают в химические соединения, их участие в водных растворах и составе воздуха имеет огромное биогеохимическое значение.

Благородные металлы (II группа — Au, Pt и платиноиды) встречаются в земной коре в самородном состоянии или в форме интерметаллических соединений, которые мало изменяются в течение геологического времени. В водных растворах они находятся в рассеянном состоянии или связаны с явлениями сорбции.

Наибольшее значение имеют циклические элементы (III группа) — кремний, алюминий, железо, кальций, магний, натрий, калий, кислород, углерод, сера, азот, фосфор, водород, хлор и некоторые другие. Они составляют свыше 99% всей массы горных пород земной коры, участвуют в многочисленных круговых химических процессах и являются главной частью атмосферы, гидросферы и живого вещества. Циклические элементы входят в состав окислов и гидроокислов, силикатов и алюмосиликатов, карбонатов, сульфатов, хлоридов, фосфатов, нитратов и других соединений.

Рассеянные элементы (IV группа — Li, Sc, Ga, Br, J, Rb, Cs, In, Y, Nb, Ta) большей частью не образуют самостоятельных минералов и в природных геохимических процессах не дают высоких концентраций. Часть их входит в кристаллические решетки распространенных элементов, часть находится в растворах. Тем не менее все они (кроме Nb, Ta) являются важной составной частью гидросферы, некоторые из них (Li) в значительных количествах концентрируются живым веществом. В настоящее время к группе рассеянных элементов относят также Ge, Te, Hf, Re и др.

Элементы сильнордиоактивные (V группа — Po, Rn, Ra, Ac, Th, U) не полностью обратимы в круговых процессах. Часть атомов урана и тория распадается и дает начало другим элементам. Они являются источником многих энергетических процессов миграции вещества в земной коре и эволюции изотопного состава горных пород, атмосферы, гидросферы и живого вещества.

Выделение VI группы, которая представляет 15 редкоземельных элементов (La — Lu), основано на их принадлежности к группе лантаноидов, сходстве химических свойств и т. д. Главные их минералы — монацит, ксенотим, ортит и другие, образующиеся в магмах или пегматитовых жилах, очень устойчивы в биосфере.

VII и VIII группы включают элементы, не обнаруженные в земной коре. Это очень коротко живущие атомы элементов и их изотопы. Одни из них, вероятно, уже вымерли вследствие радиоактивного распада, другие не найдены в самостоятельной форме в минеральных образованиях земной коры, третьи обнаруживаются лишь в космических телах.

В. М. Гольдшмидтом (1954) предложена геохимическая классификация химических элементов (и их распределение в земной коре), основанная на строении ионов, магнитных свойствах простых тел, на их сродстве к кислороду, сере и т. д. Он выделяет пять геохимических групп элементов: атмофильные, биофильные, литофильные, халькофильные, сидерофильные (рис. 27).

Крупнейшая роль в разработке геохимических классификаций элементов, их ассоциаций и семейств принадлежит А. Е. Ферсману. Совокуп-

ность химических элементов, встречающихся в геохимически обособленных областях. Ферсман назвал естественными геохимическими ассоциациями. Образование определенных геохимических ассоциаций — результат сложного взаимодействия различных природных явлений:

Ia	IIa	IIIa	IVa	Va	VIa	VIIa	VIIIa	Ib	IIb	IIIb	IVb	Vb	VIb	VIIb	VIIIb		
(H) ₁															(He) ₂		
Li ₃	Be ₄	B ₅	C ₆							B ₅	C ₆	(N) ₇	O ₈	F ₉	(Ne) ₁₀		
No ₁₁	Mg ₁₂	Al ₁₃	Si ₁₄							Al ₁₃	Si ₁₄	P ₁₅	S ₁₆	Cl ₁₇	(Ar) ₁₈		
K ₁₉	Ca ₂₀	Sc ₂₁	Ti ₂₂	V ₂₃	Cr ₂₄	Mn ₂₅	Fe ₂₆	Co ₂₇	Ni ₂₈	Cu ₂₉	Zn ₃₀	Ga ₃₁	Ge ₃₂	As ₃₃	Se ₃₄	Br ₃₅	(Kr) ₃₆
Rb ₃₇	Sr ₃₈	Y ₃₉	Zr ₄₀	Nb ₄₁	Mo ₄₂	— ₄₃	Ru ₄₄	Rh ₄₅	Pd ₄₆	Ag ₄₇	Cd ₄₈	In ₄₉	Sn ₅₀	Sb ₅₁	Te ₅₂	I ₅₃	(Xe) ₅₄
Cs ₅₅	Ba ₅₆	La ₅₇₋₇₁	Hf ₇₂	Ta ₇₃	W ₇₄	Re ₇₅	Os ₇₆	Ir ₇₇	Pt ₇₈	Au ₇₉	Hg ₈₀	Tl ₈₁	Pb ₈₂	Bi ₈₃	Po ₈₄	— ₈₅	(Rn) ₈₆
— ₈₇	Ra ₈₈	Ac ₈₉	Th ₉₀	Pa ₉₁	U ₉₂												

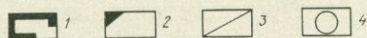


Рис. 27. Геохимические группы элементов и их распределение в отдельных оболочках Земли (по В. М. Гольдшмидту):

1 — сидерофильные; 2 — халькофильные; 3 — литофильные; 4 — атмосфильные.

космических, геохимических и геологических, определяющих как закономерности первичного накопления, так и последующей миграции элементов в процессе изменения земной коры. Согласно А. Е. Ферсману, основные группировки элементов соответствуют четырем главным типам

Ряды	I	II	III	IV	V	VI	VII	O	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	Ряды
1	—	—	—	—	—	—	H	He	Li	Be	—	—	—	—	—	—	2a
2b	—	—	B	(C)	N	O	F	Ne	(Na)	(Mg)	—	—	—	—	—	—	3a
3b	—	—	(Al)	(Si)	(P)	(S)	Cl	Ar	K	(Ca)	(Sc)	(Ti)	(V)	(Cr)	Mn	(Fe Co Ni)	4
5	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Br	Kr	Rb	(Sr)	Y	Zr	Nb	Mo	(La)	(Ru Rh)	6
7	Hg	Cd	In	Sn	Sb	Te	J	Xe	Cs	(Ba)	Tl	Hf	Ta	W	(Re)	(Os Ir Pt)	8
9	Au	Hg	Tl	Pb	Ba	Po	?	Rn	?	Ra	Ac	Th	Pa	U	—	—	10

Рис. 28. Таблица Д. И. Менделеева с геохимической характеристикой элементов. Простой круг — элементы основных магм, двойной круг — элементы ультраосновных магм, подчеркнуты — элементы кислых магм, перечеркнуты элементы халькогена, без значков — элементы атмофилов и гидрофилов.

геохимических процессов: процессам поверхностного, магматического кислого и основного характера и процессам жильных эманаций. Ассоциации геохимических элементов больших групп он назвал типическими геохимическими ассоциациями (рис. 28).

Типические ассоциации элементов

I. Поверхность	H, C, N, O, благородные газы (Ne—Xe)
II. Кислые салические магмы	H, He, Li, Be, B, O, F, Na, Al, (P)
Элементы породообразующие (по преимуществу)	Si, (Cl), K, (Ti), (Mn), Rb, V, Z, Nb, Mo, Sn, Cs, TR, Hf, Ta, W, (Au), Ra, Rn, Th, U, а также Sr и Ba
III. а) Основные (среднефемические)	C, O, Na, Mg, Al, Si, P, S, Cl, Ca, Mn, Br, J,
б) Ультраосновные	Ti, V, Sr, Fe, Co, Ni, Ru, Rb, Os, Pt.
IV. Жильные	S, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, As, Se.
V. Металлические	Mo, Ag, Cd, Zn, Sn, Sh, Te, Re, Au, Hg, Ti, Rh, Bi.

Свойствами элементов, способствующими образованию ассоциаций, являются химическое сродство между ними, растворимость, удельный вес, энергия кристаллической решетки минералов, летучесть соединений, геохимические условия среды кристаллизации, коллоидные процессы обмена, сорбция, относительная концентрация элементов в данной геохимической системе и т. д.

Геохимические парагенезисы

Изучение химического состава минералов показывает, что даже самые простые из них по химической формации часто содержат примеси других элементов. Нередко они образуют смеси природных соединений, в которых элементы-«хозяева» замещаются родственными (по строению). Такие минеральные соединения получили название изоморфных рядов, а само явление — изоморфизма. Они представляют также парагенетические ассоциации элементов, т. е. совместное их нахождение в минералах, горных породах и рудах.

Явления изоморфизма были открыты в начале XIX в. немецким минералогом Э. Митчерлихом *. Связывая химический состав с кристаллической формой минералов, Митчерлих пытался соединить химические элементы в парагенетические ассоциации.

Обобщив достижения геологии и минералогии в изучении парагенезиса минералов и элементов в земной коре, В. И. Вернадский указывал, что все соединения можно представить в виде единообразной таблицы изоморфных рядов, которые выразят свойства этих соединений давать твердые растворы определенного типа. В земной коре он выделил три резко различные термодинамические области образования специфических изоморфных рядов: кору выветривания — область низкой температуры и низкого давления (I); область метаморфизации — с высоким давлением и не очень высокой температурой (II) и глубокие слои литосферы — область магматизации с высоким давлением и высокой температурой (III). Для этих областей Вернадский предложил 18 изоморфных рядов:

1. $\frac{\text{Al, Fe, Cr, Mn, Ti, V, (V), (Ce), V}}{\text{I}}$
 $\frac{\text{II}}{\text{III}}$

* Более детально вопросы изоморфизма и образования изоморфных смесей определенного типа разрабатывались Д. И. Менделеевым, В. И. Вернадским, В. М. Гольдшмидтом, А. Е. Ферсманом, В. И. Лебедевым, В. В. Щербиной и др.

2. $\frac{\text{Ba, Ca, Sr, Pb}}{\text{I}}$
II
3. $\frac{\text{Br, J, Cl, F, (OH)}}{\text{I}}$
II, III
4. $\frac{\text{V, P, As, Sb?}}{\text{I}}$
5. $\frac{\text{Bi, Sb, As}}{\text{II, III?}}$
6. $\frac{\text{NH}_4, \text{K, Na, Cs, Rb, Ti, Li, H}}{\text{I}}$
II, III?
7. $\frac{\text{W, Mo}}{\text{I}}$
8. $\frac{\text{Ge, Sn}}{\text{I}}$
9. $\frac{\text{Mg, Mn, Fe, Zn, Be?, Cd, Cu, Ni, Co}}{\text{I}}$
II, III
10. $\frac{\text{Au, Ag, Hg, Cu, Pb, Ti}}{\text{I}}$
II, III
11. $\frac{\text{Pt, Fe, Pb, Ir, Rh, Cu}}{\text{III}}$
12. $\frac{\text{Os, Ru, Rh, Ir}}{\text{III}}$
13. $\frac{\text{Ca, Mg, Mn}}{\text{I?}}$
II, III
14. $\frac{\text{O, F, (OH)}}{\text{III?}}$
15. $\frac{\text{Co, Fe, Ni}}{\text{I}}$
II
16. $\frac{\text{Si, Ti, Sn, Zn, Mn, Th?}}{\text{II, III}}$
17. $\frac{\text{Nb, Ta}}{\text{I, II, III}}$
18. $\frac{\text{S, Se, Te?}}{\text{II, III}}$

Трудно укладываются в изоморфные ряды Ge, J, In, Ca, Se, He, которые рассеиваются в соединениях. Из схемы видно, что один и тот же химический элемент в зависимости от геологических и генетических условий образования минералов, а также условий физического и химического характера может находиться в нескольких изоморфных рядах. Это прежде всего основные порообразующие элементы: Si, Al, Fe, Ca, Mg, Ti, Na, K и др. В. И. Вернадский отмечает, что изоморфными замещениями объясняется сложный химический состав большинства минералов, особенно из группы силикатов и алюмосиликатов. Совместное нахождение элементов в природе связано с их положением в Периодической системе Д. И. Менделеева и физико-химическими условиями образования парагенетических ассоциаций минералов и горных пород.

Возможность взаимного замещения элементов определяется близостью свойств ионов, обусловленных строением их внешней электронной оболочки (тип связи, ионный радиус, заряд, поляризационные свойства), сходством типов соединений и кристаллическим подобием структуры решетки, одинаковыми или близкими расстояниями между ионами или атомами в решетке. Изоморфное замещение зависит также от внешних факторов — концентрации ионов в растворе, температуры и давления.

В условиях высоких температур изоморфное замещение компонентов происходит в более широких пределах, чем при низких температурах. Минералы, выделяющиеся в широком интервале температур, более богаты изоморфными примесями в начале кристаллизации и значительно беднее в конечных стадиях. Ранняя кристаллизация сопровождается концентрацией элементов основных (Mg — Fe) силикатов вместе с окисями сидерофильных элементов: железа, титана, фосфора, хрома, ванадия, металлов группы платины и некоторых растворимых в основных расплавах (Fe — Cu) сульфидов. На стадии главной кристаллизации концентрируются литофильные элементы Si, Al, Ca, Mg, Na и связанные с ними геохимическими свойствами Ge, Ga, Re, V, TR, Li, Sc, Ti и др. Однако большая масса скоплений редких элементов парагенетически связана с остаточной кристаллизацией, в результате которой формируются пегматитовые и пневматолитовые месторождения, богатые Li, Be, B, F, Se, Ne, Ta, Mo, W, Sn и др.

В земной коре происходит не только образование изоморфных соединений, но и их распад. Причиной является изменение термодинамических условий. Галогенные минеральные образования, попадая на поверхность, подвергаются разрушению и изменению в составе и строении; изоморфные смеси их также изменяются и распадаются.

Изоморфное замещение в осадочных процессах минерало- и порообразовании при низких температурах и давлениях широко протекает при выветривании гипогенных и образовании вторичных минералов: глинистых, карбонатных, сульфатов.

Процессы изоморфного замещения при осадочном минералообразовании определяются геохимическим типом гипергенно-осадочных процессов, характером диагенетических процессов, окислительно-восстановительными условиями среды, характером обменных процессов и т. д. (К. И. Лукашев, 1967). Можно указать на следующие основные формы замещения одних элементов другими в процессе гипергенного минералообразования.

1. При стадийном выветривании минералов, особенно силикатов и алюмосиликатов. Разрушение их кристаллических решеток, а также адсорбция и гидратация с образованием более устойчивых гипергенных минеральных систем и осадочных отложений типа каолинитов, бокситов,

латеритов сопровождаются захватом в кристаллические решетки и поверхностью минералов таких элементов, как никель, хром, ниобий, галлий, титан. При этом выщелачиваются кальций, магний, натрий, калий, марганец и др.

2. При кристаллизации минералов в ходе выпадения и осаждения солей из растворов. Эти процессы протекают в насыщенных и пересыщенных минерализованных растворах соляных континентальных озер, морских лагун, в коре выветривания и почвах, обогащенных хлоридно-сульфатными солями. Вместе с основными элементами — натрием, хлором, калием, магнием, кальцием — в кристаллических решетках соляных минералов и сорбционных примесей участвуют литий, иод, бром, в ряде случаев цезий, рубидий и др.

3. При образовании вторичных минералов, возникающих путем синтеза из коллоидных систем и минерализованных растворов. Изоморфному замещению и сорбции в этих случаях благоприятствуют многокомпонентность растворов и насыщенность их органическими минеральными коллоидами из минералов, появляющихся в результате синтеза. Широко представлены марганцево-железистые, силикатные и другие минералы, формирующиеся на морском дне и на суше.

4. При диагенетических и метасоматических процессах преобразования минерального вещества. Изоморфному замещению при этом подвергаются прежде всего легкорастворимые и подвижные соединения Cl, S, щелочноземельные металлы; их место занимают тяжелые металлы Cu, Zn, Ag, Fe, Pb и др.

5. При биогенном образовании минералов в результате биогеохимических реакций карбонатов (арагонит, кальцит), окислов (опал, халцедон), фосфатов (апатитовые кристаллиты, аллофан), сульфидов (FeS_2) и др. В осадках, содержащих органическое вещество, в золе углей, асфальтах и нефтях широко представлены ванадий, никель, германий, бериллий, молибден, медь, мышьяк, цинк, свинец и др.

Геохимические факторы и процессы миграции элементов

Миграция (перемещение), рассеяние и концентрация элементов в земной коре связаны с движением атомов в жидких и газообразных подвижных системах (расплавах, растворах, атмосфере), меньше в твердых минеральных массах. В природе миграция элементов осуществляется в атомной, ионной или молекулярной форме. Ее обуславливают постоянное и непрерывное действие различных физико-химических сил, жизнедеятельность организмов, разнообразная деятельность человека и прочие факторы, вызывающие разрушение горных пород, перемещение элементов во времени и пространстве. Миграционная способность химических элементов зависит от физико-геохимической и геохимической среды, состава элементов, их концентрации, изменения температуры и давления и т. д.

Многообразные факторы миграции элементов, согласно А. Е. Ферману (1934), условно разделяются на две основные группы: факторы, связанные со свойствами элементов (атомов) и их соединений (внутренние); факторы, обусловленные окружающей атом средой (внешние). К внутренним факторам миграции относятся свойства связи в кристаллическом веществе, химические свойства соединений, энергетические свойства ионов, гравитационные и радиоактивные свойства атомов. К внешним факторам миграции относятся источники энергии, обусловленные окружающей средой: энергия положения, связанная с действием грави-

тационных сил, космическая энергия Солнца и других светил, энергия радиоактивного распада, теплота глубин земного шара.

При прочих равных условиях миграционная способность выше для атомов, образующих легколетучие, растворимые и легкоплавкие соединения, и ниже для труднорастворимых, тугоплавких и более инертных химических соединений.

Миграция химических элементов в земной коре, согласно В. И. Вернадскому, есть определенная работа, и она неизбежно должна быть проявлением какой-то энергии. История химических элементов в земной коре, по его мнению, всегда связана с миграцией атомов и происходит при образовании различных химических соединений, переносе их в движущихся жидкостях, газах, твердых телах, при дыхании, питании, метаболизме организмов и т. д. Характерной чертой миграции химических элементов в земной коре является создание систем разнообразных химических равновесий, направленный переход из одного энергетического состояния в другое, обусловленное большой совокупностью различных факторов и процессов. А. Е. Ферсман (1925) понятие «миграция элементов» охарактеризовал как перемещение и перераспределение химических элементов в глубинах земной коры и на ее поверхности в результате непрерывного изменения термодинамических процессов.

Он выделил следующие энергетические факторы миграции элементов (в космических масштабах): энергию тяготения, определяющую гравитационную дифференциацию атомов, согласно атомным весам, перемещение растворов и распределение химического вещества и пр.; внутриатомную — радиоактивную, связанную с распадом ядра (излучение распадающихся элементов, изотопный обмен, синтез и пр.); лучистую (световое давление, фотохимизм и пр.); электромагнитную, связанную с наружными электронами (процессы химические, электролитические, явления кристаллизации, отчасти капиллярные и пр.); тепловую, связанную с молекулярным и тепловым движением (диффузия, изменение агрегатного состояния вещества, преодоление сил, препятствующих движению, и пр.); физико-химическую энергию живого вещества.

А. Е. Ферсман сформулировал некоторые положения энергетической теории для объяснения законов миграции и сочетания элементов и минералов в земной коре.

Наиболее дисперсными в земной коре являются элементы радиоактивного распада (Po, Ra, Ac, Th, Pa, U), благородные газы (He, Ne, Ar, Kr, Xe, Ru), элементы с низкими эками простых или комплексных ионов (Li, Be, B, F, Sc, V, Ga, Rb, Y, Nb, In, Mo, J, Cs, TR, Ta, Hg, Ti), некоторые халькофильные элементы (Se, Te, As, Sb, Bi и др.).

Выделяются также группы элементов по активности их участия в гипергенных процессах миграции: активные (H, B, C, N, O, F, Na, Mg, Al, Si, P, S, Cl, K, Ca, V, Mn, Fe, Ni, Cu, Zn, Br, Rb, Sr, Cd, J, Cs, Ba, Au, Hg, Te, Pb, U, Ra), малоактивные (Li, Ti, Cr, Co, Ga, Ge, As, Ag, Sb, W), неактивные (Re, Sn, Be, Th, Zr, Hf, Nb, Ta, Sc, TR, Mo, Pt и элементы ее группы).

Активные мигранты быстро и легко реагируют на изменения гипергенных факторов, неактивные, наоборот, бездеятельны и, видимо, почти не участвуют в миграции.

Е. Б. Полюновым (1934—1948) и другими авторами изучалась миграционная способность элементов на основе сопоставления содержания главных из них в кристаллических породах, продуктах выветривания, почвах, растительности и природных водах.

На основе сопоставления содержания химических элементов в поро-

дах и поверхностных водах Б. Б. Полюнов вывел ряды интенсивности миграции элементов: энергоподвижные [Cl, (Br, J) S]; легкоподвижные (Ca, Na, Mg, K); подвижные (Mn, P, SiO₂, силикаты), слабоподвижные (Fe, Al, Ti), практически неподвижные (SiO₂, кварца). Соответственно им выделены фазы выщелачивания продуктов выветривания: I — хлоридов и сульфатов, II — щелочных и щелочноземельных оснований (вместе с ними и карбонатов), III — сиаллитная стадия остаточных глин, теряющих часть кремнезема, IV — аллитная (латеритная) фаза, характеризующаяся выщелачиванием кремнезема силикатного и накоплением полоторных окислов глинозема, железа и кварца.

Выведенные Б. Б. Полюновым ряды миграции химических элементов имеют фундаментальное значение для геохимии.

Развивая идеи Б. Б. Полюнова, А. И. Перельман предложил геохимическую классификацию химических элементов по особенностям гипергенной миграции на континентах (табл. 15).

В табл. 16 суммированы основные факторы, определяющие рассеяние и концентрацию химических элементов в гипергенном цикле миграции, и характерные для них типы подвижных и аккумулятивных продуктов (по К. И. Лукашеву).

В ландшафтной оболочке в целом господствуют процессы рассеяния химических элементов в продуктах выветривания, почвах, природных водах, газах и органическом веществе. В то же время отдельные генетические типы пород, природных вод, почв, ландшафтов и газов отражают специфику концентрации определенных химических элементов и их ассоциаций. Концентрация химических элементов связана главным образом со специфическими формами их миграции, сопровождаемой интенсивной садкой отдельных элементов и их семейств или преобразованием осадков реакциями выветривания, диагенеза и метасоматоза.

Геохимические типы гипергенных процессов

Гипергенные процессы весьма многообразны по участию в них природных факторов и в то же время специфичны по геохимическим типам продуктов. Именно в геохимическом типе продуктов гипергенеза заключается суть тех новообразований, которыми так богата ландшафтная оболочка и которые лежат в основе классификации самих процессов.

А. Е. Ферсман выделяет следующие гипергенные процессы:

собственно гипергенные процессы, т. е. процессы выветривания, приводящие к разрушению, переотложению и образованию минерального вещества в верхних частях земной коры и на ее поверхности;

педогенез — процессы почвообразования на материке;

сингенез — процессы накопления осадков на дне водных бассейнов;

диагенез — процессы изменения состава и свойств осадка после его образования;

катагенез — процессы изменения минерального вещества на границе разнородных пород;

галогенез — процессы осаждения солей из соляных растворов и рассолов в природных условиях;

гидрогенез — процессы изменения горных пород, вызываемые проникновением водных растворов в литосферу по трещинам и жилам;

механогенез — процессы накопления осадков в результате действия механических факторов;

биогенез — геохимические процессы, вызываемые живыми организмами;

Таблица 15

Геохимическая классификация элементов по особенностям гипергенной миграции на континентах

(по А. И. Перельману, 1964)

Воздушные мигранты												
Активные (образуют химические соединения)						Пассивные (не образуют химических соединений)						
O	H	C	N	J		Ar	He	Ne	Kr	X	Rn	
Водные мигранты												
Очень подвижные ($K_x = p \cdot 10 - p \cdot 100$)						Анионы						
						S	Cl	B	Br			
Подвижные ($K_x = p$)						Катионы						
						Ca	Na	Mg	Sr	Ra		
						Анионы						
						F						
Слабоподвижные ($K_x = 0, p$)						Катионы						
						K	Ba	Rb	Li	Be	Cs	Ti
						Миграция преимущественно в анионной форме						
						Si	P	Sn	Ge	Sb		
Подвижные и слабоподвижные в окислительной ($K_x = p - 0, p$) и инертные в редоксовосстановительной среде ($K_x < 0, 1$)						Энергичная миграция в кислых и слабокислых водах окислительной обстановки и низкая подвижность в нейтральных и щелочных водах (преимущественно миграция в катионной форме)						
						Zn	Ni	Cu	Pb	Cd	Hg	Ag
						Энергичная миграция и в кислых, и в щелочных водах (или в щелочных более энергичная, чем в кислых); преимущественно миграция в анионной форме						
						V	U	Mo	Se	Re		
Подвижные и слабоподвижные в восстановительной глеевой среде ($K_x = p - 0, p$) и инертные в окислительной ($K_x = 0, 0 p$)						Слабая миграция с образованием химических соединений						
						Fe	Mn	Co				
Малоподвижные в большинстве обстановок ($K_x = 0, p - 0, 0 p$ и менее)						Не образуют или почти не образуют химических соединений (самородные металлы)						
						Al	Ti	Zr	Cr	TR		
						V	Nb	La	Th	Sc		
						Ta	W	Hf	In	Bj	Te	
						Os	Pb	Ru	Pt	Au	Rn	Ir

Факторы рассеяния и концентрации химических элементов в гипергенном ландшафтном цикле миграций (по К. И. Лукашеву)

Факторы рассеяния	Подвижные дисперсные продукты	Факторы концентрации	Аккумулятивные продукты
<p>Способность к летучести и переходу в газовое состояние; сильная поляризация ионов в решетках; низкий потенциал ионизации, позволяющий легко переходить в возбужденное и подвижное состояние; способность к изменению валентности (низкая валентность, преимущественно нечетная, I или 3); очень высокие атомные объемы; малая энергия решеток; способность к радиоактивному распаду и др.</p> <p>Рассеянное состояние элементов в первичных породах; энергичная и легкая растворимость химических соединений в минералах и породах; подвижность вещества в земной коре в форме суспензий, истинных растворов и газов</p>	<p>1. Свойства элементов</p> <p>Наиболее дисперсными в земной коре являются радиоактивные элементы во главе с Ti и Na, благородные газы; газы атмосферы и биосферы; соединения с низкими эквами простых или комплексных ионов (Li, Be, B, Se, Ga, J, Br, Re, Cs, Y, Nb, Ta, In, TR и др.); некоторые халькофильные элементы: Sb, As, Se, Bi и др.</p> <p>2. Состав и свойства минерального вещества</p> <p>По степени устойчивости к выветриванию и растворению основные породообразующие минералы располагаются в следующем порядке (от менее к более устойчивым): кальциевый плагиоклаз, оливин, кальциево-натриевый плагиоклаз, гиперстен, натриево-кальциевый плагиоклаз, авгит, натриевый плагиоклаз, роговая обманка, биотит, кальциевый полевой шпат, мусковит, кварц. По миграционной способности в водных растворах элементы образуют следующие ряды подвижности: энергично выносимые Cl, Br, J, S; легко выноси-</p>	<p>Способность к образованию высокоэнергетических решеток; энергичная окисляемость, сопровождаемая образованием окислов, гидроокислов, кислородных солей; средние, скорее низкие радиусы ионов; средние потенциалы ионизации; низкие величины атомных объемов; трудная растворимость; большая твердость и плотность</p> <p>Высокая кларковая концентрация элементов в первичных породах и рудах; генетические и петрохимические типы и фации изверженных, метаморфических и осадочных пород, участвующих в гипергенном выветривании и литогенезе Минералы, устойчивые к выветриванию и остаточному накоплению</p>	<p>Разнообразные типы кристаллов и классы минералов: окислы, гидроокислы, кислородные соединения, хлориды, сульфаты, сульфиды и др.</p> <p>Различные устойчивые минеральные соединения:</p> <ol style="list-style-type: none"> 1) самородные элементы—алмаз, золото, платина, осмистый иридий и аналоги; 2) окислы кремния, алюминия, железа, титана, циркония, олова, марганца, тория, урана и некоторые другие; 3) сложные соединения типа ильменита, магнетита, хризоберилла, шпинели и др.; 4) соли комплексных кислот — шеелит, вольфрамит, колумбит, монацит, ксенотим и др.

Факторы рассеяния	Подвижные дисперсные продукты	Факторы концентрации	Аккумулятивные продукты
<p>Основные реакции выветривания, ведущие к разрушению вещества — гидролиз; коллоидные процессы пептизации, диффузии и др.; радиоактивные процессы распада</p>	<p>мые: Ca, Mg, Na, F, K; подвижные: Cu, Ni, Co, V, Mn, Si, P; инертные и малоподвижные: Fe, Al, Ti, Sc, Y, TR, Zr, Hf, Nb, V, Ta, Ru, Rh, Pd, Re, Os, Ir, Pt, Sn</p> <p>3. Геохимические реакции</p> <p>Различные химические типы тонкодисперсных коллоидных систем и растворов, газов атмосферы и биосферы, радиоактивные эманации благородных газов (He, Xe и др.), радиоактивных вод</p>	<p>Основные реакции выветривания, ведущие к концентрации элементов:</p> <p>а) окисление металлов и металлов;</p> <p>б) коллоидные процессы коагуляции, сорбции, обменного замещения;</p> <p>в) химическая садка в результате взаимодействия растворов и газов;</p> <p>г) химическое обогащение в результате реакций вторичного обогащения;</p> <p>д) механические процессы накопления различных геохимических продуктов;</p> <p>е) геохимическое обогащение в результате диагенеза, метасоматизма, инфильтрации, гидрогенной аккумуляции</p>	<p>5) силикаты — оливин, все типы соединений Al_2SiO_5, особенно андалузит, топаз, гранат и др.;</p> <p>6) некоторые сульфиды — киноварь, висмутовый блеск</p> <p>а) Окислы, гидроокислы и кислородные соли многих химических элементов;</p> <p>б) коллоидные и метаколлоидные минералы, содержащие сорбционные и изоморфные примеси Cu, Zn, Pb, V, и других элементов;</p> <p>в) различные геохимические типы осадков — карбонатов; хлоридов, сульфатов и др.;</p> <p>г) рудные концентрации меди, серебра и др.;</p> <p>д) аккумуляция россыпей аллювия, делювия, ледниковых и эоловых наносов и др.;</p> <p>е) диагенетические типы руд и пород</p>

Факторы рассеяния	Подвижные дисперсные продукты	Факторы концентрации	Аккумулятивные продукты
4. Биогенные реакции, связанные с деятельностью живых организмов			
<p>Биогеохимические реакции связывания и освобождения макро- и микроэлементов в процессе роста и развития организмов; процессы разложения и минерализации мертвого органического вещества</p>	<p>Дисперсные органические вещества в форме кислот, металлоорганических комплексов, биогенных газов и др.</p>	<p>Избирательное накопление элементов в растениях и животных в процессе роста и развития; концентрация в органогенных породах, углях, нефти, газах, битумах; бактериальная деятельность, сопровождаемая накоплением серы, железа, марганца и др.</p>	<p>Известны растительные и животные организмы-концентраторы для лития, бериллия, фтора, алюминия, кремния, фосфора, магния, серы, хлора, калия, кальция, ванадия, марганца, железа, кобальта, меди, цинка, мышьяка</p>
5. Геохимические и термодинамические условия среды литогенеза			
<p>а) кислая среда (pH < 6)</p>	<p>Sr, Ba, Cu, Zn, Cd, Ti, Cr³ Mn², Mn³, Fe², Co², Co³, Ni² Pb⁴, Sn, Ra, Th, Tb</p>	<p>Кислая среда Щелочная среда Нейтральная среда</p>	<p>Sn², Fe³, Zr⁴, Hg², Th⁴, U⁴ Al³, Fe², Cr², Mn², Mg², Ag² Zr², Ni², Co², Cd²</p>
<p>б) щелочная среда (pH7)</p>	<p>V⁴, V⁵, As³, As⁵, Se⁶, V⁶, Cr⁶, Mo⁵, Mo⁶, Li, Rb, Cs, F, Cl, Br, J¹, B и др.</p>	<p>Термодинамические факторы, способствующие накоплению устойчивых остаточных минералов</p>	<p>а) в гумидных областях накопления сиаллитов и аллитов, представленных латеритами, бокситами, красноземами, различными силикатными типами коры выветривания и седиментации. Широко представлены минералы: каолинит, галлуазит, монтмориллонит, гётит, иллит, бёмит и др.</p>
<p>в) подвижные в широком диапазоне pH Термодинамические факторы, способствующие глубокому выветриванию, выщелачиванию, механическому и химическому перемещению материала</p>	<p>В растворах гумидных областей активно мигрируют многие элементы; выщелачиваются Cl, Br, S, большая часть Na, K, Cu, Mg, Mn, подвижны Si, Al, Fe, Ti, Cu, Pb и др.</p>		<p>б) в аридных областях накопление хлоридов, сульфатов, боратов и др.</p>

Таблица 17

Основные геохимические типы эпигенетических процессов (по А. И. Перельману, 1968)

Водные мигранты	Ряды по составу воздушных мигрантов			
	O ₂		CO ₂ (CH ₄)	H ₂ S
	Окислительный		Восстановительный без сероводорода (глеевый)	Сероводородный (сульфидный)
	в породах, содержащих восстановители	в породах, не содержащих восстановителей		
H ⁺ , SO ₄ ²⁻ (Fe ²⁺ , Zn ²⁺ , Cu ²⁺)	Сернокислый	—	Сернокислое оглеение	Сернокислый сульфидный
H ⁺ , HCO ₃ ⁻ — органические кислоты	Окисление кислыми водами	Кислый	Бескарбонатный глеевый	Кислый сульфидный
Ca ²⁺ , HCO ₃ ⁻ , Mg ²⁺	Окисление нейтральными слабоминерализованными водами	Нейтральный карбонатно-кальциевый	Карбонатный глеевый	Нейтральный карбонатный сульфидный
Cl ⁻ , SO ₄ ²⁻ , Na ⁺	Окисление нейтральными сильноминерализованными водами	Хлоридно-сульфатный	Соленосный глеевый	Соленосно-сульфидный
Ca ²⁺ , SO ₄ ²⁻	—	Гипсовый	Гипсовый глеевый	
Na ⁺ , HCO ₃ ⁻ , OH ⁻ , SiO ₂	Окисление содовыми водами	Содовый	Содовый глеевый	Содовый сероводородный

техногенез — процессы, вызываемые технической деятельностью человека (инженерной, горнотехнической, сельскохозяйственной и др.).

Некоторые из этих процессов, как, например, собственно гипергенез, педогенез, сингенез, биогенез, техногенез, играют исключительно большую роль в образовании ландшафтов, отдельные из них накладываются друг на друга (например, собственно гипергенез, педогенез и биогенез). Гипергенные процессы сложны и разнообразны в зависимости от геологических, климатических и географических условий, с которыми связана их энергетика, миграция вещества, геохимическая деятельность вод и живых организмов, вторичное минералообразование и т. п. Зональные климатические явления в природе влияют на зональность гипергенных геохимических процессов.

В последнее время вместо термина «катагенез» употребляют «эпигенез», в котором различают прогрессивную и регрессивную стадии. Прогрессивный эпигенез происходит при погружении породы в более глубокие горизонты земной коры в условиях, повышающих температуру и давление, а регрессивный — при приближении породы к земной поверхности и понижении температуры и давления. В зоне окисления регрессивный эпигенез непосредственно переходит в выветривание. Наиболее активно процессы катагенеза протекают на границе разнородных сред и в осадках, богатых органическим веществом. В частности, легкие фракции нефти — в основном порождение факторов катагенеза.

В основу эпигенетических процессов, протекающих в зоне гипергенеза, кладется вторичное образование, наложенное на первичную при-

роду горных пород в результате действия механических, химических физических и биогеохимических процессов. Важнейшими эпигенетическими факторами являются поверхностные и подземные воды, обладающие высокой химической активностью (табл. 17).

В трактовке геохимических процессов и их тенденций большое значение приобрело понятие «геохимические барьеры». Под ними А. И. Перельман (1968) понимает участки зоны гипергенеза, в которых на коротком расстоянии происходит резкое уменьшение интенсивности миграции, что приводит к концентрации химических элементов. Геохимические барьеры возникают на границе эпигенетических процессов разных типов. Их воздействие на ход геохимических процессов может быть выражено от микропризнаков (например, образование единичных вторичных минералов в осадках) до макробарьеров, для которых характерны концентрации значительной массы элементов (например, в рудных телах). Последние части связаны с водоносными горизонтами или инфильтрацией вод по трещинам. А. И. Перельман различает три основных типа геохимических барьеров, подразделяющихся на ряд классов, в пределах которых выделяются виды барьеров — биогеохимические, физико-химические и механические.

КОСМИЧЕСКАЯ И ЗЕМНАЯ ЭНЕРГИЯ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Влияние лучистой и тепловой энергии Космоса на геохимические процессы

Геологические и геохимические процессы, происходящие в земной коре и ландшафтах, обусловлены и взаимосвязаны не только с внутренними земными, но и с внешними космическими факторами. Это становится особенно очевидным, когда мы обращаемся к общепланетарным явлениям, к развитию Земли и ее состава в ходе геологической истории.

Взаимосвязь геохимических и космохимических процессов находит свое выражение прежде всего во взаимообмене вещества Земли и Космоса. Известно, что Земля постоянно пополняет свое вещество за счет метеоритов, болидов, комет, космической пыли и космического излучения.

Накопление вещества за счет космогенных компонентов неравнозначно и полностью не учтено. Если раньше среднегодовой прирост на Земле космического вещества оценивался цифрой 5000 т, то по наблюдениям последних лет на Землю ежедневно выпадает от 3 до 20 тыс. т метеоритного вещества. В ходе геологической истории количество выпавшего на Землю космического вещества может оказаться весьма значительным.

Влияние космического вещества на химический состав Земли пока изучено мало. При падении метеоритов поступают железо, кобальт, никель, медь, меньше кремний, алюминий.

Некоторые авторы считают, что высокое (до 0,1%) содержание никеля в современных осадках Тихого океана связано именно с космическим веществом.

Вместе с тем происходит постоянная потеря части земного вещества — газов и пыли — путем выхода его из поля земного притяжения и светового давления в области газового хвоста планеты.

Важная сторона взаимосвязи Земли с Космосом — взаимодействие космических лучей с веществом Земли. Первичное космическое излучение, приходящее из глубин мирового пространства, представляет собой поток протонов, нейтронов и ядер гелия, лития, бериллия, бора, углерода, азота, кислорода, неона, магния, кремния, ванадия, никеля и других элементов. На протоны приходится 80% космического излучения. Подсчитано, что в атмосферу на площадь в 1 м² каждую секунду попадает около 22 тысяч элементарных частиц — протонов и нейтронов. Из них около 66% приходится на долю ядер водорода, 26 — гелия, 5 — углерода, азота, кислорода, 3% — на долю ядер кремния, магния, железа и т. д.

Обладая высокими энергиями и скоростями, близкими к скорости света, первичное космическое излучение характеризуется высокой проникающей способностью и вызывает ядерные реакции, превращение и образование элементарных частиц.

Проходя через атмосферу Земли, первичное космическое излучение вызывает вторичное космическое излучение: ядра атмосферы распадаются с образованием более легких ядер, альфа-частиц, протонов, нейтронов, пи-мезонов. Распад последних в свою очередь ведет к образованию фотонов, позитронов, электронов, мюмезонов, нейтрино, антинейтрино и т. д. Процесс происходит до тех пор, пока энергия первичного и вторичного космических излучений не будет израсходована на взаимодействие частиц и ядер.

Ядерные реакции, вызываемые первичным и вторичным космическими излучениями и проходящие главным образом на высотах около 15 км, ведут к изотопным изменениям элементов атмосферы. Протоны космического излучения, соединяясь с электронами атмосферы, могут давать водород, гелий, кислород, натрий и другие элементы.

В недрах Земли космическое излучение зафиксировано на глубинах около 3 тыс. м. Взаимодействуя с веществом горных пород, оно вызывает ядерные превращения, приводящие к образованию как стабильных, так и радиоактивных изотопов: Cl^{36} , B^7 , S^{35} , K^{40} , Al^{36} , Co^{60} и т. д. Помимо образования новых ядер и изотопов, космическое излучение способно вызывать разложение и синтез веществ, окислительные и восстановительные процессы, коагуляцию и стабилизацию коллоидов, полимеризацию и деполимеризацию органических соединений, радиокристаллохимические изменения.

Во взаимосвязи Космоса с Землей особенно важной оказывается солнечная энергия. Она играет важную роль в процессах перемещения огромных масс вещества атмосферы, гидросферы, литосферы, вызывая разрушение одних и образование других минеральных соединений. Общеизвестна роль солнечной энергии в синтезе хлорофилла, образовании органических веществ, в процессах дыхания растений и т. д. Энергия Солнца расходуется на геохимические процессы и аккумулируется живым веществом и веществом литосферы. Она может трансформироваться в глубинах планеты на тектонические, магматические, метаморфические и другие процессы. Происходит и обратное явление — потеря земного тепла в межпланетное пространство.

В последние годы получены новые данные о тесной связи деятельности Солнца и земных процессов. Установлена, например, определенная цикличность солнечной активности и процессов атмосферы, гидросферы, теплового режима Земли, вызывающих ритмичность изменений климата и, как следствие этого, ритмичность геохимических процессов, связанных с осадкообразованием, развитием коры выветривания, деятельностью живого вещества. Наблюдается также связь между активностью Солнца и масштабами взаимодействия космических лучей с земным веществом.

Обнаружено усиление землетрясений в период, когда Земля находится в перигее. Отмечена зависимость цикличности солнечной активности и периодичности вулканизма и тектонических проявлений на Земле. Предполагают, что вспышки на Солнце в 1956 и 1959 гг. привели к изменению скорости вращения нашей планеты. Вековые изменения скорости вращения Земли и положения земной оси вызывают внутреннее перераспределение масс, ведут к существенным изменениям процессов, протекающих на земной поверхности.

Солнечная энергия влияет на земную поверхность и протекающие в ландшафтной оболочке геохимические процессы прежде всего через атмосферу и тепловые процессы в почве и коре выветривания. Установлено, что атмосфера поглощает около 15% солнечной радиации, в то время как земная поверхность — примерно 43%. Атмосфера предохраняет под-

стилающую поверхность от чрезмерного остывания в результате излучения ночью и зимой, уменьшает сезонные и суточные колебания температуры. Она имеет огромное значение в преобразовании солнечной энергии и химически воздействует на литосферу (физическое и химическое выветривание, почвообразование, разложение органических остатков и т. д.). Велика геохимическая роль температурных колебаний, осадков и ветра.

С температурой связаны характер, скорость и направление химических реакций.

С температурными условиями и неравномерным распределением атмосферного давления связаны тепловой обмен в атмосфере и ветровая деятельность на земной поверхности.

Контрасты температуры создаются неодинаковым нагреванием поверхности почв и воздуха. Происходит теплообмен, в котором принимают участие различные факторы теплопередачи (турбулентность, радиация, испарение, конденсация и др.).

С теплообменом в земной коре связаны важнейшие геохимические процессы миграции и перемещения атомов и элементов, перемешивание атмосферы в вертикальном и горизонтальном направлениях, перенос и перераспределение тепловой энергии в коре выветривания. Теплообмен между твердыми, жидкими и газообразными телами сопровождается изменением химической энергии атомов и молекул, их энергии взаимодействия; химическим взаимодействием и превращением, особенно при испарении, конденсации, гидратации.

В результате протекающих на поверхности Земли процессов часть энергии аккумулируется в живых организмах, их остатках и горных породах.

Биогеохимическая энергия геохимических процессов

Биогеохимические процессы, протекающие в биосфере,— важный источник энергии в ландшафтной оболочке и фактор геохимической миграции химических элементов в ней.

Исключительно велика роль организмов в производстве газообразных продуктов: кислорода, углекислоты и азота. Единственным источником кислорода является автотрофная растительность; главная область такого производства — поверхность суши, одетая зелеными растениями. Отсюда кислород поступает в атмосферу и предопределяет все окислительные и восстановительные реакции, протекающие в коре выветривания. Во всех других реакциях, в которых участвует кислород, происходит связывание этого элемента.

В производстве углекислоты участвуют все живые организмы. Ежегодная продукция CO_2 составляет 0,03% массы земной коры. Отсюда ясна роль углекислоты в изменениях величины рН, находящейся в прямой зависимости от количества CO_2 , выделяемого живыми организмами.

Организмы накапливают в коре выветривания и почвах элементы, определяют в них наличие круговых процессов, обуславливают характер и направление последних.

Возможно, существует прямая связь между биогеохимическими процессами, протекающими на поверхности Земли, и явлениями вулканизма и магматизма. Элементы организмов совершают круговорот в природе от сложнотермических соединений в организме к наименее активным и наиболее устойчивым формам вне организма.

Элементы ассимилируют (усваивают, синтезируют, извлекают) из внешней среды необходимые им для построения живой материи вещества и диссимилируют их в процессе распада. Эти процессы происходят одновременно, непрерывно и взаимосвязанно. В совокупности они составляют обмен вещества организмов в природе.

Ассимиляторная фаза обмена вещества заключается в следующем. Основа всех органических соединений — углерод — извлекается из атмосферы и в процессе синтеза (за счет энергии солнечных лучей) превращается в углеводы. Минеральные азотные соединения усваиваются растениями и, взаимодействуя с образовавшимися в процессе фотосинтеза органическими соединениями, используются для построения первоосновы живой материи — белков. В этом участвуют также другие процессы, ведущие к образованию веществ, встречаемых в составе организмов (жиров, крахмала и пр.). Диссимиляционная фаза обмена веществ сводится к двум типам процессов: дыханию — реакции биохимического окисления или медленного горения и брожению — процессу глубокого распада органических веществ, преимущественно сахаров, происходящему под влиянием живых клеток или выделенных из них ферментов. Брожение не приводит к полному окислению органического вещества. Многие характерные формы этого процесса протекают без участия кислорода воздуха, т. е. анаэробно.

Роль обмена веществ в жизни классически выразил Ф. Энгельс: «Жизнь — это способ существования белковых тел, существенным моментом которого является *постоянный обмен веществ с окружающей их внешней природой*, причем с прекращением этого обмена веществ прекращается и жизнь, что приводит к разложению белка» *.

Следует отметить большую энергетическую роль микроорганизмов в земной коре и главным образом в биосфере (образование нефти, угля, битумов и других пород, где в больших количествах накапливается органическое вещество). В аэробных условиях микроорганизмы используют свободный кислород, поступающий из атмосферы в грунтовые и подземные воды, и окисляют органическое вещество и металлы. В анаэробных условиях они «добывают» кислород из содержащих его минеральных и органических веществ (например, Fe_2O_3 , Na_2SO_4 , $\text{C}_6\text{H}_{12}\text{O}_6$ и др.).

Таким образом, микроорганизмы совершают грандиозную работу по окислению и восстановлению химических соединений. В результате их деятельности образуются H_2O , H_2S , CH_4 , соли азотной, серной, фосфорной и других кислот. При этом изменяется химический состав среды, выделяется энергия и повышается температура недр, вся геохимическая среда становится более активной. В геологическом аспекте времени роль микроорганизмов в геохимическом изменении и миграции вещества в земной коре представляется весьма значительной. Микроорганизмы «переработали» огромное количество органического и минерального вещества, освободили значительное количество кислорода, водорода, углерода, серы и других элементов для химических реакций, обогатили геохимическую среду различными кислотами, солями и газами, выделили при этом большое количество энергии, аккумулировавшейся в минералах и горных породах земной коры.

* Ф. Энгельс. Диалектика природы. М., 1952, стр. 244.

Эндогенная энергия геохимических процессов

Эндогенная энергия — большой комплекс явлений внутриземного происхождения, с которым связано поступление на поверхность глубинного материала в виде магматических расплавов, вулканических лав и газов, ювенильных вод и др.

Основные факторы, которыми определяется эндогенная энергия и характер ее проявления в недрах Земли, — это тепловые, химические, гравитационные и механические процессы, их различные сочетания и взаимодействия. Ими вызываются тепловые и электромагнитные потоки в толще земной коры, реакции расплавления, растворения, диффузии, испарения и улетучивания, гравитационная дифференциация вещества и динамическое перемещение земных масс с больших глубин на поверхность Земли и в зону выветривания.

Из всех перечисленных явлений тепловое состояние Земли представляет наиболее значительный энергетический фактор, с которым связаны как величайшие геохимические катаклизмы, так и различные физические и геохимические процессы, протекающие в недрах Земли.

Существуют различные методы определения теплового состояния Земли и объяснения механизма передачи тепла из глубинных зон Земли и земной коры на ее поверхность. Они основаны на многих предположениях и допущениях о характере источников генерации тепла, составе вещества земной коры и других оболочек, распределении радиоактивных веществ в земной коре и более глубоких зонах, теплопроводности и теплоемкости пород, электропроводности, давлений, фазовом состоянии вещества и др. *

Высказываются две основные точки зрения в отношении источников земного тепла. Согласно одной из них, внутреннее тепло Земли является остаточным, обусловленным высокой температурой в период формирования Земли как планеты; согласно другой (господствующей), главный источник тепла — это радиоактивные процессы, с которыми связано разогревание земных масс, образовавшихся из космической материи.

При расчетах тепла, выделяемого земной корой, наряду с другими факторами учитываются радиоактивное тепло как главный источник тепла, выделяемого земной корой. Независимо от происхождения земного тепла считают, что тепловой поток в пределах поверхности, по видимому, определяется температурными условиями земной коры в верхней части мантии, т. е. пределами немногих сотен километров. Тепло, генерируемое более глубокими зонами Земли, вероятно, достигает земной поверхности в очень небольших количествах.

Источниками магматического и метаморфического тепла, очевидно, связаны в основном с термическими процессами, протекающими в нижней части земной коры и мантии. Главную роль в генерации тепла играют радиоактивные процессы.

На существенное значение радиоактивности как источника внутренней тепловой энергии первым обратил внимание английский геолог

* И. Верхуген (1956) методы определения теплового состояния Земли классифицирует в следующие четыре группы: а) методы, исходящие из данных о потоке тепла через поверхность и из некоторых добавочных гипотез о распределении радиоактивных веществ; б) методы, основанные на соотношениях, касающихся точки плавления; в) методы, базирующиеся на сейсмических данных и теории твердого тела; г) методы, основанные на электрических и магнитных явлениях. Эти методы в свою очередь могут быть подразделены в зависимости от того, теплопроводности или конвекции приписывают они главную роль при распределении тепла.

Дж. Джולי (1908). Исходя из количественных определений содержания радиоактивных элементов в различных горных породах, он подсчитал количество энергии, выделяемое ими в процессе радиоактивного распада.

Вопрос о радиоактивном излучении как тепловом источнике Земли более обстоятельно разработал В. И. Вернадский (1926). Он отрицал теорию Канта — Лапласа об образовании Земли и поэтому не считал, что внутри земного шара имеется расплавленное ядро, откуда тепло поступает к поверхности Земли. Внутреннюю энергию земного шара, которая служит причиной всех энергетических явлений, происходящих в нем, Вернадский относил к энергии радиоактивного распада. Он считал, что под влиянием распада радиоактивных веществ в земной коре образуются очаги магмы, происходят тектонические и вулканические движения, миграции химических элементов и другие геохимические процессы. На подсчете активности основаны методы определения количества тепла, образующегося при радиоактивном распаде (табл. 18).

Таблица 18

Количество тепла, образующегося при распаде естественнорadioактивных изотопов (по Ранкама, 1956)

Радиоактивное семейство или изотоп	Ежегодная величина образования тепла, кал/г	Ежегодная величина образования тепла в граните, 10^6 кал/г
Уран и активное семейство	0,75	3,00
Семейство тория	0,203	2,74
Калий	$27 \cdot 10^{-6}$	0,92
Рубидий	$38 \cdot 9 \cdot 10^{-6}$	0,04
Самарий	$342 \cdot 5 \cdot 10^{-6}$	0,006
Всего . . .		6,706

Как видно из табл. 18, количество ежегодно создаваемого тепла в гранитах за счет распада урана и тория примерно одинаково. Современная величина образования тепла за счет калия незначительна, но Ранкама считает, что в более ранние периоды истории Земли она составляла примерно 30% от всего образующегося тепла. Количество же тепла, создаваемое рубидием и самарием, начиная с докембрия не имело какого-либо существенного значения вследствие большой величины периодов полураспада.

В настоящее время основная роль в тепловом балансе Земли принадлежит урану, торию и калию (K^{40}). Предполагают, что на раннем этапе развития Земли влияние радиогенного тепла на геофизические и геохимические процессы, протекающие в глубинах Земли, было значительно большим, чем в настоящее время.

Существует ряд гипотез о распределении радиогенных элементов в Земле и земной коре. Согласно господствующим гипотезам, радиоактивные элементы сосредоточены главным образом в верхней зоне земной коры и приурочены в основном к гранитной оболочке (табл. 19).

Таблица 19

Содержание радиоактивных элементов в главных группах пород, метеоритах (г/г) и водах океанов (г/л) (по И. Е. Старику, 1961)

Породы	Ra	U	Th	K
Почва	$n \cdot 10^{-13}$	$n \cdot 10^{-7}$	$n \cdot 10^{-6}$	—
Кислые	$1 \cdot 10^{-12}$	$3 \cdot 10^{-6}$	$12 \cdot 10^{-6}$	0,03
Средние	$5 \cdot 10^{-13}$	$1,5 \cdot 10^{-6}$	$4,4 \cdot 10^{-6}$	0,011
Основные	$2 \cdot 10^{-13}$	$0,6 \cdot 10^{-6}$	$3 \cdot 10^{-6}$	0,009
Ультраосновные	$0,1 \cdot 10^{-13}$	$0,03 \cdot 10^{-6}$	—	—
Каменные метеориты	—	$1 \cdot 10^{-7}$	$2 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-5}$
Железные метеориты	—	$1 \cdot 10^{-9}$	$1 \cdot 10^{-8}$	$3 \cdot 10^{-6}$
Воды океанов	$1 \cdot 10^{-13}$	$13 \cdot 10^{-6}$	$2 \cdot 10^{-9}$	—

Известно, что общее количество урановых минералов достигает двухсот, торий образует десятки минералов, но все они очень редки и крупных скоплений не дают. Специально радиевых минералов не существует. Встречаются, однако, богатые радием глубинные воды, связанные с нефтяными месторождениями и породами с высокой концентрацией радия. Такие воды приурочены главным образом к гранитным областям, где есть ураносодержащие жилы, гидротермальные выделения настурана и т. п.

В зависимости от преобладания тех или иных элементов выделяют три основные группы радиоактивных вод: 1) радоновые, 2) радиевые, или радионосные, и 3) радоно-радиевые. Кроме того, могут быть радиоактивные воды: мезотермические-радиевые, урано-радиевые и др.

Одним из малоизученных до настоящего времени вопросов является вопрос о распределении источников тепла в коре континентов и под океаническим дном. Как известно, кора континентов и океаническое дно резко отличаются по составу пород и содержащихся в этих породах радиоактивных элементов.

Поверхностная теплоотдача под океаном находится в некотором противоречии с гипотезой о распространении радиоактивных элементов, главным образом в континентальном, преимущественно гранитном слое. По-видимому, содержание радиоактивных веществ в подкорковой части Земли значительно выше, чем это предполагается. Даже если признать преимущественное распределение урана и тория в гранитной оболочке земной коры, то имеются и другие источники, которые обуславливают состояние Земли и тепловые потоки на ее поверхности. Одним из таких источников Х. К. Юри (1952), Ф. Берч (1954) и другие считают, в частности, калий. По мнению Юри, лишь 0,2% калия достаточно для того, чтобы в течение геологической истории Земли выделить тепловую энергию, необходимую для расплавления горных пород глубинных слоев.

Из сказанного видно, что в геохимических процессах поверхности внутренней теплоты земной коры по сравнению с солнечной энергией имеет меньшее значение. Тем не менее для энергетических процессов, протекающих в нижней толще зоны гипергенеза, куда не проникает солнечное тепло, она играет, по-видимому, важную роль. Благодаря внутренней теплоте земной коры и мантии происходят периодические выбро-

сы на земную поверхность значительных масс магматического и вулканического материала и связанного с ними глубинного химического вещества. Выделяемые в земной коре металлогенические эпохи связаны в основном с интенсивным проявлением в земной коре магматической деятельности.

В геохимическом отношении магма представляет систему, состоящую из жидкой фазы (расплава), твердых фаз в виде взвешенных кристаллов, оливина, пироксена, плагиоклаза и других веществ и газовой фазы. Силикаты являются наиболее важным компонентом изверженных пород. Газовая фаза магмы (судя по вулканам) состоит главным образом из водяных паров с малыми количествами CO_2 , HCl , HF , SO_2 , H_2BO_3 и др.

Значение эндогенной энергии в геохимических процессах миграции вещества в земной коре и ландшафтах можно рассматривать во многих аспектах. Мы укажем на три главных из них, связанных с эндогенной энергией:

1) тектоническое развитие земной коры и ее рельефа, постоянное обновление условий для развития гипергенно-осадочных процессов;

2) образование магматических и метаморфических пород и их многообразных геохимических разновидностей (по парагенетическому комплексу минералов и элементов). Выветривание их на земной поверхности представляет важнейший геохимический процесс миграции вещества и перехода его в новые формы, устойчивые в биосфере;

3) обогащение биосферы элементами и химическими соединениями, поступающими с ювенильными водами и газообразными веществами вулканических процессов. Геохимическое значение этих явлений во всей их полноте пока еще не определено, но, очевидно, оно огромно в общем механизме развития земной коры и биосферы. Предполагают, что неоднократное проявление вулканизма и магматических процессов в сильной степени изменило первичное распределение металлов в земной коре, обогатило осадочную оболочку ее халькофильными и сидерофильными элементами и уменьшило относительное содержание литофильных элементов.

Наиболее важные геохимические результаты эндогенной энергии выражаются в образовании магматических, вулканических и метаморфических пород, с которыми связаны геохимические ассоциации элементов, локальные рудные месторождения и во многих случаях металлоносные провинции и пояса. Выделяются разные группы горных пород и минералов отдельных стадий кристаллизации магматических расплавов и их генерации. Так, с начальными (высокотемпературными) стадиями кристаллизации магмы связывается образование основных и ультраосновных пород, содержащих железо, магний, хром, титан, никель, кобальт, платину, медь и т. д. Считают, что в ходе кристаллизации (на средне- и низкотемпературной стадии) происходит удаление из расплава железа, магния, кальция, титана и т. д. и обогащение его за счет этого кремнием, алюминием. Образуются средние и кислые породы — диориты, сиениты, граниты, пегматиты и другие, содержащие большое количество рудных элементов: бериллия, лития, рубидия, ниобия, цезия, тантала, редкоземельных элементов и т. д.

С охлаждением паров и газов, выходящих из магматических расплавов, связано выделение железа, меди, вольфрама, олова, молибдена, золота, сурьмы, ртути, образующих контактовые и гидротермальные концентрации. В ходе гидротермальных процессов накапливаются преимущественно халькофильные элементы, главным образом в виде сульфидов, а иногда и в самородном состоянии (золото, серебро, ртуть, висмут и др.). Примером низкотемпературных гидротермальных месторождений

являются свинцово-цинковые руды долин Миссисипи, флюоритовые месторождения района Кентуки — Иллинойса, медные месторождения красноватых толщ, урано-ванадиевые руды, руды плато Колорадо, большинство известных мировых месторождений ртути, многочисленные месторождения цветных и благородных металлов.

С гидротермальными растворами связано поступление в биосферу из глубоких частей земной коры ювенильных (термальных) вод, в которых мигрируют железо, кальций, стронций, иод, бром, барий, мышьяк, сурьма, радий.

С геохимией вулканов связано выделение CO_2 , H_2S , SO_2 , SO_3 , которые, попадая в ландшафтную оболочку, частично рассеиваются в атмосфере, частично участвуют в жизненных процессах растений и осадкообразовании.

Геохимические циклы круговорота вещества

Геологическое и геохимическое развитие земной коры и ландшафтов представляет собой непрерывный поступательный процесс циклического обмена и круговорота земного и космического вещества. Одни земные массы погружаются на большие глубины и там переплавляются и подвергаются существенной метаморфизации, другие, наоборот, различным комплексом тектонических и физико-механических сил поднимаются на поверхность и также претерпевают существенные изменения под воздействием гипергенных факторов.

В этом едином поступательном круговороте следует различать несколько специфических геохимических циклов, которые мы называем эндогенно-гипергенными, почвенно-ландшафтными и геокосмическими (рис. 29).

В эндогенно-гипергенном цикле мы будем различать малый и большой круговороты вещества. При малом круговороте продукты, образующиеся в процессе разрушения горных пород различных генетических типов, транспортируются, сортируются и откладываются в виде различных типов осадков на суше и в гидросфере. Затем они, подвергаясь метасоматозу, уплотняются, цементируются и образуют слоистые, осадочные и метаморфические породы (рис. 30). Тектонические поднятия территории, усиленный эрозионный размыв отложений, прежде чем произойдет глубокое погружение их, часто прерывают полный цикл круговорота вещества между глубинами и поверхностью земной коры и в течение продолжительного геологического времени задерживают его на стадии малого цикла. Такой цикл миграции вещества характерен также для платформ и малоподвижных участков земной коры, где формируются элювиальная кора и слоистые осадочные породы глубокого профиля. В случае большого круговорота веществ (рис. 31) процесс охватывает превращение осадков малого цикла в кристаллические и контактно-метаморфические породы, образование смешанных пород, переплавление последних и превращение их в массивно-кристаллические, которые в виде изверженных магматических пород могут быть вновь вынесены на поверхность Земли и участвовать в разрушении, транспортировке и переложении материала. В эндогенно-гипергенном круговороте земного вещества важнейшую роль играют тепловые, механические, химические, радиоактивные и другие процессы, протекающие в глубинах земной коры и проявляющиеся в ее тектонических движениях, магматической и вулканической деятельности, перемещении гидротермальных растворов и т. д. Они тесно взаимодействуют с гидрогеохимическими процессами

растворения, гидратацией, дегидратацией, сорбцией, диффузией, капиллярным перемещением, т. е. геохимическими процессами гипергенеза.

Важнейшим звеном эндогенно-гипергенного цикла круговорота веществ является образование осадочной оболочки земной коры. Для нее характерны следующие продукты: геохимические фации, представлен-

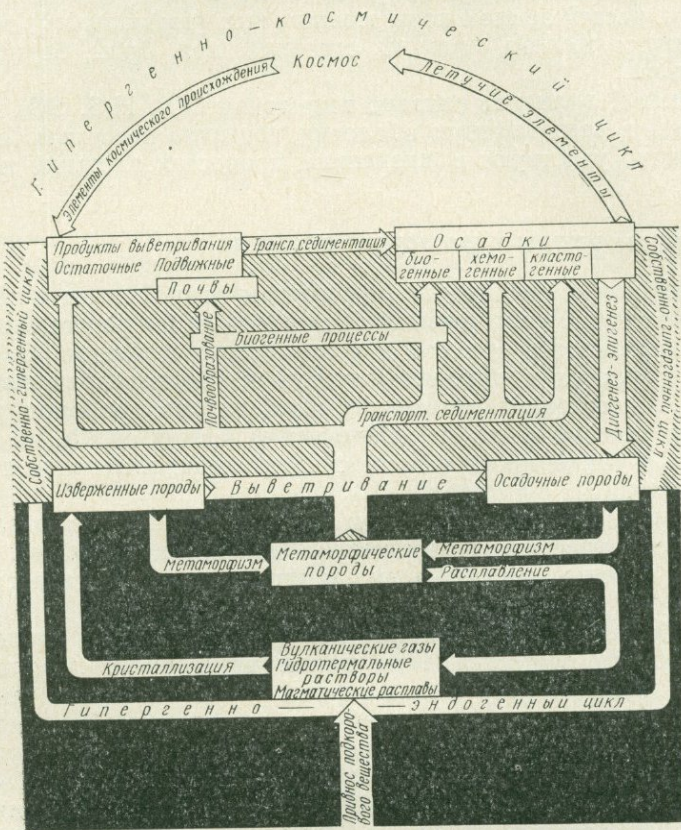


Рис. 29. Схема круговорота вещества в земной коре (по К. И. Лукашеву).

ные остаточными и аккумулятивными продуктами выветривания и седиментации; зональные геохимические типы коры выветривания, представленные продуктами разных стадий и геохимической направленности выветривания; пространственная сопряженность в распределении продуктов геохимических миграций (геоморфологическая в зависимости от распределения в рельефе и климатическая в зависимости от горизонтальной и вертикальной гидротермической зональности) и др.

Здесь происходит высвобождение минералов и элементов в процессе выветривания; перемещение части их реками в морские бассейны и части в форме воздушных мигрантов атмосферы; геохимическая сепарация и дифференциация при элювиальном (вниз) и капиллярном (вверх) перемещении; потери газов в воздушное пространство и привнос вещества в земную кору через атмосферные осадки; перераспределение продуктов миграций вследствие тектонических движений земной коры, сноса на одних участках и аккумуляции на других в зависимости от рельефа.

В результате совершается непрерывный и по своему характеру неповторимый циклический обмен энергии и вещества зоны гипергенеза с более глубокими зонами земной коры и космическим пространством, в процессе которого происходят грандиозные перемещения атомов и элементов. Еще более специфическим является почвенно-ландшафтный цикл ми-

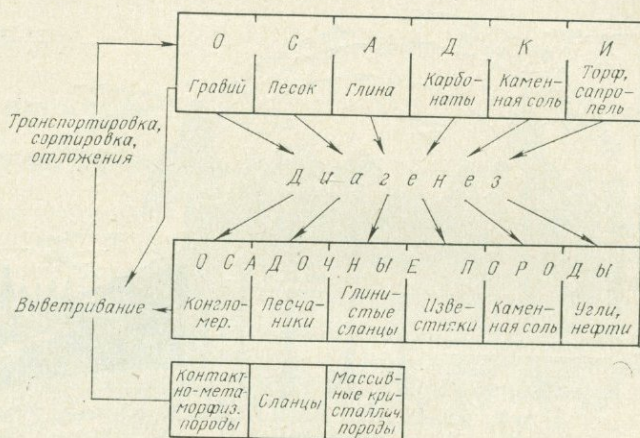


Рис. 30. Схема малого круговорота веществ на Земле.

грации и круговорота вещества. Его по праву можно назвать биологическим, поскольку главную роль в нем играют организмы, их развитие и взаимодействие с неживой природой. Основные геохимические реакции миграции вещества здесь: извлечение из воды, воздуха и горных

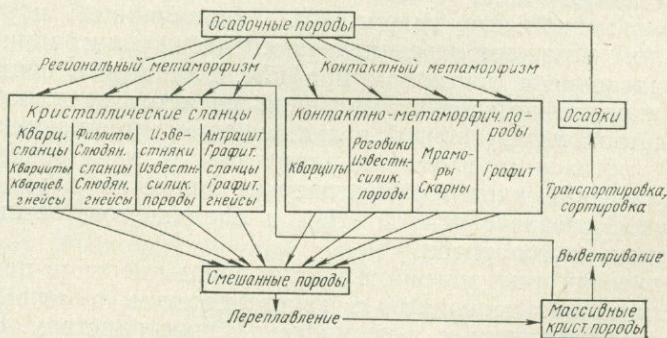


Рис. 31. Схема большого круговорота веществ на Земле.

пород химических элементов, необходимых для роста и развития живого вещества; высвобождение химических элементов из органического вещества в результате его разложения и минерализации; поглощение и синтез различных органических и органо-минеральных соединений в ходе роста и развития организмов; рассеяние и концентрация отдельных химических элементов в результате разложения и минерализации органических веществ и т. д. (рис. 32).

К основным характеристикам почвенно-ландшафтного цикла миграций следует отнести: потерю и перераспределение элементов в почвенном профиле в результате процессов выветривания и почвообразования,

поглощение и высвобождение элементов органическим веществом в процессе развития, обогащение элементами почв в результате отмирания организмов и минерализации их остатков, взаимообмен элементов между атмосферой, гидросферой и почвой в результате деятельности гидротермических процессов.

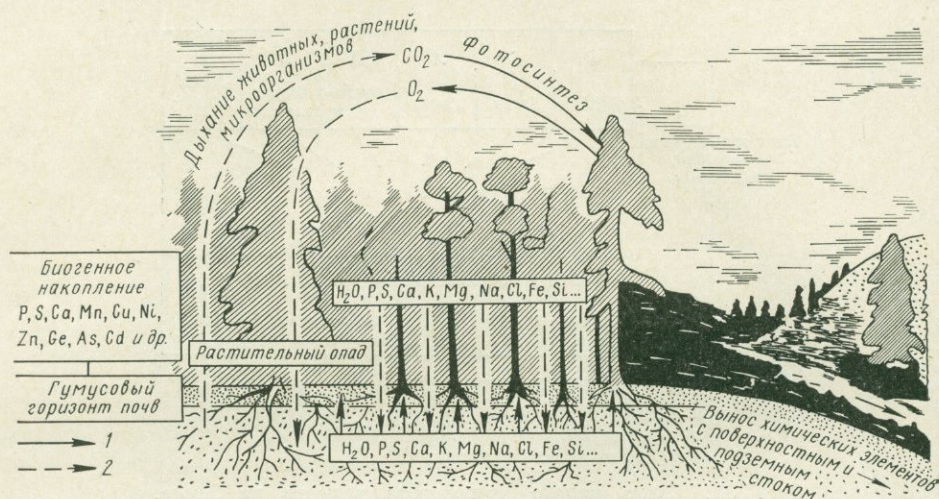


Рис. 32. Биологический круговорот элементов в ландшафте (по А. И. Перельману):

1 — биогенная аккумуляция; 2 — минерализация органических веществ.

В применении к почвам мы выделяем следующие основные процессы рассеяния и аккумуляции элементов: биогенные (в гумусовом слое), элювиально-иллювиальные, гидрогенные (капиллярные) и атогенные. Каждый из них отражает определенную специфику миграции элементов и их распределение в почвенном профиле. Главным в почвенно-ландшафтном цикле геохимических миграций является взаимообмен энергией и веществом между почвой и ландшафтом, выражающийся в биологическом круговороте атомов и элементов. В этом заключается не только циклический характер круговорота вещества в природе, но и поступательное развитие земной коры и ландшафтов, осуществляемое в итоге частных круговоротов.

Геокосмический цикл миграции и круговороты веществ представляют комплекс миграций, связанный с энергетическим обменом вещества между земной поверхностью и космическим пространством. В результате земных процессов в мировое пространство теряются отдельные летучие элементы, а космическая энергия в свою очередь обогащает атмосферу Земли и зону гипергенеза элементами космического происхождения. Важнейшую роль в этих процессах играют солнечная энергия, космические лучи высокой энергии, метеоритные тела, попадающие в зону атмосферы и на земную поверхность.

Большое значение в этих процессах миграции имеют световое давление, фотохимизм, занос в пределы зоны гипергенеза элементарных корпускулярных частиц солнечной энергии и т. д.

Газогеохимическая миграция играет большую роль в рассеянии и концентрации некоторых специфических элементов в земной коре, атмосфере и гидросфере в зависимости от комплекса факторов, обуславливающих геохимические процессы.

ГЕОХИМИЯ ОТДЕЛЬНЫХ ГЕОСФЕР ЛАНДШАФТНОЙ ОБОЛОЧКИ

Глава VI

ГЕОХИМИЯ ЛИТОСФЕРЫ

Магматические породы в ландшафтной оболочке

Геохимию литосферы определяют три группы пород и магматические, метаморфические, осадочные процессы. Образование осадочных пород связано с зоной гипергенеза и осадочной оболочкой; геохимические процессы литогенеза в последней ведут к образованию гипергенных минералов и осадочных фаций и формаций; образование магматических и метаморфических пород связано с глубинными геологическими и геохимическими процессами. Они поставляют в ландшафтную оболочку минералы и породы, получившие название гипогенных.

По химическому и минералогическому составу среди магматических пород выделяются кислые, основные и щелочные (табл. 20).

Магматические процессы приводят к образованию пород со специфическими минералого-геохимическими парагенезисами, разнообразие которых определяется составом магмы, ее дифференциацией и взаимодействием с горными породами, глубиной охлаждения расплавов, тектоническими условиями, их локализацией и другими факторами.

Основными химическими компонентами магматических расплавов являются SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , FeO , CaO , Na_2O , K_2O , H_2O и CO_2 . В магматическом расплаве присутствуют также рассеянные элементы, обычно составляющие небольшой процент. Одни из них не образуют собственных минералов, другие выделяются в виде самостоятельных минералов, получивших название аксессуарных (магнетит, гематит, сфен, циркон, апатит и др.).

подавляющее большинство магматических минералов относится к классу силикатов (простых и сложных). Химический состав их, учитывая широко распространенные изоморфные замещения, довольно сложен.

Состав магматических геохимических парагенезисов определяет главным образом соотношение SiO_2 и Al_2O_3 при участии других компонентов, особенно Fe_2O_3 , CaO , MgO , Na_2O , K_2O . Поэтому большая часть магматических минералов представляет собой изоморфные смеси (твердые растворы), постоянно изменяющие свой состав вследствие непрерывной реакции с расплавом в процессе его кристаллизации (плагноклазы, магнезиально-железистые силикаты и др.).

Среди изверженных пород господствуют гранитоиды, а среди эффузивных — базальты и андезиты.

Кислые и средние породы. Представлены большим комплексом изверженных и эффузивных пород во главе с гранитом и диоритом. По своему химическому и минералогическому составу эти породы существенно отличаются от основных и ультраосновных. Так, в породах кислой и средней магмы (гранит, кварц-порфиры, трахиты, липариты и др.) сумма щелочных окислов ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$) обычно примерно в 2—3 раза

Классификация основных петрографических групп магматических пород с учетом их происхождения, минералогического и химического состава

Породы	Состав породы	Породы интрузивные	Породы эффузивные	
			измененные	свежие
Кислые $\text{SiO}_2 > 65\%$	Щелочной полевой шпат (~64%) и кварц (~34%)	Гранит Разновидности: альбитовый, биотитовый, двуслюдяной, пироксеновый, роговообманковый, щелочной и др.	Кварцевый порфир (синоним—фельзитовый порфир)	Липарит (риолит) Разновидности: альбитовый, плагиоклазовый (синоним—липарито-дацит)
Средние $\text{SiO}_2 65 - 55\%$	Средний плагиоклаз (обычно андезин)—70—75%, темноцветный минерал (чаще роговая обманка обыкновенная)—30—35%. Иногда присутствуют пироксен или биотит. Из второстепенных — кварц (до 5%) и К—Na—полевой шпат	Диорит Разновидности: кварцевый, пироксеновый, слюдяной и др.	Порфирит Разновидности: авгитовый, авгитово-слюдяной, слюдяной, роговообманковый и др.	Андезит Разновидности: пироксеновый, слюдяной, кварцевый (синоним—дацит)
	Ортоклаз, плагиоклаз (чаще кислый), из темноцветных—роговая обманка, биотит, пироксен и др.	Сиенит Разновидности: авгитовый, гиперстеновый, диопсидовый, биотитовый, кварцевый и др.	Ортоклазовый порфир Разновидности: ортоклазово-олигоклазовый, ортоклазово-кварцевый, слюдяной ортофир и др.	Трахит Разновидности: авгитовый, биотитовый, гиперстеновый, кварцевый (синоним—дацит), роговообманковый и др.

Породы	Состав породы	Породы интрузивные	Породы эффузивные	
			измененные	свежие
Основные SiO_2 , 55—45%	Основные полевые шпаты, пироксены (ромбические или моноклинные), может присутствовать оливин, титаномагнетит	Габбро Разновидности: биотитовое, гиперстенное, оливиновое, роговообманковое (уралитовое) габбро-норит	Диабаз Разновидности: авгитовый, амфиболовый, диаллаговый (габбро-диабаз), слюдяной и др.	Базальт Оливиновый (собственно базальт), безоливиновый, лабрадорский, магнетитовый, роговообманковый, слюдяной, долерит и др.
Ультраосновные SiO_2 , 45%	Оливин, пироксены, амфиболы	Перидотит Разновидности: авгитовый (пикрит) амфиболовый, биотитовый и др. Дунит (акцессорные: хромит, магнетит, пикотит) Разновидности: гортонолитовый, ильменитовый, магнетитовый, хромитовый и др.	—	—
Щелочные	Щелочные полевые шпаты или их заместители (фельдшпатоиды), щелочные амфиболы и пироксены	Нефелиновые сиениты Разновидности: гранатовый, лейцитовый, нозеановый, содалитовый (синоним—содалитовый фойялит), слюдяной (миаскит) и др.	—	Лейцитифиры Разновидности: нефелиновые, нозеяные

превосходит сумму щелочноземельных ($\text{CaO} + \text{MgO}$), причем первая достигает 7—10%. Среди щелочных элементов преобладает K, но это преобладание примерно соответствует его более высокому атомному весу, и эквимолекулярные отношения $\text{K}_2\text{O} : \text{Na}_2\text{O}$ можно в этой группе считать близкими к единице. Встречаются, однако, исключения (натриевые граниты, дациты, гранодиориты). В отношении же $\text{CaO} : \text{MgO}$ обычно преобладает первый, причем это преобладание часто сохраняется и в молекулярных отношениях.

В группе средних пород различают ряды: натриевый (диориты, андезиты, порфириды) и калиевый (сиениты, трахиты, порфиры). Плаггиоклазы представлены преимущественно олигоклазом и андезитом, из темноцветных минералов присутствуют роговая обманка, пироксен, реже гиперстен, авгит и биотит. В группе средних пород эффузивные породы преобладают над интрузивными, андезиты и порфириты — над трахитами и порфирами.

Ультраосновные и основные породы. К ним относятся дуниты, оливины, перидотиты, пироксениты, пикриты, габбро, нориты, анортозиты, базальты, диабазы, авгитовый порфирит и др. Эти породы характеризуются явным и иногда очень сильным преобладанием щелочноземельных элементов над щелочными до почти полного исчезновения последних или до присутствия их лишь в форме следов, как, например, у некоторых дунитов или пироксенитов. У более распространенных основных пород — габбро, базальтов, диабазов — отношение щелочных земель ($\text{CaO} + \text{MgO}$) к сумме щелочей ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$) обычно превышает 3% и нередко достигает 6%, причем сумма щелочей колеблется от 3 до 5%.

Среди основных пород эффузивного происхождения широко распространены базальты (основной плаггиоклаз, авгит, оливин и магнетит). По химическому составу они близки к габбро. Сильно хлоритизированные разновидности базальтов известны под названием диабазов, а поликристаллические — долеритов. Хлорит придает диабазам и авгитовым порфиритам зеленую окраску, вследствие чего толщи этих пород носят название зеленокаменных.

По распространенности в земной коре базальты преобладают среди вулканических продуктов всех геологических периодов.

Щелочные породы. Представляют собой специфические породы, в составе которых содержание щелочных элементов (K, Na) доходит до 15—20%. В их состав входят калиево-натриевые полевые шпаты, их заместители — фельдшпатиты, темноцветные минералы — амфиболы, пироксен. Главными представителями указанных пород являются щелочные граниты и сиениты, нефелиновые сиениты, уртиты и др.

Наиболее широко распространены сиениты и нефелиновые сиениты. Это бескварцевые породы, состоящие в основном из щелочного полевого шпата с небольшим количеством плаггиоклаза и темноцветных минералов (около 15%). В сильнощелочных разностях плаггиоклаз исчезает, замещаясь недосыщенным алюмосиликатом — нефелином.

Метаморфические породы в ландшафтной оболочке

По мере углубления в земную кору повышаются давление и температуры; под их влиянием изменяются горные породы и минералы и образуются породы, отличающиеся от магматических и осадочных своими структурно-текстурными особенностями и составом. В метаморфическом комплексе различают метаморфизм глубинный, контактовый и гидротер-

мальный. Для глубинных метаморфических процессов характерны высокие давления и температуры, вызывающие в ряде случаев полное переплавление пород (анатексис) или существенное изменение в составе и текстурно-структурных особенностях магматических и осадочных пород. Важную роль при этом играют химико-минералогический состав пород, количество воды в них и формы ее нахождения, физико-химическая среда и другие факторы. При глубинном метаморфизме миграция элементов и подвижных соединений протекает в замкнутых системах.

Согласно прежним представлениям, контактовый метаморфизм связывали с привнесом тепла из магмы, региональный — с прогревом пород при погружении на большую глубину.

Выявленная роль магматических процессов при метаморфизме обоих типов заставила пересмотреть взгляды на зоны метаморфизма как зоны глубинности. Введены понятия «температурные ступени равновесия» и «фации метаморфизма». Под температурными ступенями равновесия понимается совокупность парагенезисов минералов данной фации глубинности, устойчивых в определенном температурном интервале, границы которого отвечают температуре реакции — смене ступеней равновесия (В. Д. Соболев, 1949).

С магматическими и метаморфическими процессами связаны метасоматические и гидротермальные процессы минерало- и рудообразования, протекающие во вмещающих породах под воздействием расплавов или гидротермальных растворов. Образуются минералы и их парагенетические ассоциации в зависимости от температуры, химического состава флюидов, летучих веществ, состава пород, с которыми взаимодействуют подвижные растворы, и других факторов.

В ходе метаморфизма образуются такие минералы, как хлорит, тальк, серицит, серпентин, роговая обманка, контактовые роговики; в районах глубинного (регионального) метаморфизма — гнейсы, мраморы, кварциты, кристаллические сланцы и т. д. Минеральные ассоциации метаморфических пород в зависимости от температурных условий их образования подразделяются на высокотемпературные — в основном безводные минералы, за исключением биотита, роговой обманки, кордиенрита; среднетемпературные — мусковит, эпидот, актинолит, тремолит; низкотемпературные — хлорит, тальк, серпентин, серицит, кальцит, доломит, анкерит, сидерит и другие, ассоциирующие с кварцем.

В результате метаморфических процессов формируются разнообразные метаморфические, нередко мономинеральные породы — полевошпатовые гнейсы, амфиболиты, слюдяные, тальковые и хлоритовые сланцы, мраморы и т. д. При метаморфизме глинистых сланцев возникают своеобразные силикаты алюминия: дистен, силлиманит, андалузит, ставролит, хрупкие слюды (хлоритоид и маргарит).

Горные системы являются главными территориями выхода метаморфических пород в ландшафтную оболочку. Здесь они разрушаются процессами гипергенеза и подвижные продукты их перемещаются денудацией, эрозией и химическим стоком.

Изверженные и метаморфические породы — важная группа, с которой связаны рудные месторождения. В соответствии со способом образования среди них выделяют аккумулятивные, или сегрегационные (возникают на ранней стадии кристаллизации магмы), фузивные, или позднемагматические (появляются в последние стадии кристаллизации магмы), и ликвационные (образуются в результате разделения первоначально однородного магматического расплава при понижении температуры на две несмешивающиеся жидкости — силикатную и рудную). Из кристал-

лизирующихся расплавов возникают изверженные породы и минеральные месторождения, из легколетучих составных частей — пневматолитовые, пегматитовые и гидротермальные; магматические пары и газы, осаждающиеся на суше и в воде, образуют вулканические и эксгаляционные месторождения. Все эти процессы дают разнообразие месторождений промежуточного генезиса: магматически-пневматолитовые, пневматолито-гидротермальные, пегматито-пневматолитовые, контактово-пневматолитовые, эксгаляционно-магматогенные и др. Видное место среди них занимают хромитовые и платиновые месторождения, титаномагнетитовые и рутиловые, магнетито-апатитовые, апатито-нефелиновые, оловянно-вольфрамовые и молибденовые, золото-медно-свинцовые, серебряно-кобальто-цинковые и др.

Выход на поверхность магматических и метаморфических пород и последующее их разрушение освобождают металлические элементы, которые в форме истинных растворов, коллоидов, механических взвесей и крупных зерен и обломков мигрируют с продуктами выветривания, образуя ореолы рассеяния вокруг первичных месторождений, или аккумулируются в форме вторичных месторождений зоны гипергенеза и осадочной оболочки.

Осадочные породы в ландшафтной оболочке

В осадочной толще выделяют три основные группы пород: собственно осадочные, эффузивно-осадочные (пирокластические) и элювиальные (коры выветривания).

Элювиальные осадочные породы образуются в результате выветривания и выноса подвижных продуктов. Собственно осадочные породы возникают за счет смыва, переноса и отложения продуктов разрушения экзогенными факторами и процессами (водой, ветром, льдом, гравитационными процессами и т. д.). Эффузивно-осадочные породы образуются за счет смешанного, доставленного на поверхность вулканами, и терригенного материала, возникающего на поверхности суши. Поступая на поверхность Земли, продукты вулканических извержений несут с собой твердые, вязкие, жидкие и газообразные материалы различного химического состава. Они откладываются в виде вулканических пород и вызывают глубокие изменения в составе пород, с которыми контактируют.

Многообразны типы формаций и субформаций осадочных пород, т. е. генетически связанных фациальных комплексов.

Выделяются три основных типа формаций и субформаций осадочных пород (схема Л. Б. Рухина, 1961) по тектоническим условиям образования: геосинклинального типа — глинисто-сланцевые, кремнисто-вулканогенные, карбонатные, флишевые и молассовые формации; кремнисто-железистые, кремнисто-марганцевые, бокситовые, рифовые субформации и субформации пластовых фосфатов; переходных областей — вулканогенно-песчано-сланцевые формации, песчано-глинистые и конгломератовые угленосные, марганцевые субформации, нефтематеринские, соленосные и красноцветные формации; платформенного типа — угленосно-боксито-железистые, кварцево-песчаные, глауконито-фосфоритные, гипсово-доломитовые субформации, известняковые формации.

На общем фоне тектонического режима, определяющего сложное взаимодействие динамических, гравитационных и химических сил поверхности и более глубоких зон земной коры и мантии, специфика осадочных процессов и связанных с ними полезных ископаемых обуславливается гидроклиматическим режимом и зональными процессами литогенеза.

Изменения в рельефе земной поверхности, выражающиеся в поднятиях и погружениях, изменении береговой линии, базиса эрозии и областей сноса и накопления, нарушают циклы и ритмы осадконакопления, мощность и однотипность фаций, их протяженность и размеры. Накладываются друг на друга осадочные процессы разного режима, что отражается на строении и составе формаций и фаций и связанных с ними геохимических аномалий. При постепенном погружении наблюдается большая унаследованность в геоклиматических типах осадконакопления, чем при поднятии территории. В последнем случае более активно действуют процессы эрозии и размыва, ведущие к разрушению ранее сформировавшихся фаций и образованию новых. На земной поверхности отлагаются осадки, связанные с остаточными и аккумулятивными формами коры выветривания.

При быстром погружении отдельных зон и блоков земной коры, сопровождающемся интенсивным накоплением осадков, складываются благоприятные условия для образования крупных геохимических аномалий.

В осадочном покрове главное место занимают глинистые породы, за ними идут песчаные и карбонатные. Наиболее вероятное соотношение их Л. Б. Рухин (1961) считает 5 : 3 : 2. Эти группы, по господствующему мнению, представляют 95—99% общей массы осадочных пород.

В природных условиях земной коры наблюдается исключительно большое разнообразие в химическом составе осадков и очевидно, что подсчитанные пока средние данные далеко не отражают действительный химический состав земной коры.

Основные литолого-геохимические типы осадочных пород различаются между собой по главным и второстепенным пороодообразующим минералам, а также типоморфным и редким элементам (табл. 21).

Систематика минералов, широко распространенных в осадочных породах, позволяет выделить среди них следующие основные группы:

- 1) окислы и гидроокислы кремния, алюминия, железа, марганца, никеля, хрома, титана, магния, ванадия и других элементов;
- 2) гидросиликаты железа, алюминия, марганца, магния, реже кальция;
- 3) карбонаты кальция, железа, никеля, алюминия;
- 4) сульфаты кальция, железа, никеля, алюминия;
- 5) нитраты калия, натрия, бораты;
- 6) галогениды хлора, брома, иода;
- 7) фосфаты, арсенаты и ванадаты кальция, магния, алюминия, железа, ванадия и др.;
- 8) сульфиды железа, никеля и других элементов;
- 9) самородные элементы: золото, серебро.

В осадочных породах (как и в изверженных) главную массу составляют Si, Al, Fe, Mg, Ca, а также органические C и S. В общем можно сказать, что распределение макро- и микроэлементов в процессе седиментации, их ассоциации и парагенезисы связаны с главными фациальными типами осадков и их минералогическим составом. Наиболее распространены из них: глинистые минералы (Al, Si, K, Mg); окислы (Fe, Mn); органические соединения (C, N, H); сульфиды (Fe, S); карбонаты (Ca, Mg, C); фосфаты (P, Ca, F); каменные и калийные соли (Na, K, Cl и др.); россыпи устойчивых минералов и самородных элементов (Au, Pt, Zr, Sr, Nb, Ta и др.).

В осадочных породах больше, чем в любой изверженной породе, таких элементов, как B, C, S, Cl, Fe, As, Se, Br, J. Глинистые осадки и илы

Типоморфные минералогические и геохимические компоненты основных литологогенетических типов осадочных пород

Типы осадочных пород	Главные породообразующие минералы	Второстепенные примеси	Типоморфные химические компоненты	Редкие и рассеянные элементы
Грубообломочные (конгломераты, брекчии)				
олигомиктовые (однородные по составу)	Кварц, полевой шпат, слюда	Кремнистые минералы, глинистые минералы, карбонаты кальция, окислы железа	SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO , MgO	Au, Pt, C (алмаз)
полимиктовые (разнородные по составу)	Кварц, полевой шпат, слюда	Кремнистые минералы, глинистые минералы, окислы железа, карбонатные минералы, минералы титана, циркона	SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , CaO , MgO	Au, Pt, Ir, Os, C, Ti, Zr (алмаз)
Песчанистые				
кварцевые и кварцево-полевошпатовые пески и песчаники	Кварц, полевой шпат, слюда	Опал, халцедон, глинистые минералы, пирит, сидерит и др.	SiO_2 , Al_2O_3 , в ожелезненных породах Fe_2O_3 и др.	Mn, U, S и др.
глауконитовые пески	Кварц (опал, халцедон)	Глауконит, полевой шпат, глинистые минералы, гематит и др.	SiO_2	U, Li, S, P и др.
Алевритовые				
лѣссовые	Кварц (реже опал), полевой шпат, кальцит	Глинистые минералы, слюды, сидерит и др.	SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , Fe_2O_3	Cr, Ni, Zr, Sr и др.
Глинистые				
бейделлит - монтмориллонитовые глины	Монтмориллонит, бейделлит, кварц, полевой шпат	Кальцит, лимонит, гидрослюда, сидерит и др.	SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO , MgO и др.	Li, Sc, V, Cr, Cu
гидрослюдистые глины	Гидрослюда, вермикулит, глауконит, полевой шпат, кварц и др.	Каолинит, монтмориллонит, пирит, лимонит, гѣтит и др.	SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , Na, K, Mg и др.	Sr, Pb, Zr, V и др.

Типы осадочных пород	Главные породообразующие минералы	Второстепенные примеси	Типоморфные химические компоненты	Редкие и рассеянные элементы
каолиновые глины	Каолинит, диккит, галлуазит, гидрослюда, кварц, полевой шпат	Лимонит, гематит, биотит и др.	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , Fe ₂ O ₃ и др.	Cr, Sr, V, Zr и др.
Аллитные латеритовые	Гётит, гидрогематит, диаспор, гидраргиллит (глинозем и железистые минералы представлены в больших количествах, чем в глинах)	Каолинит, аллофан, галлуазит, кварц, псиломелан и др.	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , Fe ₂ O ₃ и др.	Cr, Mn, V, Co и др.
бокситовые	Бёмит, диаспор, гиббсит	Гематит, гётит, гидрогематит, аллофан, галлуазит и др.	Al ₂ O ₃ , SiO ₂ , Fe ₂ O ₃ , TiO ₂ и др.	Mn, Co, Zr и др.
Кремнистые (диатомиты, опоки, трепела, кремнистые сланцы)	Кварц, халцедон	Полевой шпат, глауконит, гипс, кальцит и др.	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , Fe ₂ O ₃ , TiO ₂ , CaO, MgO и др.	Pb, Mo, V, Sc и др.
Карбонатные известняки	Кальцит, магнезит, глинистые минералы и др.	Глауконит, кварц, полевой шпат и др.	CaO, CO ₂ , MgO, Al ₂ O ₃ , Fe ₂ O ₃ , SiO ₂	Ti, Mn, P, S, V, Sr, Ba и др.
доломиты	Доломит, кальцит, магнезит, глинистые минералы и др.	Кварц, полевой шпат, гипс, ангидрит и др.	CaO, MgO, CO ₂ , Fe ₂ O ₃ , Al ₂ O ₃ , SiO ₂	Ti, Mn, Cu, Sr, Ga, Li и др.
мергели	Кальцит, доломит, глинистые минералы и др.	Глауконит, кварц, полевой шпат, гипс, ангидрит и др.	CaO, CO ₂ , Al ₂ O ₃ , SiO ₂ , Fe ₂ O ₃ , MgO	Ti, Mn, S, Sr и др.
Сульфатно-галогенные гипс и ангидрит	Гипс, ангидрит, глинистые и др.	Кварц, халцедон, доломит, анкерит и др.	SO ₃ , CaO, SiO ₂ , CO ₂ , Fe ₂ O ₃ , Al ₂ O ₃ , MgO	Cr, Mn, Sr и др.

Типы осадочных пород	Главные породообразующие минералы	Второстепенные примеси	Типоморфные химические компоненты	Редкие и рассеянные элементы
галитовые (каменная соль)	Галит, полигалит, кизерит, мирабилит, глинистые минералы и др.	Гипс, доломит, кварц, полевой шпат и др.	Na, Cl, K ₂ O ₃ , Mg, Ca, SO ₃	Cl, B, Br, J и др.
калийно - магнезиальные	Сильвин, карналлит и др.	Гипс, ангидрит, глинистые минералы, кварц и др.	Na, Cl, K ₂ O ₃ , Mg, Ca, SO ₃	Cl, B, Br и др.
Железистые	Лимонит, гётит, гидрогётит, сидерит	Глинистые минералы, кварц, силикаты, хлорит, кальцит	Fe, Ca, Mn	Cr, Ni, Co, V и др.
Фосфоритные	Апатит, глауконит, курскит и др.	Слюда, кварц, полевой шпат глинистые минералы и др.	SiO ₂ , P ₂ O ₅ , CaO, CO ₂	Fe, Ti, Mn, Mo, Cr и др.
Марганцовистые (окисные и карбонатные по преимуществу)	Псиломелан, пиролюзит, родохрозит, родонит	Варнадит, манганит, манганосидериты, манганокальциты, глинистые минералы, ферромагнезиальные минералы	Mn, SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , CaO	Fe, P, Mg и др.
Органогенные углистые (угли, торф, горючие сланцы)	Органическая масса, кварц, глинистые минералы	Пирит, сидерит, кальцит, сера и др.	C, H, O, S, N	Ge, B, Cr, Ti, V и др.
битумные	Масла, смолы, асфальтены, карбиды и др.		C, H, O, N, S	Na, Cu, Mg, Ca, Sr, Ba, Zn, Al, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni

морского дна, кроме того, богаче Ti, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, что указывает на господство в океаническом ложе основных и ультраосновных пород.

На основании анализа значительного числа данных, характеризующих повышенные и пониженные (по сравнению со средними) содержания отдельных элементов в указанных породах, сейчас установлено, что каждый из названных типов осадков содержит специфические редкие элементы. Особенно богаты ими черные глинистые сланцы, органические материалы, фосфориты.

По сравнению с осадочными породами почвы содержат меньше натрия, кальция, магния, хлора, стронция, которые выносятся в процессе выветривания и почвообразования. В их составе известную роль играют различные микроэлементы.

Состав элементов в почвенном покрове, их распределение и парагенетические ассоциации определяются комплексом факторов почвообразования и прежде всего почвенно-биологическим круговоротом вещества в результате жизнедеятельности организмов и разложения их остатков. На накопление элементов в почвах и их ассоциации оказывают влияние состав почвеннопоглощающего комплекса, характер элювиально-иллювиальных процессов выноса растворенных соединений, состав органического вещества, экологическая продуктивность ландшафта и т. д.

Выветривание как грандиозный геохимический процесс ландшафтообразования

Выветривание — сложный комплекс взаимосвязанных физических, химических, биогеохимических явлений, протекающих в ландшафтной оболочке и ведущих к существенному изменению горных пород и миграции вещества.

Геохимические результаты выветривания сводятся к разрушению структуры, текстуры и состава кристаллических пород, превращению их в рыхлые породы остаточной коры выветривания или в перемещенные и переотложенные породы экзогенными факторами. В ходе выветривания имеет место перегруппировка элементов и атомов в минеральном веществе и синтезе сложных органо-минеральных веществ в процессе химических и биогеохимических реакций. Выветривание оказывает существенное влияние на новообразование, на питание воднорастворенными соединениями живых организмов, на химический состав природных вод, в целом на энергетику и геохимический режим среды ландшафтообразования. Все осадочные породы в конечном итоге обязаны своим происхождением и генетическими типами выветриванию, миграции его продуктов и дифференциации в процессе переноса и отложения (рис. 33).

Авторы вкладывают весьма широкий комплекс реакций и процессов в понятие «выветривание», начиная от разложения минералов и горных пород до формирования новых минералов*. Ярким примером может служить превращение полевого шпата в каолинит.

Различают процессы физического и химического выветривания, характеризующиеся глубиной разрушения минералов и горных пород, составом образующихся продуктов, участвующих в них агентов. Во всех случаях живые организмы и связанные с ними биогеохимические процессы принимают большее или меньшее участие.

* Выяснению сущности процессов выветривания и состава образующихся в результате этого продуктов посвящены исследования К. Д. Глинки, П. А. Замятченского, Б. Б. Полюнова, Ж. Р. Батлера, К. У. Коррена и др.

Физические процессы выветривания складываются из ряда факторов, в числе которых главную роль играют температурные колебания, изменения агрегатного состояния воды при замерзании и оттаивании пород, кристаллизация солей, действие корневой системы, ветровая коррозия.

Наибольший эффект разрушения пород под действием колебания

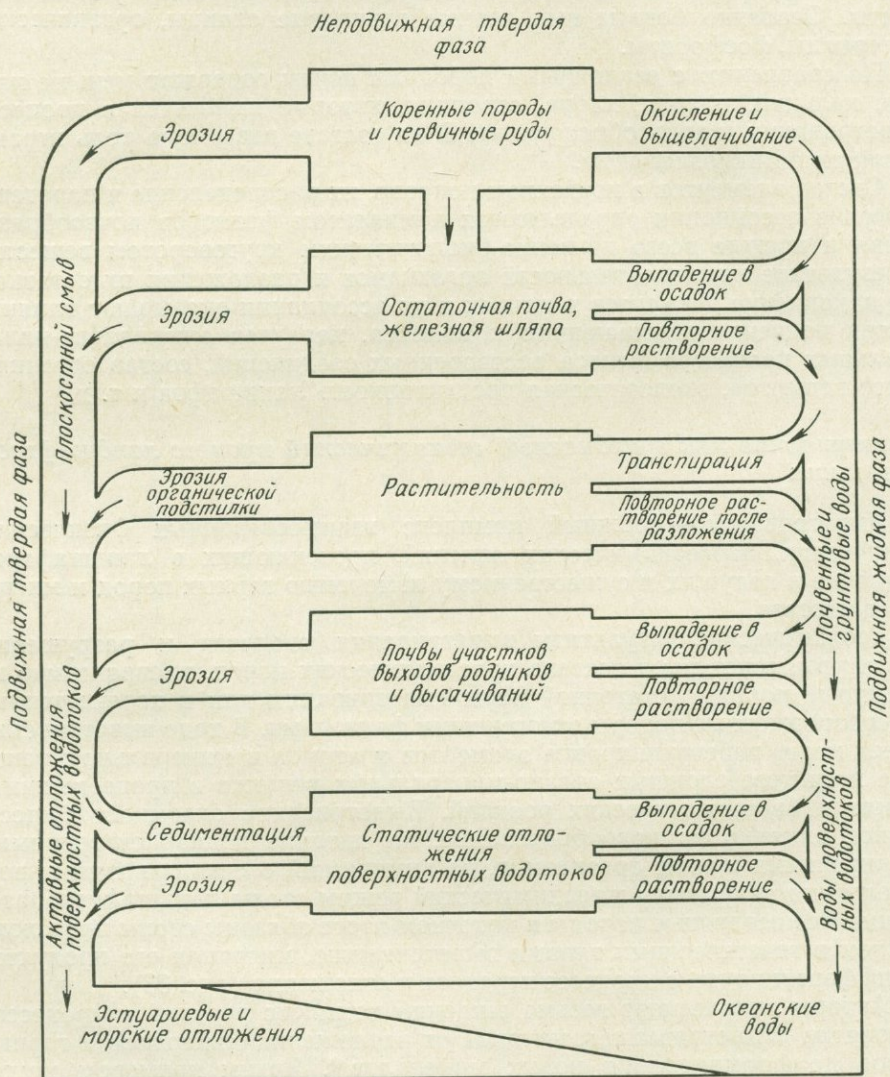


Рис. 33. Распределение продуктов выветривания в ландшафте.

температур получается при участии воды, которая может присутствовать в породе в различном состоянии: в форме пара, гигроскопической, пленочной, гравитационной, кристаллизационной и химически связанной и т. д. Велика роль морозного выветривания в высокогорных и полярных областях. Замерзание воды происходит с увеличением ее объема (примерно на 9%), при оттаивании же усиливаются процессы вымывания

и миграции частиц почво-грунтов. Все это ведет к разрушению пород и перемещению минеральных веществ. Хорошо известно, что всякое раздробление горной породы влечет за собой увеличение свободной поверхности этого тела, т. е. поверхности раздела между ним и окружающей его средой. Так, размер ребра куба в 10 мм дает поверхность 1 см³ вещества — 6 мм², в то время как размер 0,000001 мм увеличивает объем поверхности до 60 000 000 мм².

Разрушение пород в значительной степени зависит от их состава и окраски, структуры, теплоемкости и теплопроводности. При этом, как правило, темные минералы нагреваются и расширяются больше, чем светлые. В породе, состоящей из зерен разного состава и цвета, разрушение будет идти скорее, чем в состоящей из зерен одного цвета и состава. Наиболее устойчивы к смене холода и тепла породы, состоящие из крупных зерен разного цвета.

В зависимости от характера и степени выветривания получают различные по форме и составу обломочные породы: глыбовые, когда образуются обломки горных пород более 1 м в поперечнике; гранулярные, когда распад породы происходит до образования мелких зерен и выделения устойчивых минералов, составляющих породу; дисперсно-коллоидные, когда совершается глубокое химическое изменение материнского вещества до частиц, обладающих свойствами коллоидов.

Можно говорить о каком-то деятельном слое земной коры, где активно протекают процессы выветривания и непрерывно создается материал для денудации земной поверхности, ее сглаживания и выравнивания рельефа. В областях тундры и зоны вечной мерзлоты таким слоем является слой зимнего промерзания и летнего оттаивания; за пределами зоны вечной мерзлоты — толща, в пределы которой распространяются годовые температурные колебания и происходит активная фильтрация поверхностных вод. Деятельный слой выветривания находится в непрерывном динамическом изменении.

Ландшафтно-геохимические типы выветривания

На земной поверхности выделяются области, где преобладают процессы физического выветривания, и области, где наряду с физическим выветриванием энергично протекают процессы химического разложения пород и активную роль играет органический мир, его развитие и минерализация органического вещества.

Областями резко выраженного физического разрушения пород являются:

1) полярные области и области распространения вечной мерзлоты. Под влиянием низкой температуры и динамических процессов в деятельном слое происходит растрескивание пород.

В областях вечной мерзлоты широко развиты солифлюкционные явления, т. е. перемещение талых, перенасыщенных водой землистых масс по слою вечной мерзлоты. С ними связано выполаживание крутых форм рельефа (сопок, косогоров и пр.). Вместе с динамическими процессами солифлюкция способствует созданию специфических форм рельефа — каменных многоугольников, полигональных, ячеистых, бугристых и других поверхностей;

2) горные области, где активными факторами физико-химического разрушения служат колебания температуры, эрозии и сила тяжести. Разрушение и перемещение пород вызывают образование «моря скал» и других грубообломочных материалов, располагающихся на склонах

гор, в ущельях, долинах рек и т. д. Широким распространением пользуются отложения обвалов, осыпей и др.;

3) области пустынь, где активными факторами механического раздробления являются резкая смена ночных и дневных температур, ветер, выпадающие периодические ливни, наличие солей в грунтах, что делает последние рыхлыми и легко поддающимися выдуванию песка и пыли.

В зависимости от размеров и силы денудации материалы разрушенных горных пород либо остаются на месте, либо переносятся и откладываются в других местах, образуя каменные, песчаные и другие аккумуляции коры выветривания, представленные различными формами рельефа. В полярных странах — это полигональные формы ландшафта, во влажных странах с теплым климатом и обилием атмосферных осадков — измененные рельефы и сглаженные поверхности, в засушливых — каменные пустыни, такры, барханно-дюнные аккумуляции и пр. Изверженные породы (граниты, диабазы и др.) дают преимущественно массивные округленные формы выветривания в виде куполовидных масс, шарообразных, матрацевидных глыб и пр.; в слоистых осадках и метаморфических породах выветривание сопровождается образованием ступенчатых форм рельефа, карнизов, навесов, ниш, многообразных ячеистых и сотых форм.

При всех условиях выветривание пород протекает с участием химических и биогеохимических факторов и процессов. Проявление последних и их эффективность определяются гидротермическими условиями, географическим зональным положением местности и т. д. Очевидно, что наиболее благоприятны для глубокого химического выветривания условия, характеризующиеся теплым и влажным климатом, содержанием в растворах различных кислот и солей, обуславливающих кислые и щелочные реакции почвенной среды. На земном шаре такие области представлены обширными пространствами таежно-лесной и лесостепной физико-географических зон в Северном полушарии и гумидных зон тропических и субтропических областей — в Южном.

Продолжительное химическое и биогеохимическое выветривание ведет к глубокому разрушению горных пород и составляющих их минералов, к образованию новых, так называемых вторичных минералов, устойчивых в физико-химических условиях земной поверхности. В ходе химического и биогеохимического выветривания происходит изменение физического и химического состояния горных пород. В этом участвуют такие важнейшие геохимические реакции, как гидролиз, растворение, окисление, кристаллизация аморфных тел и др.; перемещение веществ путем вымывания, выщелачивания солей и коллоидного переноса частиц минералов; обмен катионов между жидкой и твердой фазами (адсорбция, абсорбция и т. д.); синтез более сложных минеральных веществ из более простых продуктов выветривания и др.

По характеру выветривания и составу образующихся продуктов мы выделяем следующие ландшафтно-геохимические типы процессов выветривания:

1) резко выраженного физического и слабого химического и биогеохимического выветривания. Этот тип господствует в областях ледяной и тундровой зон; в высокогорных районах;

2) энергичного физического и химического выветривания с господством реакций кислого типа. Распространены в зоне областей умеренно теплого и умеренно влажного климата. Широко образуются подзолистые почвы и сналлитно-глинистые продукты коры выветривания;

3) энергичного химического и биогеохимического выветривания и ми-

нерализации органического вещества с господством реакций щелочного типа. Распространяются на зоны и области теплоумеренного климата степей и лесостепей; образуются черноземные и каштановые почвы, сиаллитно-карбонатные (лёссовидные) продукты коры выветривания;

4) энергичного физического выветривания и слабого биогеохимического выветривания с господством сильнощелочных реакций, обусловленных высокой подвижностью и накоплением в коре выветривания и в почвах хлоридно-сульфатных солей. Этот тип господствует в зонах и областях жаркого и сухого климата сухих степей, полупустынь и пустынь; широко представлены сиаллитно-сульфатные продукты выветривания;

5) весьма энергичного химического и биогеохимического выветривания и минерализации органического вещества с господством реакций кислого типа. Господствует в зонах и областях влажного тропического и субтропического климата; образуются латериты, бокситы и другие красноцветные почвы — продукты выветривания, получившие название аллитов, сиаллито-аллитов и др.

По схеме авторов выветривание охватывает весь цикл изменений вещества литосферы: разрушение — перенос — отложение — вторичное минералообразование — стадийное изменение гипогенных минералов и другие изменения.

При глубоком химическом выветривании минералы могут подвергаться полному и частичному разрушению кристаллической решетки, освобождению, а также замещению отдельных элементов внутри решетки, переходу из одного кристаллического состояния в другое, из кристаллического в аморфное состояние и наоборот.

Особый интерес в этом отношении представляет изменение силикатов и образование многообразных глинистых минералов. Как известно, на долю силикатов приходится около 75% земной коры по весу, или $\frac{1}{3}$ по числу известных в природе минеральных веществ. Из других минеральных соединений большое участие в образовании продуктов выветривания принимают карбонаты, сульфаты, бораты, нитраты и др. Многие силикаты являются важнейшими породообразующими минералами; в большинстве случаев они очень сложные и их строение трудно выразить простыми формулами. Сложность силикатов обусловлена кристаллохимическими особенностями и наличием многочисленных примесей.

По вопросу об устойчивости к разложению различных групп силикатов и алюмосиликатов до последнего времени в литературе сообщаются противоречивые сведения. Общераспространенной является схема С. С. Голдича (рис. 34), хотя она далеко не отражает весьма сложной картины устойчивости различных минералов к выветриванию в зависимости от формы нахождения их в породах.

К главным процессам химического выветривания относят гидролиз, гидратацию, растворение, ионный обмен, комплексообразование, диализ, карбонатизацию, химическую перестройку. Выветриванию способствует частичное или полное удаление растворимых продуктов путем выщелачивания пресными водами, осаждения ионов в виде нерастворимых соединений, сорбции продуктов коллоидными веществами, удаления ионов в результате замещения и комплексообразования и другими факторами. Относительное и абсолютное влияние отдельных химических факторов и процессов на выветривание определяется структурой и составом минералов и пород, механизмом взаимодействия между ними и химическими реагентами. Сказанное можно проиллюстрировать двумя крайними случаями: простым растворением каменной соли, где Na и Cl из ионной решетки галита переходят в водную фазу, и разложением силикатов, для

которых характерно многостадийное изменение структуры минералов с образованием различных промежуточных продуктов замещения, коллоидного синтеза, глинистых минералов и других образований.

Пока мало изучены процессы выветривания органических веществ, в частности образование различных органических кислот (гуминовых,

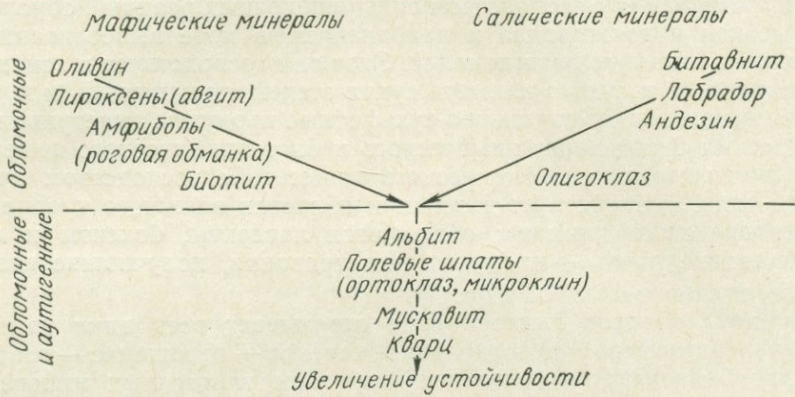


Рис. 34. Устойчивость к выветриванию первичных породообразующих минералов.

фульвокислот и др.), а также клетчатки, лигнина, белков, жировых и восковых смолистых соединений; протекание процессов их превращения из простых в сложные соединения и наоборот. Однако ясно одно — в ландшафтах протекают разнообразные процессы образования органического вещества, характеризующиеся исключительно большим многообра-

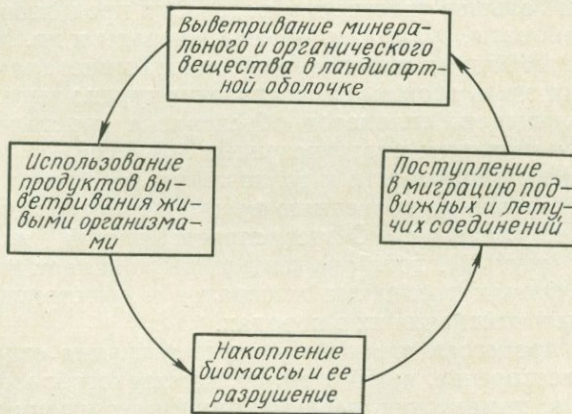


Рис. 35. Круговорот продуктов выветривания в ландшафте.

зием продуктов. Существует, видимо, замкнутая цепь взаимодействия выветривания — развития живых организмов — их умирания — разрушения с образованием многообразных простых и сложных органических систем и компонентов — поступления в цикл круговорота подвижных продуктов и участием их в выветривании и цоидации (рис. 35).

Геохимические продукты выветривания в зависимости от состава пород

В природных условиях продукты выветривания в большинстве случаев получаются не из одного минерала, а из их ассоциаций, образующихся в горных породах. Следовательно, состав остаточных и подвижных продуктов выветривания определяется прежде всего составом главнейших групп пород и минеральных компонентов, слагающих земную кору. В этом отношении наблюдаются следующие закономерности: кислые и средние породы образуют продукты выветривания со значительным содержанием кварца, полевого шпата, слюды, каолинита и других минералов, производных от входящих в эту группу силикатов. С выветриванием кислых и средних пород связаны многие месторождения каолинитов, бокситов, глин, а также редких и драгоценных металлов. В меньших количествах образуются магнезиальные соли кремнеземной кислоты, гидраты железа и простые соли углекислого магния и кальция. С выветриванием основных пород связано образование минералов из группы монтмориллонитов (монтмориллонита, нонтронита, бейделлита и др.). Охры — типичные представители продуктов выветривания этих пород. В их составе значительное место занимают водные окислы железа (лимонит, гетит, гидрогематит). Из второстепенных минералов присутствуют асболоан, псиломелан, галлуазит, халцедон, опал, карбонаты.

Существенно различаются между собой продукты выветривания осадочных пород, среди которых можно различить четыре основные группы: кремнеглиноземные, кремнеземные, карбонатные и хлоридно-сульфатные.

Кремнеглиноземные породы (глины, глинистые сланцы и др.). Состоят из первичных минералов (тонкоизмельченный кварц, слюда и полевые шпаты); широко представлены вторичные (вадозные) минералы, а иногда в глинах морского и лагунного происхождения — также углекислые соли кальция, магния, гипс, пирит и органическое вещество.

В зависимости от климатических условий сульфаты и карбонаты кальция, магния более или менее быстро выщелачиваются, дальнейшее же изменение, очевидно, происходит в том же направлении, что и при выветривании изверженных и метаморфических пород. Надо полагать, что и конечные продукты выветривания глинистых пород в зависимости от условий будут также состоять из остаточных и коллоидных продуктов синтеза, которые получаются в результате выветривания изверженных и метаморфических пород, с той лишь разницей, что в продуктах выветривания глинистых пород будет присутствовать большое количество вадозных минералов, которые уже отчасти имелись до выветривания породы. Глинистые продукты способны к сорбции многих химических элементов, поэтому в их составе можно обнаружить присутствие многих редких и рассеянных элементов.

Кремнеземные породы (кварцевые пески и песчаники, кварциты, опоки, трепела и др.). В зависимости от условий дают как однообразные, так и гетерогенные продукты выветривания.

Песчаники могут быть кварцевыми, аркозовыми, глауконитовыми и др. Кроме того, они различаются по характеру цемента, который бывает кварцевым, известковым, глинистым, железистым и т. д. Кварцевые пески или песчаники с кремнеземным и известковым цементом дают однообразные продукты выветривания, представленные рыхлыми песками. При выветривании аркозовых песчаников, цементом в которых является глина, образуются продукты выветривания суглинистого характера. В ряде случаев при выветривании песчаников, имеющих разнообразный

цемент или обогащенных в большей или меньшей степени углекислым кальцием и хлоридами, получают гетерогенные (смешанные) аккумуляции. В результате выветривания песчаников аккумулируются заключенные в них устойчивые минералы: рутил, турмалин, монацит, алмаз, а также самородные золото, платина и т. д.

Карбонатные породы. Карбонатные породы, составной частью которых является карбонат кальция и магния, при выветривании в зависимости от условий дают разные продукты: карбонатный элювий, сиаллитный надкарбонатный элювий, глинистые продукты и др. Карбонатный элювий особенно характерен для стран с засушливым климатом, хотя известны случаи образования его на известняках и в условиях влажного климата.

Сиаллитный надкарбонатный элювий на карбонатных породах образуется в условиях влажного климата, где происходит интенсивное выщелачивание карбонатов из верхних горизонтов коры выветривания. Этот элювий представлен различными глинистыми продуктами. С накоплением последних в коре выветривания связана аккумуляция не только кальция и магния, но и многих других элементов: стронция, бора, бария, редкоземельных элементов и т. д. Хлоридно-сульфатные породы также могут дать не только аккумулятивные, но и аллювиальные хлоридно-сульфатные продукты выветривания. Это имеет место в условиях пустынь, где легкорастворимые соли в силу климатических условий накапливаются в верхних горизонтах выветривающихся пород.

Хлоридно-сульфатные продукты выветривания. Классические примеры таких продуктов известны во всех пустынях мира. С хлоридно-сульфатными аккумуляциями связано накопление не только таких элементов, как хлор, натрий, кальций, сера, составляющих большую массу солей, но и многих редких и рассеянных элементов: иода, брома, стронция, цезия и др.

Состав продуктов выветривания в каждом конкретном случае зависит от условий накопления. Более или менее однородные продукты выветривания наблюдаются в том случае, когда та или иная местность получает свой материал из однородного массива горных пород или когда продукты выветривания в процессе переноса и отложения не сохраняются целиком в сложной смеси выветривания, а подвергаются некоторому распылению и перегруппировке, при которой одни из них изолируются от других. В большинстве же случаев в процессе разрушения пород образуются гетерогенные продукты выветривания.

Характер выветривания и образования остаточных и подвижных продуктов отражается стадиями разрушения пород и их составом. На грубо-обломочной стадии выветривания для всех пород характерно преобладание группы невыветрившихся минералов и даже обломков исходной горной породы. В этой стадии не происходит изменения в химическом составе, так как постоянно идет образование новых обломков коренной породы. Если же выветривание сопровождается глубоким разложением пород и минералов, происходит активная миграция не только наиболее подвижных элементов и соединений, но и более инертных. Стадийность процессов выветривания — одна из важнейших характеристик миграции элементов в процессе выветривания. Она является геохимическим показателем тех превращений, которые претерпевают минералы в коре выветривания в зависимости от их состава и условий среды.

Стадийность в минералообразовании выражается наиболее ярко в превращении в ходе геохимического процесса одного минерального состояния в другое — из менее устойчивого в зоне выветривания равновесия

в более устойчивое. Так образуются минералы или комплексы минералов со стадиями химического выветривания, отвечающими прежде всего кислотно-щелочным условиям среды. Последние определяются не только составом пород, но и климатическими условиями местности.

Когда мы говорим о стадиях выветривания и составе продуктов коры выветривания, в первую очередь следует иметь в виду как абсолютный возраст, т. е. абсолютную продолжительность процесса выветривания при одной и той же его интенсивности, так и относительный, который зависит от интенсивности процесса выветривания.

Геоморфологическая сопряженность геохимических типов и форм остаточных и аккумулятивных продуктов выветривания

Кора выветривания — это не только продукты элювия, т. е. остаточные образования, но и аккумулятивные продукты, сопряженные с элювием.

Б. Б. Полюнов (1934) в зависимости от стадии образования различает три элювиальные формы коры выветривания; первичную — ортоэлювиальную, образующуюся на первичных, магматических породах; параэлювиальную — на остаточных рыхлых породах; наиболее молодую форму — неоэлювиальную, формирующуюся на продуктах перетолжения осадочных пород. Для каждой формы коры выветривания устанавливаются соответствующие ей типы остаточных и аккумулятивных (вынесенных и отложенных) продуктов, которые располагаются в литосфере в соответствии с условиями рельефа.

В основе схемы миграции и распределения продуктов выветривания Б. Б. Полюнова лежит общий универсальный закон гравитационного характера. Общая тенденция миграции — перемещение материальных систем от мест более высоких к местам более низким. Соответственно этому происходит механическая и химическая дифференциация элементов и их соединений в коре выветривания, их миграция и аккумуляция (рис. 36).

Однако в природных условиях миграция и распределение продуктов выветривания подчиняются более сложным закономерностям. Часто геоморфологической схемой невозможно, например, объяснить специфику геохимических типов продуктов выветривания, характерных для отдельных ландшафтных зон природы. Все это можно сделать, если исходить из более правильной предпосылки, что в коре выветривания миграция и аккумуляция подвижных элементов подчинена закону зональности в природе*. Геоморфологическая закономерность в дифференциации и распределении подвижных элементов в коре выветривания наиболее ярко проявляется лишь в зональном аспекте. Именно каждый зональный геохимический тип продуктов выветривания представляет не что иное, как последовательную смену в ландшафте одних типов продуктов выветривания и почвообразования, характеризующихся определенными генетическими свойствами и геохимическими процессами, другими. В зависимости от совокупности условий выветривания, миграции и аккумуляции продуктов выветривания азональное залегание горных пород различного минералогического состава, рельеф и другие факторы часто нарушают эту закономерность в геохимических процессах и распределении продуктов выветривания, и внутри зонального геохимического типа коры вывет-

* Это достаточно обосновано в трудах К. Д. Глинки (1906), П. А. Замятченского (1938, 1939), И. И. Гинзбурга (1946, 1947), К. И. Лукашева (1938, 1939, 1956) и др.

ривания образуются геохимические разновидности ее, отражающие лишь некоторые тенденции основных процессов выветривания.

Поэтому кажется более правильным следующим образом сформулировать в общем виде некоторые тенденции, наблюдаемые в миграции и аккумуляции подвижных элементов в процессе выветривания: географический ареал миграции химических элементов тем более широк, чем

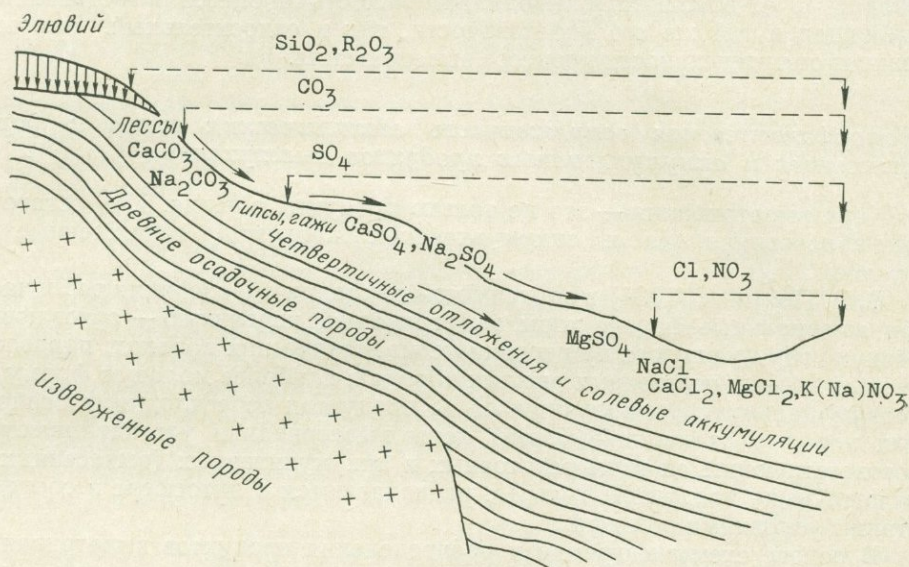


Рис. 36. Схема геохимической дифференциации подвижных продуктов выветривания на материке (по В. А. Ковде).

они подвижнее и чем благоприятнее географические, физико-химические и биологические условия для их перемещения. Географический ареал аккумуляции и концентрации элементов в продуктах выветривания и почвах тем шире, чем большее значение они имеют для организмов, чем меньше их растворимость и чем больше способность к коагуляции, сорбции и осаждению электролитами. Наиболее широким ареалом аккумуляции в зоне гипергенеза суши характеризуются продукты выветривания типа кремнезема и полуторных окислов, железа, алюминия, наиболее узким — нитраты, хлориды и сульфаты, приуроченные главным образом к засушливым областям. Промежуточное положение занимают соединения углекислого кальция, магния и натрия. Аккумуляция подвижных соединений кремния, алюминия и железа в окисной форме в коре выветривания характерна преимущественно для влажных областей суши земного шара. Ареалы накопления соединений углекислого кальция, магния и натрия охватывают в основном зону лесостепи, степи и полупустынь, а ареалы аккумуляции хлоридов, нитратов и сульфатов — полупустынь и пустынь. В пределах одной и той же ландшафтной зоны рельеф является ведущим фактором в образовании как геохимической однородности, так и геохимической контрастности коры выветривания. Высокая геохимическая контрастность характерна для высокогорных областей, резко расчлененного рельефа районов, сложенных комплексом разнообразных пород, различно противостоящих процессам выветривания и т. д. Низкая геохимическая контрастность типична для коры выветривания, форми-

рующей в сравнительно однообразных условиях рельефа, климата и геологического строения.

После седиментации вещества начинают протекать другие стадии литогенеза — диагенез и эпигенез.

Геохимические процессы и продукты диагенеза

Под диагенезом понимается совокупность процессов преобразования рыхлых осадков в осадочные горные породы.

Диагенез сопровождается удалением из осадков излишней воды, обезвоживанием минералов, химическими реакциями обмена, поглощением одних элементов и освобождением других. В ходе этих процессов происходит изменение рН и Eh среды, разложение органического вещества и выделение биогенных газов*.

В результате диагенетических процессов в осадках и породах происходят: потеря пористого пространства при уплотнении осадка или заполнении пор; частичная дегидратация и уменьшение объема (на 3—6%); увеличение плотности и твердости при превращении илов и глин в сланцы; возникновение трещиноватости в породах; образование или усиление слоистых, полосчатых и пластинчатых структур; возникновение несмешивающихся метастабильных смесей из единого осадка; метасоматическое замещение в процессе инфильтрации и выщелачивания; прогрессивное замещение под воздействием ювенильных или минеральных вод; сохранение органического материала в породе в виде следов, за исключением случаев, когда этот материал является главным первичным материалом.

Диагенетические процессы осадочного минералообразования и вторичного преобразования толкуются самым различным образом и общепринятые представления по этому вопросу пока еще не сформулированы.

Расходятся также мнения в отношении нижней границы субаквального диагенеза.

Диагенетические изменения в осадочных породах обычно заканчиваются обезвоживанием осадков, выщелачиванием легкорастворимых солей, частичной перекристаллизацией и цементацией осадков. На этом этапе формирования горной породы протекают сложные геохимические процессы, в итоге которых происходит миграция и перегруппировка химических элементов и образование новых минеральных видов и комплексов. В результате завершения диагенеза формируются горная порода и во многих случаях геохимические аномалии железа, марганца, фосфора и других элементов, представляющих промышленный интерес.

Геохимические процессы и продукты эпигенеза

Диагенез — начальная стадия изменения пород. Продолжение изменений на дальнейших стадиях получило название «эпигенеза», а также «катагенеза» и «раннего метаморфизма».

Эпигенез большинством литологов и геохимиков трактуется как совокупность вторичных процессов изменений, происходящих в сложившихся осадочных породах (до стадии метаморфизма). Н. М. Страхов вместо понятия «эпигенез» предложил термин «метагенез», а М. С. Швецов — «метадиагенез». А. Е. Ферсман ввел понятие «катагенез» (1922).

* Подробнее см. в работах Н. М. Страхова (1953, 1960), Г. И. Теодоровича (1958), Зб. Суйковского (1958).

Катагенез в схеме А. Е. Ферсмана занимает промежуточное положение между зонами гипергенеза и метаморфизма. В зоне катагенеза господствуют восстановительные процессы, протекающие в условиях недостатка кислорода, воздуха и углекислоты. Правда, здесь возможно анаэробное окисление за счет бактериальных процессов. В то же время, отмечает А. Е. Ферсман, зоны гипергенеза и катагенеза «практически очень часто налагаются одна на другую и дают ряд сложных сочетаний».

Независимо от отдельных вариаций в трактовке термина «эпигенез» (катагенез) очевидно, что в природных условиях в ходе литогенеза широко протекают процессы, вызывающие изменение состава и структуры пород, сформировавшихся на стадиях седиментогенеза и диагенеза. В одних случаях процессы эпигенеза ведут к окаменению осадков, в других — к образованию землистых, мучнистых и коллоидных масс, в третьих — к уплотнению и цементации за счет заполнения свободных промежутков между обломочными зернами и т. п.

Цементом может быть коллоидный кварц, кальцит, доломит, сидерит, окислы железа и другие соединения. Признаками эпигенеза являются перекристаллизация минералов, вторичное наращивание обломочных зерен, присутствие вторичных образований (конкреций, вкраплений и др.) в породах, наличие реликтов прежней кристаллической структуры и т. д. Среди продуктов эпигенеза широко развиты новообразования титаносодержащих минералов — лейкоксена, брукита, анатаза, рутила, перовскита. Новообразованиям способствует давление, которое в точках соприкосновения песчаных зерен становится огромным и вызывает разрушение зерен — деформацию и растворение. Одни из них как бы вдавливаются в другие. Одновременно происходит переотложение растворенного материала и новообразование минералов. В карбонатных породах процессы эпигенеза часто ведут к доломитизации известняков или, наоборот, к раздоломичиванию доломитов с образованием вторичных известняков (Г. И. Теодорович, 1958).

Особенно активно процессы эпигенеза протекают в зонах распространения подземных вод.

В районах глубокой и продолжительной циркуляции вод идет изменение гипогенных и образование новых минералов. Халькопирит замещается борнитом, ковеллином и халькозином. Могут образоваться сидеритовые и хлоритовые скопления железных руд. В порах и трещинах пород осаждаются гипс, ангидрит, флюорит, целестин и другие карбонатные и сульфатные минералы.

Изменение органического вещества может сопровождаться выделением CO_2 , метана и других газов, что, с одной стороны, дает начало газовым скоплениям в пористых породах, с другой — оказывает активизирующее влияние на катагенные процессы миграции химических элементов и изменения горных пород.

В результате эпигенетических процессов в ряде случаев существенно изменяется вещественный состав осадочных пород и рудных месторождений. Так, гидратации биотита и гидробиотита сопутствует образование рутила*, анатаза, брукита, альбитизации плагиоклазов — появление целолитов, барита; образуются также хлориты, серицит и другие минералы.

Важную роль играют процессы катагенеза в явлениях вторичного изменения каустобиолитов: нефти, углей и сапропелитов.

Во всех случаях диагенетического и эпигенетического изменения и преобразования осадочных пород протекают метасоматические реакции,

* За счет выделения значительного количества титана образуется новый минерал.

ведущие к замещению одних химических элементов и соединений другими с изменением общего химического состава пород.

Метасоматическому замещению подвергаются прежде всего наиболее легкорастворимые и подвижные соединения. Труднорастворимые химические компоненты породы замещаются лишь при наиболее интенсивном метаморфизме. Особенно легко замещаются в породе Ca, Mg, Na и др. Их место занимают тяжелые металлы Cu, Zn, Ag, Fe и др.

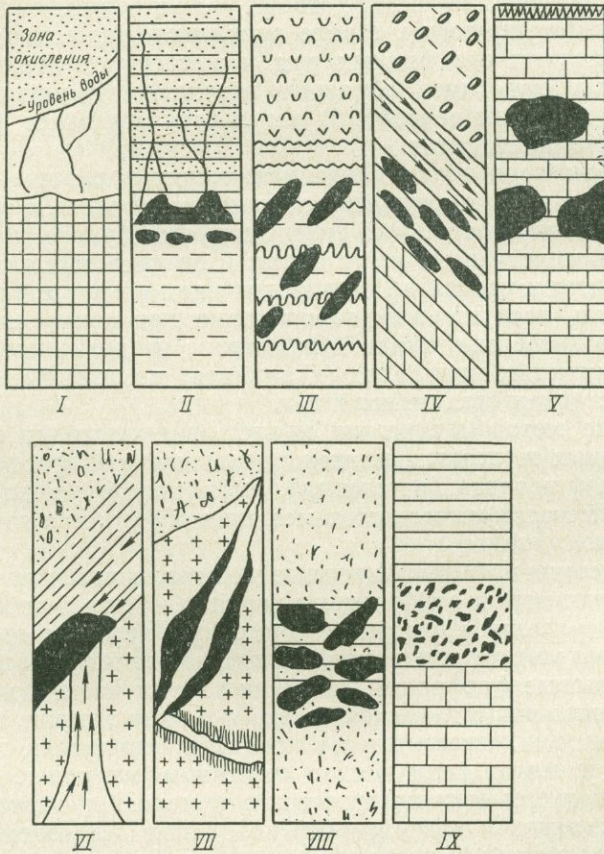


Рис. 37. Некоторые типовые примеры эпигенетических образований в зонах:

I — вторичного обогащения сульфидных руд; *II* — инфильтрационного заполнения и метасоматоза; *III* — микробиологического преобразования органических отложений (нефтей, углей, торфов); *IV* — вторичного образования в результате движения меденосных растворов; *V* — карстовой кальцитизации; *VI* — оруденения в результате смешения пластовых (кислых) и ювенильных (щелочных вод); *VII* — гидротермального метасоматоза; *VIII* — лимонитизации (ожелезнения в местах разгрузки подземных вод); *IX* — оглеения (гипсового, содового, карбонатного и др.).

В зоне гипергенеза метасоматические явления наиболее типично выражены во многих инфильтрационных месторождениях, в которых боковые породы вступили в химическое взаимодействие с растворами и образовали метасоматические замещения, а также в зоне вторичного обогащения сульфидных руд. Особенно интенсивно процессы замещения протекают в карбонатных породах (известняках), где карбонаты или

сульфаты железа реагируют с известняком. Происходят реакции обмена, и известняк метасоматически замещается обычным сидеритом. Железорудные месторождения указанного типа обычно образуют небольшие залежи, штоки или гнезда. Вместе с железом часто мигрирует марганец в виде бикарбонатов, сульфатов, а также коллоидных соединений. Отложения меди сформировались либо с помощью восстановительного битуминозного вещества, либо при участии животных и растений, возможно, бактерий. Аналогичным путем возникают инфильтрационные месторождения ванадия, обычные спутники которых уран и радий.

Растворы, циркулирующие в зоне окисления, проникают в пределы залегания первичных сульфидных руд и метасоматическим путем на месте первичных сульфидов образуют вторичные сульфиды, главным образом меди, а иногда серебра. В результате возникает зона вторичного сульфидного обогащения.

Одна из форм проявления метасоматических процессов — образование псевдоморфоз по ранее существовавшим минералам, а также растительным и животным остаткам: псевдоморфозы бурого железняка по пириту в глинисто-песчаных, мергелистых и песчаных породах; псевдоморфозы барита и целестина по кальциту или по растительным и животным остаткам, послужившим зародышами для конкреций; кальцита и арагонита по древесине; опала и халцедона по древесине и скелетам организмов; глинистых минералов (каолинита) по полевым шпатам, каменной соли, остаткам организмов и т. д.

В результате метасоматических процессов происходит образование инфильтрационных железных, цинковых, медных руд, фосфоритов, гипсов, землистого флюорита (ратовкита), аморфного магнезита и т. д. За счет процессов метасоматического замещения образуются залежи стронциевых руд (целестина).

Широко известны инфильтрационные и метасоматические фосфориты. Они обычно возникают в карбонатных породах, образуя либо горизонты желваков, либо залежи в карстовых пустотах. Желваковые фосфориты образуются в результате метасоматического замещения фосфатным материалом. Карстовые фосфориты возникли за счет частичного растворения фосфоритового вещества, скопившегося в виде элювия, и метасоматического замещения известняка на контакте с нижними горизонтами элювия. К метасоматическим можно отнести и островные фосфориты, образовавшиеся путем метасоматического замещения оолитовых и коралловых известняков и изверженных пород под действием растворов, разлагавших продукты жизнедеятельности птиц, гнездящихся на островах тропических морей. Главные генетические типы эпигенеза, связанные с разнообразными геохимическими процессами и факторами, приведены на рис. 37.

Геохимические процессы и продукты галогенеза

Галогенез как соленакопление связан с единым процессом круговорота веществ в природе, выносом и накоплением продуктов выветривания — солей и их отложением.

Миграция солей в ландшафтной оболочке происходит самыми разнообразными способами, но в основном в форме растворов в водах поверхностного стока, по трещинам и порам из глубинных частей земной коры, а также с капиллярными и пленочными водами. Нужно указать также на диффузию солей, опускание тяжелых растворов в толще водоносных горизонтов вниз, вековую сепарацию ионов по их весу.

В миграции и аккумуляции солей важную роль играют заливавшая сушу морская вода, сток речных вод, восходящие рассолы нефтяных и других вод, эолово-солевое выветривание, древние потоки солей, питающие грунтовые воды, и живое вещество с его биогенной мобилизацией минеральных элементов.

Солевые аккумуляции, образовавшиеся в морских бассейнах, попадая в условия биосферы и коры выветривания, подвергаются выветриванию и новому перераспределению химических элементов. Таким образом, совершается циклический обмен солей между сушей и океаном, интенсивность которого за период геологической истории особенно усиливалась в периоды орогенеза и поднятия суши.

Фаза миграции солей, связанная с движением солей в виде наземных и подземных растворов от областей с господством элювиальных процессов к внутриматериковым бессточным впадинам, поймам и дельтам, и их накопления в последних получила название континентальной фазы миграции и аккумуляции солей; фаза движения и накопления солей в морском или океаническом водоеме (включая лагуны, прибрежные марши и др.) — морской.

В природных условиях распространены хлорид натрия (каменная или поваренная соль), сульфат кальция (гипсы и ангидриды), калийно-магнезиальные, а также сульфат-натриевые и отчасти сульфат-магниевые соли.

Хлоридные соли встречаются во всех месторождениях солей, как ископаемых, так и современных. Толщи соленосных пород характеризуются сложным строением, отражающим смену разноцикловых процессов осадочной седиментации.

Различают галогенез в почве и коре выветривания, в континентальных озерах и морских бассейнах.

В настоящее время наука располагает достаточными данными по таким вопросам почвенного галогенеза, как подвижность солей в процессе выветривания горных пород и почвообразования; распределение солей в почвенном профиле в зависимости от климатических условий почвообразования и зональных закономерностей и минерализации грунтовых вод; типы засоления почв и коры выветривания; механизм и химизм соленаккумуляции в почвах и растворах и др.

Миграция солей в почве и коре выветривания тем больше и интенсивнее, чем больше солей образуется в процессе выветривания горных пород и минерализации растительных остатков и чем больше поступает их на дневную поверхность из глубин в результате эндогенных процессов.

В процессе миграции солей рассеяние или накопление их в почве и коре выветривания определяется главным образом гидроклиматическими условиями местности. В областях с избыточным увлажнением происходят глубокое промывание поверхностных горизонтов почв и коры выветривания и вынос хорошо растворимых солей. В этих областях речные и грунтовые воды имеют небольшую минерализацию. В областях с засушливым климатом малое количество осадков не в состоянии промыть засоляющиеся под влиянием сильного испарения почвы и грунты; в результате происходит интенсивная минерализация поверхностных вод. Одновременно протекают процессы дифференцированного поступления солей в грунтовые воды, почвенные растворы, почвы и грунты (рис. 38).

Таким образом, главные области соленаккумуляции в коре выветривания должны быть приурочены к пустыням и полупустыням. Основными представителями засоленных почв и коры выветривания суши являются солончаки. Солончаки содержат легкорастворимые натриевые соли, в

основном хлориды, сульфаты и карбонаты, а также соли кальция. По морфологическому строению они делятся на корковые, пухлые, такыровидные, луговые. Корковые солончаки формируются при поднятии грунтовой воды к поверхности почвы, на которой образуется скопление хлоридов и сульфатов в виде белой корки. В пухлых солончаках под землистой коркой залегает рыхлый, проваливающийся под ногой слой,

Соединения	Грунтовые воды	Почвенные растворы	Грунты	Солончаковые коры
SiO_2			■	
R_2O_3			■	
$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$			■	
CaCO_3			■	
CaSO_4			■	
Na_2SO_4			■	
Na_2CO_3				
MgSO_4			■	
NaCl			■	
MgCl_2			■	
CaCl_2				
NaNO_3				

Рис. 38. Схема дифференциации соединений при испарении почвенно-грунтовых вод.

заполненный солями. Такыровидные солончаки представляют собой плотные глинистые грунты, обогащенные солями, а луговые — луговую почву, обогащенную гипсом и другими солями.

По химическому составу солончаки делятся на хлоридные, сульфатно-хлоридные, хлоридно-сульфатные, натриевые или натриево-кальциевые и др.

Основными факторами и процессами, принимающими участие в солеобразовании в условиях водных бассейнов, являются:

1) привнос солей в водоемы речным и подземным стоком, а также эоловой деятельностью;

2) поступление солей за счет магматических и вулканических процессов, а также газов, выделяющихся из мантии;

3) высвобождение солей и газовых соединений в ходе разложения органического и неорганического вещества, покрывающего дно водоемов;

4) смещение и перемещение растворов различного состава и минерализации, их взаимодействие;

5) сорбция солей и газов глинистыми коллоидными частицами, содержащимися в растворах;

6) выпадение солей из растворов согласно их химическим свойствам и геохимическому родству;

7) выпадение солей из растворов вследствие комплекса геологических и физико-химических природных условий (решающую роль здесь играют климатическая зональность, степень аридности, солевой состав растворов);

8) процессы диагенетического и эпигенетического преобразования и метаморфизации в результате геохимических и биогеохимических реакций.

Попадая в водоемы, содержащиеся в воде соли частью остаются в водных растворах, формируя солевой состав озерных вод, частью используются живыми организмами в процессе их роста и развития, частью выпадают в осадок, образуя солевые аккумуляции различного состава и генезиса. Наиболее благоприятными условиями для соленакопления характеризуются соляные озера аридных и полуаридных областей. Современные аридные зоны составляют площадь около 35 млн. км² и расположены в пределах Северной Америки и Евразии. Аридные и полуаридные зоны занимали обширные территории на земном шаре и в другие геологические эпохи начиная с древних времен.

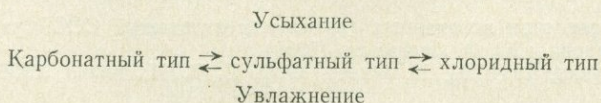
В настоящее время по происхождению котловин выделяют: морские, континентальные, смешанные; по концентрации солей: пресные (сумма растворимых веществ меньше или равна 0,1% по весу), солоноватые (0,5—3,5%), соляные (3,5—10%), рассольные (свыше 10%) воды.

По химическому составу вод и рассолов различают три основных типа озер: карбонатный, сульфатный и хлоридный, характеризующиеся определенными равновесными системами и коэффициентами метаморфизации солей.

В седиментации солей различного химического и минералогического состава существует зональность. По мере перехода от степей к собственно пустыням увеличивается минерализация озерных вод, галогенная седиментация изменяется от карбонатной к сульфатной и хлоридной. В условиях карбонатной седиментации сухих степей в осадках накапливаются главным образом менее растворимые минералы — кальцит, доломит, силикаты магния; в условиях господствующей сульфатной седиментации полупустынь в осадках накапливаются преимущественно карбонаты, сульфаты кальция и натрия: гипс, мирабилит, тенардит, глауберит, астраханит. В собственно пустынных областях с наиболее минерализованными водами преимущественно хлоридного и сульфатного типа в осадках аккумулируется главным образом галит с большей или меньшей примесью астраханита, эпсомита и др.

На седиментацию донных иловых и соляных отложений большое влияние оказывает периодическое изменение климата, петрографо-минералогический состав водосборных площадей, колебательный режим суши и морских побережий. Сочетание этих факторов определяет солевой состав рапы донных и иловых отложений озерных котловин, пестроту в распределении галогенных минералов и фациальные особенности солевых аккумуляций.

С колебаниями климата теснейшим образом связан переход соляных озер от одних гидрохимических типов к другим:



На образование солевых минералов оказывают влияние сезонные колебания температурных условий и влажности.

Среди соляных озер широко распространены озера морского происхождения — реликты морей или отделившиеся от моря заливы и лиманы. В таких озерах под воздействием континентального климата происходит метаморфизация солевого состава. Большую роль при этом играет испарение и изменение концентрации солей и объема воды.

Океаническое соленакопление в настоящее время осуществляется только в незначительных размерах в относительно небольших лагунах, прибрежных озерах и лиманах вдоль побережий океана и на окраинах морей. В геологическом прошлом образование в лагунных условиях и краевых частях океана с аридным климатом протекало в более широких масштабах. В зависимости от климатических и геологических условий и связанной с ними концентрации растворов в ходе испарения выделялись гипс и ангидрит, выкристаллизовывалась каменная соль, а в условиях очень высоко минерализованных растворов — калийная соль. Этим объясняется большое разнообразие залежей солей и соленосных пород: от чистых разновидностей каменных и калийных солей значительных мощностей до геохимически смешанных типов солей.

Изучение стратиграфических разрезов соленосных пород и месторождений показывает, что образование большинства из них протекало в несколько циклов седиментации с промежуточным отложением гипса и ангидрида, кальцита и доломита, а также глинистого материала и с периодическим возобновлением накопления каменных и калийных солей. На этом основании выделяются различные стадии и ритмы, отражающие изменение гидрохимического режима морского бассейна и солеобразования, причины которого могут быть как тектонического, так и климатического характера. Так, в разрезе соляной толщи Старобинского месторождения калийных солей в Белоруссии хорошо заметна ритмичность, обусловленная чередованием выдержанных соляных (количество их в разрезе достигает 15) и глинисто-мергелистых горизонтов. Первые отражают относительно кратковременные периоды в жизни солеродного водоема, когда концентрация солей в нем повышалась до садки каменной, а в ряде случаев калийных солей. Вторые — глинисто-мергелистые горизонты — соответствуют длительным периодам более или менее значительного снижения солености водоема. Ритмичность высоких порядков, отражающая более кратковременные изменения гидрохимического режима, отчетливо устанавливается и в разрезах отдельных соляных горизонтов.

В земной коре особенно выделяются кембрийская, силурийская, пермская, триасовая и третичная эпохи солеобразования*.

Известны примеры месторождений солей морского происхождения мощностью в сотни метров (Верхнекамское, Старобинское, Илецкое, Бахмутское и др.), соленакопление в таких случаях сопровождалось значительным погружением участков земной коры. Большая часть этих участков расположена в областях, переходных от платформ к геосинклиналям, вытянутым вдоль складчатых сооружений. Однако даже в этих в общем подвижных участках земной коры трудно допустить во всех случаях столь быстрое и устойчивое прогибание. Высказываются предположения**, что солеродные водоемы прошлых геологических эпох имели значитель-

* Детально геология ископаемых галогенных отложений СССР рассматривается в работе А. А. Иванова и Ю. Ф. Левицкого (1960).

** П. И. Лукин, 1954; М. П. Фивег, 1956; Д. В. Наливкин, 1956; А. Л. Яншин, 1961 и др.

ную глубину на первых этапах своего существования. По мере быстрого заполнения бассейна осадками глубина его уменьшалась. Одновременно происходило прогибание дна бассейна. Таким образом, мощность соленосных толщ, по мнению А. Л. Яншина (1961), соответствует конседиментационному прогибанию только частично, а другая часть мощности соответствует быстрой компенсации прогиба, в котором происходило ее образование.

В настоящее время можно выделить ряд геохимических типов и разновидностей солевых отложений, являющихся результатом длительной истории развития коры выветривания и осадочной оболочки, неодинаковой растворимости соединений и различного значения химических элементов в биогенной аккумуляции животных и растительных организмов.

Среди них выделяют засоленный элювий и делювий, различные типы солончаков, такыры, отложения каменных, калийных, содовых, боратных и других солей. Минералогический и химический состав их характеризует большим разнообразием парагенетических ассоциаций.

Главными минералами соляных аккумуляций являются: галит, сильвин, карналлит, мирабилит, тенардит, глауберит, гипс, ангидрит, камнит, натрит (сода), борные минералы, натриевая и калиевая селитра. Обширной группой представлены соли редких минералов (бишофит, тахидрит, астраханит, борацит, сульфоборит и др.). Встречаются также несольевые минералы (некоторые в очень малых количествах): кальцит, доломит, магнезит, гематит, рутил, кварц, брусит, отдельные сульфиды тяжелых металлов. Часто характерны включения (реже самостоятельные скопления) жидких и газообразных углеводородов (нефть, метан, асфальты).

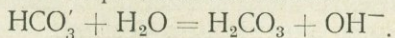
Большинство солевых минералов сложны по составу, особенно магниевые и алюминийевые сульфаты, натриево-кальциевые карбонаты и бораты.

Основными химическими компонентами солевых минералов являются Na, Cl, Ca, SO₄, CO₃, K и Mg, в меньшей мере — Al, B, N, Fe. Из редких элементов для соляных залежей характерны Rb и Cs в карналлите, В — в бишофите и карналлите, J — в селитре, Li и As — в некоторых соляных рапах. Содержание золота и металлов группы платины в солях примерно соответствует их обычному кларковому содержанию в земной коре; Sg, как правило, содержится в больших количествах в сульфатах и в меньших — в хлоридах. Основная масса брома и иода связана главным образом с солевыми минералами Na, K, Mg.

В бассейнах областей вулканической активности с обилием горячих источников соляные отложения часто содержат повышенные количества Li и Sg, реже Cs, Ra и Rb. В незначительных количествах в солях могут быть представлены тяжелые металлы Cu, Ag, Pb, Hg и др.

Геохимические процессы и продукты карбонатообразования (карбонатогенеза)

В зоне гипергенеза широко протекают процессы, ведущие к образованию карбонатных осадков. Карбонаты представлены минералами и горными породами нормальных (средних) и кислых (бикарбонатных) солей угольной кислоты H₂CO₃. Решающее значение в земной коре имеют природные карбонаты кальция и магния, в меньшей мере — других металлов. Бикарбонаты магния, а также кальция неустойчивы. Они легко разлагаются кислотами с выделением CO₂ или переходят в средние соли угольной кислоты. Растворяясь в воде, бикарбонаты дают щелочную реакцию, обусловленную наличием гидроксильных ионов



Щелочные реакции растворов играют большую роль в зоне гипергенеза, определяя миграцию и поведение химических элементов в земной коре.

Основные скопления карбонатов в земной коре представлены известняками, доломитами, мергелями, известковыми мелями и песками, играющими значительную роль в строении земной коры.

В продуктах выветривания карбонаты распылены или в виде тонкой пленки и корки покрывают стенки пустот (трещины, ходы от растительных корешков и др.), или образуют конкреции, встречающиеся чаще всего в глинистых и суглинистых продуктах выветривания. В осадках карбонаты наиболее часто представлены конкрециями углекислого кальция, например, ими пронизаны мощные слои лёсса причерноморских, сибирских и среднеазиатских степей и полупустынь; ими обогащены покровные суглинки Среднего и Нижнего Поволжья. Карбонаты кальция — существенная составная часть перегнойно-карбонатных почв и сероземов, донных отложений озер и осадков пойменных лугов. Они цементируют многие горные породы, особенно песчаные соленосные и нефтегазоносные. Их присутствие снижает добычу нефти и затрудняет разведку бурением, особенно когда нефть и газы залегают в плотноцементированных породах или в известняках и доломитах.

Нами выделяются следующие геохимические источники и способы образования в зоне гипергенеза суши и моря карбонатных продуктов:

- 1) в процессе выветривания и выщелачивания горных пород путем непосредственного действия CO_2 на горные породы;
- 2) в результате химических процессов, ведущих к выпадению карбонатов в осадок;

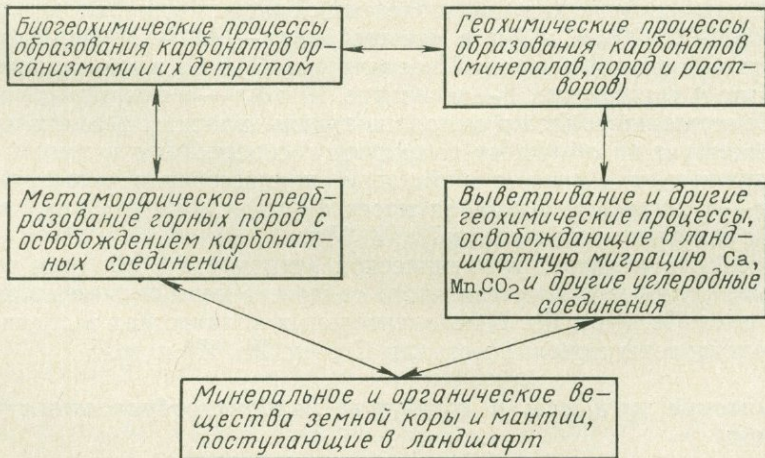


Рис. 39. Схема геохимических способов образования карбонатов в ландшафтном круговороте вещества земной коры.

3) биогенной деятельностью организмов;

4) в результате метаморфического изменения пород, содержащих кальций и магний, под воздействием растворов, богатых углекислотой (рис. 39).

В ходе развития земной коры и биосферы были периоды, когда CO_2 в атмосфере содержалось значительно больше, чем в настоящее время.

Это связано с вулканической активностью земной коры и интенсивной фотосинтетической деятельностью растительного покрова. Чем выше содержание CO_2 в атмосфере, тем ниже рН растворов, тем благоприятнее условия для химических реакций в зоне гипергенеза. Известно, что при низких рН подвижными становятся даже такие инертные элементы, как Al, Ti и др. Следовательно, от CO_2 зависит миграция многих элементов в биосфере и земной коре.

Выветривание пород сопровождается освобождением и выносом из них растворимых соединений — сульфатов, хлоридов, карбонатов, щелочных, щелочноземельных и других металлов.

Значительным источником образования карбонатов при выветривании являются кальциевые полевые шпаты, пироксены и амфиболы в кристаллических породах, карбонатные минералы в осадочных. Они разлагаются слабыми растворами уголекислоты с образованием глинистых минералов и переходом Ca и других соединений в водный раствор.

Геохимическая деятельность уголекислоты в земной коре и биосфере тесно связана с энергетикой процессов выветривания, фотосинтеза, парциального давления, динамического равновесия между привнесом и связыванием ее в системе атмосфера — океан и обратно. Увеличение содержания уголекислоты в атмосфере повышало парциальное давление, усиливало ее деятельность в динамических процессах равновесия и участие в реакциях выветривания и фотосинтеза.

Уголекислота, растворенная в циркулирующей воде в зоне выветривания или непосредственно поглощенная поверхностью горных пород, вступает во взаимодействие с последними и из силикатов, алюмосиликатов и других соединений образует карбонаты кальция, магния и двойной соли угольной кислоты — доломит. При этом выделяется аморфная кремнекислота, которая выпадает в осадок в виде частичек 0,01—0,001 мм.

Важнейший источник образования карбонатных растворов и миграции их с последующим новым отложением карбонатов в зоне гипергенеза — сами карбонатные породы.

При выветривании карбонатных пород в зависимости от условий могут образоваться грубообломочные и глинистые продукты карбонатного элювия, в разной степени обогащенного карбонатным веществом. В результате продолжительного выноса карбонатных продуктов, образующихся в процессе выветривания, формируется сиаллитный надкарбонатный элювий, характеризующийся выщелачиванием карбонатов в нижележащие горизонты почв.

Полагают, что красные земли, известные под названием терраросса, возникают в результате выветривания карбонатных пород и выноса из них растворимых соединений. В остаточных продуктах господствуют нерастворенные остатки глинистых материалов сиаллитного типа.

При выветривании доломитов и доломитизированных известняков образуется так называемая известково-доломитовая мука, представляющая собой скопление мелких частиц кальцита и доломита. С выветриванием карбонатных пород связано образование в зоне гипергенеза карстовых форм рельефа и различных аккумуляций. Выветривание и окисление рудных месторождений часто сопровождается образованием карбонатов Li, Pb, Sr и других тяжелых металлов.

Попадая в водную среду океанических, морских, озерных бассейнов и соединяясь с кальцием, магнием и другими ионами металлов, CO_2 дает химические осадки карбонатов. В эти процессы входят, по-видимому, сложные реакции обмена и равновесий, в результате которых значительная часть уголекислоты связывается и осаждается в форме химических

соединений — карбонатов. Большую роль при этом играет постоянный приток в бассейн атмосферной углекислоты, которая увеличивает концентрацию ионов CO_3^{2-} в морской среде. Чем выше содержание углекислоты в атмосфере, тем быстрее протекают реакции насыщения морской воды CO_2 , тем энергичнее идут процессы осаждения карбонатных осадков на дне морей.

Среди карбонатных пород различных геологических систем в результате химического осаждения, вероятно, образовалась большая часть доломитов, многие карбонатные руды железа (сидериты), сидеритовые песчаники палеозоя и мезозоя, многие известняки, залегающие в свитах, органических остатках, и т. п.

Установлено, что химические процессы осаждения карбонатов зависят от различных физико-химических и биологических условий, а именно: температуры, солености, химического состава электролитов, насыщенности растворов CO_2 и др. В зависимости от сочетания отдельных факторов в одинаковых условиях осаждаются в одних случаях преимущественно карбонаты кальция, в других — кальция и магния, в третьих — других металлов.

Насыщенность морской воды углекислотой зависит от физикогеографических условий. В условиях тропиков и субтропиков морские и океанические воды более насыщены углекислым кальцием, чем воды умеренных и холодных широт. Это ведет к самосадке CaCO_3 и образованию мощных пластов карбонатных пород. В резко осолоненных лагунах с галогенными растворами осаждаются также MgCO_3 , образуя карбонатные осадки доломитового состава.

Благоприятной средой для накопления карбонатных отложений известково-мергельного типа являются озера. На дне озер, питаемых водой ручьев и рек, богатой органическими кислотами и соединениями кремния, кальция, магния, в местах, где нет течения, отлагаются осадки, богатые кремнеземом и карбонатами. В результате формируются разнообразные сложные кремнисто-карбонатно-глинистые отложения. Иногда на дне озера накапливаются раковины моллюсков, отсюда появляются известняки и мергели. Если в планктоне развивается большое количество диатомей, скелеты которых скопляются на дне озера, образуются диатомиты, иногда называемые инфузорной землей.

В формировании карбонатных пород большую роль играют живое вещество и биогеохимические процессы. Формирование карбонатных осадков может происходить в связи с накоплением карбонатов в процессе роста и развития организмов, освобождением их и аккумуляцией в результате разложения детрита в связи с деятельностью бактерий, способных разлагать органические и неорганические вещества и осаждают Ca, Mg, CO_2 и другие элементы и компоненты.

Установлено, что живые организмы биосферы (микроорганизмы), а также литофильные организмы и высшая растительность являются аккумуляторами кальция, источниками и факторами его накопления в земной коре.

При минерализации растительных остатков кальций поступает в почву и кору выветривания в форме кристаллического CaCO_3 или органо-минеральных и других соединений. В зависимости от условий происходит миграция кальция и CO_2 , взаимодействие и осаждение их в том или ином виде. Находящиеся в воде ионы кальция и углекислоты, попадая в морские бассейны, извлекаются организмами, многие из которых строят из них свои раковины, панцири, внутренние скелеты и отдельные их части. После смерти морских организмов твердые известковые скелеты отла-

гаются на морском дне, образуя мощные толщи с большим или меньшим участием углекислого кальция. Именно таким путем возникли разнообразные известняки и мергели.

Среди известняков в зависимости от тех групп животных, которые их образовали, различают коралловые, фораминиферовые, мшанковые, губковые, брахиоподовые, трилобитовые, остракодовые и др.

В условиях морского и океанического дна биогенная экстракция и осаждение карбонатов значительно превосходят осаждение их химическим путем. Изучение карбонатов в морской воде показывает, что более или менее заметное перенасыщение ими наблюдается в водах тропических широт и главным образом в пределах нескольких сот метров от поверхности. Вся остальная масса воды находится в ненасыщенном состоянии, не способном давать химические осадки карбонатов Са и Mg. Поэтому часто наблюдаемые в толщах земной коры огромные накопления известняков, доломитов, меловых и мергельных пород можно объяснить участием живых организмов, извлекающих карбонаты из морской воды и взвешенного вещества.

Карбонатные породы образуются также путем метаморфического и метасоматического изменения других пород, содержащих кальций, магний, железо и другие элементы. Карбонатизации и доломитизации нередко подвергаются основные интрузивные и особенно излившиеся породы под действием горячих рудоносных газоводных растворов, богатых углекислотой, а также осадочные породы в результате процессов эпигенеза (катагенеза).

В литературе имеются указания на карбонатизацию гранодиоритовых пород в связи с образованием рудных месторождений. В процессе диагенетического и эпигенетического преобразования бедные магнием известняки превращаются в доломиты. Часто, наоборот, первичные осадочные доломиты в процессе термального воздействия замещаются кальцитом и превращаются в известняки.

Природные карбонаты встречаются в гидротермальных жилах, часто в парагенезисе со свинцово-цинковыми, медными, железистыми, марганцевыми и другими рудами.

Большой геохимический интерес представляет проблема дифференцированного и совместного осаждения карбонатов кальция и магния и образование переходов от чистых известняков к чистым доломитам и от доломитов через сульфатно-доломитовые породы к карбонатным породам, содержащим ангидриты, гипсы и другие солевые аккумуляции.

Процессы и продукты механогенеза

Процессы механической деятельности различных агентов на земной поверхности—гравитационное перемещение и делювиальный смыв, перенос рыхлых материалов текучими водами и водами тающих ледников, эоловая деятельность ветра, морская абразия — явления большого геологического и геохимического значения. На рис. 40 приведена более детальная классификация механических факторов, с которыми связано перемещение продуктов выветривания и их рассеяние.

Вследствие разнообразного геоморфологического устройства поверхности земного шара и различного характера экзогенных процессов одни области земной поверхности характеризуются господством денудации, т. е. разрушения и смыва продуктов выветривания, другие — благоприятными условиями для накопления — аккумуляции этих продуктов. Области денудации — это прежде всего горные системы и их склоны, возвы-

шенные водоразделы, террасовидные уступы морских побережий и речных систем. Здесь интенсивно протекают процессы механического перемещения земных масс, которые в зависимости от характера физического и химического выветривания могут сопровождаться значительным перемещением не только обломочного, но и химически растворенного материала. Области аккумуляции представлены значительными пространствами ложа Мирового океана, межгорных впадин и предгорных равнин, обширными территориями низменностей, террас и долин.

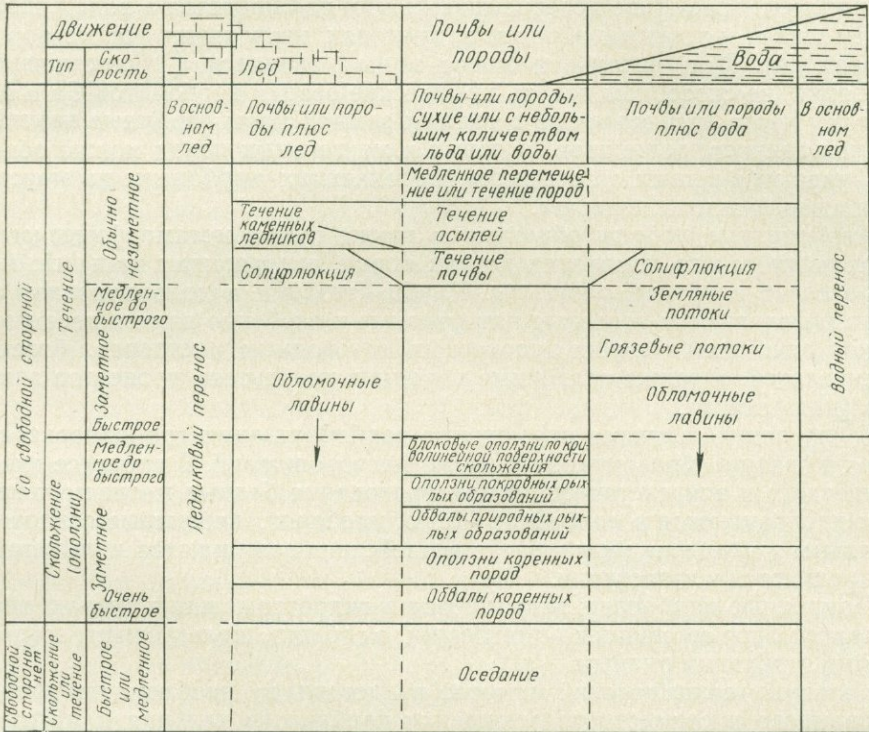


Рис. 40. Механические факторы перемещения и рассеяния продуктов выветривания.

Большую роль в денудации и перераспределении материалов в условиях земной поверхности играют тектонические движения земной коры, климатический режим, характер гидрографической сети, строение и состав геологических формаций и фаций. Вызывая поднятие одних участков рельефа и опускание других, тектонические движения вовлекают в процессы денудации и эрозии новые территории и формации пород, создают благоприятные условия для перераспределения продуктов выветривания по земной поверхности.

Гидроклиматический режим определяет зональные и локальные условия разрушения и транспортировки материала. Ливни, бурные потоки, быстрое таяние горных ледников сопровождаются переносом огромного количества взвешенного материала, грубообломочного по своему составу, накоплением его на склонах, в межгорных прогибах, у подножий гор, без какой-либо заметной сортировки. Неравномерное внутригодовое распре-

деление воды в гидрографической сети вызывает крупные нарушения в режиме осадочных процессов в русле и поймах рек, способствует неоднократному перемыву и переотложению обломочного материала. В холодных климатических зонах материал перемещается преимущественно в обломочной форме, в то время как в теплых и влажных большую роль играет коллоидное и гидрохимическое перемещение продуктов выветривания. В зависимости от совокупности факторов и особенно деятельности ведущих из них образуются геохимические аномалии и месторождения делювиальных, пролювиальных, аллювиальных, абразионных, ледниковых, эоловых процессов.

Наиболее распространенными в зоне гипергенеза и богатыми по содержанию являются аллювиальные и прибрежные россыпи.

Делювиально-пролювиальные процессы и отложения

Сила тяжести, дождевая и талая снеговая воды — важнейшие факторы денудационных процессов. Они стремятся перенести каждую частицу

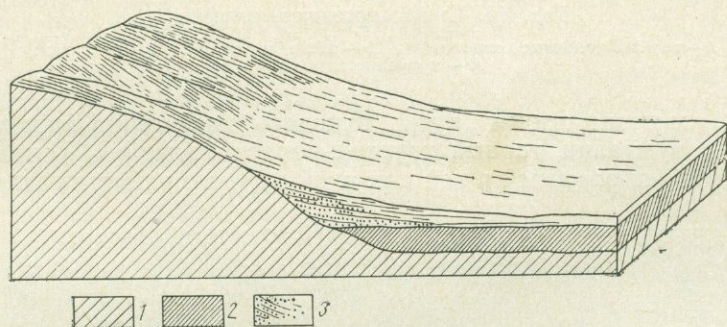


Рис. 41. Схема делювиального шлейфа и строение делювия:
1 — коренные породы; 2 — аллювий дна речной долины; 3 — делювий.

рыхлого материала на возможно более низкий гипсометрический уровень, до которого практически могут быть снесены продукты выветривания. При этом частицы производят работу, освобождая свою потенциальную энергию. Работа тем больше, чем больше трение между частицами. В большинстве случаев, однако, собственной энергии их недостаточно для преодоления трения, часто во много раз превышающего запас потенциальной энергии частиц.

На помощь приходит кинетическая энергия воды. Обволакивая продукты разрушения горных пород, вода во много раз уменьшает коэффициент трения и тем облегчает их передвижение.

Горные районы с пересеченным рельефом, а также склоны — наиболее благоприятные условия для гравитационных (под влиянием силы тяжести), делювиальных (медленного смыва), пролювиальных (внезапного смыва) и коллювиальных (обвально-оползневых) процессов (рис. 41—43).

Делювиальные процессы перемещают агрегаты и частицы обломочного материала по склонам на разные расстояния в зависимости от величины, формы и удельного веса зерен. При этом обломочный материал дифференцируется, образуя различные гравитационные типы аккумуляций и россыпные месторождения с повышенной концентрацией полезных ископаемых. Геохимическая сущность этих явлений заключается в том,

что в месторождениях концентрируются только те материалы, которые имеют большой удельный вес и химическую устойчивость к выветриванию, характеризуются высокой твердостью и прочностью на истирание

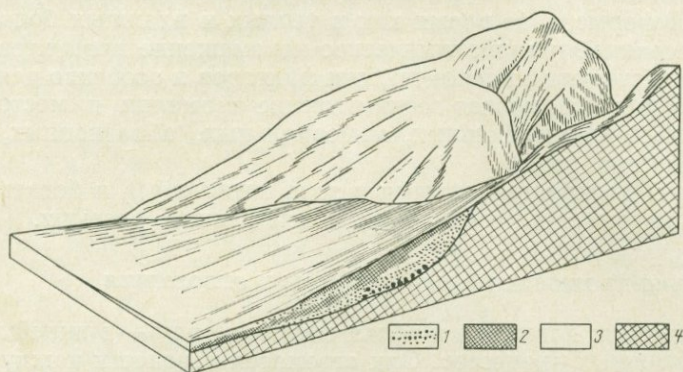


Рис. 42. Схема строения пролювия:

1 — грубообломочные отложения; 2 — пески и супеси; 3 — суглинки;
4 — коренные породы.

(магнетит, ильменит, хромит, рутил, киноварь, касситерит, циркон, монацит, гранат, турмалин, горный хрусталь, золото, платина, алмаз и др.). Состав подобных россыпей в той или иной мере отражает климатически-



Рис. 43. Оползень делювиального покрова.

геохимическую зональность. Так, в полярной и тундровой зоне гравитационные и делювиальные россыпи включают химически малоизмененные обломочные материалы. Во влажных тропических и субтропических областях в их составе видное место занимают глинистые и коллоидные массы.

При гравитационном и делювиальном переносе продуктов выветривания происходит сортировка по удельному весу минералов и крупности частиц, выражающаяся в горизонтальной и вертикальной дифференциации вещества. Как правило, в делювиальных аномалиях концентрация минералов быстро уменьшается с удалением от источника питания: материалы с большим удельным весом находятся ближе к нему, а с меньшим переносятся на большие расстояния и рассеиваются в породах. В ряде случаев по мере продвижения обломочного материала по склону тяжелые минералы сепарируются в продольных ложбинах и делювиальная россыпь разбивается на структуры.

Пролювиальное и коллювиальное перемещение характеризуется накоплением неокатанного и плохо сортированного материала, за исключением пролювиальных конусов выноса, где может иметь место зональная градиация перемещаемого материала. В большинстве случаев полезные минералы в пролювиальной толще распределены неравномерно и находятся в рассеянном состоянии, лишь иногда они концентрируются в линзах и прослоях среди грубозернистой массы отложений.

Аллювиальные процессы и отложения

В образовании и размещении осадочных отложений земной коры большую роль играют аллювиальные процессы. Материалы эродированы и переносятся перекачиванием и волочением по дну, во взвешенном и растворенном (в виде солей) состоянии. Они накапливаются в руслах рек, поймах, старицах, дельтах, озерных котловинах. Скорость и характер процесса определяются многими факторами: вековыми изменениями уровня поверхности суши и Мирового океана, кратковременными изменениями, вызванными тектоническими поднятиями и опусканиями земной коры; климатическими изменениями и связанными с ними колебаниями режима рек; географическим распространением речной сети, ее густотой, удаленностью верховьев от базиса эрозии и т. д.

Реки не только откладывают аллювиальные осадки, но и часто преобразуют остаточные продукты выветривания: перемыывают, выщелачивают их и т. д.

В сухих пустынных областях важной особенностью образования аллювиальных отложений является пересыхание и резкое уменьшение стока многих рек в летнее время. Часто реки не в состоянии донести воду до устья и теряются в песках и озеровидных низинах. В это время они могут переносить материал главным образом в растворенном виде. Сильные дожди и ливни нередко вызывают образование мощных грязевых потоков (селей), способных переносить крупные глыбы и каменный материал (рис. 44).

На образование аллювиальных отложений и их характер большое влияние оказывает перемещение базиса эрозии вследствие колебания уровня Мирового океана, внутриконтинентальных морей и озер. Благоприятные условия для глубинной и плоскостной эрозии создавались при таянии ледникового покрова, а также при понижении уровня Мирового океана.

По характеру накопления аллювия резко выделяются три типа долин и террас: эрозионные, аккумулятивные и эрозионно-аккумулятивные. Эрозионные террасы создаются в результате размыва и сноса выветрелых пород; террасы их состоят из древних коренных пород, аллювиальные отложения в их строении играют незначительную роль. Аккумулятивные террасы формируются вследствие накопления только аллювиального ма-

териала. Эрозионно-аккумулятивные террасы в цокольной части сложены коренными породами, а в верхней — аллювием.

По геоморфологическим и генетическим условиям образования различаются аллювиальные отложения гор и предгорий, обширных равнин (плоскодольный тип) и дельт.

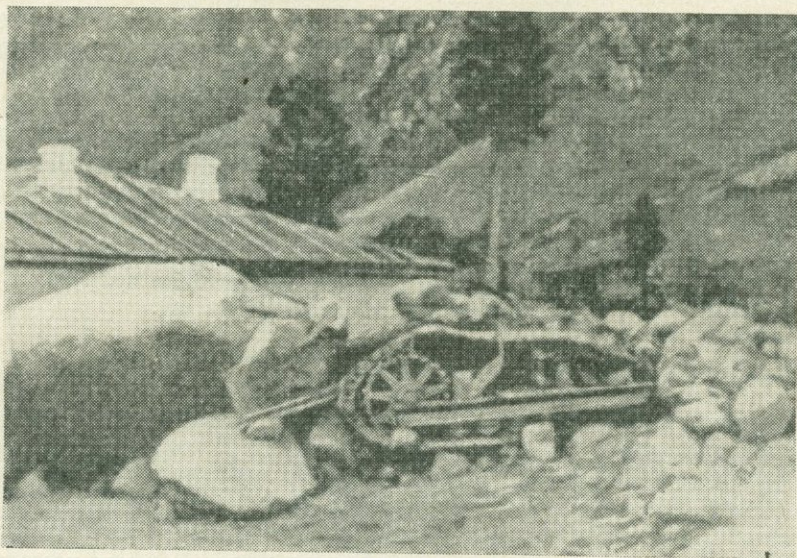


Рис. 44. Селевые массы на улицах поселка.

Для горных долин характерна значительная крутизна склонов, узкое дно и большое (в основном ступенчатое) падение тальвега, чередование крутых и отлогих склонов со слабо развитой поймой или без нее. Часто наблюдается гетерогенный генетический характер горных долин: на одних участках река может протекать в чисто эрозионной долине, на других — в тектонических долинах (приуроченных к тектоническим разломам, прогибам, впадинам и пр.).

Верхнее течение реки в большинстве случаев представляет собой область эрозии, в результате которой происходят размыв продуктов выветривания и вынос их в предгорья и места, благоприятные для аккумуляции. Образующийся здесь аллювий часто состоит из крупных обломков и гальки, которые отлагаются в русле потока лишь в межень, в половодье воды переносят их к подножию гор и откладывают в виде конусов и других аккумуляций.

При таких условиях пойма в верхнем течении не образуется, и только в отдельных местах более или менее плоского рельефа может возникнуть низкая галечниковая пойма, сложенная русловым аллювием. Пойменные же осадки из мелкозернистого материала в горных условиях, как правило, не образуются; пойменный аллювий здесь не представляет собой самостоятельной фации.

По выходе реки на равнину резко уменьшается сила и энергия потока и создаются более благоприятные условия для аккумуляции материала. На равнинах, как правило, у больших рек образуются широкие долины с корытообразным плоским дном. Характер отложений в равнинной обстановке определяется режимом реки, который связан с годовым ходом

поступления атмосферных осадков и климатическим влиянием. В зависимости от режима реки преобладает либо глубинная, либо боковая эрозия. Глубинная эрозия преобладает на более крутых участках и в мягких породах, по которым река прокладывает свою долину. Эффективности глубинной эрозии благоприятствуют понижение базиса эрозии, многоводность и быстрота течения. Боковая эрозия проявляется резче в условиях извилистого профиля реки и залегания в основании твердых пород. Реки,

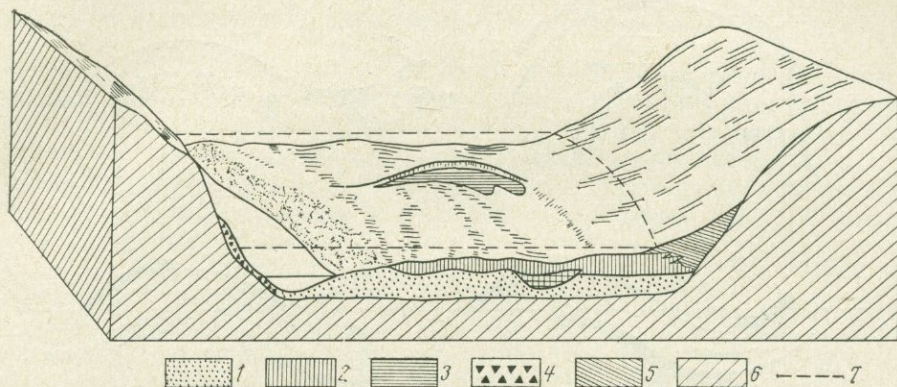


Рис. 45. Схема строения аллювия равнинной реки:

1 — русловый аллювий; 2 — пойменный аллювий; 3 — старичный аллювий; 4 — осыпи; 5 — делювий; 6 — коренные породы; 7 — уровень полых вод.

блуждая от одного берега к другому (меандрируя), размывают породы и формируют широкое и плоское дно долины (рис. 45—46).

Одновременно с развитием меандров и боковым смещением русла образуется русловый аллювий, представляющий собой по существу отложения прирусловой отмели, которые могут состоять из разнообразных осадков: грубозернистых и плохо отсортированных, галечниковых и лучше отсортированных, с более или менее выраженной косой слоистостью.

Образование пойменного аллювия происходит одновременно с русловым, главным образом в период половодья, а также делювиальных процессов — в период меженного уровня воды в реках. Существенную роль играют также процессы эрозии почвы, которые отрывают почвенные частицы и комочки от общей массы почвы и сносят их вниз по склону. В результате перемещения русла реки по дну долины от нее отделяются частично или полностью старые участки русла с образованием стариц (староречий). Одни из них могут быть полностью изолированы от реки, другие соединяются с ней при повышении уровня воды, третьи все время могут быть связаны с рекой, образуя рукава и др. В изолированных и полуизолированных старицах интенсивно протекают процессы зарастания и заболачивания.

Отложения равнин, как и предгорий, — результат преимущественно механических процессов, однако здесь в большей мере могут образовываться грунты вследствие химических реакций и коагуляции коллоидов.

По литологическому составу и характеру слоистости среди аллювиальных осадков равнинной обстановки необходимо различать осадки русла рек, пойменной равнины, террас и стариц.

Основную роль в строении и составе руслового аллювия играют осадки прирусловых отложений (валов), формирующихся в период половодья.

когда воды при переходе на пойму, теряя скорость, откладывают наносы у берегового края. У некоторых крупных рек прирусловые валы достигают 5—6 м высоты и 4—5 м ширины.

Осадки русла представлены отложениями стрежневой зоны потока, плесами и перекатами. Во всех этих случаях отложение осадков неустойчиво и подвержено резким колебаниям. В период межени здесь происхо-

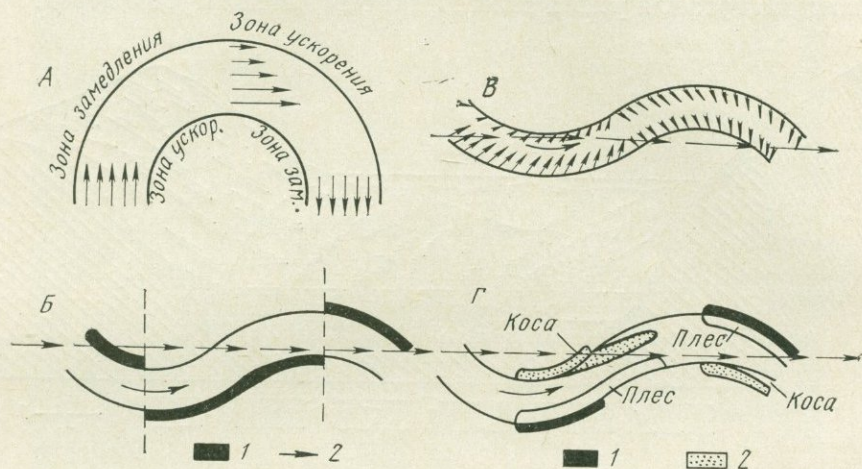


Рис. 46. Схема воздействия потока на береговые зоны в излучине:

А — векторы средних скоростей течения; Б — расположение сбойных берегов: 1 — прижимный берег, 2 — направление весеннего течения; В — направление циркуляционных течений в придонном слое; Г — зоны аккумуляции и эрозии: 1 — зона преимущественной эрозии, 2 — зона преимущественной аккумуляции (по Н. И. Маккавееву).

дят незначительные аккумуляции осадков, которые во время половодья подвергаются эрозии и перемещению. Как правило, накапливаются пестрые гетерогенные, преимущественно грубозернистые отложения, характеризующиеся плохой сортированностью, невыдержанной слоистостью и большим количеством мелких линз и пачек осадков различного гранулометрического состава.

Отложения осадков в пойменных террасах полностью связаны с затоплением их полыми водами во время половодья. По условиям осадконакопления в пойме различают прирусловую, центральную и притеррасовую части. Прирусловая часть поймы несколько возвышается над центральной, вблизи русла оседает крупный песчаный материал, а в частях, более удаленных от межени, — супесчаный, илистый и глинистый. В центральной и притеррасовой частях поймы часто происходит заболачивание. Значительную роль в ландшафте поймы играют старицы.

В профиле аллювиальных отложений резко выделяются две разновидности отложений: отложения бывшего русла со всеми присущими ему русловыми осадками и отложения поймы, отличающиеся более мелкозернистым составом, меньшей мощностью, развитием почво- и болотообразовательных процессов. В зависимости от географической зональности пойменные осадки могут содержать карбонаты, хлоридные и сульфатные соли. Концентрации последних особенно велики в отложениях пойм в условиях сухого и полусухого климата. Цвет осадков также может быть различным.

С аллювиальными отложениями часто связаны крупные залежи россыпей драгоценных металлов и минералов, отражающих периодичность движения аллювиальных потоков, изменение их скорости и вихревой характер движения. Особенно благоприятными условиями для образования россыпей являются естественное уменьшение скорости потоков, крутые изгибы русел рек, изменение поперечного сечения, уменьшение угла падения русла (особенно при выходе рек из горной области на равнину).

Ледниковые и водно-ледниковые процессы и отложения

В осадочных отложениях земной коры, особенно четвертичного покрова, велико значение ледниковых и водно-ледниковых осадков. Представлены они различного рода моренами, флювиогляциальными отложениями текучих и стоячих талых ледниковых вод, отложениями айсбергов и ледников на морском дне и т. д. Для районов распространения этих отложений часто типичен рельеф ледниковой поверхности. По условиям и

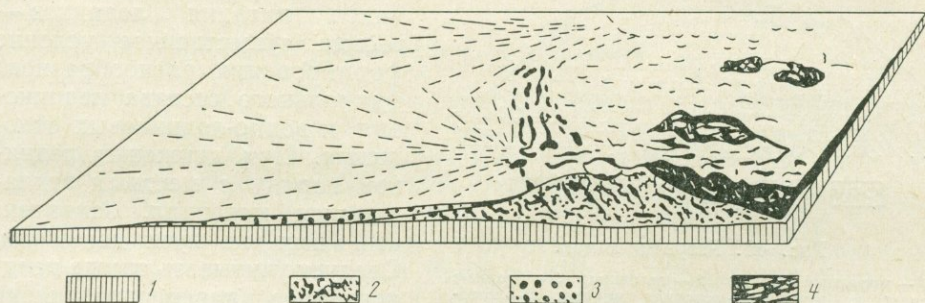


Рис. 47. Диаграмма напорной морены:

1 — перигляциальные отложения; 2 — слон напорных отложений; 3 — флювиогляциальные осадки; 4 — основная морена (по С. Н. Эдельману).

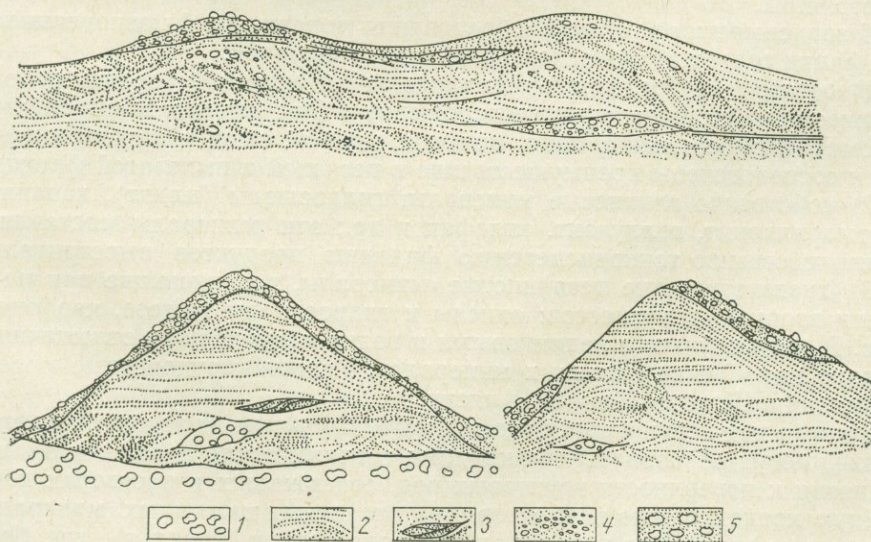


Рис. 48. Продольный и поперечный разрезы оза:

1 — морена (валунный суглинок); 2 — слонстый песок; 3 — гравий; 4 — галечник; 5 — валунный песок.

процессам образования резко выделяются три генетических типа ледниковых и водно-ледниковых отложений с соответствующими им фациями: ледниковые аккумуляции (морены, друмлины, состоящие из неслоистых осадков, — глины, песка, гальки, валунов), флювиогляциальные аккумуляции (озы, камы, зандры, сложенные слоистыми песчано-галечниковыми отложениями), озерно-ледниковые и морские ледниковые отложения дна, дельт и береговых террас (рис. 47—49). В целом ледниковый

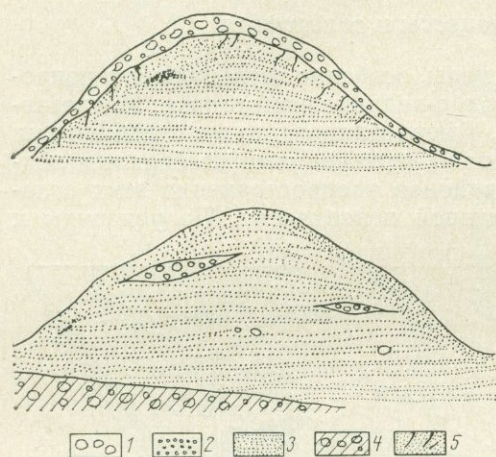


Рис. 49. Разрезы камы:

1 — моренный чехол; 2 — галечник; 3 — озерные слоистые пески; 4 — основная морена; 5 — косо-слоистые и смятые пески.

и водно-ледниковый комплекс характеризуется большим разнообразием осадков, различающихся составом, окраской, условиями залегания, площадью распространения, сортировкой обломочного материала, удаленностью от материнских пород и другими особенностями. Гетерогенность источников питания ледников — весьма существенное условие формирования разнообразного фациального состава ледниковых и водно-ледниковых отложений. При движении ледников наряду с местным откладывался материал, захваченный ими по пути движения. Следует учитывать также неоднократное перераспределение материала в связи с колебанием края ледника. Поэтому состав

и мощность отложений могут существенно меняться на небольших расстояниях.

В зависимости от условий образования моренные и флювиогляциальные фации содержат три основные группы минералов:

1) остаточные (реликтовые) минералы материнской породы, подвергшиеся выветриванию и переотложению. Они представлены обычно обломочными зёрнами кварца, полевых шпатов, слюд и других минералов и сосредоточены преимущественно в песчаной и пылевой фракции;

2) собственно глинистые минералы: гидрослюды (иллит), каолинит, монтмориллонит, галлуазит, аллофан и др.; эти минералы составляют преимущественно тонкодисперсную фракцию продуктов выветривания;

3) диагенетические неглинистые минералы, возникающие при наложении вторичных процессов: окислы и гидроокислы железа, карбонаты и др. В ряде случаев с ледниковыми и водно-ледниковыми отложениями связано накопление полезных минералов. Известны рудоносные морены Финляндии, Швеции, Канады, Аляски.

Иногда над первичными рудами, покрытыми чехлом ледниковых отложений, могут образоваться надрудные геохимические аномалии за счет поднятия к поверхности грунтовых вод, содержащих в растворах повышенную концентрацию элементов выщелоченных из рудных минералов. Аномалии такого типа известны в Онтарио (район Кобальт), где большие количества кобальта наблюдаются в относительно проницаемых песчано-глинистых ледниковых отложениях.

Х. Е. Хокс и Дж. С. Уэбб (1963) приводят ряд примеров вторичных

геохимических аномалий (гидроморфных, биогенных), связанных с ледниковыми отложениями, покрывающими рудные тела. Встречаются надрудные отложения комплексного происхождения, например в Киурувеси (Финляндия), где медный ореол залегает над месторождением пирротинно-пентландитово-халькопиритовой руды.

Флювиогляциальные отложения так же, как и ледниковые, в ряде случаев содержат ценные тяжелые минералы. Можно считать вполне вероятным, что многие россыпи драгоценных металлов, образовавшихся в четвертичной и более древних толщах Сибири, Урала и Аляски, во многом обязаны флювиогляциальным потокам. Следует иметь в виду, что ледник мог передвигать значительные глыбы и обломки с территорий, далеких от места его таяния, и откладывать их в виде конечных, боковых и донных морен. Флювиогляциальные потоки действовали у края ледника и за его внешними пределами. Их главная роль сводилась к перемещению и переотложению обломочного материала, принесенного ледниками. Россыпи, созданные талыми водами, во многом подчиняются законам, характерным для аллювиальных потоков.

Эоловые процессы и отложения

Деятельность ветра выражается в коррозии (обтачивании) горных пород, дефляции (развевании) и аккумуляции (отложении), особенно пыли и песка. Ветер переносит материал во взвешенном состоянии и перекачивает в зависимости от своей скорости и размеров частиц материала (рис. 50).

Известно, что средний размер зерен в эоловых отложениях колеблется между 0,1 и 1 мм, песчинки такой величины составляют более 90%; эоловые отложения, в которых величина зерен превышала бы 4,5 мм в диаметре, неизвестны. Песчаные зерна ветровых отложений обычно хорошо окатаны и имеют матовую поверхность. Материал, отлагаемый в дюнах, имеет диагональную слоистость (встречаются и другие виды слоистости); плоскость наслоения располагается под большими углами, и во многих случаях углы склонов на подветренной стороне дюны достигают 30—33°.

Большая часть ветровых отложений состоит преимущественно из кварца, хотя местами в них много гипса и карбонатных включений. Тонкий материал представлен разнообразными глицистыми минералами. В зависимости от условий образования эоловые отложения в пустынной и полупустынной обстановке представляют собой скопление более или менее угловатых обломков пород и гравия (отложения у подошвы гор и на других площадях, где имеют широкое распространение массивнокристаллические породы) и переносимых ветром кварцевых или иных песков.

Грубозернистые продукты пустынь, слагающие так называемые каменистые пустыни, служат исходным материалом для всех других пустынных отложений. Эоловые пески пустынь состоят из частиц различного гранулометрического и минералогического состава. Они могут быть подвижными (сыпучие пески, барханы, дюны) либо неподвижными, покрытыми скудной растительностью. Аккумулятивные формы зависят от режима ветров и количества развеваемого материала. Эоловые отложения образуют плац песков мощностью до нескольких десятков метров, который покрывает другие формы рельефа.

А. В. Сидоренко (1956) установил, что при перевевании наиболее легко окатываются минералы небольшой твердости — гипс, кальцит, апа-

тит, полевые шпаты и обычно мало окатываются минералы большой твердости — гранат, циркон и др. При этом шарообразную форму принимают минералы без спайности или со спайностью, одинаково выраженной по трем направлениям — кварц, апатит, кальцит, полевой шпат; легко дробящиеся — тремолит, роговая обманка не окатываются, а раскалываются на остроугольные частицы; пластинчатые минералы (слюда,

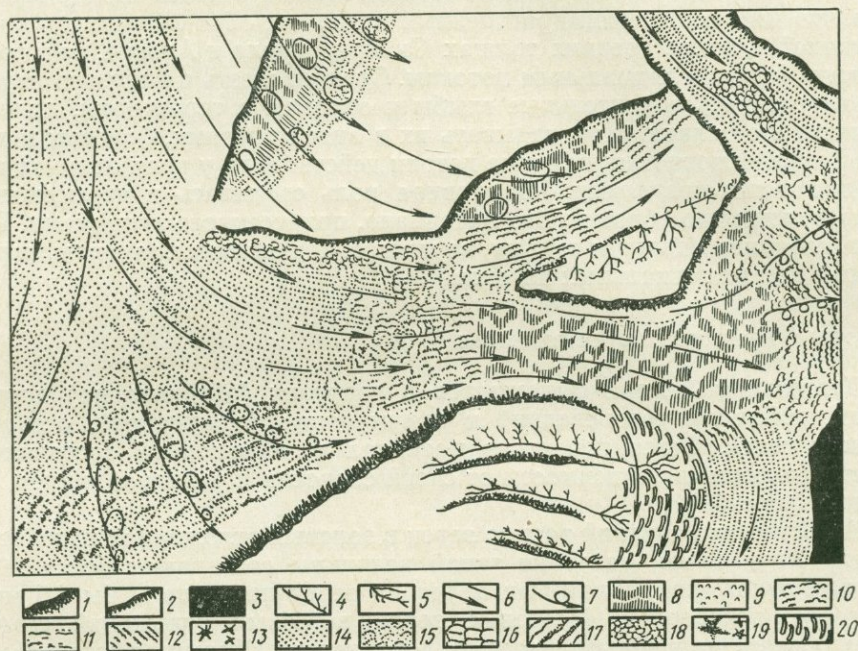


Рис. 50. Картограмма рельефа песков (составил Б. А. Федорович, 1969):

1 — скалистые склоны гор; 2 — обрывы плато и куэст; 3 — море; 4 — гидрографическая сеть; 5 — конусы выноса; 6 — направления господствующих ветров; 7 — турбулентность ветров в районах торможения и пересечения орографических рубежей; 8 — солончаки районов развевания, оголенные пески; 9 — барханы; 10 — барханные цепи; 11 — комплексные барханы; 12 — барханные гряды, продольные ветру; 13 — оголенные песчаные пирамиды, полустаросшие пески; 14 — песчаные гряды, продольные ветру; 15 — грядово-ячеистые пески; 16 — лунковые пески; 17 — поперечные гряды; 18 — ячеистые пески; 19 — пирамидальные полустаросшие пески; 20 — лёссовые гряды.

хлорит) легко расщепляются, и затем их пластинки округляются. Окатыванию зерен способствует предварительное выветривание их.

При перемещении песков происходит изменение их минералогического и химического состава: уменьшается количество тяжелых и легкоистираемых минералов, а также Al_2O_3 , CaO , CO_2 и органического вещества, увеличивается содержание SiO_2 и Fe_2O_3 .

Геохимические аномалии золотых россыпей образуются в основном в трех случаях:

1) выдувания мелких частиц из элювиальных обломочных отложений, в результате чего увеличивается концентрация остаточных тяжелых минералов;

2) перевевания аллювиальных и делювиальных россыпей, вся пылевая и мелкозернистая часть которых выдувается, а остающиеся грубообломочные материалы в свою очередь обогащаются полезными минералами;

3) перевевания морских отложений на пляжах (рис. 51—52). Источниками материала могут быть древние дюны, подвергающиеся ветровой денудации. При перевевании песков тяжелые минералы концентрируются около препятствий и в хвостовой части дюн, а также в мелких котловинах и впадинах.

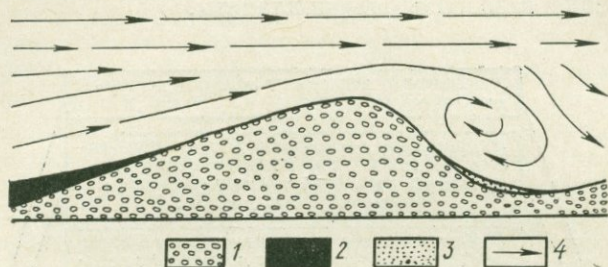


Рис. 51. Схема формирования золотой россыпи в хвосте дюны (разрез) (по В. Смирнову, 1965):

1 — дюна; 2 — тяжелая фракция; 3 — легкая фракция; 4 — воздушное течение.

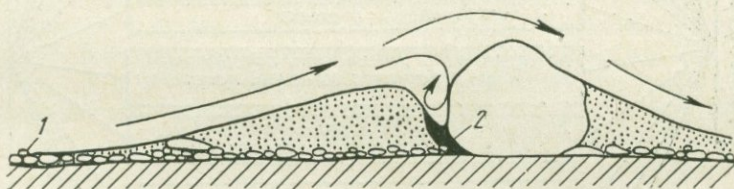


Рис. 52. Схема строения золотой россыпи алмазов пустыни Намио в Юго-Западной Африке (по Е. Кайзеру):

1 — остаточный щебень выдувания, обогащенный алмазами; 2 — гравийный песок, обогащенный алмазами.

При участии эоловых процессов возникли некоторые геохимические аномалии на морских побережьях и пляжах, в частности ильменитовые пески на побережье Балтийского моря, на Атлантическом побережье Аргентины; рутиловые и цирконовые россыпи на побережье Нового Южного Уэльса и др.

Специфика и разнообразие геохимических продуктов литогенеза ландшафтной оболочки

В заключение необходимо еще раз подчеркнуть исключительное разнообразие и специфику геохимических процессов литогенеза, протекающих в ландшафтной оболочке. В этом отношении она ни с чем несопоставима. Только в ней в планетарном и космическом масштабах перемещаются химические элементы, образуется органическое вещество, атмосфера и гидросфера со специфическим составом и взаимодействием с литосферой. Только в ландшафтной оболочке создаются почвы и разнообразные типы и фации продуктов выветривания и гипергенного литогенеза, существенно отличающегося от глубинного литогенеза. В результате выветривания и других геохимических процессов через ландшафтную оболочку протекают процессы циклического обмена между веществом Земли и Космоса, оказывающих большое влияние на процессы ее развития.

Геохимическую сущность процессов, протекающих в литосфере и участвующих в образовании ландшафтов, можно свести к следующему.

1. В результате выветривания в ландшафтную миграцию поступают химические элементы, заключенные в минералах и породах. Они участвуют в питании организмов, в создании гидрогеохимических типов поверхностных вод и газовой оболочки планеты.

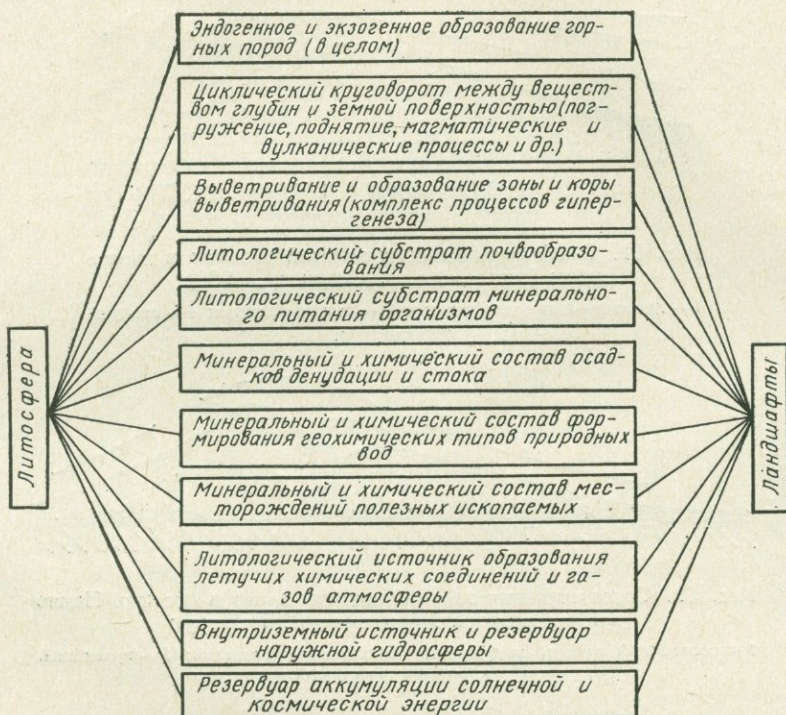


Рис. 53. Взаимодействие литосферы с ландшафтами.

2. При их участии протекают все известные в природе физические, химические и биогеохимические реакции, главными из которых являются окислительные и восстановительные, биогеохимического и коллоидного обмена и синтеза, создающие все многообразие минеральных, органических, водных и газовых продуктов и комплексов.

3. Геохимические продукты гипергенного литогенеза характеризуются большим разнообразием, которое по их участию в ландшафтной оболочке можно свести к следующим геохимическим типам и комплексам: обломочным; глинистым (сиаллитным, аллитным, сиаллитно-аллитным, аллитно-ферритным и др.); галогенным; карбонатным; преобразованным наложенными процессами диагенеза и эпигенеза; элювиальным и осадочным рудным фациям, особенно железа, алюминия, марганца, фосфора, урана, никеля, кобальта и др. Многие железные, алюминиевые, марганцевые, фосфорные, никелевые, урановые, ванадиевые и другие руды, а также каменные и калийные соли, нитраты, сульфатные и карбонатные отложения, разнообразные глины, россыпные месторождения золота, алмазов, титана, циркония и другие обязаны своим образованием процессам

выветривания, перегруппировки и концентрации химических элементов с образованием рудных аномалий и месторождений.

Применительно к зоне гипергенеза можно говорить о специфических поясах и провинциях образования бокситов, латеритов, каолинов, глинистых продуктов выветривания разного состава, аккумуляции соленосных осадков на суше и в водоемах, карбонатных и мергелистых осадков и др.

Провинции, связанные со специфическими локальными (региональными) условиями литогенеза и рудообразования, в первую очередь включают морские побережья, богатые россыпями тяжелых металлов и драгоценных минералов; древние и современные россыпи в долинах рек; аккумуляции петрогенных и металлогенных элементов в обломочных типах коры выветривания; полости и трещины инфильтрационного заполнения; вторичные образования в месторождениях сульфидных руд и др.

Металлогенные аккумуляции этого типа широко представлены окисными охрами, оолитовыми рудами бурого железняка, силикатными железными рудами, марганцевыми, «кирпичными» и красными медными, цинковыми, свинцовыми рудами, сурьмяными, висмутовыми и молибденовыми охрами, урановыми рудами, окисными рудами никеля и кобальта и др.

Все неорганические и органические процессы, протекающие в ландшафтной оболочке, в большей или меньшей степени связаны с процессами выветривания. Последние являются генераторами колоссальной энергии термодинамических и геохимических процессов и гигантской лабораторией преобразования веществ в новые минералы, различные подвижные продукты, неорганические и органические соединения почв, осадков и пород (рис. 53).

ГЕОХИМИЯ ГИДРОСФЕРЫ

Гидрогеохимические типы природных вод

Изучение природных вод, их геохимических типов, роли в земной коре и ландшафтах проводится широким фронтом во всем мире. Специальная программа такого изучения разработана для гидрологического десятилетия (1965—1974).

К настоящему времени ведется большая работа по изучению вод Мирового океана, морей, рек, главнейших пресных и соляных озер, подземных вод (артезианских бассейнов), а также пластовых вод нефтяных месторождений. Исследуются атмосферные осадки, изучается гидрогеохимическая зональность поверхностных вод природных ландшафтных зон и вертикальная зональность подземных вод*.

В. И. Вернадский выделил и охарактеризовал 485 видов природных вод, но считал, что в природе их свыше 1500. Главнейшими свойствами воды, определяющими ее большую геохимическую роль в земной коре, являются: способность легко переходить из одного агрегатного состояния в другое (жидкое, газообразное, твердое), растворять вещества и переносить их на большие расстояния, совершать циклический и в то же время неповторимый круговорот в земной коре, присутствовать в различной форме в составе пород, минералов, организмов. Природная вода — главнейший агент в геохимических процессах перераспределения элементов в земной коре.

Физические свойства воды — температура, прозрачность, цвет, вкусовые качества, запах, электропроводимость и другие — зависят прежде всего от ее химического состава, содержания растворенных газов, органических веществ и т. д.

По отношению к воде все химические элементы В. И. Вернадский (1933) делит на две группы: гидrogenические, формирующие химический состав воды и сохраняющие ее равновесие (к ним отнесены все породобразующие элементы), и пирогенические, присутствующие в водных растворах в незначительных количествах и лишь в состоянии рассеяния.

Гидrogenические элементы — характерные тела в основном водном динамическом равновесии земной коры; все они дают концентрации, т. е. свои водные растворы. Некоторые из них (Ni, Co, As, Se, Br, Ag, Cd, In, Te, I, Hg, Ti) только из водных равновесий выделяются в минералах и кристаллохимических структурах, где они или входят в соединения, или

* В изучение состава и свойств природных вод крупный вклад внесли М. В. Ломоносов, В. И. Вернадский, П. В. Стоцкий, В. В. Докучаев, Л. С. Берг, Н. С. Курнаков, С. В. Бруевич, Н. М. Книпович, А. В. Виноградов, С. А. Шукарев, Ф. П. Савваренский, Г. Н. Каменский. Ценные результаты по гидрохимии различных природных вод получены О. А. Алекиным, Г. В. Богомоловым, А. М. Овчинниковым, А. П. Дзэнс-Литовским, Н. И. Толстихиным, Н. Н. Славяновым, И. В. Гармоновым, А. И. Силиным-Бекчуриним и др.

являются водной частью изоморфной смеси. Магматических минералов для них нет, но отдельные из них дают вулканические возгоны.

Пирогенические элементы не образуют ни одного минерала водного происхождения, не входят в изоморфные смеси в таких минералах, не дают значительных концентраций и значительных колебаний в концентрациях. В растворах они могут находиться только в рассеянии. Все эти элементы дают минералы и входят в изоморфные смеси минералов, образовавшихся при застывании массивных горных пород и связанных с ними пегматитовых жил и сегрегаций (вне гидротермолитов).

В. А. Сулин (1946, 1948) среди природных вод выделил четыре генетических типа: сульфатно-натриевый и гидрокарбонатно-натриевый (представляют собой континентальный тип формирования состава вод), хлор-магниевый (морской) и хлор-кальциевый (глубинные типы вод).

Гидрогеохимическая деятельность поверхностных вод

Поверхностные воды — склоновые воды и русловые потоки — совершают грандиозную эрозионную работу на земной поверхности. Они переносят миллиарды тонн вещества в растворенном и взвешенном состоянии. Значительную роль в питании рек и формировании стока играют дождевые, снеговые, ледниковые, смешанные и подземные воды.

Процессы стока и эрозионной деятельности зависят от состава пород, рельефа, климата, растительного покрова и т. д. В зависимости от их сочетания поверхностные воды в одних случаях имеют равномерный годовой сток, в других он резко отличается по временам года, в третьих эти воды пересыхают в летнее время.

Ф. Кларк в числе первых определил химический состав переносимого материала продуктов выветривания в коллоидном и растворенном состоянии реками отдельных континентов (табл. 22).

Таблица 22

Химический состав внутренних вод рек мира, %

Элементы	Северная Америка	Южная Америка	Европа	Азия	Африка	Средний состав вод
HCO_3'	33,40	32,48	39,98	36,61	32,75	35,15
SO_4	15,31	8,04	11,97	13,03	8,67	12,14
Cl	7,44	5,75	3,44	5,30	5,66	5,68
NO_3	1,15	0,62	0,90	0,98	0,58	0,90
Ca	19,36	18,92	23,19	21,23	19,00	20,39
Mg	4,87	2,59	2,35	3,42	2,68	3,41
Na	7,46	5,03	4,32	5,98	4,90	5,79
K	1,77	1,95	2,75	1,98	2,35	2,12
(Fe, Al_2O_3)	0,64	5,74	2,40	1,96	5,52	2,75
SiO_2	8,60	18,88	8,70	9,51	17,89	11,67

Из табл. 22 видно, что в составе рассматриваемых вод первое место занимают гидрокарбонаты, в меньших количествах содержатся сульфаты и хлориды. Из катионов преобладает кальций, на втором месте натрий, на третьем — магний.

Общая минерализация речных вод изменяется в широких пределах, что в большой мере зависит от водного режима реки, состава пород водо-сборного бассейна и физико-географической зональности ландшафта. Наибольшая минерализация, обусловленная выщелачиванием легкорастворимых солей, обычно в реках засушливых районов, наименьшая — в областях, сложенных массивно-кристаллическими породами, трудноподдающимися выветриванию и выщелачиванию (особенно характерна для районов с большим количеством осадков, малым испарением и высоким поверхностным стоком).

По степени минерализации речные воды подразделяются на четыре группы: со слабой минерализацией — до 200 мг/л, средней — 200—500, повышенной — 500—1000 и высокой — более 1000 мг/л.

По преобладающему аниону (О. А. Алекин, 1948) воды большей части рек СССР (80%) принадлежат к гидрокарбонатному классу, т. е. с преобладающим ионом HCO_3^- . Сюда относятся все реки, протекающие в лесной и тундровой зонах. В большинстве случаев они слабо минерализованы: от 20—50 мг/л на севере до 500 мг/л и более на юго-западе.

Сульфатные, хлоридные и хлоридно-сульфатные воды рек встречаются сравнительно редко и характерны для степных (сульфатные) и полупустынно-пустынных областей (хлоридные и хлоридно-сульфатные). Минерализация сульфатных вод колеблется в широких пределах (1000—2000 мг/л, а иногда и выше); хлоридные и хлоридно-сульфатные имеют высокую минерализацию (4000—5000 мг/л и выше). Площадь, занимаемая бассейнами рек сульфатного и хлоридного классов (О. А. Алекин, 1951), составляет около 9% территории СССР (Прикаспийская низменность, южная часть Причерноморской низменности, северная часть Крымского полуострова, пустыни и полупустыни Средней Азии, Казахстана и др.).

Таким образом, установлена четко выраженная географическая зональность в гидрогеохимическом составе вод в зависимости от климатических условий. По мере перехода от тундры состав поверхностных вод изменяется от кислых, нейтральных или слабощелочных в степной до сильнощелочных, засоленных в пустынной зоне.

Н. М. Страхов (1960) выделяет в водах рек четыре группы компонентов, характеризующихся разной степенью растворимости. Первая включает легкорастворимые соли (NaCl , KCl , MgSO_4 , MgCl_2 , CaSO_4 , CaCl_2), которые находятся только в виде истинных ионных растворов и мигрируют на большие расстояния. Вторую группу образуют карбонаты щелочных и щелочноземельных металлов (CaCO_3 , MgCO_3 , Na_2CO_3 , также алюминий и кремнезем). Они тоже мигрируют главным образом в растворенном состоянии, а при активной денудации территории и во взвешенном.

Третью группу составляют соединения железа, марганца, фосфора и некоторых малых компонентов (V, Cr, Ni, Co, Cu и др.). Вследствие малой растворимости они представлены небольшим количеством, мигрируют в форме растворов, коллоидов и в виде механически взвешенного материала. Некоторые из них практически (Cr, Ni, Be, Ca, Zn) переносятся в составе взвесей и лишь редко в форме растворов. Ряд элементов переносится в адсорбированном состоянии с коллоидными и минеральными частицами, а также в форме примесей в составе решетки минералов.

В четвертую группу компонентов речного стока входят кварц, силикатные и алюмосиликатные минералы, растворимость которых в воде ничтожна. Они переносятся главным образом в виде взвеси и грубозернистого материала.

Формы переноса определяются также рельефом местности и интенсивностью денудации: механический перенос возрастает в горных условиях и областях с тектонической активностью.

Гидрогеохимическая деятельность почвенных вод

Часть атмосферной воды, которая не успевает испариться или не захватывается стоком и живыми организмами, просачивается в почву, образуя различные виды почвенных вод. А. Ф. Лебедев (1936) предложил следующую классификацию почвенных вод: парообразная (водяной пар), гигроскопическая, пленочная, капиллярная, гравитационная и в твердом состоянии в виде льда.

Парообразная влага входит в состав почвенного воздуха, заполняет все поры в пустоте, передвигается, как газ, в места с меньшей температурой или к слоям с низкой упругостью водяного пара в почвенном воздухе. Величина упругости водяного пара в почвах определяется главным образом температурой и влажностью, поверхностным натяжением и гранулометрическим составом почв. В зависимости от нее почва конденсирует влагу или отдает ее в атмосферу. Эти процессы играют большую роль в балансе почвенной влаги.

В силу большого молекулярного притяжения в почве гигроскопическая вода может передвигаться только в парообразном состоянии. Гигроскопичностью почвы называется способность извлекать из воздуха водяные пары и удерживать их на поверхности своих частиц.

Количество воды, удерживаемой на поверхности частиц, зависит от температуры и упругости водяных паров воздуха, размеров и минералогического характера частиц.

Состояние почвы, когда в ней находится наибольшее количество влаги, извлекаемой из воздуха, насыщенного водяными парами, называется максимальной гигроскопичностью почвы. Она достигается, когда все частицы почвы окутаны сплошным одномолекулярным слоем и зависит от размеров частиц. Так, у песчаных почво-грунтов гигроскопичность часто менее 1%, у глины достигает 17%.

Величина максимальной гигроскопичности почвы зависит также от ее строения: наибольшая наблюдается при высокой влажности почвы и рассыпчатом строении.

Величину максимальной гигроскопичности воздушно-сухой почвы используют для определения влажности так называемого устойчивого увядания (коэффициента увядания) растений, т. е. нижнего предела содержания воды в почве, сравнительно хорошо доступной растениям. Установлено, что, чем богаче почва перегноем и коллоидами, тем выше ее максимальная гигроскопичность и величина коэффициента увядания.

Пленочная вода покрывает поверхность частиц почвы в виде сплошной водной пленки и удерживается молекулярным притяжением.

Пленочная влага — наибольшая молекулярная влагоемкость почвы, т. е. такое содержание воды, которое может быть удержано частицами с помощью молекулярных сил при максимально возможной толщине пленки. Она передвигается в почве как жидкость из более влажных мест в менее влажные. На скорость ее движения сила тяжести не влияет, поэтому движение может происходить как сверху вниз, так и снизу вверх.

В однородной почве, влажность которой не превышает максимальной молекулярной влагоемкости, гидростатическое давление, возникающее при увлажнении почвы сверху, не передается через слои. Если же влажность почвы больше максимальной молекулярной, то гидростатическое

давление передается из одного слоя в другой. Наибольшая молекулярная влагоемкость может колебаться в зависимости от величины поверхности почвенных частиц. Для песчаных почв она равна 2%, для глинистых и суглинистых — 15% и более.

Капиллярная вода представляет собой свободную воду, которая заполняет все тончайшие промежутки и ходы в почве, удерживается благодаря поверхностному натяжению и прилипанию к поверхности частиц. Влажность почвы, при которой все капилляры заполнены водой, а некапиллярные промежутки — воздухом, называют капиллярной влагоемкостью. Капиллярное поднятие воды в почве зависит главным образом от размеров капилляра и от напора грунтовых вод. Наибольшее оно в глинистых и суглинистых почво-грунтах, наименьшее — в песчаных. Различают капиллярную воду, которая связана с уровнем грунтовых вод, и капиллярную, удерживаемую в капиллярах независимо от уровня грунтовых вод, или подвешенную капиллярную. Последняя в почвах с глубоким залеганием грунтовых вод является основным источником влаги для растений.

Если в почве воды больше, чем это соответствует ее наибольшей влагоемкости, то вода под влиянием силы тяжести движется сверху вниз. Это гравитационная вода. Она представляет собой избыток сверхплочной и капиллярной жидкой воды в почве.

Гравитационная вода — важный источник образования грунтовых вод. Движение ее в почве и грунтах в значительной мере зависит от величины пор в них. Выделяют поры некапиллярные, неспособные удерживать воду, и капиллярные (средние и тонкие), удерживающие воду в почво-грунтах. В первых вода передвигается под влиянием только силы тяжести и только вниз; в тонких капиллярных порах она может передвигаться также вверх, и чем они тоньше, тем на большую высоту поднимают воду.

Предложены и другие подразделения почвенных вод, учитывающие физико-химические особенности частиц почво-грунтов, доступность влаги для растений и др.*

Кроме перечисленных типов вод, различают несколько видов воды в минералах, а именно: цеолитную (слабосвязанную с минералом); кристаллизационную (в составе решетки минералов); гидратационную (присоединенную к молекулам минералов); конституционную (в составе минералов) и др.

Согласно гидрогеохимическому учению Вернадского, существует динамическое равновесие между природными водами, твердыми телами, газами и живым веществом. В зависимости от взаимодействия этих факторов каждая вода имеет определенные химический состав, количество растворенных газов и органического вещества. Природные воды — это растворы, содержащие то или иное количество газов и органических веществ. Они участвуют в образовании коллоидных систем, гидратации и дегидратации минералов, в миграции, рассеянии и концентрации химических элементов, образовании элювиальных и иллювиальных горизонтов почвенного профиля, распределении в них макро- и микроэлементов. Таким образом, почвенные воды играют исключительно важную роль в ландшафтах.

* См. работы А. М. Васильева (1949), С. И. Долгова (1948) и др.

Гидрогеохимическая деятельность подземных вод

Совершая круговорот в литосфере, подземные воды тесно взаимодействуют с горными породами, изменяют их и вступают в химические реакции. В ландшафтах наиболее активны грунтовые воды; в более глубоких частях земной коры образуются межпластовые, трещинные, карстовые и другие воды.

Геохимическое значение грунтовых вод связано прежде всего с залеганием в зоне интенсивного водообмена. В формировании их химического состава и деятельности активное участие принимают атмосферные осадки, выщелачивание, смешение, испарение, засоление (в засушливых областях), коллоидно-химические процессы, обогащение вод органическим веществом, микробиологические процессы, сопровождаемые образованием биогеохимических газов, и др. Характерная особенность состава грунтовых вод — наличие в них углекислоты и кислорода, заимствованных из воздуха и почвы. Большинство из них пресные, имеют гидрокарбонатно-кальциевый или магниевый-кальциевый состав и соответственно этому небольшую минерализацию.

Режим и химический состав грунтовых вод теснейшим образом связаны с ландшафтными условиями местности. Средняя глубина зеркала грунтовых вод постепенно увеличивается с севера на юг; в зоне тундры она совпадает с земной поверхностью, в лесной зоне колеблется в пределах 6—15 м, в степной и пустынной — в пределах 15—20 м и больше.

Химические элементы в них мигрируют в различных направлениях. В областях с увлажненным климатом, где поступление атмосферной влаги в ландшафт превалирует над испарением, основную роль в миграции играет вертикальное перемещение воды от поверхности в нижележащие горизонты с характерным для нее выщелачиванием горных пород и выносом химических элементов.

Наоборот, там, где над поступлением воды в почву господствует, преобладает перемещение грунтовых вод капиллярным путем снизу вверх к поверхности Земли, происходит обогащение коры выветривания хлоридно-сульфатными аккумуляциями.

Эти процессы характерны для засушливо-пустынных и полупустынных областей. Интенсивно мигрируют при этом энергично- и легковыводимые элементы (хлоридные, сульфатные и др.). Таким путем образуются засоленные хлоридами и сульфатами почвы и продукты коры выветривания.

Миграция и аккумуляция химических элементов в процессе капиллярного поднятия и испарения связаны с природными условиями: рельефом местности, температурой, уровнем залегания грунтовых вод, растительным покровом и т. д.

Химический состав глубинных вод отражает палеогидрогеохимические условия области их образования и захоронения. Эти воды залегают глубоко от поверхности в водоносных пластах между водонепроницаемыми горными породами. Находясь нередко под напором, при вскрытии они часто изливаются на поверхность или фонтанируют. Геологические условия их залегания — краевые части поднятий и более глубокие части погураскрытых структур или впадин.

В артезианских бассейнах платформенных областей наблюдается вертикальная гидрогеохимическая зональность подземных вод, выражающаяся в увеличении с глубиной залегания их общей минерализации и изменении химического состава — от пресных гидрокарбонатных вод до рассолов хлоридно-натриево-кальциевого состава.

Для зоны активного водообмена характерны пресные безнапорные подземные воды в основном гидрокарбонатного типа, для зоны замедленного водообмена — более минерализованные сульфатные или хлоридно-натриевые воды. В зависимости от восстановительной или окислительной обстановки этой зоны изменяется химический облик вод. Водам зоны весьма замедленного водообмена с гидрогеологически закрытыми, слабо-промываемыми структурами соответствуют высококонцентрируемые рассолы хлоридно-натриевого и хлоридно-натриево-кальциевого состава глубокой метаморфизации. Эти же условия характерны для формирования нефтяных вод.

По химическому составу глубоко залегающие воды являются минерализованными, часто переходящими в рассолы. Они преимущественно хлоридного типа минерализации, но значительно отличаются от морских вод нормальной солености. Наряду с хлористым натрием и магнием в них имеется хлористый кальций, почти отсутствуют сульфаты, высокое содержание брома, иода, лития, стронция, радия и других редких элементов.

Рассеяние и концентрация элементов ландшафтными водами

Без участия воды трудно себе представить какие-либо механические, химические и биологические процессы, протекающие в ландшафтах и вызывающие в гигантских масштабах миграцию, переотложение и новообразование вещества в зоне гипергенеза. В результате этих процессов в одних случаях происходит гидрогеохимическое рассеяние атомов и элементов в земной коре, а в других их концентрация.

Труднорастворимые минералы и химические соединения переносятся механическим путем, а легкоподвижные соединения — в водных растворах, образуя различные виды водных ореолов рассеяния, т. е. характеризующихся повышенным содержанием элементов вблизи месторождения. В числе ореолов можно выделить следующие: механического рассеяния речными водами, инфильтрационные в трещинах и каналах, карстовые в зоне выщелачивания, эпигенетические (метасоматические), измененные вторичными процессами, эвапоратные в результате осаждения солей и металлов из насыщенных растворов, а также испарения и других процессов.

Миграция воды через рудные тела, размыв последних текучими поверхностными и грунтовыми водами, а также выход на поверхность минерализованных гидротермальных источников образуют гидрогеохимические аномалии поверхностных, грунтовых и подземных вод, содержащих повышенные концентрации элементов в растворенном состоянии, особенно вблизи рудных тел.

В ландшафтной оболочке наиболее активную роль в образовании гидрогеохимических ореолов рассеяния играют речные и грунтовые воды, глубинные воды источников, промывающих месторождения, нефтяные воды в районах нефтяных структур, горячие источники, выходящие на поверхность в районах современного вулканизма.

Режим и химический состав поверхностных и грунтовых вод тесно связаны с ландшафтными условиями местности и круговоротом воды.

Во влажных зонах господствуют пресные гидрокарбонатные воды с малой минерализацией; в засушливых — высокоминерализованные хлоридно-сульфатные, содержащие соли натрия, хлора, сернокислого магния и др. При инфильтрации в рудных районах водные ореолы рассеяния богаты концентрациями железа, марганца, фосфора и т. д.

Глубинные воды, особенно минерализованные, нередко образуют гидрогеохимические ореолы рассеяния и провинции, обогащенные редкими и радиоактивными элементами (литием, ураном, радием, фтором, иодом). Известны углекислые, азотные, радоновые и другие геохимические типы вод. Горячие воды, выходящие на поверхность в районах современного вулканизма, содержат натрий, магний, хлор, фтор и другие элементы. Местами выходят на поверхность Земли нефтяные воды, сопровождающие нефть в нефте- и газоносных пластах. В них повышенное количество иода, брома, бора, бария, железа, стронция, радия. Содержание брома иногда достигает 500 мг/л, иода — 5—50 мг/л и выше (рис. 54).

Геохимические особенности морской гидросферы

Морская и океаническая гидросфера — специфическая область осадкообразования, миграции, рассеяния и концентрации элементов. Материал, попадающий в Мировой океан с континента и образующийся в самой гидросфере, претерпевает сложные изменения и преобразования в зависимости от характера бассейнов, их географического положения, взаимоотношения с сушей, тектонических движений, биологической жизни и т. д. Важное значение имеют солёность и рН воды, содержание кислорода и углекислоты, поступление газов из ювенильных источников, соотношение рН, Eh и солёности и пределы их значений.

Количество твёрдого стока, поступающего в гидросферу, характер береговой линии, режим течений и волнений масс воды, влияние течений и движений воды на глубоководную часть гидросферы и другие явления составляют комплекс факторов миграции и распределения поступающего в гидросферу материала, который мы назовем гидродинамическим. Осаждение взвешенного и растворенного материала зависит от гранулометрического и минералогического состава частиц осадков и геохимических условий среды, которые, по нашей терминологии, составляют минералогический комплекс факторов осадкообразования.

Этими факторами в основном определяются процессы механической и химической дифференциации осадочного материала, поступающего на морское дно. Механическая дифференциация проявляется в сортировке обломочных частиц по их величине, форме и удельному весу; химическая — в порядке выпадения из истинных растворов соединений, который зависит от их химических свойств и степени растворимости.

Сортировке частиц благоприятствуют более длительный перенос, сильное движение воды и умеренная нагрузка. Она плохо производится потоками при быстрых изменениях скорости течения, неопределённости течения, малой величине отношения между мощностью и нагрузкой, получаемой во время наибольшего переноса. При медленном движении вод крупнозернистый материал обычно остается в береговой полосе, а мелко- и тонкозернистый относится в глубь бассейна.

Как правило, в водные бассейны с крутыми профилями дна вносятся более грубый материал, чем в бассейны с пологими профилями дна. Если берега скалистые и у основания скал находятся сравнительно глубокие воды, то обломки, имеющие размеры гравия, гальки и даже валунов, могут попасть сюда при обвалах, оползнях и отлагаться на значительном расстоянии от берегов.

Вещества, находящиеся во взвешенном состоянии, осаждаются с различной скоростью в зависимости от удельного веса, размеров и форм частиц.

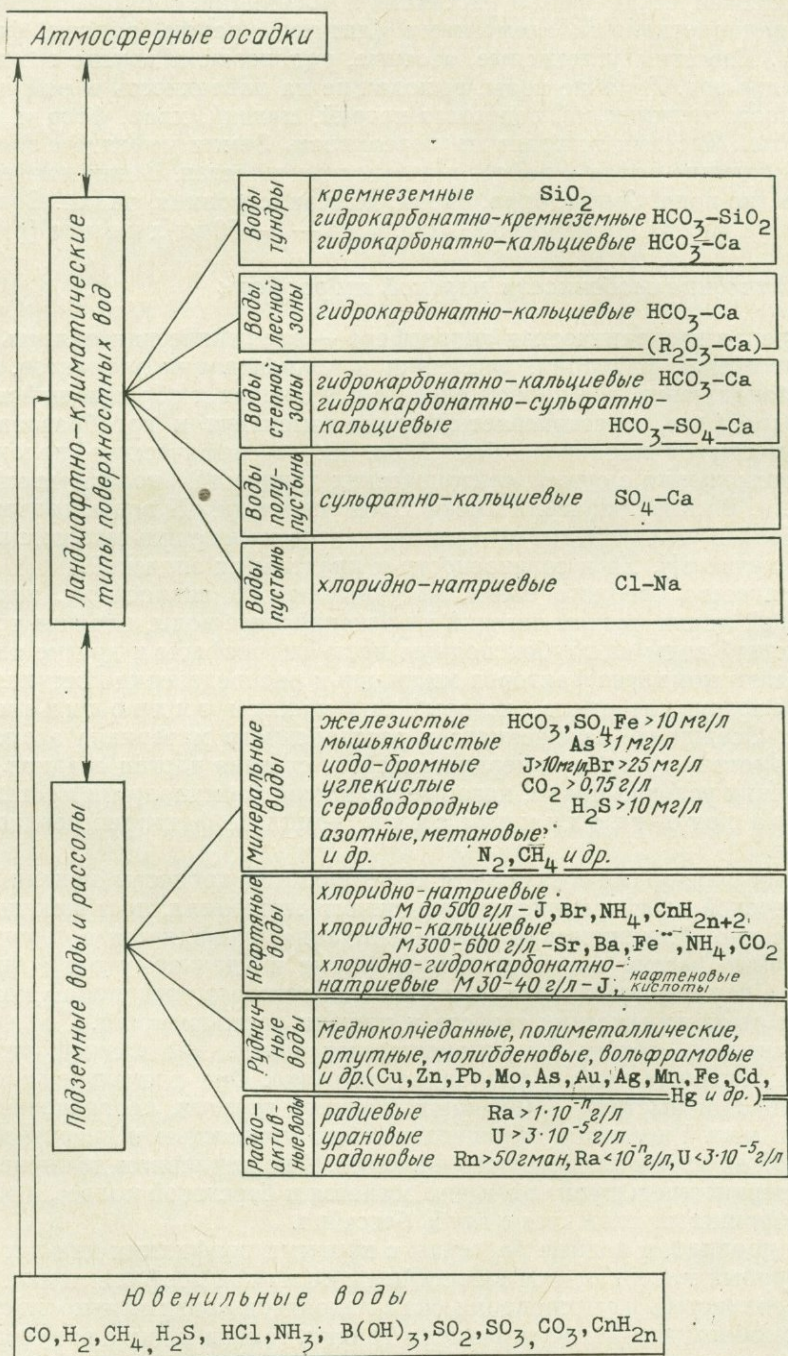


Рис. 54. Важнейшие геохимические типы природных вод ландшафтной оболочки.

Возможно такое сочетание факторов, при котором будут двигаться с одинаковой скоростью и одновременно достигать дна частицы одинаковых удельных весов, но разной формы и размеров.

Вследствие этого отложения полимиктового состава редко бывают гранулометрически однородными. Большой частью они представляют собой гетерогенную смесь частиц, различных и по размерам и по минеральной индивидуальности.

Одновременное осаждение различных частиц обуславливается в значительной мере и концентрацией суспензии. Чем больше частиц грунта находится в жидкости, тем больше ее вязкость и тем меньше скорость падения частиц.

В образовании осадков на океаническом дне различают (П. Л. Безруков, 1958) следующие виды зональности: климатическую, гипсометрическую, циркумконтинентальную, тектоническую и зональность в процессах диагенеза. Все они сложно накладываются друг на друга. Климатическая зональность определяет вертикальное и горизонтальное перемещение в океане твердого и растворенного материала, жизнедеятельность организмов и химическое осаждение, т. е. состав осадков и темпы их накопления.

На фоне климатической гипсометрическая зональность отражает общую закономерность в смене грубозернистых осадков тонкозернистыми по мере увеличения глубины океана, а также приуроченность биогенных осадков к определенным интервалам глубин. Эта зональность обусловлена динамикой и физико-химическими особенностями водных масс на различных глубинах. Циркумконтинентальная зональность выражается в смене по мере удаления от континентов терригенных осадков биогенными, в изменении состава и темпов накопления осадков. Она совпадает с гипсометрической. На крупнейших формах рельефа морского дна часто наблюдается хорошо выраженная зональность.

На скорость осаждения взвешенных осадков, кроме крупности и удельного веса частиц, влияют глубина бассейна и присутствующие в воде электролиты, которые вызывают коагуляцию тонких частиц и образование хлопьев. Не надо упускать из виду и прилипание тонких частиц, в особенности коллоидных, к поверхности более крупных.

Коллоидные частицы, попадающие в результате переноса в бассейн, отлагаются различными способами: с более крупными частицами, к поверхности которых они прилипают; при действии коллоидов друг на друга; электролитами, находящимися в растворе. Заряд коллоидов в значительной мере зависит от среды, в которой находятся взвешенные частицы, но в общем окислы, гидроокислы и легкоокисляющиеся коллоиды несут положительный заряд.

Осаждение частиц электролитами зависит главным образом от их валентности и возрастает по мере ее увеличения.

Установлено, что коагуляция ускоряется кислотами, окисью и гидроксидом кальция. Пылеватые частицы легче подвергаются коагуляции кальциевыми солями и в нейтральных растворах. Увеличение концентрации электролитов обуславливает быструю коагуляцию как глинистых, так и пылеватых частиц.

Химические вещества осаждаются в основном в такой последовательности: окисные соединения алюминия, железа, карбонаты кальция и магния, сульфаты кальция, хлориды натрия и калия, сульфаты и хлориды магния.

Важнейшие геохимические причины осадкообразования в условиях дна морского бассейна — это химический состав воды, соленость, содер-

жание кислорода, углекислоты и биогеохимическая деятельность организмов.

Химический состав гидросферы в настоящее время хорошо изучен как в отношении содержащихся в ней химических элементов, так и их солей и других соединений (табл. 23).

Таблица 23

Средний химический элементарный состав морской воды, вес. % (Cl = 19,00%)

Элемент	Содержание	Элемент	Содержание
Кислород	85,82	Алюминий	10^{-6}
Водород	10,72	Свинец	$5,0 \cdot 10^{-7}$
Хлор	1,89	Марганец	$4,0 \cdot 10^{-7}$
Натрий	1,05	Селен	$4,0 \cdot 10^{-7}$
Магний	$1,4 \cdot 10^{-1}$	Никель	$3,0 \cdot 10^{-7}$
Сера	$8,8 \cdot 10^{-2}$	Олово	$3,0 \cdot 10^{-7}$
Кальций	$4,0 \cdot 10^{-2}$	Цезий	$2,0 \cdot 10^{-7}$
Калий	$3,8 \cdot 10^{-2}$	Уран	$2,0 \cdot 10^{-7}$
Бром	$6,5 \cdot 10^{-3}$	Кобальт	$1,0 \cdot 10^{-7}$
Углерод	$2,0 \cdot 10^{-3}$	Молибден	$1,0 \cdot 10^{-7}$
Стронций	$1,3 \cdot 10^{-3}$	Титан	$1,0 \cdot 10^{-7}$
Бор	$4,5 \cdot 10^{-4}$	Германий	$1,0 \cdot 10^{-7}$
Фтор	$1,0 \cdot 10^{-4}$	Ванадий	$5,0 \cdot 10^{-8}$
Кремний	$5,0 \cdot 10^{-5}$	Галлий	$5,0 \cdot 10^{-8}$
Рубидий	$2,0 \cdot 10^{-5}$	Торий	$4,0 \cdot 10^{-8}$
Литий	$1,5 \cdot 10^{-5}$	Церий	$3,0 \cdot 10^{-8}$
Азот	$1,0 \cdot 10^{-5}$	Иттрий	$3,0 \cdot 10^{-8}$
Иод	$5,0 \cdot 10^{-6}$	Лантан	$3,0 \cdot 10^{-8}$
Фосфор	$5,0 \cdot 10^{-6}$	Висмут	$2,0 \cdot 10^{-8}$
Цинк	$5,0 \cdot 10^{-6}$	Скандий	$4,0 \cdot 10^{-9}$
Барий	$5,0 \cdot 10^{-6}$	Ртуть	$3,0 \cdot 10^{-9}$
Железо	$5,0 \cdot 10^{-6}$	Серебро	$p \cdot 10^{-9}$
Медь	$2,0 \cdot 10^{-6}$	Золото	$4,0 \cdot 10^{-10}$
Мышьяк	$1,5 \cdot 10^{-6}$	Радий	$1,0 \cdot 10^{-14}$

Примечание. Обнаружены также цирконий (Zr), вольфрам (W), кадмий (Cd), сурьма (Sb), самарий (Sm), неодим (Nd), празеодим (Pr), мезоторий (MsTh), радон (Rn), инертные газы.

Характерной особенностью морской воды является ее соленость, измеряемая в граммах твердого вещества, растворенного в килограмме морской воды при условии, что все галогены заменены эквивалентным количеством хлора, все карбонаты превращены в окислы и органические вещества сожжены. Средняя соленость морской воды принимается за 35‰ (при хлорности 19%,* принимаемой за стандартную концентрацию

* Хлорность представляет собой количество хлора в граммах на килограмм, эквивалентное всей сумме галогенов.

морской воды). В создании солености главную роль играют основные катионы Na, Mg, Ca и K и анионы Cl, Br, F, SO₄, CO₃.

Х. У. Свердроп приводит следующие содержания главных ионов, растворенных в морской воде, в %: SO₄—7,68, Mg—3,69, Ca—1,16, K—1,10, карбонатного иона — 0,41, иона брома — 0,19 и боратного иона — 0,07.

Соотношение между главными ионами морской воды в различных частях океана всегда постоянно. Воды океана находятся в равновесии с газами атмосферы, проникающими до самого дна, с осадками дна и иловой водой, играющей большую роль в гальмиролизе и диагенезе осадков. Придонные иловые воды океанов и морей значительно обеднены кислородом, весьма обогащены углекислотой, а иногда сероводородом и метаном, что зависит от географического положения бассейна, характера дна, гумидности или аридности климата, глубины, концентрации солей и т. д.

Содержание кислорода в глубинах морского дна значительно колеблется, что связано с фотосинтезом растений, соленостью, температурой и условиями аэрации морских глубин.* Кислород поступает в воду из атмосферы и как продукт фотосинтеза. Чем выше фотосинтетическая деятельность фитопланктона, тем больше растворенного кислорода в воде. Рост солености уменьшает количество кислорода точно так же, как повышение температуры понижает его растворимость. В 1 л воды при 0° С растворяется 10,19 см³ кислорода, при 10° — 7,89 и при 20° — 6,36 см³.

Обмен воды в океане способствует проникновению свободного кислорода на большие глубины. Глубины с плохой циркуляцией воды имеют мало кислорода и повышенное содержание сероводорода, метана и других газов.

Углекислый газ в морской воде находится главным образом в форме карбонатов и бикарбонатов. Из общего содержания CO₂ в морской воде, равного 45 см³/л, на долю свободной углекислоты приходится 0,5 см³, остальная связана в форме химических соединений. Количество свободной углекислоты в значительной мере зависит от температуры, рН и т. д. (рис. 55—56). Холодные воды обычно не насыщены, а теплые — перенасыщены углекислотой, в результате чего происходит интенсивное химическое и биогеохимическое осаждение карбонатов кальция.

Большую роль в осадконакоплении на морском дне и миграции элементов играют организмы, живущие на различных глубинах. Живые организмы, которыми особенно богаты верхние слои гидросферы, извлекают из воды нужные им химические элементы, влияя таким образом на их миграцию и концентрацию. После гибели организмов остатки их частью поступают в осадок, образуя органо-минеральные отложения, частью в раствор, участвуя в биогеохимических реакциях гальмиролиза и диагенеза.

Поступающие на дно органические вещества подвергаются глубокой переработке и преобразованию бактериями, обладающими огромной геохимической энергией. Бактерии, которых особенно много в верхнем слое осадков, разрушают углеводороды и органические соединения, окисляют сульфиды и серу до серной кислоты и, наоборот, восстанавливают сульфаты до H₂S, разлагают нитраты с выделением свободного азота и образованием аммиака, участвуют в формировании железо-марганцевых конкреций, образуют с минеральными частицами сложные органо-мине-

* В нормальных морских условиях со свободной циркуляцией содержание кислорода колеблется от 4,9 до 9,0 см³/л; в замкнутых бассейнах гумидного климата — от 6 см³/л на поверхности до 0 на дне; в замкнутых бассейнах аридного климата — 1—2 см³/л (Крамбейн и Гаррелс, 1952).

ральные скопления и т. д. Вследствие гниения органического вещества в морских илах образуется сероводород.

Многие элементы и их соединения (карбонаты Ca и Mg, а также SiO_2 , P_2O_3 , Fe, Mn, Al_2O_3 и связанные с ними микро- и редкие элементы) поступают в морскую воду и присутствуют в ней в ненасыщенном состоянии и в большинстве случаев не могут чисто химическим путем давать значительные аккумуляции элементов и их соединений. Отсюда видна решаю-

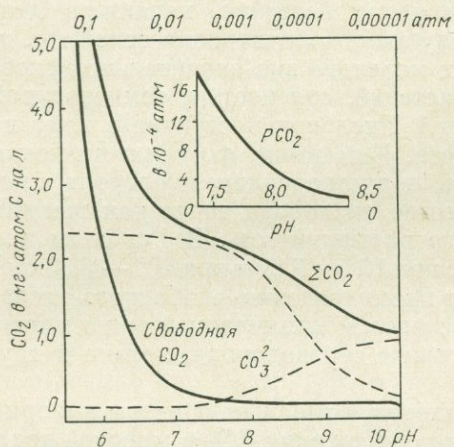


Рис. 55. Формы углекислоты в морской воде (при содержании Cl 19,00‰ и температуре 20°С).

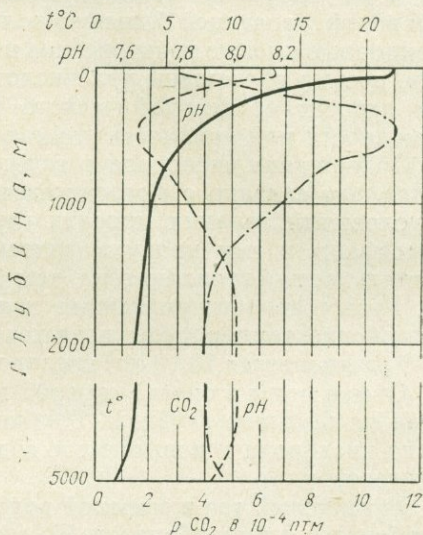


Рис. 56. Вертикальное распределение углекислоты, температуры и рН в средней части Атлантического океана (по Ваттенбергу).

щая роль организмов в образовании осадков, богатых карбонатами, фосфатами, кремнеземом, железом, марганцем и т. д. Организмы извлекают из воды биологически активные элементы и откладывают их в виде раковин или продуктов разрушения органического вещества. Наряду с этим многие адсорбируются коллоидами и осаждаются вместе с ними.

По данным В. Г. Богорова (1969), в процессе первичного продуцирования Мирового океана ежегодно выделяется кислорода 36 млрд. т и потребляется живыми организмами: азота 4 млрд. т, железа 1,2 млрд. т, фосфора 0,5 млрд. т.

Биологически инертные соединения, растворенные в морской воде (NaCl , CaSO_4 , MgSO_4), остаются в растворе продолжительное время и при благоприятных условиях осаждаются химическим путем.

Геохимический баланс элементов морской гидросферы

Кларк (1924) одним из первых подсчитал количество материала, поступающего в морские бассейны в водах рек. Приняв, что на земную поверхность в виде дождя поступает $123,4 \cdot 10^{18}$ г воды, Кларк вычислил, что из этого количества $27,4 \cdot 10^{18}$ г дренируется в морские бассейны. Эта вода несет в себе $27,35 \cdot 10^{14}$ г растворенного материала, который обуславливает среднее содержание солености 100 частей на 1 000 000. Исследо-

вания ряда ученых показывают, что содержание солей в речной воде колеблется в широких пределах в зависимости от условий местности. В речных водах районов изверженных и метаморфических пород оно достигает 50 частей на 1 000 000, увеличивается от 50 до 200 в осадочных породах и особенно велико (до 9185 частей на 1 000 000) в засушливых районах.

Некоторые элементы (В, Cl, S, Br, J) присутствуют в морской воде в значительно большем количестве, чем их поступило в результате выветривания (табл. 24). Предполагают, что «избыток» их связан с вулканической деятельностью и ювенильными водами, поступающими из магматических пород на земную поверхность.

Отмечается большой дефицит в морской воде (по сравнению с пресными) многовалентных элементов, что, очевидно, связано с геохимическими свойствами элементов, в частности с их ионными потенциалами.

Многовалентные элементы обладают большой способностью к поглощению и гидролизу. Среди одновалентных значительный дефицит наблюдается у калия и едких щелочей, которые также хорошо поглощаются осадками. Установлено, например, что редкоземельные элементы вместе с карбонатами кальция входят в состав морских организмов и частично замещают Са; то же имеет место и при наличии В, который замещает С в кислых радикалах. Обращает на себя внимание небольшое содержание в морской воде ядовитых элементов (Se, As), которые образуют растворимый комплекс анионов и поэтому могли бы накапливаться в растворах. Вследствие биогеохимических и геохимических процессов в гидросфере происходит осаждение минеральных и органических веществ: известковых, кремнистых, железистых, фосфатных осадков; гипса и ангидрита, кальциевых, магниевых, борных и других солей; глин и илов; образование нефтематеринских пород, осадочных залежей руд, железа, марганца и других полезных ископаемых.

У. Х. Крамбейн и Р. М. Гаррелс (1952) химические осадки морского происхождения делят на три класса: осадки нормальных морских бассейнов со свободной циркуляцией, осадки замкнутых бассейнов в условиях гумидного климата и осадки замкнутых бассейнов в условиях аридного климата. Концентрация водородных ионов (рН) и окислительно-восстановительный потенциал (Еh), по их мнению, основные причины, определяющие типы конечных химических продуктов, их парагенетические соотношения и минеральные ассоциации.

Изучая и сопоставляя закономерности и концентрации различных элементов в рудных фациях и кларковое содержание их, Н. М. Страхов выделил четыре группы концентрации элементов.

Первую группу составляют соединения, названные им кластофильными. К ним относятся железо, марганец, фосфор, алюминий. Название кластофильных они получили потому, что распределение их кларковых содержаний отвечает распределению глинистой фракции обломочного материала в условиях водоемов. Рудные фации железа, марганца и фосфора тяготеют к прибрежным зонам широких водоемов и сосредоточиваются в песках, крупных и мелких алевролитах.

Вторую группу компонентов составляют органические вещества и кремнезем, осажденные в водоеме химическим или биологическим путем. Высокие концентрации их развиваются главным образом на удаленном от берега конце фациального профиля кларков.

Третью группу представляют накопления известняка и доломита, которые часто занимают большие площади. Доломиты тяготеют к мелкозодью, известняки часто образуются и в более глубоководных областях.

Геохимический баланс главных элементов в морской воде (по К. Ранкама и Х. Сахама)

Элементы	Количество, поступившее в морскую воду, г/т	Количество, присутствующее в морской воде, г/т	Процентное содержание в растворе
Li	39,00	0,1	0,30
B	1,80	4,6	256,00
C	192,00	28,0	14,60
N	27,78	0,7	2,50
F	54,00	1,4	0,30
Na	16,98	10,561	62,00
Mg	12,54	1,272	10,00
Al	48,78	1,9	0,004
Si	166,32	4,0	0,002
P	708,00	0,1	9,010
S	312,00	884,0	283,00
Cl	188,40	18,98	10,074
K	15,54	380,0	2,40
Ca	21,78	400,0	1,80
Sc	3,00	0,00004	0,0010
V	90,00	0,0003	0,0003
Mn	600,00	0,0100	0,0020
Fe	30,00	0,0200	0,00007
Co	13,80	0,0001	0,0007
Ni	48,00	0,0005	0,0010
Cu	42,0	0,011	0,030
Zn	79,2	0,014	0,020
Ga	9,0	0,0005	0,006
As	3,0	0,024	0,800
Se	0,054	0,004	7,400
Br	0,972	65,000	6,687
Rb	186,00	0,200	0,100
Sr	180,00	13,000	7,200
Y	16,860	0,0003	0,002
Mo	9,00	0,0007	0,008
Ag	0,06	0,0003	0,500
Sn	24,00	0,0030	0,010
J	0,18	0,0500	28,000
Cs	4,20	0,0020	0,050
Ba	150,00	0,0500	0,030
La	10,98	0,0003	0,003
Ge	27,66	0,0004	0,001
Au	0,003	0,000008	0,300
Hg	0,30	0,00003	0,010
Pb	9,60	0,0050	0,050
Bi	0,12	0,0002	0,200
Ra	0,00000078	$3,10^{-10}$	0,040
Th	6,90	$\angle 0,0005$	0,007
U	0,60	0,0016	0,300

К четвертой группе относятся галогенные накопления (гипсы, каменная соль, калийные соли), а также угли. Образование их приурочено обычно к зоне лагун, обрамляющих моря.

Существует тесная связь между кларками элементов и литологическим составом пород водосборных площадей. Чем меньше кларк элемента в земной коре и чем менее геохимически подвижен элемент, тем более отчетлива эта связь. Ясно обнаруживаются две закономерности в распределении элементов, связанные с тектоническими, климатическими и фаціальными условиями их накопления: 1) зональное распределение их на поверхности Земли в виде полос, узлов, провинций и ясно выраженных поясов; 2) образование парагенетических сообществ для элементов, геохимические свойства которых в поверхностных условиях Земли одинаковы или близки. Для элементов же с разными геохимическими свойствами и разными физико-географическими условиями осаднения «пояса» и «провинции» существенно различаются.

Геохимические условия миграции и концентрации элементов в разных условиях морского дна

Наибольшим разнообразием условий для образования осадков и биогенной продуктивности характеризуется мелководная (шельфовая) зона и прибрежная лагунная зона моря, наименьшим — ложе Мирового океана (рис. 57).

Мелководная зона простирается от уровня моря до глубины 200—300 м. Она включает часть морского дна, известную под названием континентального шельфа или материковой отмели. Шельф окаймляет материка и архипелаги островов в виде полосы шириной до нескольких десятков, реже сотен километров. Наибольшая ширина шельфа наблюдается у северных берегов Сибири (до 600 км). Весьма значительных размеров шельф достигает также у северного и восточного побережья Северной Америки, вдоль восточного берега Южной Америки, у западного побережья Европы и вдоль западного берега Африки. Считают, что в настоящее время площадь шельфовой зоны составляет около 8,4% всей площади морского дна. В районах альпийской складчатости вдоль берегов морей она нередко отсутствует.

Наиболее характерная особенность шельфовой зоны морского дна — тесная связь с континентом.

Достаточное количество света и солнечной энергии в шельфовой зоне обуславливает возможность жизни хлорофиллоносных растений и, следовательно, процесса фотосинтеза с выделением и поглощением углекислоты и кислорода, а также довольно разнообразную и богатую органическую жизнь.

Для мелководной обстановки типично густое население морских позвоночных и беспозвоночных. Здесь на морском дне происходит интенсивное накопление органических остатков в виде разнообразных илов и других отложений.

Необходимо отметить, что для мелководной зоны характерны животные и растения с яркой окраской, защищенные от действия волн твердыми оболочками. Это царство водорослей, фораминифер, кораллов, мшанок, плеченогих, брюхоногих, пластинчатожаберных и др.

В мелководной полосе широко развиты обломочные отложения: конгломераты и брекчии, пески, песчаники, глины, илы и другие, богато представлены органические и химические осадки — известняки, доломиты, кремнистые осадки, местами железистые и марганцевые руды, фос-

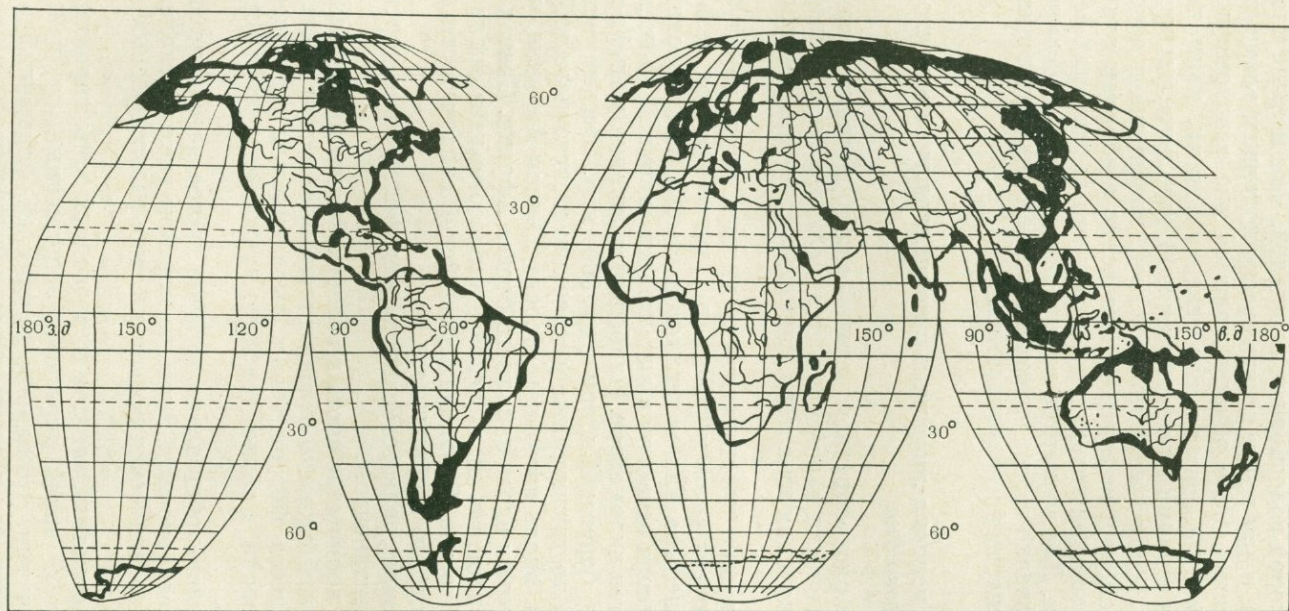


Рис. 57. Континентальные шельфы Мирового океана (зачернены).

фориты, а также отложения смешанного типа — ледниково-морские, эолово-морские, обвально-оползневые и др.

Участки дна, прилегающие к высоким берегам и интенсивно подвергающиеся эрозии, обычно сложены грубозернистым материалом, а прилегающие к низким берегам и слабо подвергающиеся эрозии — тонкозернистым материалом. Около коралловых островов и рифов отложения также разнообразны. В лагуне между рифом и сушей нередко преобладают тонкозернистые илы; проходы между рифами могут содержать известковый гравий и песок. Специфическими условиями образования осадков характеризуются также бухты, губы, застойные бассейны, области мангровых зарослей и т. д.

В холодных морях, где повышается содержание растворенного воздуха и углекислоты, устойчивость углекислого кальция понижается и организмы с известковыми скелетами и панцирями не имеют широкого распространения. Слабое испарение обуславливает понижение солёности, что в свою очередь ослабляет коагуляцию илстых и коллоидных частиц и обеспечивает организм богатый силикатный материал. Это создает благоприятные условия для организмов с кремниевыми скелетами. В теплых же морях, где углекислота не может удержаться в растворе, широко развиты организмы с известковыми скелетами и панцирями. Здесь условия благоприятствуют аккумуляции карбонатных осадков.

Специфическими условиями для образования осадков и миграции элементов характеризуется лагунная область, т. е. часть моря, отделенная от него скалистым или песчаным перешейком. По физико-географическим особенностям и условиям образования выделяются следующие типы лагун: намывные, островные, дельтовые, впадинные, кратерные, рифовые (Д. В. Наливкин, 1956).

Накопление осадков в лагунах тесно связано с континентом, откуда реки выносят огромное количество материала, а также с морем, которое во время прибоя и приливов приносит сюда морской материал. Лагунные отложения разнообразны по составу и быстро изменяются по простиранию и мощности. Здесь наряду с терригенным материалом широко представлены химические осадки (гипс, ангидрит, мирабилит и каменная соль), а также глинистые илы, обогащенные органическим веществом. Часто встречаются также карбонатные породы, главным образом известняки, представленные ракушниками, мергелистыми и глинистыми разностями.

Солоноватоводные лагуны неблагоприятны для жизни не только пресноводных, но и морских организмов. В большинстве случаев лагуны отличаются повышенным содержанием солей по сравнению с морскими бассейнами (особенно лагуны областей засушливого климата и обособленные от моря). В случае полной замкнутости этих водоемов испарение увеличивает солёность. Концентрация растворов солей может настолько возрасти, что будет происходить выпадение осадков и образование залежей солей.

Большинство морских форм не выносит изменений в солёности: достаточно ее изменения хотя бы на 0,5%, чтобы они вымерли. Поэтому фауна соленых бассейнов очень бедна. Отложения, образующиеся в лагунах с ненормальной солёностью, отличаются часто черным цветом и резким запахом сероводорода. Классическим примером засоленной лагуны является Кара-Богаз-Гол. Ее максимальная глубина 8 м, и она отделена от Каспийского моря двумя косами, между которыми имеется узкий пролив. На дне лагуны осаждаются мирабилит, гипс, карбонаты кальция и магния и т. д. Среди осадков опресненных лагун широко представлены

песчаные, глинистые и глинисто-карбонатные илы, обогащенные органическим веществом.

Лагуны, расположенные в кольцевых коралловых рифах — атоллах, накапливают преимущественно карбонатные породы, состоящие из обломков кораллов и скелетов других форм, обитающих в лагуне и подвергающихся цементации известью.

Отложения лагун в земной коре широко распространены и известны от начала архея до настоящего времени. Максимального распространения они достигают в периоды интенсивных горообразовательных движений, когда очертания морей и суши меняются значительно быстрее.

В составе ископаемых лагунных отложений встречаются пласты сульфатных и хлористых солей натрия, гипс, ангидрит, а из карбонатных пород — доломитовые известняки, доломиты и иногда магнезит.

Совсем иные фациальные и геохимические условия глубоководной обстановки морского дна.

Как известно, больше половины всей площади дна Мирового океана располагается на глубине свыше 4000 м и около четверти всего дна — на глубинах более 5000 м. Температура здесь низкая — от 0,5 до 4° и довольно постоянная. Солнечный свет совсем не проникает. В фауне преобладают плотоядные, живущие на дне (бентонные), свободно плавающие (нектонные), а также тонкостворчатые, пластинчатожаберные и плеченогие, головоногие моллюски и др. На больших глубинах животные или слепые, или большеглазые — со светящимися органами. Характерны иглокожие и особенно морские звезды, кремневые губки. На больших глубинах (более 4000 м) обитают специфические формы радиолярий.

Здесь образуются главным образом неорганические и органические илы и глины, которые по сравнению с мелководными осадками более однообразны, преобладают тонкозернистые разности.

В воде теплых областей с малым количеством кислорода органические остатки, попадающие на дно, подвергаются преимущественно гниению. Успешно протекают здесь также процессы десульфуризации.

В результате этих восстановительных процессов соединения железа переходят в форму коллоидного гидротроилита. Осаждающиеся здесь соединения железа принимают темную окраску и при дальнейшей кристаллизации гидротроилита и переходе в пирит — голубоватую. Таково происхождение морских гидротроилитовых илов, к которым относится голубой, темный ил Черного моря, Каспия и других морей. Глубоководные осадки, образующиеся в теплом климате, более карбонатны, чем осадки высоких широт.

Главные продукты глубоководной фациальной обстановки — гидротроилитовый голубой ил, зеленый ил и песок, диатомовый (известковый) ил и песок, красный ил и глина, радиоляриевый ил, птероподовый и др. (рис. 58).

Голубой ил встречается вдоль континентов на глубине от 200 до 3000 м и образуется в присутствии органического вещества. Содержание карбонатов кальция колеблется от следов до 34%. Зеленый ил обнаружен в Атлантическом океане вдоль берегов Северной Америки, Португалии и западного берега Африки, в Индийском океане вдоль восточных берегов Африки и Западной Австралии, вдоль берегов Японии и западного берега Северной Америки. По составу зеленый ил сходен с синим и серым, встречается на глубине от 200 до 1800 м.

Известковый ил и песок характерны преимущественно для областей коралловых рифов. Могут быть развиты также местные илы, например вулканический, коралловые и другие осадки, вынесенные в море. Вулка-

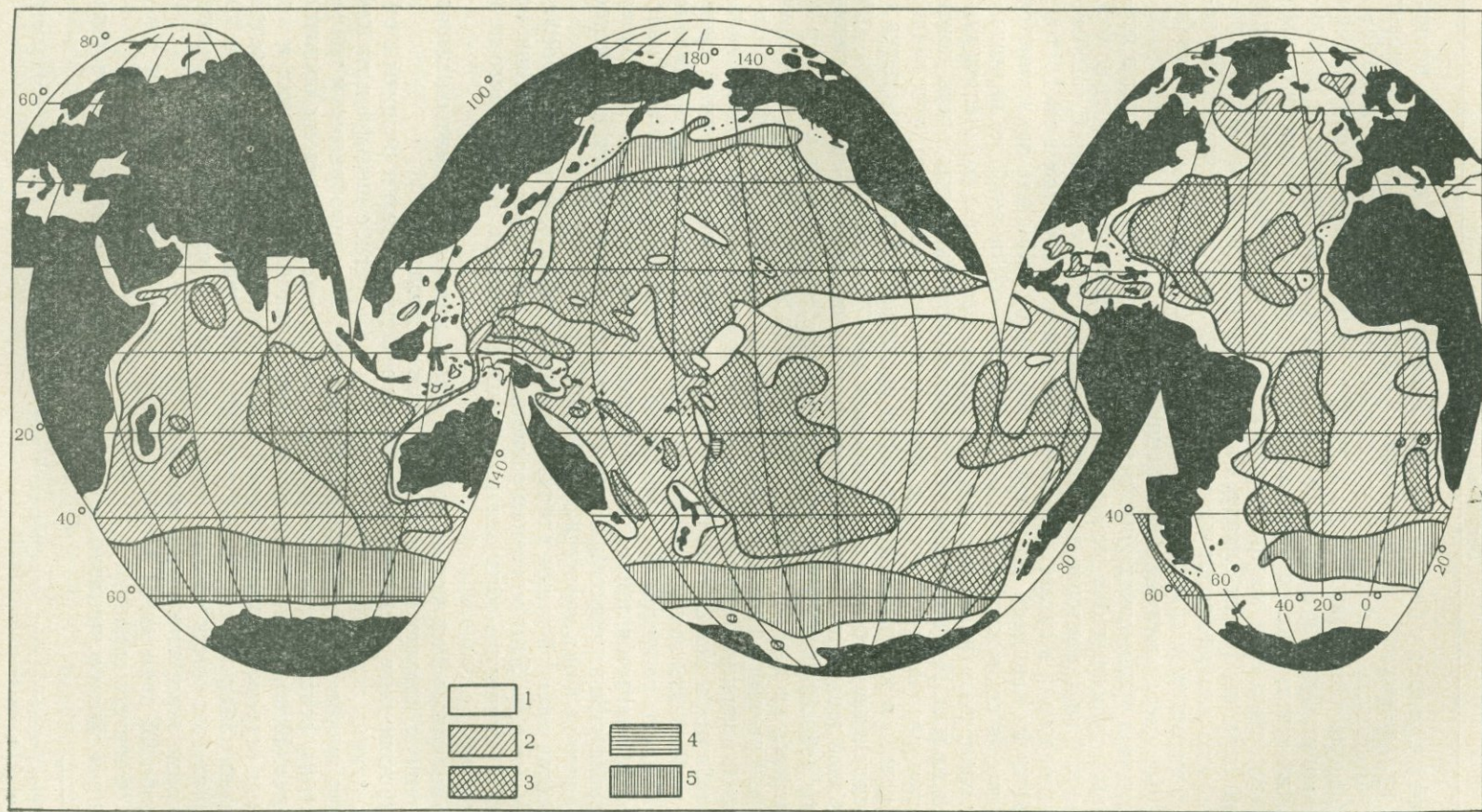


Рис. 58. Распределение донных осадков Мирового океана:

1 — терригенные отложения; 2 — известковые илы; 3 — красные глины; 4, 5 — кремнистые илы: радиоляриевые (4) и диатомовые (5).

нический ил развит у берегов Японии, Камчатки, т. е. в областях проявления вулканической деятельности. Глобигериновый ил охватывает огромную область Атлантического океана на глубине от 700 до 5000 м, значительную часть Индийского и южную часть Тихого океана, причем приурочивается преимущественно к субтропическим широтам, с приближением же к полярным уступает место диатомовому илу, области сплошного распространения которого отмечены для Антарктического моря и северной окраины Тихого океана. Главнейшими составными частями глобигеринового ила являются известковые раковины пелагических корненожек, в меньшем количестве — корненожки бентоса, цвет его грязно-белый, серый, светло-желтый или коричневый.

Местами в тропических широтах глобигериновый ил переходит в птероподовый, обогащенный раковинами моллюсков из рода *Pteropoda*s. Диатомовый ил характерен для Антарктической области. Сырой он обычно желтоватого, а в сухом состоянии серого цвета, в чистом виде состоит в основном из панцирей диатомей. Особенности этого ила заключаются в том, что он содержит ничтожное количество соединений, не разлагаемых соляной кислотой (около 5%), и, кроме того, малое количество гидроокиси железа. Первое говорит о том, что алюмосиликаты здесь почти полностью разрушаются; второе допускает предположение, что гидроокись железа в холодных морях легко растворяется или распыляется и уносится течением в области красной морской глины.

Красный ил и глина* распространены в тех морях, берега которых сложены разноцветными породами: латеритом, красными землями и т. д. Реки, вынося их в море, придают красную или желтую окраску морским осадкам. Красный ил в настоящее время находят вдоль восточного берега Южной Америки, берегов Китая и т. д. Содержание углекислого кальция колеблется в нем от 6 до 60%, обычно присутствует свободный кремнезем, небольшое количество раковин диатомей и спикулей кремневых губок. Скелеты радиолярий отсутствуют или редки. Главная масса красной глины слагается тонкими минеральными частицами, из них около 10% относится к известковым и кремнистым скелетам, причем количество углекислого кальция меняется с глубиной.

В состав красной глины входят гидроокиси железа, марганца, фосфаты кальция и др. Этот материал отчасти дают подводные извержения, но главный источник его образования — тонкие частицы терригенного происхождения.

Радиоляриевый ил можно рассматривать как фацию красной глины, обогащенную скелетными образованиями радиолярий.

Глубоководные пески и галечники встречаются редко и развиты в областях донных течений, главным образом на перегибе шельфа и на дне глубоких проливов. Они чаще всего представлены однообразными тонкозернистыми осадками; пласты обычно тянутся непрерывно на больших площадях. Исключение составляют крутые склоны океанических и коралловых островов и участки морей вдоль молодых складчатых областей, где может наблюдаться линзообразность, обвалившийся материал и пр. В осадках органического происхождения отсутствует растительный материал, кроме занесенного из мелких вод.

В табл. 25 приводятся данные о биологической продуктивности (биомассе) Мирового океана.

Данные химических анализов молодых и более древних осадков пока-

* Пелагические осадки, содержащие менее 30% органических остатков, называются красными глинами.

Таблица 25

Биологическая продуктивность (биомасса) Мирового океана (по В. Г. Богорову, 1969)

Организмы	Биомасса, млрд. т	Продукция за год, млрд. т	Отношение продукции к биомассе
Продуценты			
фитопланктон	1,5	550	366
фитобентос	0,2	0,2	1
Консументы			
зоопланктон	21,5	53	2,5
зообентос	10	3	0,3
нектон (рыбы и другие)	1	0,2	0,2
Редуценты			
бактерии	0,07	70	1000
Сумма	34,77	676,4	

Примечание. Сравнение приведенных данных показывает, что продукции зоопланктона меньше, чем продукции фитопланктона, в 10 раз; продукции зообентоса меньше, чем всей первичной продукции (растений), в 180 раз и продукции нектона — в 2750 раз. (Под нектоном объединяются все рыбы, кальмары и другие крупные организмы, активно плавающие в толще морской воды).

зывают, что последние богаче Mn, Fe, P, чем Ni, Ti и Al. Молодые пелагические глины характеризуются высокой радиоактивностью, связанной с аутигенным цеолитом-филлипситом и содержащимся в нем калием.

Высокое содержание бария и биогенной меди может служить признаком быстрого накопления и разложения органических остатков.

Установлено также неравномерное вертикальное распределение по профилю карбонатов кальция. Под экваториальной зоной высокой продуктивности планктона содержание карбоната кальция близ поверхности сравнительно невелико и достигает максимума в слое, который соответствует по времени последнему оледенению в более высоких широтах. В других районах, например на поднятии в восточной части Тихого океана, наблюдается высокое содержание карбоната кальция, в бассейнах южной части океана отмечается сравнительно высокое содержание карбоната кальция в новейших отложениях, которые залегают на слоях, бедных карбонатом.

Отложения со смешанной четвертичной и третичной фауной найдены вблизи поднятий внутри бассейнов Центрально-Тихоокеанских гор, севернее отдели Алекса и между Маркизскими островами и островами Туамоту.

Терригенный привнос в пелагические осадки, а также отложения, связанные с мутными потоками, в Тихом океане, по-видимому, менее широко распространены, чем в Северной Атлантике. Объясняется это тем, что в Тихий океан впадают 24 реки, длина которых превышает 400 км, а в Атлантический — более 100 рек; водосборная площадь Тихого океана, $\frac{3}{4}$ которой падает на Азиатский континент, около $16 \cdot 10^6$ км², или $\frac{1}{10}$ площади океана, тогда как Атлантического океана равна приблизительно $40 \cdot 10^6$ км², или половине его площади. Области, удаленные от суши более чем на 1000 км, в Тихом океане занимают около 30%, в Ат-

лантическом — менее 20%. В Тихом океане имеются две обширные области, удаленные от суши и защищенные частично от Американского континента Восточно-Тихоокеанской возвышенностью. Барьер к северу от северной гемипелагической области, вероятно, обеспечивается топографическими неровностями в глубоководной северной части Тихого океана.

Некоторые вопросы развития гидросферы и ее влияния на ландшафты

В литературе высказано несколько точек зрения и гипотез по вопросу о развитии гидросферы, изменении объема ее воды и химического состава. Мнения особенно расходятся по вопросам о времени образования глубоких океанических впадин; роли вулканических явлений в наращивании объема воды в земной коре за счет глубинных зон; об исходном солевом составе морских вод. Согласно гипотезам В. И. Вернадского, Е. Дж. Конвея, Ж. Е. Хатчинсона, Дж. Верхугена, У. У. Руби и других, объем гидросферы и ее химический состав не изменяются или изменяются незначительно в течение геологического времени. Хотя энергетические и химические процессы, протекающие в земной коре и мантии, постоянно приносят в гидросферу вещества, обогащая ее, химические процессы и циклический круговорот воды в природе приводят в равновесие эти нарушения и сохраняют относительное постоянство химического состава.

Согласно другим гипотезам (Дж. З. Кальп, Л. К. Блинов, К. К. Марков и др.), гидросфера постоянно наращивается за счет выделения воды из земных глубин. Общая соленость океанической воды повышается, причем в основном за счет увеличения приноса солей реками и уменьшения роли магматического фактора. Развитие водной массы гидросферы и ее солевого режима тесно связано с дифференциацией вещества земной коры и мантии.

Теоретические предпосылки говорят, безусловно, в пользу колебательного развития гидросферы в течение геологического времени как в части изменения ее объема, так и в химическом отношении.

Согласно А. П. Виноградову (1963), вода на поверхности Земли является результатом дегазации мантии и выноса легколетучих веществ — паров и газов в процессе выплавления. Пары воды и газы особенно интенсивно выделялись в самый ранний период развития Земли. Солевой состав формировался в результате двух основных процессов: 1) разрушения горных пород континентальной и океанической коры и привноса в океан катионов — прежде всего натрия, магния, кальция, калия, стронция; 2) поступления в океан вулканических дымов и других продуктов дегазации мантии (CO_2 , SO_2 , фтора, брома, хлора, иода, бора), играющих в океанической воде роль анионов. Эти катионы и анионы составляют в совокупности основную массу солей океана.

В отношении эволюции состава воды океана А. П. Виноградов считает, что в более ранние времена на поверхности Земли преобладали углерод, метан, сера, сероводород, селен, аммиак, в морской воде было немного SO_4 . В дальнейшем, после образования кислородной атмосферы сера окислилась в SO_4^{2-} , количество последнего в океане возросло; увеличилось содержание ионов магния и кальция, интенсивнее шло образование доломитов и известняков; уменьшилось количество аммиака вследствие окисления NH_3 в азот. В настоящее время отношение между главными компонентами морских растворов (Cl/Br; K/Na; Sr/Ca и др.) постоянно. Океаническая вода не насыщена главными солевыми компонентами и газами (за исключением CaCO_3 в тропических морях). Благодаря щелочному значению pH многие химические элементы, например все тяжелые металлы (железо,

кобальт, никель, цинк, медь), находятся в океаническом растворе преимущественно в форме гидратов, обладающих малой растворимостью. Океанический раствор находится в равновесии не только с осадками дна океана, но также и с атмосферой. Поэтому все газы в различной степени растворяются в толще океанической воды.

Итак, можно считать более вероятным, что развитие гидросферы шло параллельно развитию земной коры и особенно ее осадочной оболочки; на начальной стадии она не могла иметь крупных размеров и объема.

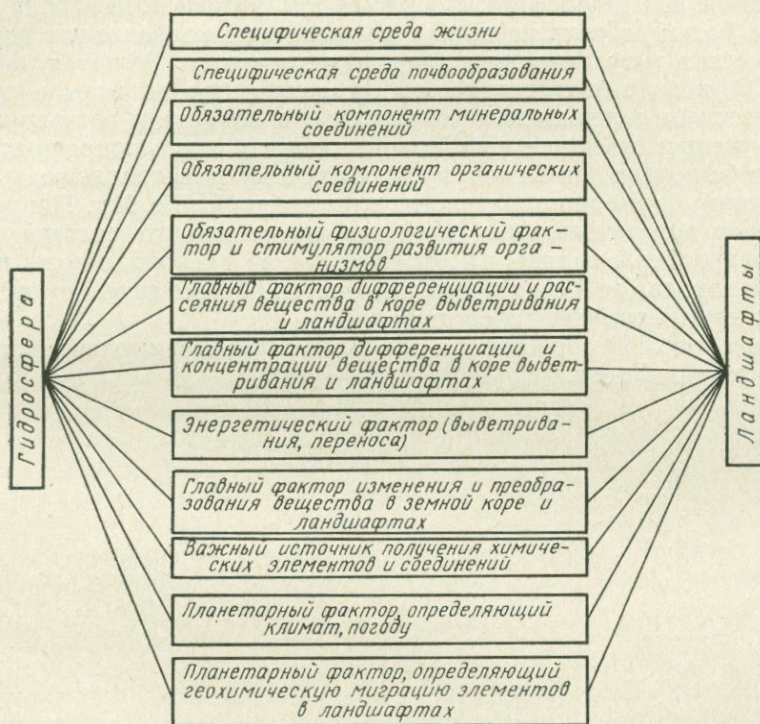


Рис. 59. Взаимодействие гидросферы с ландшафтами.

Расширение ее объема в течение геологического времени тесно связано с тектоническими движениями, с интенсивностью вулканических процессов. В то же время действительное расширение или сокращение площади океанских бассейнов существенно зависело от периодических повторений оледенений и развития органического мира. Баланс водной массы океанической гидросферы и ее химический состав во многом зависели от того, какое количество воды сковывалось ледниками и потреблялось органическим миром.

Осадочные породы земной коры очень разнообразны по химическому составу — явное свидетельство разнообразных геохимических условий среды осадкообразования, развития органического мира, процессов выветривания и эрозии. Очевидно, что в разные периоды развития Земли специфически проявлялись вулканическая деятельность, поступление летучих веществ из глубин, обогащение ими атмосферы, гидросферы и биосферы.

На это прежде всего указывают накопления каменных и калийных солей, гипса, марганцевых руд, фосфоритов, бокситов, глауконита, известняков, доломитов и других отложений. Образование их происходило главным образом в бассейнах, водные массы которых были в течение длительного времени насыщены отдельными элементами.

Следует учитывать, что в карбонатных породах океанической земной коры, по данным А. Полдерварта, захоронено $228 \cdot 10^{15}$ т карбонатной углекислоты. Это примерно в 5000 раз больше того количества ее, которое содержится в настоящее время в Мировом океане. Находясь в воздухе, в составе вод гидросферы и земной коры, углекислота играла исключительно большую роль не только в накоплении карбонатных пород, но и в процессах выветривания и миграции элементов. Большая растворимость CO_2 в воде благоприятствовала насыщению им воды и воздуха. С повышенным содержанием углекислоты в воздухе и растворах было связано увеличение концентрации водородных ионов в природных водах, что способствовало интенсивному химическому выветриванию и миграции в ионной форме малоподвижных элементов (Al, Fe, Mg, Ti и др.).

Важным доказательством эволюции вещественного состава океанической гидросферы является изотопный состав кислорода воды и атмосферы, водорода (дейтерия), окисление серы, образование гипсов и ангидритов и других химических соединений.

Схемой (рис. 59) обобщаются основные формы взаимодействия гидросферы с ландшафтами.

ГЕОХИМИЯ ГАЗОВОЙ СФЕРЫ

Геохимическая классификация природных газов

Возникновение науки о газах относится к последним десятилетиям XVIII в. Тогда был выяснен состав воды, атмосферы, угольной кислоты, открыты азот, водород, кислород и их роль в явлениях жизни. С тех пор химические исследования атмосферы и газов не прерывались. Однако только с возникновением геохимии как науки создавалась возможность по-новому и глубоко осветить проблемы, связанные с изучением природных газов.

В. И. Вернадский (1912) одним из первых указал на геохимическое значение обмена в земной коре и на важность изучения природных газов, сделал попытку дать их научную классификацию.

По химическому составу природные газы весьма разнообразны. Они содержат метан и другие газообразные углеводороды: CO_2 , CO , H_2S , азот, кислород, элементы нулевой группы Периодической системы Д. И. Менделеева, среди которых выделяются обычно Ar , Kr , Xe и легкие He , Ne , сера, SO_2 , отдельные сульфиды, Cl , HCl , HF , NH_3 , $\text{B}(\text{OH})_3$, H_2O , фториды и хлориды некоторых металлов. Последние соединения встречаются в основном в высокотемпературных вулканических газах. По химическому составу природные газы можно разделить на несколько групп.

Прежде всего выделяется группа газов, в которых преобладает метан (CH_4). Ему сопутствуют тяжелые углеводороды, углекислый газ, азот. Окись углерода и водород в этих газах встречаются редко. К этой группе принадлежат углеводородные газы нефтяных и газовых месторождений, а также «болотные» газы и газы илов.

Другая группа природных газов характеризуется преобладанием углекислого газа, который часто составляет 100%. Эти газы связаны с вулканическими явлениями и процессами термо- и динамоморфизма пород. В тех местах, где вулканическая деятельность к настоящему времени угасла, но недавно (в геологических масштабах времени) имела место, мы встречаем газы, состоящие почти целиком из CO_2 . В газах, выделяющихся из действующих вулканов, относительное содержание CO_2 уменьшается за счет H_2 , CO , CH_4 , H_2S , SO_2 , а иногда и HCl , HF , NH_3 и др.

К третьей группе относятся газы, состоящие преимущественно из азота. Это газы термальных источников и некоторые газы, связанные с солеными источниками. Однако в природе редко наблюдаются чистые представители указанных групп, чаще встречаются газы смешанного состава.

Группы газов, выделенные по химическому признаку, в общем совпадают с основными генетическими группами, однако встречаются газы с одинаковым химическим составом и различным происхождением, и, наоборот, родственные по происхождению газы оказываются далекими друг от друга по химическому составу.

В. И. Вернадский предложил схему классификации природных газов, основанную на морфологических признаках, которая, хотя и была позже дополнена другими авторами, лежит в основе существующих классификаций. Он выделяет газы свободные и растворенные в воде и твердых породах:

А. Газы свободные	Б. Жидкие и твердые растворы газов
Атмосфера	Газы океана
Газовые скопления и сгущения (окклюзии)	Газы озер, прудов, рек
Газовые струи	Газы источников
вулканические	вулканических
тектонические	поверхностных
поверхностные	тектонических

Природные газы, по Вернадскому, делятся на газы земной поверхности, газы, связанные с высокой температурой, и газы, проникающие в земную кору: газы атмосферы, газы тектонических струй, азотные, углекислые, метановые, водородные, сероводородные и др.

Предложены и другие классификации природных газов (В. В. Беловусов, 1937; А. Л. Козлов, 1950; В. А. Соколов, 1956) (табл. 26). Газы радиоактивного распада и воздушного происхождения распространены повсеместно. Радиоактивные элементы рассеяны по всей толще земной коры. Газы атмосферного происхождения проникают в осадочные породы и трещины кристаллических пород; биохимического происхождения и метаморфических процессов возникают в локализованных участках земной коры (биохимические газы генерируются в породах, богатых органическими остатками, метаморфические образуются в районах вулканической деятельности, особенно при внедрении магмы в осадочные породы, а также при экзогенном метаморфизме).

В последние годы появились классификации газов, в основе которых лежат не газообразующие процессы, а признаки, характеризующие их (К. П. Флоренский, 1956).

Газ может находиться в трех состояниях: свободном, растворенном в воде или нефти и сорбированном горными породами. Во всех случаях состав растворенного и сорбированного газа будет зависеть от состава свободного газа, соприкасающегося с водой и породами.

Для изучения миграции и распределения газов важна количественная химическая характеристика состава природных газов.

Газогеохимические процессы образования атмосферы

Земная воздушная атмосфера — резервуар, в котором скопляются газы различного происхождения. Образующиеся в земной коре газы непрерывно вовлекаются в геохимические процессы, протекающие на земной поверхности и уводящие элементы атмосферы в космическое пространство. В связи с этим важно знать древний состав атмосферы, процессы, которые вызвали ее эволюцию в прошлом, и изменения в ее составе, протекающие в настоящее время.

Предполагают, что первоначальная атмосфера Земли значительно отличалась от современной. Она состояла из водяного пара, водорода, аммиака и сероводорода. В ней отсутствовал свободный кислород, и про-

Классификация природных газов (по В. А. Соколову)

Тип газа	Химический состав			Происхождение газов
	главные компоненты	компоненты, встречающиеся в значительных концентрациях не всегда	микрокомпоненты	
Атмосферный	N_2, O_2, Ar, CO_2	—	$O_3, NO_2 (N_2O, H_2)$, редкие газы	Смесь газов химического, биохимического, радиоактивного происхождения
Земной поверхности и почв	$CO_2, (N_2, O_2, Ar)$	—	$CH_4, N_2O, CO, H_2, H_2, NH_3$, летучие органические вещества, редкие газы из воздуха	Газы преимущественно биохимического происхождения с примесью газов химического происхождения (присутствует воздух)
Болотный и торфяной	CH_4, N_2, CO_2	O_2	CO, H_2, N_2O, NH_3, H_2 , редкие газы	Газы биохимического происхождения с примесью газов химического происхождения (иногда присутствует воздух)
Осадочной толщи и нефтяных месторождений	CH_4 , тяжелые углеводороды	N_2, CO_2, H_2S, He	(H_2) , редкие газы	Газы химического и биохимического происхождения с примесью газов радиоактивного и воздушного происхождения
Газовых месторождений	CH_4	N_2 , тяжелые углеводороды, CO_2, H_2S, He	(H_2) , редкие газы	Газы химического и биохимического происхождения с примесью газов радиоактивного и воздушного происхождения
Угольных месторождений	CH_4	$CO_2, N_2, H_2, H_2S, HN_3$	Тяжелые углеводороды, редкие газы	Газы химического и биохимического происхождения с примесью газов радиоактивного и воздушного происхождения
Соленосных отложений	N_2, H_2, CO_2, CH_4	H_2S , тяжелые углеводороды	Редкие газы	
Рассеянный	N_2, CH_4, CO_2	H_2 , тяжелые углеводороды, H_2S	Редкие газы	
Метаморфических пород	N_2, CO_2	CH_4 , тяжелые углеводороды, H_2S, H_2	Редкие газы	Газы химического, воздушного и радиоактивного происхождения
Изверженных пород, вулканический	CO_2, N_2	$CO, H_2, CH_4, H_2S, C_nH_{2n}, SO_2, SO_3, HCl, HF, NH_3, B(OH)_3$ и др.	Тяжелые углеводороды, редкие газы	Газы химического происхождения с примесью газов радиоактивного происхождения
Остывших изверженных пород	N_2, CO_2, CH_4	H_2, He, H_2S, CO	Тяжелые углеводороды, редкие газы	

текающие на земной поверхности процессы носили восстановительный характер. Хотя под воздействием ультрафиолетового излучения Солнца постоянно происходило разложение водяного пара на кислород и водород, первый полностью тратился на окисление аммиака в азот и воду, а также на окисление метана с переходом его обратно в воду и углекислоту. Водород в значительной мере терялся из атмосферы, улетучиваясь в космическое пространство, углекислый газ вступал в реакции с горными породами, образуя известняки и другие породы.

Существуют две основные гипотезы о происхождении и дальнейшем развитии атмосферы Земли: 1) современная воздушная оболочка является остатком изменившейся плотной древней атмосферы, некогда окутывавшей весь земной шар после остывания расплавленной Земли; 2) современная атмосфера создавалась постепенно в ходе геологической истории в результате геохимических процессов, протекающих в земной коре и в мантии Земли, «дегазации» пород и утечки из них газов.

Большинство ученых придерживаются второй гипотезы. Поступление газов из земной коры и мантии — главный источник образования атмосферы. На это указывает и состав паров и газов современной атмосферы и гидросферы, который во многом отвечает составу вулканических газов, т. е. смеси водорода, азота, хлора, серы, H_2O , CO_2 , CH_4 , H_2S , SO_2 , NH_4 , HCl , HF и др. Надо полагать, что в далеком прошлом их количественные и качественные соотношения были иными. Изменения происходили за счет утечки в космическое пространство, участия в литогенезе, действия фотохимических реакций, деятельности организмов и других процессов. Вероятно, резкий скачок в газовом составе атмосферы и гидросферы связан с увеличением в атмосфере кислорода и усилением ее окислительных свойств. С появлением жизни на Земле важнейшую роль стали играть организмы, фотосинтетическая деятельность земных растений и многообразные биогеохимические процессы.

Главным компонентом тропосферы является азот. Это весьма инертный газ, который почти не вступает в химическое взаимодействие с другими веществами. Относительно происхождения азота атмосферы высказываются разные точки зрения. Одни считают, что азот современной атмосферы — это древний азот, образованный во время остывания Земли и создания ее оболочек. Поступление его в атмосферу связано с дегазацией мантии, вулканической деятельностью и выходами ювенильных вод. Главные химические формы его поступления на земную поверхность — это элементарный азот N_2 , ион NH_4^+ , летучие соли NH_4Cl .

Другие полагают (В. И. Вернадский, 1934), что главный источник образования азота в атмосфере — жизненные процессы в биосфере.

В земной коре азот образуется при бактериальном брожении белковых веществ, а также за счет разложения азотсодержащих веществ, участвующих в составе горных пород. Часть образующегося азота усваивается в почвенных условиях особыми бактериями, после гибели которых азот либо возвращается в атмосферу (денитрификация), либо подвергается метаморфизму вместе с ископаемым азотом и переходит в состав минеральных азотных соединений (нитратов, нитритов, аммонийных солей и др.). Эти хорошо растворимые вещества вместе с подземными водами мигрируют в толще горных пород. При вулканических процессах минеральные азотсодержащие вещества разлагаются, а свободный азот или его окисные соединения вновь возвращаются в атмосферу (рис. 60).

Второе место в атмосфере занимает кислород. Указывают на несколько источников образования его в атмосфере. Вначале он создавался в результате фотодиссоциации H_2O и CO_2 и почти полностью расходовался

В состав тропосферы входит углекислый газ, содержание которого по сравнению с азотом и кислородом очень незначительно. Несмотря на это, его роль в геохимических процессах земной коры и ландшафта исключительна велика. Весь органический мир связан с CO_2 . Она — основной материал для создания органических тканей растений и животных.

Угольная кислота образуется в результате поступления природных углеродных газов (CO , CH_4 , CO_2) из вулканических эманаций и горячих минеральных источников, при выветривании изверженных и карбонатных пород, при дыхании животных и растений, разложении органических

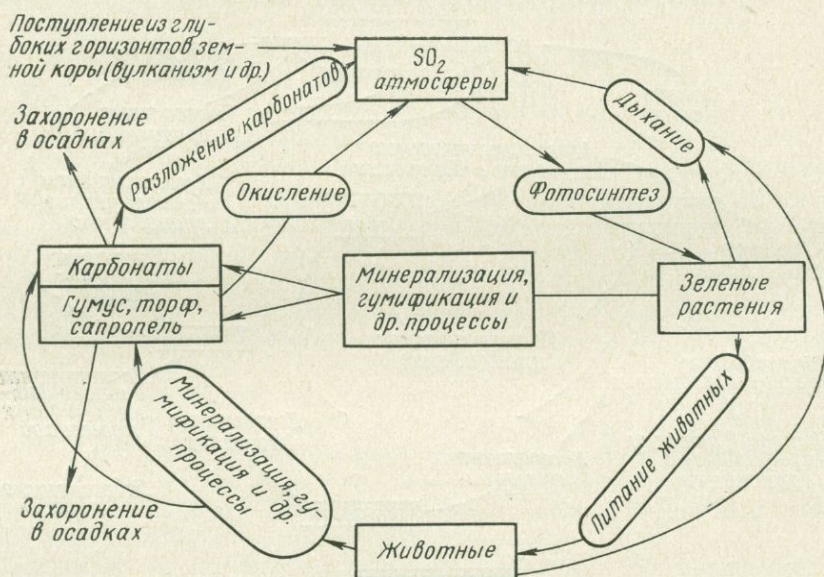


Рис. 61. Круговорот углерода в ландшафте (по Б. Б. Полюнову).

остатков в процессе промышленной деятельности (в печах заводов при обжигах, брожении), в космическом пространстве. При этом в атмосфере устанавливается динамическое равновесие углекислоты и ее круговорот в биогенном цикле и геохимической миграции в ландшафтах (рис. 61).

Кроме живого вещества, существуют еще источники, вводящие углекислоту из атмосферы. Это — образование на земной поверхности значительных скоплений карбонатов. Углекислота в форме карбонатов и бикарбонатов уносится водами в океан и более глубокие слои земной коры. Поверхностные водные массы, поглощая углекислоту, управляют количеством ее в атмосфере.

В. А. Успенский (1956) приводит цифровой баланс содержания углекислоты в воздушной оболочке и периферических областях (гидросфера и стратисфера). В общей массе газов земной коры ($5,33 \cdot 10^{15}$ т) углекислота составляет $180,4 \cdot 10^{13}$ т, т. е. 3,39%, а газы в гидросфере, водоемах суши и стратисфере — всего 4,1% их общего количества. Однако в этих 4,1% газов сосредоточено около 99% всей углекислоты. Углекислота, растворенная в гидросфере и накопленная в стратисфере, выравнивает концентрацию углекислоты, непрерывно поглощаемую атмосферой. Достаточный запас необходимых газов в атмосфере, гидросфере, а также обратимость круговорота углерода в природе создают

возможность развития жизни без ощутимого снижения количества углекислоты — основного строительного материала биохимического синтеза.

Из сказанного видно, что атмосфера — необходимое условие жизни, а жизненные процессы — необходимое условие существования атмосферы.

Водород и инертные газы содержатся в воздухе в незначительных количествах. Все они являются земной частью космического (вторичного) происхождения. Возможно, эти газы в главной своей массе были потеряны при формировании твердого вещества Земли. Полагают, что количество их за время существования Земли уменьшилось в результате диффузии в мировое пространство и химических реакций. Образование водорода атмосферы, вероятно, связано с поступлением из земной коры и разложением воды на водород и кислород в результате разнообразных геохимических и биогеохимических реакций. Его изотопы H^1 , дейтерий H^2 и тритий H^3 играют важную роль в геохимических процессах атмосферы и гидросферы. В атмосфере и гидросфере происходит преимущественная потеря легких газов (H^1) и относительное увеличение более тяжелого изотопа (дейтерия). Изотоп водорода — тритий радиоактивен. Он возникает в основном в высоких слоях атмосферы.

Источником водорода, гелия, аргона, неона, ксенона, криптона являются также радиоактивные процессы, однако механизм образования многих из них еще очень мало изучен.

В атмосфере присутствуют в том или ином количестве пары воды, примесь хлора, иода, NO_2 , SO_2 и другие газы.

Геохимические процессы образования газов атмосферы исключительно сложны и многообразны. Во многом они остаются для нас еще загадочными, однако огромное геохимическое значение атмосферы очевидно. В газообразном состоянии геохимическая миграция элементов обладает максимальной подвижностью, многие геохимические реакции и превращения, по-видимому, были бы невозможны, если бы газовое состояние вещества отсутствовало. Газы атмосферы, мигрируя в смежные сферы Земли, участвуют в концентрации и рассеянии элементов в литосфере и гидросфере, в процессах разрушения и образования пород и минералов, в изменении состава поверхностных и подземных вод. Атмосфера — источник существования растений, животных и человека, получающих из нее кислород для дыхания и углерод для построения животных и растительных организмов.

Геохимическое взаимодействие газов с горными породами, природными водами и живыми организмами

Являясь продуктами разнообразных геохимических и биогеохимических процессов и реакций, протекающих в земной коре, природные газы в то же время находятся в определенном взаимодействии с горными породами, природными водами и живыми организмами, участвуя в формировании их состава и разнообразных физико-химических свойств. Это взаимодействие осуществляется посредством их активной миграции, определяемой многими факторами: способностью к фильтрации, диффузии, летучести, изменению упругости, характером растворимости и т. д. Природные газы заполняют пустоты горных пород, находятся в виде растворов в подземных водах, адсорбируются минеральными частицами и органическими веществами. Фильтрация газа осуществляется по сообщающимся порам пород. Связь с фильтрационным потоком может осуществляться благодаря диффузии через породы. Чем меньше диаметр

пор, тем большее сопротивление будут оказывать породы движению газа. Скорость фильтрации газа зависит также от удельного веса газа и вязкости его, а также от проницаемости горных пород.

С повышением температуры вязкость газов увеличивается. Так, вязкость метана при повышении температуры от 0 до 100° возрастает почти на 30%.

Осадочные породы обладают слоистостью, нередко пористые и хорошо проницаемые (песчаные, карбонатные) пласты чередуются с плохо проницаемыми глинистыми отложениями. Поэтому газы легче должны мигрировать по напластованию, чем в вертикальном направлении.

Наиболее важным фактором, способствующим фильтрации газа, по видимому, является трещиноватость горных пород. Когда порода насыщена водой, фильтрация газа носит характер всплывания его пузырьков в воде, заполняющей трещины и поры породы. Если же поры породы целиком заполнены водой, фильтрации не происходит, ибо давление газа не может преодолеть сопротивление воды и поверхностного натяжения. В том случае, когда давление газа превышает гидростатическое давление воды, происходит фильтрация газа в крупнопористых породах. Когда газ соприкасается с водой и горными породами, он растворяется и сорбируется.

Количество газа, растворяющегося в жидкости, зависит от рода газа и его давления. Коэффициенты растворимости некоторых газов в воде при 20° и давлении 1 атм следующие: метан — 0,033, углекислый газ — 0,87, азот — 0,016, кислород — 0,031, сероводород — 2,58.

Каждая горная порода содержит в себе сорбированный газ, его нельзя смешивать с тем, который находится в замкнутых порах породы.

Минералы, из которых состоит порода, могут обладать различной поглощающей способностью в отношении газов и жидкостей, поэтому породы-адсорбенты неоднородны. Следует также учитывать, что адсорбция газов может препятствовать воде, заполняющая поры породы или обволакивающая пленкой их частицы. Сорбция газа в этом случае приобретает сложный характер. Газ растворяется в воде и уже в растворенном виде взаимодействует с поверхностью породы. Кроме воды, на сорбцию (особенно углеводородных газов) влияет также органическое вещество, рассеянное в породах.

Сорбция газов породами сравнительно невелика. Так, при температуре 20—21° и давлении 865,8 мм рт. ст. песчаник сорбирует 29,6 см³/кг метана, а при давлении 839,25 мм рт. ст. — 10,6 см³/кг азота. В результате растворения и сорбции газ в горных породах и почве находится в разных формах: в виде свободного и растворенного в воде, а также в виде содержащегося в породах. Следует различать газ, сорбированный минеральной частью породы или почвы, и газ, сорбированный органическим веществом, содержащимся в почве или породе. Отдельно следует рассматривать свободный газ, находящийся в замкнутых порах породы. Не в каждом образце породы присутствуют все перечисленные виды газа. Так, глина, насыщенная водой, не содержит свободного газа.

При снижении давления свободного газа, находящегося в контакте с горной породой, происходит десорбция ранее поглощенного газа (за счет диффузии).

Диффузия газа обусловлена движением молекул и большими промежутками между ними. Благодаря подвижности молекул происходит перемешивание газов, жидкостей, проникновение молекул одного твердого тела в другое при их контакте. Газ, растворяясь в жидкости, далее уже диффундирует в ней и насыщает ее. Мигрируя в жидкости, газ может за

счет диффузии пройти сквозь нее. В природных условиях встречаются следующие виды диффузии газа: диффузия газа в другом газе, в порах породы (свободная диффузия); диффузия газа в жидкости (воде или нефти); диффузия газа в твердом теле (в веществе породы).

По характеру и масштабу можно выделить следующие виды миграции газов: фильтрация газов, происходящая по не занятым водой трещинам и сообщающимся порам при наличии перепада давления; всплывание газа в трещинах и порах, занятых водой; диффузия газа в породах, насыщенных водой; диффузия мигрирующего газа в газе, содержащемся в порах и трещинах; перенос растворенного газа водой, двигающейся в порах горных пород (табл. 27).

Таблица 27

Интенсивность различных видов миграции

Вид миграции	Газовый поток см ³ /м ² ·сутки
Фильтрация газа (высокая проницаемость горных пород)	3000 и выше
Фильтрация газа (низкая проницаемость горных пород)	30—3000
Диффузия через воду	0,6
Диффузия через насыщенные водой горные породы	0,01—0,1

Наиболее значительное влияние движение подземных вод оказывает на хорошо растворимые газы (H_2S и CO_2). В зонах затрудненного водообмена и застойных подземных вод скорость фильтрации газа значительно больше скорости движения вод. При движении вод по крупнопористым пластам, где их скорость несколько больше, происходит снос диффузионного потока газа движущейся водой. В зоне свободного водообмена, где встречаются иногда большие скорости движения воды, могут иметь место значительные скорости миграции газа.

В поверхностных частях земной коры на миграции газов существенно сказывается газообмен с атмосферой и химическое влияние, связанное с окисляющим действием кислорода. В глубинных и поверхностных частях земной коры мигрирующий газ при движении может подвергаться существенному воздействию биохимических и химических факторов, результаты которого могут сказаться на его составе вследствие образования новых компонентов. В результате химического взаимодействия миграция некоторых газов может задержаться вследствие медленных реакций между газами и породами и поглощения последними некоторой части газов.

На процесс миграции элементов в газовой фазе влияют температура, лучистая энергия и вызываемая ею ионизация атомов. Некоторые газы (CO_2 , O_2 , H_2 , N_2), мигрируя в биосфере, участвуют в процессах биосинтеза и фотосинтеза, входят в состав органического вещества животных и растений и некоторую часть своего миграционного пути проводят вместе с ними. Несомненное влияние на процессы миграции газов оказывает деятельность человека (посевы растений, разработка месторождений полезных ископаемых, сжигание различных видов топлива, испытания атомного оружия и т. д.), которая искусственно изменяет состав и формы миграции химических элементов, входящих в состав газов земной коры.

Газогеохимические процессы рассеяния и концентрации элементов

Большинство природных газов, выделяющихся из земной коры в атмосферу или образующих скопления внутри литосферы, связаны с осадочной оболочкой зоны гипергенеза. В их образовании широкое участие принимают биохимические процессы с бактериальным разложением органических остатков почв, илов и остатков, погребенных в горных породах.

Крупные скопления газа приурочены к нефтяным, угольным и собственно газовым месторождениям. В ряде случаев можно говорить о газогеохимических провинциях, характеризующихся большими территориями распространения газа. Главной составной частью нефтяных газов являются углеводороды, но встречаются газы (Второе Баку) со значительным содержанием азота. Наблюдается определенная закономерность в соотношении азота и углекислого газа в нефтяных газах.

Газы самостоятельных газовых скоплений (при отсутствии нефти или при небольшом ее содержании) характеризуются преимущественно наличием метана (до 98%), а тяжелые углеводороды присутствуют в небольших количествах (1—4%), и лишь в месторождениях, где имеется нефть, их содержание составляет 8—12%.

В каменноугольных месторождениях образование газа связано с метаморфизмом угля, сопровождающимся существенным преобразованием органического материала. Главным компонентом этих газов является метан. Ближе к поверхности, в зоне выветривания, в угольных пластах содержатся азот и углекислый газ. В связи с проникновением воздуха на некоторую глубину в угольные пласты здесь нередко наблюдается несколько различных по составу газовых зон.

Помимо скоплений газов, связанных с каустобиолитами и образовавшихся самостоятельно, в осадочных породах встречаются скопления газов, состоящие преимущественно из азота и CO_2 при незначительном содержании метана и других газов.

В рассеянных газах содержится CO_2 и азот, встречается водород и редкие газы: гелий и аргон.

Болотные и торфяные газы (по данным М. И. Субботы, 1959), образующиеся в осадках с мощным скоплением органических веществ, состоят из метана и азота; в осадках с незначительным слоем илстых веществ присутствуют в основном азотные и азотно-метановые газы, количество которых в большинстве случаев невелико. Углекислый газ в повышенных концентрациях чаще встречается с метановыми газами, чем с азотными. Тяжелые углеводороды и водород в торфяных и болотных газах встречаются редко.

Газы почв состоят из углекислоты — продукта окисления органических остатков, азота, вероятно, воздушного происхождения, кислорода и редких газов. В числе микрокомпонентов можно назвать CH_4 , N_2O , CO , H_2S ; NH_3 и летучие органические вещества (эферы и др.).

Кроме химических и биохимических процессов, в земной коре повсеместно происходит радиоактивный распад элементов, результатом которого часто является образование радиоактивных газов. Концентрация радиоактивных элементов (источников газов и радиоактивных эманаций) в горных породах и водах обычно невелика (10^{-3} , $10^{-4}\%$), однако выделяемая ими энергия в виде различных излучений за длительное геологическое время составляет заметную величину. При радиоактивном распаде элементов образуются гелий, аргон и другие газы, из них гелий известен в значительных скоплениях в земной коре (в США и других

районах). В свою очередь действие лучей радиоактивных элементов на окружающие вещества вызывает в них различные химические изменения. Так, при действии α -лучей на различные органические вещества (уксусную кислоту, тяжелые жирные кислоты, битумы, нефти) образуются водород, метан, углекислый газ, аммиак, кислород, азот и некоторые другие газы. Действие радиоактивных излучений на воду вызывает разложение ее на H_2 и O_2 и т. д.

По данным В. А. Успенского (1956), общее количество газов земной коры определяется величиной $5,33 \cdot 10^{15}$ т. Соотношение количества газов в разных областях распространения таковы (в %): атмосфера 95,87; гидросфера 1,82; верхний слой коры выветривания (до глубины 12 м) 0,01; стратисфера 1,30.

Среднее содержание газов в подземных водах В. А. Успенский определяет величинами 1,09 г/л при следующем среднем составе (в вес. %): CO_2 — 88,6; N — 7,7; CH_4 — 1,6; SiO_2 — 0,3; H_2S — 1,8.

В природных водах наибольшее распространение имеет углекислый газ (99% общего количества CO_2 в земной коре). За ним следуют сероводород и метан; в меньшей степени распространены азот и кислород.

В поверхностных частях земной коры при контакте атмосферы и вод последние обогащаются кислородом и углекислотой, приобретают окисляющие и растворяющие свойства, что играет решающую роль в процессах выветривания и окисления горных пород. Воздух, растворенный в воде, обогащен кислородом и особенно углекислотой по сравнению с воздухом атмосферы. Обогащение углекислотой поверхностных вод часто усиливается в результате разложения органического вещества.

В настоящее время считается общепризнанным биохимическое происхождение сероводорода при реакциях восстановления с помощью микробов серных и сернистых солей. Окисление сероводорода серных вод и накопление серы в условиях поверхностных частей земной коры может происходить следующими основными способами: 1) накопление серы в водных бассейнах с сероводородными водами при окислении H_2S серобактериями в условиях неглубоких обширных бассейнов (лагун или мелких озер), отшнурованных от океана и ставших поэтому стоячими; сера образуется здесь одновременно с другими осадками, давая сингенетические месторождения; 2) накопление серы при окислении сероводорода, образованного в подземных условиях, например при восстановлении сульфатов десульфурующими бактериями в условиях циркуляции подземных вод, богатых кислородом, такие залежи серы являются эпигенетическими; 3) третий способ скопления серы — образование ее в местах выхода сероводородных вод на дневную поверхность.

В некоторых природных водах содержится аммиак, растворимость которого очень велика (в 1 объеме воды растворяется около 700 объемов NH_3 при температуре 20°). Аммиачные воды встречаются в угольных месторождениях и залежах азотсодержащих нефтей. Аммиак, растворенный в воде, обогащает ее аммонийными солями.

Особое место среди минеральных вод занимают радоновые воды. Основным фактором, обуславливающим высокое содержание Rn , является высокая эманулирующая способность водовмещающих пород кислых интрузий.*

В геохимии ландшафтной оболочки велико значение газов вулканического происхождения.**

* Вопросы, связанные с провинциями минеральных вод в СССР, детально рассмотрены в работе В. В. Иванова и др. (1960).

** Описание вулканических газов подробно изложено С. И. Наболеко (1959).

В вулканических возгонах в настоящее время встречено 152 минерала. Среди них элементы (сера, углерод, графит), окислы кремния, магния, меди, железа, алюминия и др., сульфиды, галоидные соединения, фториды, карбонаты, бораты, сульфаты (кислые и нормальные), фосфаты, ванадаты.

Во время извержения и продолжительное время после него вулканические газы и термальные растворы, проходя через породы, взаимодействуют с ними и изменяют их. Характер изменения зависит от состава по-

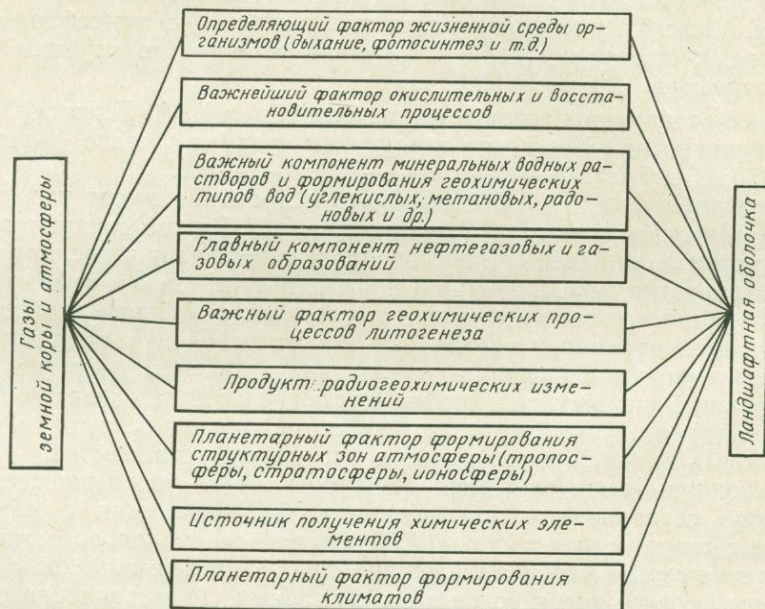


Рис. 62. Взаимодействие газосферы с ландшафтами.

род, а также от температуры состава, концентрации и кислотности растворов и газов. Наиболее интенсивное воздействие на породы оказывает присутствие в газах фтора, причем это воздействие ограничено небольшими участками в кратерах и на лавовых потоках. Эти явления относятся к газовому метасоматозу.

Вулканические газы играют огромную роль в формировании состава земных оболочек. С ними связано обогащение атмосферы, гидросферы и литосферы азотными, углекислыми, сероводородными и другими газами, редкими компонентами (S, Br, J, B, As, Ba, Sr, V, Cr, Ti, Cu, Pb, Mo, а также Fe, Se, Bi и др.). Рис. 62 суммирует основные аспекты взаимодействия газосферы с ландшафтами.

ГЕОХИМИЯ ЖИВОГО ВЕЩЕСТВА

Живое вещество биосферы, его состав и функции

Начиная с биогенного периода развития земной коры, т. е. в течение последних 2,5—3 млрд. лет, живое вещество является важнейшим фактором геологической истории нашей планеты. При его участии совершается миграция атомов и создаются миллионы разнообразных соединений. Геохимические процессы, в которых принимает участие живое вещество, получили название биогеохимических, а наука о геохимической работе живого вещества — биогеохимии.

Вес живого вещества — биомасса, по В. И. Вернадскому, достигает 10^{17} — 10^{18} т, т. е. около 0,001 части массы земной коры. Биомасса растительного вещества в 10 000—100 000 раз превышает биомассу животных организмов. По расчетам В. А. Ковда, суммарная биомасса всей суши составляет $3 \cdot 10^{12}$ и не больше, чем $1 \cdot 10^{13}$ т, а зообиомасса суши — менее 1% растительной биомассы. Главной массой живого вещества являются химические элементы, которые легко образуют газы и пары атмосферы: кислород, вода, углекислота, азот — или воднорастворимые соединения главных ионов гидросферы: Н, ОН, HCO_3 , NO_3 , Cl, SO_4 , PO_4 и катионов литосферы: Na, K, Ca, Mg.

Согласно В. И. Вернадскому, биогеохимические функции биосферы сводятся к следующим: 1) газовые (кислородно-углекислотная, углекислотная, озонная и перекись — водородная, азотная, углеводородная, сероводородная); 2) концентрационные (организмы — концентраторы многих элементов); 3) окислительно-восстановительные (окисление серы, металлов, минералов, восстановление металлов); 4) биохимические (процессы размножения и гниения); 5) биогеохимические функции человеческого общества (изменение химического состава биосферы хозяйственной деятельностью).

Следовательно, с живым веществом во многом связан состав атмосферы, гидросферы и осадочных пород. Живые организмы аккумулируют солнечную энергию и перерабатывают ее в геохимическую, под которой мы понимаем энергию, заключенную не только в органических соединениях, но и во всех неорганических минералах, образующихся в биосфере.

Геохимическая деятельность живых организмов распространяется на верхнюю часть земной коры, нижние слои атмосферы и гидросферу, включая ее глубоководные впадины. В частности, огромна роль микроорганизмов — бактерий, грибов, низших водорослей, имеющих большую скорость размножения. Микроорганизмы широко распространены в воде, почве, гнилостных растительных остатках. Количество химических элементов в организмах пропорционально количеству их ионов, находящихся в биосфере.

Раньше биогенными считались С, О, Н, N, S, P, K, Fe, теперь к ним можно отнести иод, марганец, цинк, медь и прочие элементы, входящие в состав организмов.

Более 90% общего веса элементов, встречаемых в организмах, относится к циклическим, т. е. участвующим в биогенном круговороте веществ. Особенно велика роль кислорода, углерода, азота, водорода, серы, калия, кальция, железа.

Каждый элемент играет ту или иную роль в жизненных процессах растений и животных. Углерод и азот принимают участие в структуре тканей; кальций, магний, кремний, фосфор, фтор — в образовании скелетов и твердых составных частей организмов; натрий, калий, кальций, магний, хлор, углерод, фосфор действуют как электролиты и регуляторы при формировании клеток; железо, медь, марганец, цинк, иод, сера выполняют функции катализаторов при окислительно-восстановительных процессах; железо и магний участвуют также в строении хлорофилла и гемоглобина.

Широкое участие организмов в образовании органических осадков земной коры и биосферы объясняется их быстрым размножением.

В зависимости от обстановки, места отложения и притока кислорода органические остатки подвергаются тлению либо гниению, т. е. разложению на продукты неполного окисления или совершенно неокисленные.

Из растительных остатков и их соединений наиболее быстро окисляются и разлагаются белковые вещества, аминокислоты и амиды кислот, амины сахара, крахмал, органические кислоты — те соединения, которые представляют наиболее доступную пищу и среду для микроорганизмов. Труднее разлагаются клетчатка и жиры, еще труднее — лигнин, пробковые вещества, которыми богаты растительные остатки, и особенно трудно — дубильные вещества, смолы, воскообразные вещества и т. д. В результате скопления органических остатков, подвергающихся изменению в восстановительной среде, образуются торф, каменный уголь, нефть, горючие газы и многие другие продукты. Иод извлекается из воды и воздуха морскими водорослями, в которых его в 1000 раз больше, чем в воде. Янтарь, хитин некоторых брахиопод, сохраняющиеся в осадочных породах от начала кембрия, ярко демонстрируют стойкость этой категории веществ.

С продуктами разложения организмов в биосфере и особенно с подвижными их соединениями связаны вторичные образования коагелей гумуса с окисью железа и глинозема и др., о чем говорят железорудные образования в почвах, торфах и иловых отложениях.

Коллоидное состояние, которое приобретает продукт разложения органического вещества, обнаруживается в его способности к пептизации с циркулирующей в почвах и грунтах водой, в его абсорбционных свойствах (или способности поглощать из растворов вещества) и в явлениях коагуляции (свертывания), в образовании гелей и коагелей с элементами дисперсной фазы и т. д. Установлено, что органические коллоиды обнаруживают электроотрицательный характер, который особенно ярко проявляется в их способности поглощать из раствора катионы. Разложение органического вещества может привести к изменению биохимической среды, причем образуются вещества, которые могут реагировать с соседними минералами и давать вторичные образования.

В больших количествах органическое вещество мигрирует в растворах и рассеивается в горных породах земной коры, образуя рассеянное состояние материи. В земной коре органического вещества в рассеянном состоянии значительно больше, чем его сконцентрировано в органических породах.

Биогеохимическая деятельность микроорганизмов

В качестве главных процессов биогеохимической деятельности организмов в биосфере и миграции химических элементов и их соединений необходимо выделить: разложение горных пород и минералов, накопление и минерализацию органических остатков, извлечение (из воды, воздуха, горной породы) отдельных элементов, их рассеяние и концентрацию.

В настоящее время изучено и установлено широкое участие микроорганизмов в выветривании горных пород. Поселяясь на поверхности горных пород, бактерии вместе с грибами, водорослями и лишайниками разрушают их своими кислотами и этим кладут начало процессам выветривания и почвообразования.

В органической среде болот и водоемов, где накапливаются органические остатки, бактериям и грибам принадлежит главная роль в разложении и минерализации последних. Только благодаря жизнедеятельности бактерий и грибов в биосфере происходят те превращения веществ, без которых невозможна жизнь на Земле: высвобождение из углеродсодержащих соединений углекислоты, которая снова поступает в атмосферу, образование из белков растений аммиачно-аммонийных солей, используемых высшими растениями как азотное питание. В органических аккумуляциях распространены целлюлозно-разлагающие (аэробные и анаэробные), аммонифицирующие, нитрифицирующие, денитрифицирующие, азотфиксирующие и другие бактерии. Целлюлозно-разлагающие принимают участие в минерализации растительных остатков, аммонифицирующие разлагают сложные органические азотистые соединения, образуя аммиак.

Особенно активную роль в выветривании и почвообразовании играют бактерии-нитрификаторы, бактерии-сульфуризаторы и железобактерии. Бактерии-нитрификаторы обладают способностью окислять аммиак в азотистую кислоту (нитриты), а последнюю в азотную (нитраты).

Процесс окисления аммиака в азотистую кислоту вызывается несколькими видами нитрозных бактерий. Бактерии же из рода *Nitrosobacter* способны окислять азотистую кислоту в азотную. Некоторые бактерии в анаэробных условиях вызывают процесс денитрификации — восстановления нитратов до нитритов (*Bacteria mycoides*, *Bacteria subtilis* и др.).

Группа денитрифицирующих бактерий восстанавливает нитраты до молекулярного азота. Они же способны разлагать атмосферную углекислоту и усваивать углерод.

Группа тионовых бактерий способна окислять серу и ее соединения до серной кислоты и влиять на разрушение пород.

Микроорганизмы принимают участие не только в окислительных, но и в восстановительных процессах, в результате которых сульфаты восстанавливаются до H_2S .

Процессы десульфуризации обуславливаются наличием сульфатов, органического вещества, анаэробной среды и десульфуризирующих бактерий.

Местом концентрации десульфуризирующих бактерий являются озерные илы, богатые органическим веществом. Развитие бактерий протекает в анаэробных условиях.

Озерам с заметной продукцией органического вещества, по-видимому, достаточно одного летнего сезона для создания анаэробных условий, благоприятных для развития десульфуризирующих бактерий. Концентрация сероводорода в придонных слоях воды часто достигает больших раз-

меров. Большие количества сероводорода накапливаются в озерах в результате десульфуризации в поверхностном слое ила, откуда сероводород диффундирует в воду. Здесь он вновь подвергается окислению, либо химическому, либо биологическому. В сульфатных озерах окисление сероводорода идет особенно интенсивно в водной массе на границе распространения света, где соприкасаются нижележащие водные слои, содержащие сероводород, с вышележащими, обогащенными кислородом в результате деятельности пурпурных серобактерий *Claromatium*, *Thiocystis* и др.

Железобактерии окисляют закисные соли железа в окисные, некоторые из них обладают способностью окислять гели марганца.

Чисто химическое окисление железа, протекающее наряду с биохимическим, незначительно по сравнению с тем, которое вызывается деятельностью микроорганизмов.

Особенно большое значение приобретают микроорганизмы в стоячих водоемах или ручьях, где химическое окисление вследствие незначительной аэрации невелико. Окисление железа здесь идет интенсивно в результате деятельности железобактерий. Сидерофильные организмы играют решающую роль в водоемах, обогащенных CO_2 , где химическое окисление большого значения не имеет, а количество отлагаемого биогенным путем железа достигает больших размеров.

Окисление закиси железа до окиси происходит внутри бактериальной клетки, в ее плазме. Весь процесс окисления можно разбить на несколько этапов: адсорбция закиси железа клетками, окисление ее, пропитывание и закрепление окиси железа влагалищами организма. Процесс окисления протекает при рН 5,5.

Осаждение железа из органических растворов возможно при окислении железных карбонатов FeCO_3 в окислы железа в результате реакций железных бактерий с растительными остатками, гидролиза, реакций со щелочами, а также в результате электролитического воздействия морской воды на окислы железа с образованием коллоидных комплексов его гидроксидов.

Железонакопляющие микроорганизмы принимают активное участие в образовании железных руд, как болотных, так и озерных.

Биогеохимические процессы в биосфере часто ведут к образованию водного фосфата закиси железа — вивианита. Значительные скопления его в виде тонкодисперсной массы — «синей болотной руды» встречаются в отложениях низинных торфяников, главным образом в березово-ольшаниковых осоковых торфах. Тонкопорошковатые выделения вивианита встречаются в глинах, богатых органическим веществом, в осадочных месторождениях железных руд и т. д.

Биохимические процессы в биосфере часто сопровождаются накоплением карбонатов марганца — родохрозита MnCO_3 или марганцевого шпата. Содержание марганца в нем достигает 47,8%, в виде изоморфной примеси присутствуют Fe, Mg, Ca, иногда другие элементы. Родохрозит образуется в условиях восстановительной среды. В залежах он обычно находится в виде тонкозернистых, скрытокристаллических и землистых масс слоистого, радиально-лучистого и нередко солитового строения, которые при окислении разлагаются, превращаясь в вернадит ($\text{MnO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$). Последний отлагается в виде плотных черных корочек и прожилок со смолистым ярким блеском, а также в рыхлых массах коричневого или шоколадно-бурого цвета. Он непостоянен по составу, с течением времени теряет воду и переходит в пиролюзит. Часто марганцевые отложения образуются совместно с болотными железными рудами.

Наряду с бактериями важная роль в разрушении и минерализации органических веществ, а также в круговороте их в природе принадлежит низшим грибам. Особенно сильное разрушающее действие на минералы оказывают пенициллы, обитающие в продуктах выветривания гранитов.

В органических отложениях содержатся сотни тысяч и миллионы грибных зародышей на 1 г вещества. Большею частью это актиномицеты и плесневые грибы. Актиномицеты — лучистые грибы, совмещающие в себе черты бактерий и простейших грибов. Большинство из них сапрофиты, т. е. живут на разлагающихся органических остатках.

К деятелям выветривания и почвообразования относится группа сине-зеленых водорослей, широко распространенных в природе (в воде, почве, на поверхности пород, на горных склонах, в горячих ключах, в условиях низких температур — до -20°). Сине-зеленые водоросли обладают способностью при отсутствии света питаться гетеротрофно, т. е. за счет органических веществ, самостоятельно или в сообществе с азотобактером усваивать атмосферный азот. Они известны еще в протерозое, где слагают мощные рифовые известняки. Многие ниши, полости, карманы, мельчайшие трещины на поверхности пород в настоящее время в значительной мере приписываются деятельности сине-зеленых водорослей.

Под воздействием живых микроорганизмов и лишайников разрушаются породы и образуются органические, органо-минеральные и минеральные вторичные соединения. Они состоят из аморфных опаловидных форм кремнезема, гидроокиси железа, вторичных глиноподобных минералов, напоминающих своими свойствами монтмориллонит, бейделлит, серицит. Скальные микроорганизмы концентрируют из рассеянного состояния такие зольные вещества, как калий, фосфор, кальций, сера, магний, медь.

Лишайники, поселившиеся на поверхности массивно-кристаллических пород, поглощают химические элементы селективно (избирательно). Лишайники оказывают особенно сильное влияние на разрушение слюды, авгита, роговой обманки, плагиоклаза. Слабее разрушаются калиевый полевой шпат и анортит.

Лишайники принадлежат к пионерам растительности, появляющейся на обнаженных скалах и камнях. Гифы лишайника, проникая на несколько миллиметров в глубь породы, разрыхляют ее и пестро окрашивают. Первыми поселяются на скалах накипные лишайники. Крепко внедряясь в породу, они рыхлят ее и разрушают как механически, так и химически. Подготовленный таким образом субстрат становится пригодным для заселения «листовыми» лишайниками, под которыми всегда уже имеется тонкий слой коричневого порошкообразного вещества. В дальнейшем идет заселение субстрата мхами, которые поселяются на трупах лишайников. Под ними находится еще более значительный слой темного мелкозема, так называемый «мелкозем под мхом». Трещины скал, заполняясь темным порошкообразным материалом, становятся областью распространения корней «скальных» сосен. Материал этот представлен смесью продуктов гумификации лишайников и мхов, а также остаточных элементов породы, разрушенной мхами и лишайниками, после изъятия из нее минеральной «пищи» организмами. Все это указывает на огромную роль низших организмов в биохимическом выветривании пород и образовании коры выветривания и почв.

По мнению В. И. Вернадского, минералы каолиновой группы из коллоидной фракции почв обязаны своим происхождением жизнедеятельности микроорганизмов (бактерий, грибов). Обменную способность почв он также связывает с биохимической ролью организмов.

Биогенное вещество ландшафтов

В накоплении биовещества в ландшафтах участвуют: растительное вещество (фитобиомасса), вещество животных, включая насекомых (зообиомасса), вещество микроорганизмов (бактерий, грибов), обитающих в почве (микробиомасса). При этом совершаются многообразные и сложные процессы разрушения и преобразования органического вещества — разложение, гниение, минерализация, образование гумусовых и других органических кислот. В состав образующихся продуктов входят белки (в том числе ферменты, нуклеиновые кислоты, углеводы, липиды, минеральные и другие вещества (рис. 63).

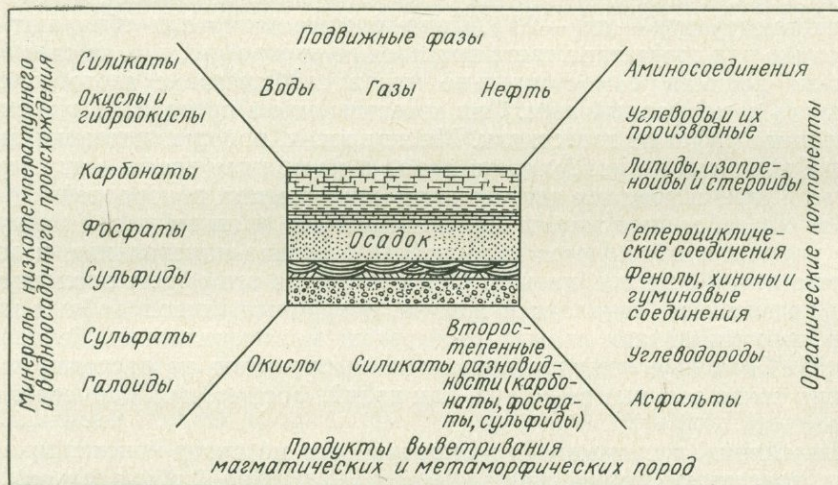


Рис. 63. Основные неорганические и органические (биогенные) вещества в осадках и осадочных породах (по Э. Деренсу).

Количественные масштабы биологической продуктивности живых организмов (воспроизводства и плотности) различны в зависимости от численности видов организмов (автотрофных, гетеротрофных), скорости размножения, продолжительности жизни, фотосинтеза, геофизической зональности и высокой поясности и других условий и факторов.

Общая численность видов организмов, населяющих Землю, близка к 3 млн., в том числе около 300 000 автотрофных, т. е. растений и некоторых микроорганизмов, способных создавать первичную биомассу. Все остальные виды организмов являются гетеротрофами; они живут, используя органическое вещество, созданное другими организмами (автотрофами).

По имеющимся подсчетам,* первичная продуктивность фитобиомассы составляет 95—98% по весу от суммарной биомассы планеты. Фотосинтез, осуществляемый в биосфере высшими и низшими растениями за счет использования солнечной энергии, производит ежегодно в океане $2,7 \cdot 10^{10}$ т органического вещества и на суше $3,1 \cdot 10^{10}$ т (всего $5,8 \cdot 10^{10}$ т/год). На долю лесов приходится $2,04 \cdot 10^{10}$ т, или около 66%.

* Ресурсы биосферы на территории СССР. Национальный доклад Международной конференции по ресурсам биосферы, созванной ЮНЕСКО в 1968 г., и др.

Наименьшие количества фитобиомассы характерны для субтропических и тропических пустынь (менее 25 ц/га). За ними следуют арктические пустыни (25—50 ц/га), тундра (125—250 ц/га), лесотундра (до 500 ц/га). Более высокие количества фитобиомассы образуются в лесных биоценозах (3000—5000 ц/га) и самые высокие — в биоценозах влажных тропических вечнозеленых лесов (15—17 тыс. ц/га). Степи, горные луга, пампы, ксерофитные редколесья и саванны характеризуются интервалом запаса фитобиомассы от 125 до 1500 ц/га.

В образовании биовещества и его накоплении большую роль играют суммарная годовая продуктивность биоценозов, емкость (объем) биологического круговорота, скорость разложения и минерализация поступающих в опад растительных остатков, удельный вес его минерального вещества, а также легкоподвижных соединений в водной и газовой форме. Биогеохимический эффект организмов будет тем выше, чем выше скорость размножения, короче жизненный цикл, выше численность и масса особей.

В результате образуются первичная и вторичная продукция биомассы, многообразные органические породы (биометы) и другое органическое и биокосное (минерально-органическое) вещество биосферы.

Установлено, что роды и виды бактерий, подходящие к каждому типу органического детрита, присутствуют во всех естественных условиях, где есть достаточное количество кислорода для удовлетворения их жизненных потребностей. Анаэробные бактерии, живущие в значительной степени за счет кислорода самого органического детрита, представляют наиболее устойчивые типы и способны функционировать при самых неблагоприятных условиях.

На биогеохимическую деятельность организмов влияют влажность, температура, рН среды, содержание кислорода и другие факторы. Недостаток влажности, как и избыток ее, понижает биоэнергию, так как разлагающаяся масса лишается свободной циркуляции воздуха.

Кислотность среды губительно действует на бактериальное население. Щелочная среда, насыщенная углекислотой, понижает энергию разложения. Только в тех случаях, когда органическая среда содержит много свободных кислот гумуса, прибавление углекислого кальция может способствовать процессам разложения.

Скорость разложения органического вещества возрастает с повышением содержания кислорода. Наоборот, с уменьшением количества последнего или с заменой его каким-нибудь индифферентным газом, например азотом, процесс окисления углерода органического вещества сильно снижается. Недостаток кислорода, притекающего к разлагающемуся материалу, сказывается не только на понижении энергии разложения, но и на его характере. Если органические остатки разлагаются при полном доступе воздуха, то процесс имеет чисто окислительный характер и распад органического вещества может идти безостановочно, вплоть до образования воды, углекислого газа, солей азотной, серной, фосфорной и других кислот. При этом минеральные вещества, входящие в состав зольных элементов разлагающихся остатков, как бы освобождаются. Происходит минерализация органических остатков. При гниении образуются неокисленные соединения — метан, сероводород, аммиак, органические кислоты и др. Отсюда ясно огромное значение организмов в образовании биогеохимических газов, углистых, битумных и других органических соединений биосферы.

Органогенные породы

В результате жизнедеятельности организмов и биохимических процессов образуются органогенные породы. Я. В. Самойлов все минералы и горные породы, образовавшиеся в результате жизнедеятельности организмов, выделил в особую группу и назвал их биолитами. К этой группе он отнес также опоки, фосфориты, целестин и другие породы, в образовании которых принимают участие и химические процессы.

Органогенные породы принято делить на каустобиолиты (горючие) и акаустобиолиты (негорючие) органического и смешанного происхождения (диатомиты, радиоляриты, известковые и др.).

В настоящее время горючие ископаемые принято делить на две группы: угольного и нефтяного ряда. К первым отнесены торф, бурые угли, каменные угли, антрацит, сапропелиты, горючие сланцы, ко вторым — углеводородные газы, нефть, озокерит, асфальты и другие битумы.

Образование каустобиолитов угольного и нефтяного ряда связано не только с различным исходным веществом, но и с процессами их преобразования. При образовании углей растительные остатки, являющиеся основой угольного ряда, подвергаются гумификации, обугливанию, превращаются в бурые и каменные угли (конечная стадия — графит). Углекислотная гумификация сопровождается изменением химического состава углей; увеличением содержания углерода и уменьшением содержания кислорода, водорода и азота (табл. 28).

Таблица 28

Изменение химического состава углей по мере возрастания интенсивности углекислотной гумификации (по Л. Б. Рухину, 1953)

Тип углей	Содержание, %		
	углерода	водорода	кислорода и азота
Древесины	50	6,0	44,0
Торф	59	6,0	35,0
Бурый уголь	70	5,5	24,5
Каменный уголь	82	5,0	13,0
Антрацит	95	2,0	3,0

На торфяной стадии большое значение в преобразовании органического вещества имеют биогеохимические процессы, на угольных стадиях — физико-химические (диагенетического и эпигенетического характера).

Образование нефти и углеводородных газов происходит из захороненного в горных породах органического вещества как растительного, так и животного происхождения. Формирование залежей нефти и углеводородных газов совершается при наличии пород-коллекторов (являющихся вместилищами для этих полезных ископаемых), благоприятной тектонической обстановки и других условий, способствующих концентрации нефти и газа. Большая часть битумного вещества представлена в земной коре не в виде месторождений нефти и газа, а в рассеянном состоянии, т. е. размещенными в порах пород или диффузионно-адсорбированных породой. Битумы представляют сложные соединения, главным образом углеводородов (рис. 64).

Основную массу нефти составляют углеводороды трех групп: насыщенные (парафины или алканы), нафтены (цикланы) и ароматические. В состав нефти входят также кислородные, сернистые, азотистые органические соединения, высокомолекулярные смолистые соединения, содержащие кислород и серу. На поверхности Земли нефть легко окисляется, теряет легкие фракции (метановые или парафиновые масла) и затвердевает, образуя асфальт и кировые отложения. В СССР на Апшеронском

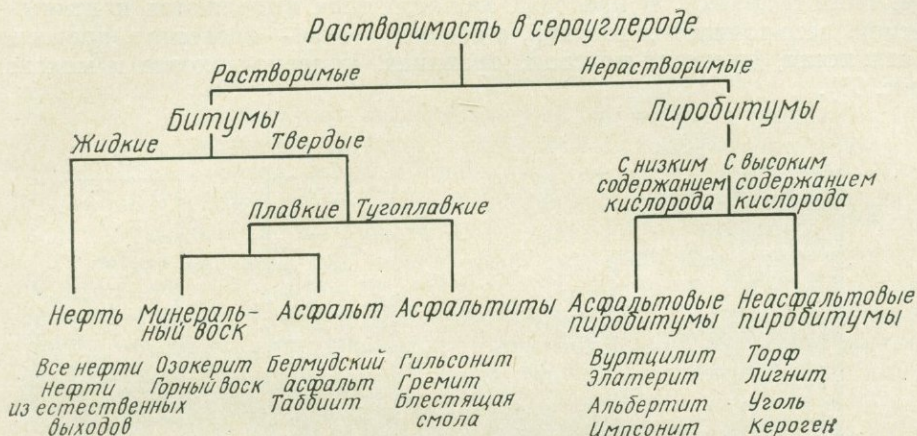


Рис. 64. Терминология и классификация природных битумов и родственных им веществ (по Одегенсу).

полуострове встречаются крупные асфальтовые озера. В более глубоких частях земной коры за пределами зоны окисления (в зоне катагенеза) протекают процессы, ведущие к увеличению содержания легких компонентов (метановых и парафиновых фракций). Происходит перестройка молекул органических соединений за счет перераспределения (диспропорционирования) водорода и потери аксессуарных компонентов в виде углекислоты, сероводорода, азота и других газов. Эти явления связаны не только с температурой и давлением в породах, но и в значительной степени с каталитической активностью пород (в основном глины) и химизмом подземных вод.

Ближе к поверхности (в зоне гипергенеза), где протекают процессы окисления (на границе с зоной катагенеза анаэробного окисления и ближе к поверхности аэробного окисления), возрастает удельный вес нефти и содержание смол, уменьшается парафинистость и т. д.

Торфяные и сапропелевые отложения

Торфяные отложения болот занимают весьма видное место в ландшафтах. Процесс торфообразования полностью зависит от внешней среды (количества влаги, воздуха и температуры, минеральных условий, ускоряющих разложение органических остатков, и от состава растительного материала, подвергающегося превращению в торф).

Сравнительно низкая температура, избыточная влажность, недостаточная аэрация, недостаток элементов для питания микроорганизмов замедляют разложение растительной массы торфа, а высокая температура,

меньшая влажность, свободный доступ воздуха увеличивают степень разложения растительных остатков.

В различных растительных группировках интенсивность нарастания торфяного покрова сильно варьирует в зависимости от физико-географических условий местности и вида торфообразователей.

Торфяные аккумуляции, возникающие при заболачивании территории, разделяются на верховые (олиготрофные, бедные минеральными солями), низинные (эвтрофные, богатые минеральными солями) и переходные (мезотрофные). В пределах каждого типа выделяются подтипы — лесной, лесо-топяной и топяной, а также группы — древесная, древесно-травянистая, древесно-моховая, травяная, травяно-моховая и моховая (рис. 65).

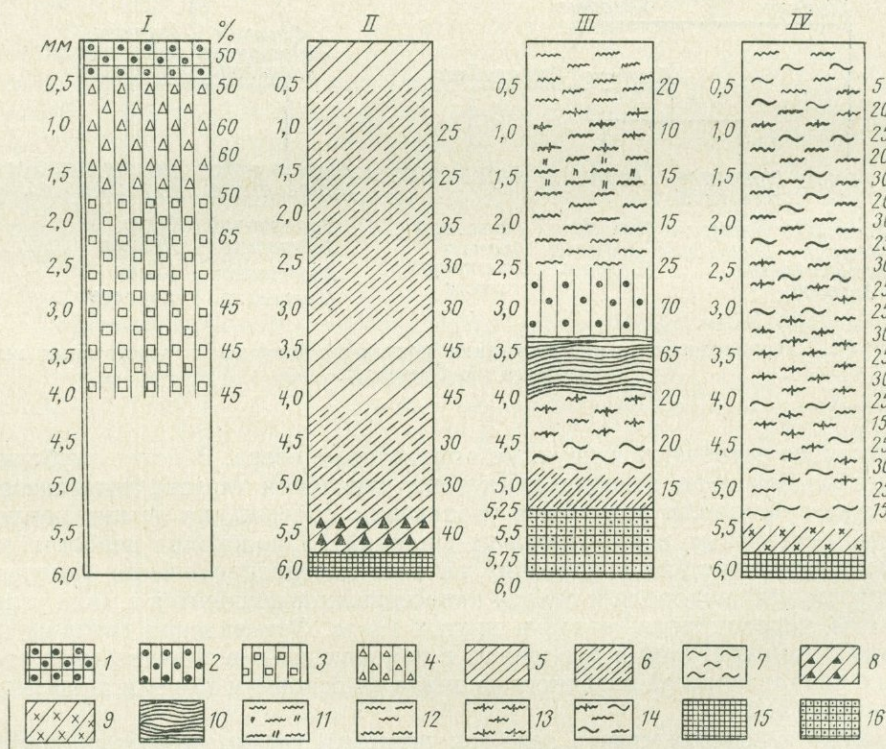


Рис. 65. Основные виды строения торфяной залежи (по БСЭ, т. 43):

1 — сосновый низинный; 2 — сосновый верховой; 3 — ольховый; 4 — еловый; 5 — осоковый; 6 — осоково-гиновый; 7 — сфагновый низинный; 8 — вахтовый; 9 — хвощевый; 10 — пушищевый; 11 — мейхцериево-сфагновый; 12 — медуный; 13 — фускум; 14 — комплексный верховой; 15 — сапропель; 16 — песчаный сапропель.

Главными торфообразователями верховых болот являются сфагновые мхи, которые развиваются преимущественно на субстратах, бедных основаниями, и питаются водой, бедной минеральными солями. Зольность торфообразующих растений поэтому крайне низка — от 1,5 до 5%. В торфах верховых болот азота содержится 0,8—1,5%, серы — 0,1—0,2%. Когда в составе торфообразователей верхового торфа имеются кустарники, он богат битумами (до 4% восков, 4—5% парафинов, до 10% смол). Воски верхового торфа по составу ближе к монтан-воску земли-

стых углей; температура их плавления 71—75°. В малоразложившихся верховых торфах много углеводов.

Осоки, тростники, мхи и разнотравье — главные торфообразователи низинных болот. Низинные болота питаются грунтовыми водами, часто содержащими минеральные соли, поэтому их торфы отличаются большей зольностью, чем верховые, — от 5 до 20%. В низинном торфе содержится азота 2,0—3,8%, серы 0,3—0,5, реже до 1%; в золе преобладают окислы кальция и магния. Встречаются разности, богатые фосфором (вивианиты).

Наращение торфа в низинных котловинах приводит к их выравниванию. Поверхность образующихся торфяников ровная, плоская, иногда слегка вогнутая.

Переходные болота — промежуточный тип между верховыми и низинными. Они характеризуются умеренным минеральным питанием и смешанным древесным, древесно-осоковым, древесно-сфагновым, осоково-сфагновым и другим переходным составом торфов. Зольность переходных торфов колеблется в пределах 3—8%, содержание азота—1,0—2,6%.

Самые значительные аккумуляции торфообразователей — моховые, сфагновые болота, широко распространенные в северной части умеренных зон Евразии и Северной Америки и дающие накопления торфа мощностью до десятка метров. Средний прирост живого сфагнума составляет 25 мм/год; накопление же абсолютно сухой массы сфагнума на площади 1 га — 2,0—2,5 т.

Живой прирост подвергается разложению, в результате которого объем растительной массы сокращается до 80%. Кроме того, масса прироста исчезает из залежи в виде газообразных продуктов разложения и их растворов. Ежегодный прирост торфа по высоте поэтому в среднем в 25 раз меньше прироста массы живых растений. Интенсивность прироста торфяников за тысячелетие колеблется от 0,7—0,8 до 1 м.

Типы болот и торфяников изменяются не только в пространстве, но и во времени. Нередко толщи торфа сохраняют следы смены одного типа другим.

В химическом и физическом отношении торфяные отложения — сложный органо-минеральный комплекс, характеризующийся полидисперсным составом. Дисперсность торфяных аккумуляций возрастает с увеличением степени их разложения. Химический состав, физико-механические и технические свойства торфа находятся в зависимости от степени разложения, дисперсности, состава растений-торфообразователей и других условий образования.

Торф образуется преимущественно за счет разрушения целлюлозы, из которой состоит вещество клеточных оболочек растений, пептиновых веществ и лигнина, появляющегося в клеточных оболочках при их одревеснении. При разложении растительных остатков из торфа убывает кислород и водород, повышается содержание углерода, образуются гуминовые вещества и их минеральные соединения, вследствие чего зольность торфа с возрастом увеличивается.

Некоторые виды малозольного верхового торфа по химическому составу весьма сходны с образующими их растениями. Низинные торфы, образовавшиеся в условиях обильного минерального питания с большей степенью разложения, по химическому составу часто аналогичны землестому бурому углю и лигнину (табл. 29).

Лигнин, воски и природные производные фенатринового ряда — наиболее устойчивая часть торфообразователей. Интенсивнее разрушаются белки растений и целлюлозы. Азотные вещества в торфе представлены

Таблица 29

Химический состав некоторых растений-торфообразователей (в % к горючей массе)

Растения-торфообразователи	Битуминозные вещества, извлекаемые бензолом	Углеводы		Лигнин	Гуминовые кислоты
		легкогидролизуемые	целлюлоза		
Лишайники	1,0	80,0	7—10	4,0	—
Сфагнум	3,0	66,0	12,0	—	4,5
Береза	0,5	18—22	55,0	22,0	—
Кассандра	12,3	46,0	7,7	9,5	13,5
Багульник	13,1	38,0	9,9	18,5	7,6
Тростник	4,5	58,4	23,0	0,1	5,0

смесью легкогидролизуемых соединений и негидролизуемых азотных веществ. В малоразложившихся торфах и мхах содержатся фенолы, с которыми связана высокая стойкость углеводов, антисептические свойства мхов и отдельных видов торфов.

Степень разложения торфа возрастает в пределах каждого вида торфа в зависимости от роста процентного содержания золы; повышение содержания целлюлозы приводит к увеличению степени разложения. Вместе с тем наличие в растениях фенолов (во мхах, сосне и т. д.) тормозит разложение вещества в природных условиях.

При разложении растений в процессе торфообразования может образоваться топливо, которое уже в торфяной стадии будет состоять из продуктов типа остаточного угля. Таким образом, торфы могут давать бурые угли, переходящие в каменные. Кроме того, в процессе торфообразования могут накапливаться торфы, содержащие ульминовые, гуминовые и фульвокислоты, высокополимерные оксиароматические компоненты, практически лишенные карбоксильных групп.

Самые крупные залежи и месторождения торфа сосредоточены в Советском Союзе. Общие запасы его исчисляются сотнями миллиардов тонн (в воздушно-сухом исчислении).

Блестящей сводкой, характеризующей области распространения, строения залежей и другие особенности торфяных отложений СССР, является Атлас торфяных месторождений, составленный коллективом сотрудников под редакцией проф. М. И. Нейштадта.

Для заросших и зарастающих водоемов наряду с торфяными характерны сапропелевые отложения. Типы их и разновидности зависят от типов зарастающих озер, их географического положения, условий зарастания и т. д. Большую роль при этом играют глубина водоема, характер его берегов, способ питания, привнос минерального и органического вещества.

В начальную стадию зарастания водоема происходит отложение минеральных частиц, образующих слой глубокой озерной глины или ила. Эти отложения повышают дно водоема, что вызывает появление растительности. В дальнейшем минеральные отложения будут сменяться отложениями органических илов, образующихся за счет как отмирающих бентосных, так и планктонных представителей растительного и животного мира.

Состав сапропелевых отложений зависит от первичного материала, условий образования, температуры и химического состава воды (соле-

ности, щелочности), скорости одновременного отложения органического и неорганического минерального материала. Различают сапропели кремнеземистые, известковые и смешанные.

Кремнеземистыми считаются сапропели темного цвета с отношением органической массы к золе около 2, практически не содержащие карбоната кальция и имеющие в составе золы более 50% SiO_2 . Сапропели, в золе которых содержится более 50% CaO , относят к известковым. Сапропели смешанного типа имеют промежуточный состав, в их золе менее 50% SiO_2 и 50% CaO , причем в минеральной части имеется некоторое количество карбоната кальция.

В кремнеземистых сапропелях органическая масса в 2 раза превышает минеральную, а в известковых минеральная масса в 2,5 раза больше органической (в сырой породе).

В течение многих тысяч и миллионов лет вязкий желеобразный сапрпель под тяжестью новых образований, накапливающихся вследствие приносимого в водоем текучей водой материала, оседает, превращается в сапропелит или в случае песчаной минеральной основы — в сапропсаммит.

Сапропелиты представляют собой твердое горючее ископаемое — сапропелевые угли. Они имеются во многих угольных бассейнах в виде пластов и пачек, чаще в виде пропластков среди гумусовых углей. Встречаются разновидности сапропелитов — плотные и чистые в виде матовых углей, слоистые и рыхлые богхеды (бразильские богхеды), глинистые и известковистые в виде горючих сланцев и др. По характеру органической части сапропелитов различают богхед, кеннель, кеннель-богхед, сапроколлит. В богхеде в углисто-глинистой массе 60—90% составляют скопления водорослей, в кеннель-богхеде — водорослей и оболочек спор; в кеннеле в сапропелево-гумусовой илистой массе представлены почти исключительно споры, в сапроколлитах водоросли «расплаываются» и образуют почти однородную желтую массу.

Нередко различные формы сапропелей и сапропелитов подстилают торфяники или переслаиваются с ними, что соответствует образованию болота из озера или периодическим колебаниям между озерными и болотными образованиями. С течением времени сапропели подвергаются битуминизации и дают начало битумным сланцам. Сапропели можно рассматривать так же, как материнское вещество, из которого образовались диатомиты, трепела, сланцы и др.

Рассеяние и концентрация элементов организмами

Накопление и разложение органических остатков в биосфере сопровождается активной миграцией химических элементов и их соединений. Чем менее устойчивы химические соединения органического вещества, тем они более подвижны в биосфере. Так, например, углеводы и органические кислоты хорошо растворимы в воде и довольно легко вымываются из растительных остатков при их разрушении; смолы, жиры, дубильные вещества, масла, воски нерастворимы в воде и более устойчивы к воздействию на них микроорганизмов.

Клетчатка легко растворяется ферментами, выделяемыми почвенными микроорганизмами, образуя углекислоту, водород и метан. Лигнин — главная составная часть древесины — является наиболее устойчивой частью растительных остатков. В противоположность клетчатке лигнин не гидролизуются под действием кислот, но легко окисляется кислородом воздуха.

Воздействие биохимических процессов вызывает превращения органических остатков биосферы: распад и разложение на простые минеральные соединения (углекислоту, воду, простые соли и др.); образование и синтез новых органических соединений (например, гуминовых веществ, смол, воска и т. д.); высвобождение отдельных химических элементов и накопление или рассеяние их в породах, почвах и природных водах. Совершается циклический и вместе с тем поступательный процесс обмена минеральными веществами между организмами и средой их обитания. Этот процесс называется малым биологическим круговоротом вещества, он является ведущим звеном почвообразовательного процесса.

Подсчитано, что мобилизация минеральных веществ растительным покровом на 1 км² в среднем составляет 30—50—70 т. В биологическом круговороте ежегодно находится в несколько раз больше минеральных соединений, чем захватывается и уносится геохимическим потоком в реки и моря. Лесная и травянистая растительность на суше земного шара удерживает ежегодно несколько миллиардов тонн минеральных веществ. Химический сток на нашей планете, по данным Кларка, составляет 2 735 000 000 т. Отсюда видно, как велика роль минерального состава растительного покрова в формировании почв, остаточных и аккумулятивных типов коры выветривания, грунтовых и речных вод.

Живое вещество захватывает в свои ткани до 70 элементов, слагающих земную кору, в том числе большое количество редких и рассеянных элементов. В растительных организмах по сравнению с земной корой и литосферой содержится значительно больше водорода, кислорода, углерода, фосфора и других элементов. В то же время в составе животных организмов гораздо больше, чем в растительных, Na, Ca, P, N, S, F, Cl, Zp и меньше O, Si, Al, Mn, V, B, Pb, As.

Характерны два основных типа концентрации химических элементов организмами: массовое повышение содержания химического элемента в определенной среде, например в районах вулканизма; специфическая концентрация его данным видом или родом организмов вне прямой зависимости от среды.

Для организмов более доступны катионы металлов низшей валентности, а анионы — в формах с высшей валентностью, т. е. Fe²⁺, Mn³⁺, а не Fe³⁺, Mn³⁺, и SO₄²⁻, PO₄²⁻, SeO₄²⁻, а не SO₃⁻, PO₃⁻, SeO₃⁻ и т. д.

Многие элементы входят в прочные соединения с органическим веществом, образуя металло- и металлоидно-органические комплексы.

Организмы-концентраторы известны в настоящее время для лития, бериллия, фтора, алюминия, кремния, фосфора, магния, серы, хлора, калия, кальция, ванадия, марганца, железа, кобальта, меди, цинка, мышьяка. Концентрация химических элементов организмами прежде всего связана с их физиологическими потребностями, образованием скелетов, белков, жиров, клетчатки и т. д.

Можно указать на ряд примеров избирательного накопления отдельных химических элементов в растениях, например, иода в морских водорослях, селена особенно в астрагаловых, молибдена в мотыльковых, цинка — в фиалках.

Совокупность видов или родов, концентрирующих тот или иной элемент, носит название специфической флоры или фауны — литиевой, галофитовой, кальциевой, серпентинитовой, алюминиевой, кремниевой, цинковой, селеновой и т. д.

Некоторые элементы, концентрирующиеся в растениях в микродозах, вызывают биохимические эндемии флоры и фауны. Биохимическими по-

казателями различных ореолов аккумуляции и рассеяния в растениях обычно служат ветви, листья, измененные формы растений и др.

По уровню концентрации какого-либо химического элемента (избыточным, нормальным, недостаточным), с которым непосредственно сопряжены биогеохимические условия развития организмов, их рост и другие биологические особенности, выделяют биогеохимические провинции.

Специфика биогеохимических провинций обусловлена многими факторами, в числе которых определяющими являются: почвы и почвообразующие породы, режим и состав мигрирующих в ландшафте природных зон, тип геохимического ландшафта (элювиальный, супераквальный, субаквальный), состав биогеоценозов, биогеохимические процессы взаимодействия между минеральными и органическими веществами и др.

Выделяют два основных типа биогеохимических провинций: 1) зональные, приуроченные к определенным почвенным зонам, и 2) интерзональные — не связанные с определенной почвенно-климатической зоной. Как указывает А. П. Виноградов (1963), первый тип отражает недостаток отдельных химических элементов в пределах определенных почвенно-климатических зон и связанные с ними биохимические эндемии; второй тип отражает избыток химических элементов в среде и организмах, обусловленный образованием первичных или вторичных ореолов рассеяния вокруг рудных тел и месторождений, аккумуляцией солей, явлением вулканических эманацй и другими причинами.

В настоящее время известно более 30 химических элементов, с которыми связано образование биогеохимических провинций и эндемий. Как

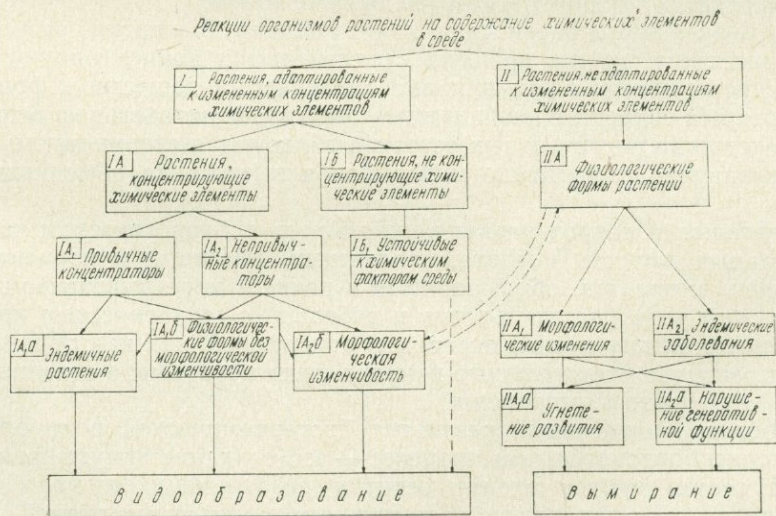


Рис. 66. Влияние химических элементов на адаптацию организмов растений (по В. В. Ковальскому).

отмечает А. П. Виноградов (1963), биологическая реакция флоры и фауны в пределах биогеохимических провинций подчиняется прежде всего: 1) естественному отбору местной флоры и фауны под воздействием геохимической среды; 2) изменчивости видов (появлению различных уродливых форм, морф, вариаций); 3) возникновению более устойчивых изменений с появлением рас, подвидов и видов. Указанные

морфологические изменения организмов сопровождаются изменением содержания в них того или иного химического элемента, что отражается в географической изменчивости химического состава как самих организмов, так и экологической среды (системы). В ряде случаев организмы не могут приспособиться к среде (адаптироваться); эндемические заболевания их ведут к вымиранию (рис. 66).

В геологическом развитии земной коры и былых биосфер (ландшафтов) биогеохимические провинции с особенно резко выраженным изменением уровня содержания тех или иных элементов, несомненно, сыграли значительную роль в преобразовании флоры и фауны и в целом ландшафтов земной коры.

Биогеохимическая роль организмов в процессах почвообразования

В образовании геохимической специфики биогеохимических провинций важнейшая роль принадлежит составу материнского субстрата почвообразования и биогеохимической деятельности организмов. Вместе они оказывают непосредственное влияние на состав почвенных растворов, содержание в них солей и концентрацию химических элементов.

Почва — это сфера наиболее активной деятельности живых организмов, в которой, как в ступке, концентрируются все формы земной материи, сил и энергии. На 1 м² в почве может содержаться от десятка до нескольких сот дождевых червей, многоножек, личинок жуков, от тысячи до нескольких сот тысяч членистоногих, нематод, а количество простейших исчисляется тысячами в каждом грамме почвы.

Живые организмы переносят в почву солнечную энергию, регулируют биохимические и другие процессы, рассеивают и концентрируют в ней химические элементы и накапливают органическое вещество в форме гумуса, который содержит необходимые растениям питательные вещества. При разложении растительных остатков образуются органические кислоты, вызывающие разрушение минералов и вытеснение обменных оснований.

Растительный покров играет важную роль в биологическом круговороте зольных веществ и азота, извлечении, миграции и концентрации химических элементов, образующихся в почве и коре выветривания. Не менее важна роль растительности и в большом геологическом круговороте веществ между сушей, океаном и атмосферой, так как образование почвы и развитие растительного покрова суши неразрывно связаны между собой и взаимно обусловлены.

Наиболее значительный результат биогеохимической роли организмов в почвообразовательном процессе — это создание гумуса, или перегноя. В состав гумуса входят остатки разложившихся, но частично сохранивших свою структуру растительных и животных тканей, бактериальные тела, продукты разложения органических веществ, углеводов, аминокислот, восков и другие специфические гумусовые вещества, являющиеся высокомолекулярными полимерными соединениями. Почвенные гумусовые кислоты относятся к категории веществ, состоящих из высокомолекулярных соединений и содержащих ароматические соединения, фенольные, гидроксильные, 3—4 карбоксильные группы. Доказана роль целлюлозных микробактерий в образовании гумусовых кислот.

В составе гумуса содержатся гумифицированные и негумифицированные вещества, т. е. гуминовые и ульминовые кислоты, креновые и апокреновые (или фульвокислоты), гиметомилановая кислота, гумин и ульмин. Они связаны между собой рядом переходных соединений, и некоторые

из них, например гиметомелановая кислота, рассматривается как гуминовая, способная растворяться в спирте, а гумины и ульмины — как гуминовые кислоты, тесно связанные с минеральной частью почвы и потерявшие способность к растворению.

Гуминовые и фульвокислоты представляют собой весьма сложные высокомолекулярные соединения, в составе которых видное место зани-

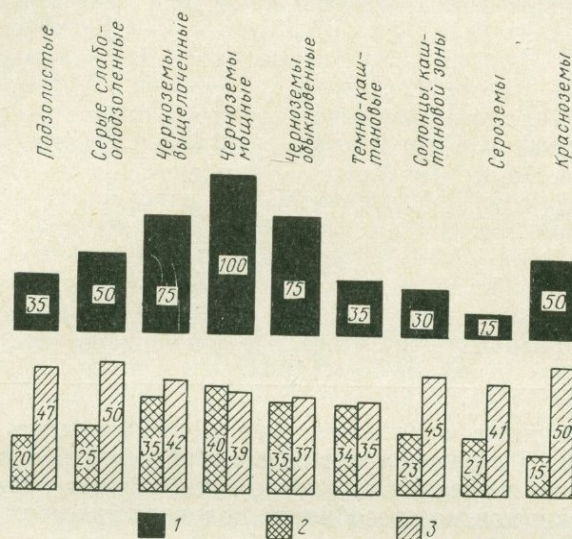


Рис. 67. Диаграммы состава гумуса в главных группах почв СССР (в слое 0—20 см). Вверху — среднее содержание гумуса (в %), внизу — относительное содержание гуминовых кислот и фульвокислот в гумусе почв (по М. М. Кононовой):
1 — гумус; 2 — гуминовые кислоты; 3 — фульвокислоты.

мает ряд функциональных групп: карбоксильная COOH , фенольная и спиртовая OH , метаксильная OSi_3 , карбональная C=O , хинольная (C=O) и другие в разном синтетическом взаимоотношении. Фульвокислоты не только содействуют миграции и выносу полуторных окислов в почвах, но и непосредственно разлагают минералы почв, вызывая образование различных соединений. Преобладание фульвокислот над гуминовыми характерно для подзолистых и красноземных почв. В подзолистых почвах фульвокислоты достигают максимума в горизонте, в котором происходит накопление полуторных окислов.

Закономерности содержания, распределения и состава гумусов в почвенных типах СССР и географические закономерности гумусообразования приведены в табл. 30 (рис. 67).

Почва — это сфера образования органо-минеральных коллоидов, обладающих способностью поглощать химические элементы и обменивать их в процессе реакций.*

* В настоящее время после работ К. К. Гедройца под поглотительной способностью почвы понимают способность ее задерживать соединения или части их, находящиеся в растворенном состоянии, а также различные коллоидные частички минерального и органического вещества, живые микроорганизмы и грубые суспензии. Адсорбированные катионы называют поглощенными или обменными катионами (или основаниями), а совокупность почвенных коллоидов, участвующих в поглощении катионов, — почвенным поглощающим комплексом.

Содержание гумуса в почвах

Почва	Содержание гумуса в верхнем слое, %	Общее количество гумуса в метровом слое почвы, т/га
Подзолистые	2,5	94
Серые лесостепные	5,2	125
Черноземы		
обыкновенные	6,8	426
выщелоченные	9,6	549
мощные	11,2	709
Темно-каштановые	4,9	229
Сероземы		
типичные	1,9	83
светлые	1,5	67
Красноземы	7,7	282

Наличие коллоидов определяет главнейшие свойства почв: буферность (заключается в способности почв противостоять изменению реакции), образование почвенной структуры (они служат клеящим веществом), водоудерживающую способность, водопроницаемость и др.

В геохимических процессах почвообразования велика роль окислительно-восстановительных условий почвенной среды, зависящих от концентраций ионов обменного водорода в природных растворах. При разрушении пород в процессе выветривания высвобождаются различные элементы и соединения, легко переходящие в раствор. Поступление в раствор значительного количества щелочных и щелочноземельных катионов обуславливает нейтральную или щелочную реакцию растворов, поступление кремния, алюминия — кислую. Разложение органических веществ в почвах сопровождается возникновением кислых растворов гумусовых и других кислот. В процессе выветривания пород и разложения органических остатков в почве одновременно образуются элементы и соединения кислого и щелочного характера. Соотношение между ними устанавливается в зависимости от процессов выветривания, геохимического и биологического круговорота вещества, т. е. миграции вещества в водных растворах и выноса из почв продуктов выветривания, аккумуляции почвой и живыми организмами или рассеяния в воздушном пространстве.

В тундре кислый характер почво-грунтов обуславливается накоплением малоразложившихся органических остатков, образованием торфянистых горизонтов, бедных основаниями. В дерново-подзолистой зоне, а также в условиях влажных субтропиков и тропиков кислый характер почво-грунтовой среды создается в результате глубокого разложения горных пород, выноса из сферы почв и продуктов выветривания оснований, миграции в толще почво-грунтов значительного количества гумусовых веществ (особенно в тропиках и влажных субтропиках), активного участия в обменных реакциях ионов водорода и алюминия.

В степях, полупустынях и пустынях биологические и гидроклиматические условия благоприятствуют созданию щелочной среды в широком диапазоне: от нейтральной и слабощелочной, характерной для чернозе-

мов, до сильнощелочной, характерной для солончаков. Щелочная среда здесь формируется вследствие накопления оснований (кальция, магния, натрия, анионов Cl , SO_4 и др.), накладывающих отпечаток на формирование ландшафта в целом.

С величиной рН связаны окислительно-восстановительные процессы, осаждение из растворов окисей и гидроокисей и солей кальция, натрия, магния, железа, марганца, алюминия, фосфора, деятельность микроорганизмов, рост и развитие растений и т. д.

Многие гумусовые вещества легко мигрируют в кислой среде, образуя коллоидный раствор, но значительно менее подвижны в нейтральных и слабощелочных растворах. Вместе с гумусовым веществом под их влиянием мигрируют многие элементы, в частности железо, алюминий, редкие элементы и др.

В зависимости от характера рН различают актуальную и обменную кислотность почв. Первая обуславливается количеством водорода, выражается обычно в единицах рН и определяется в водной вытяжке из почв. Обменная кислотность почвы зависит от количества поглощенных почвой ионов водорода или алюминия.

При значении рН ниже 3,5 в почвенном растворе накапливаются ионы водорода, алюминия, железа, марганца и других элементов в концентрациях, вредных для растений. При значении рН выше 9 такое же токсическое действие оказывают ионы OH . Значения рН от 4 до 8 наиболее благоприятны для роста большинства культурных растений.

Миграция и дифференциация элементов в почвенном профиле

Состав и распределение элементов в почве в процессе миграции определяются характером почвообразования.

Авторы различают следующие основные геохимические типы аккумуляции и рассеяния химических элементов: биогенная аккумуляция и рассеяние, элювиально-иллювиальная аккумуляция и рассеяние, гидрогенная аккумуляция и рассеяние, атмосферная аккумуляция и рассеяние.

Биогенная аккумуляция и рассеяние характерны для гумусового горизонта почвы, в котором доминирующую роль играет органическое вещество. В результате отмирания растений и разложения растительных и животных остатков высвобождаются элементы, которые входят в состав гумусовых горизонтов почв и его органических соединений (рис. 68). В синтезе гумуса и питания растений участвует большое количество макро- и микроэлементов, среди которых не только общеизвестные биогенные элементы Ca , K , Mg , Na , P , S , Si , Al , Fe , N , O , но и такие, как J , Br , Mo , Zn , Cu , Co , Ni , Mn , Sr , U , V и др. Состав гумуса и мощность гумусового горизонта в значительной степени зависят от генетических типов почв.

Наибольшей биогенной аккумуляцией элементов характеризуются почвы степной и таежной зон, богатых травяным и лесным покровом, наименьшей — ландшафты засушливых областей, высокогорий и арктических районов вечных снегов и ледников.

Элювиально-иллювиальная аккумуляция и рассеяние элементов в почве происходят в результате выноса растворимых элементов из элювиальных горизонтов и накопления их в иллювиальных. Элювиально-иллювиальные процессы определяются климатическими условиями выветривания, литологическим составом пород, рельефом, миграцией водных растворов в коре выветривания и почве. В последней образуются выщелоченные (элювиальные) горизонты, состоящие из труднорастворимых

минералов и химических соединений, и иллювиальные горизонты, образующиеся вследствие поступления растворимых элементов из нижележащих горизонтов. В иллювиальных процессах широкое участие принимают Si, Al, Fe, Cu, Ni, Mo, Co, Zn, Mn, V, Ba, Sr и др.

Элювиально-иллювиальные процессы аккумуляции и рассеяния элементов особенно интенсивно протекают во влажных климатических областях.

В лесо-таежной зоне в числе остаточных элювиальных продуктов особенно широко представлены подзолистые и оподзоленные горизонты с

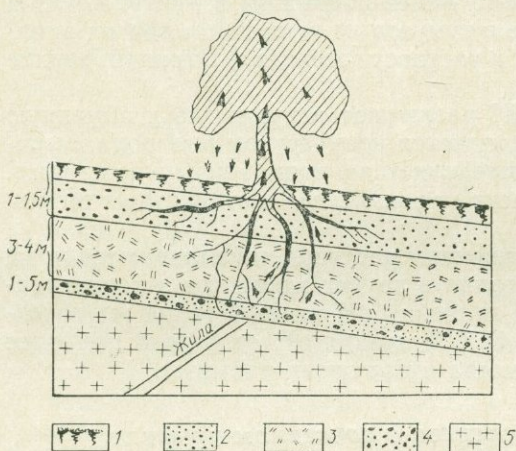


Рис. 68. Схема биогенной аккумуляции элементов в живом веществе и верхних горизонтах почв (по В. Вильямсу и В. Гольдшмиду):

1 — концентрация Ba, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Ge, As, Mo в растительной подстилке и гумусе; 2 — почва; 3 — суглинок; 4 — дельвий; 5 — коренная порода.

основаниями кальция, магния, натрия и др. Красноцветные почвы, а также гумус вследствие энергичного разрушения и разложения выносятся из верхних горизонтов.

Гидрогенная аккумуляция и рассеяние элементов в почвах создаются за счет капиллярного подтока вод снизу к поверхности почвы. Такие процессы особенно широко протекают в луговых и болотных условиях влажных зон, а также в засушливых зонах, где капиллярное поднятие растворов происходит с больших глубин. В засушливых условиях в почво-грунтах образуются соляные хлоридно-сульфатные аккумуляции (солончаки, соляные коры), для которых характерны Na, Mg, Ca, K, Cl, S, Si, O, N, Br, J, B, Rb, Cs, Zn, Cu и др. В степной и таежной зонах представителями гидрогенной аккумуляции и рассеяния элементов являются лугово-черноземные, подзолисто-глеевые заболоченные почвы. В их состав входят Si, Fe, P, S, Ca, Al, Cu, Mn, Ni, Ba, V и др. В латеритах концентрируются Fe, Al, Ti, Mn, Ni и т. д.

Исключительно важную роль в почвах и ландшафтах играет атмосфера. Из нее в почву и ландшафты проникают элементы и соединения, попадающие в атмосферу в результате энергетических и химических процессов, протекающих в ландшафтах. Особая роль принадлежит кислороду, азоту, углекислому газу, водороду и др. В пустынных областях в атмосферу поступает большое количество элементов солевых аккумуляций.

большим содержанием кремниевой кислоты и кварца, бесструктурностью и отсутствием перегноя. Кальций, магний, натрий, калий, железо, алюминий и связанные с ними редкие элементы здесь выносятся в более глубокие горизонты почвы, образуя иллювиальные аккумуляции и рассеяние химических элементов. Иллювиальные горизонты часто хорошо выражены в подзолах, солонцах, солонях, иногда в серых лесных почвах, в которых ряд металлов накапливается на глубине 0,5—1 м и более от поверхности.

Во влажных тропических зонах элювиальными типами продуктов выветривания и почвообразования являются красноцветные почвы, богатые алюминием и железом и бедные

Состав химических элементов в почве в значительной степени колеблется в зависимости от материнской породы почвообразования. Почвообразующие породы кислого, основного и ультраосновного состава с различным содержанием кремнекислоты, полуторных окислов железа, алюминия, титана, щелочных и щелочноземельных оснований, а также карбонатные и кремнеглиноземные осадочные породы дают различный комплекс типоморфных и связанных с ними редких микроэлементов (медь, никель, кобальт, свинец, цинк, марганец, стронций и др.).

Изучение макро- и микроэлементов почв (табл. 31) позволяет рационально влиять на физико-химические свойства почв и развитие растений, повышать плодородие почв (особенно нечерноземной полосы), добывать-

Таблица 31

Участие макро- и микроэлементов в почвенно-геохимических процессах
(по В. А. Ковда)

Типы процесса	Почвенное образование	Основные макроэлементы	Основные микроэлементы*
Элювиальное выветривание — большой геологический круговорот	Почвообразующий элювий	Si, Al, Fe, O, H	+ Ti, Zr, Au, Pt, Th, Ga — все остальные
Почвенное питание растений — малый биологический круговорот	Зольные вещества в тканях растений и их остатков	Ca, Mg, K, Na, S, P, Si, Al, Fe, N, O, H, Cl	+ Mo, Zn, Cu, Co, B, J, Br, Se, Ni, U, Ba, Mn, Sr, V
Синтез гумуса	Гумусовая оболочка почв, горизонт А	C, H, O, S, P, N, Ca, Fe	+ Zn, Cu, Ni, B, J, Br, Mo, Co, Pb, Ag, Sn
Глинообразование и синтез коллоидов	Поглощающий комплекс	Si, Al, Fe, O, H, C, K	Изоморфизм + Ni, Mn, Li, Rb, Cs, Co, Zn, Zr, Cr, Ga, Cu, No, Ba, Sr, Te, V, Sc, Pb, Se, Ta, Nb,
	Сорбированные элементы	Ca, Mg, Na, H, Al, Fe, P, S	+ Cu, Ni, Pb, Co, Zn, Mn, B, J, Br
Оподзоливание и осолодевание	Элювиальный горизонт А ₂	Si, O, H	— Cu, Co, Ni, Zn, Cr, V, Mn
Иллоуирирование	Иллоуиальный горизонт В	Si, Al, Fe, O	+ Cu, Ni, Mn, Co, Zn, Mo, V, Ba, Sr
Формирование Са-горизонтов	Горизонт скопления CaCO ₃ ·CaSO ₄	Ca, C, S, O, Si	+ Sr, Ba
Оглеение	Глеевый горизонт	Fe	+ Co, Ni, Cu
Гидрогенная аккумуляция	Луговые и болотные почвы, болотные руды	Fe, S, P, Si, Al, Ca, C, O	+ Cu, Mn, Ni, Ba, V, B, Co
	Солончаки, соляные коры	Na, Mg, Ca, K, Cl, S, C, Si, O, N	+ B, Br, J, Li, Rb, Cs, Zn, Cu
	Латериты	Si, O, Al, Fe	+ Ti, Mn, Ni

* Знаком «+» обозначено преобладание процесса абсолютной или относительной аккумуляции микроэлементов, а знаком «—» — вынос из почвы или из почвенного горизонта.

ся высоких устойчивых урожаев и повышения продуктивности животноводства; бороться с недостатком или избытком тех или иных элементов (марганца, меди, кобальта, цинка, молибдена и др.), играющих большую роль в обмене веществ, в энзиматических процессах, протекающих в организмах, в заболеваниях человека, растений и животных. В последнее

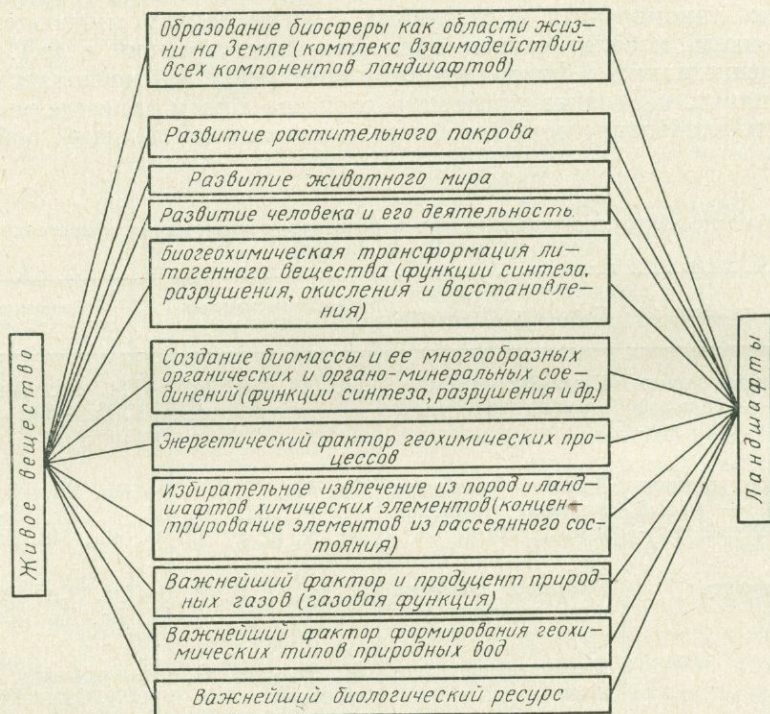


Рис. 69. Взаимодействие живого вещества с ландшафтами.

время выясняется исключительно важная роль микроэлементов как инициаторов и регуляторов ценных биохимических реакций. Микроэлементы активизируют биохимические процессы в корневой системе, биосинтез при образовании гумуса, а следовательно, и почвообразовательные процессы.

В заключение приводим схему, иллюстрирующую взаимодействие живого вещества с ландшафтами (рис. 69).

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ПАЛЕОГЕОХИМИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ РАЗВИТИЯ ДРЕВНИХ ЛАНДШАФТОВ*Основные этапы в развитии древних ландшафтов*

Изучение истории развития Земли, ее строения и вещественного состава, основных закономерностей образования горных пород и ландшафтов дает возможность характеризовать основные этапы геологического развития земной коры и биосферы и их геофизические особенности, биостратиграфические и другие генетические черты. Основными факторами исторического развития земной коры являются цикличность, непрерывность, последовательность, неповторимый и поступательный ход исторических событий, теснейшая связь вещественного состава геосфер с основными закономерностями структурного развития Земли, с тектоническими, климатическими и биологическими условиями. Вещественный состав различных горных пород, палеонтологических ископаемых остатков, различные сочетания в них химических элементов отражают геологические и палеогеохимические условия развития земной коры, характер перемещения земных масс, миграцию химических элементов и аккумуляцию последних в определенных ландшафтах и геозонах.

В основе изучения палеогеохимических особенностей образования древних ландшафтов лежит прежде всего принцип историчности развития геологических событий, отражающих качественные изменения в структуре рельефа земной коры, климате, в составе органического мира и других компонентов ландшафта, на каждом специфическом этапе развития земной коры.

Земля как планета прошла планетарную — догеологическую фазу развития, после которой вступила в геологическую. Догеологическую фазу развития Земля прошла 4,5—5 млрд. лет тому назад. Если придерживаться гипотезы о первичном холодном состоянии Земли, то эта фаза закончилась уплотнением вещества первоначальной газово-пылевой материи и его дифференциацией с образованием ядра, промежуточной и наружной литосферы, состоящей из вещества различного состава и плотности. Ландшафтная сфера в ее комплексном понимании отсутствовала; на безжизненной поверхности Земли взаимодействовали первичные горные породы и солнечная радиация, распределявшаяся неравномерно в зависимости от шарообразной формы Земли. Если можно говорить о зональности, то она сводилась главным образом к термической, отражавшей неравномерное распределение тепла и холода.

Геологическая фаза развития Земли началась с образования древней земной коры (базальтовой, гранитной и осадочной оболочек). Происходил разогрев Земли за счет радиоактивной энергии, который играл существенную роль в образовании земной коры, ее тектонической структуры и ландшафтной оболочки. Следует выделять абиогенный (безжизненный) и биогенный этапы развития земной коры и других геосфер, существенно различающиеся между собой химическим составом атмосферы и

гидросферы, процессами выветривания и осадкообразования, развитием ландшафтов.

Считают (А. И. Опарин, А. П. Виноградов, Х. Юри, К. Ранкама и др.), что на абиогенном этапе развития земной коры древнейшая атмосфера не содержала свободного кислорода. В ней господствовали восстановительные условия среды. Вода рек и озер имела углекислый состав. В образовании газового состава Земли и геосфер решающую роль играли вулканические процессы, дегазация пород мантии и фотохимические реакции. Под действием солнечных лучей происходило разложение водяного пара на водород и кислород. Последний в значительной мере тратился на окисление аммиака в азот и воду и на окисление метана с переходом его в углекислоту и воду. Водород и гелий, главные химические элементы догеологической атмосферы, терялись в мировое пространство. Окисления свободным кислородом химических элементов и соединений не происходило. Химические реакции не приводили к образованию свободных окислов и гидроокислов, сера не окислялась и поэтому не было сульфатов. В раствор переходило больше катионов, чем анионов, что приводило к накоплению кальция, магния, натрия, калия и образованию ряда «избыточных» летучих элементов (H_2 , CO_2 , Cl , He , Ag и др.).

Первичная среда выветривания имела сильнощелочной характер. Происходило накопление осадков темных и серых тонов окраски, резко отличающихся от позднейших и современных, в которых господствуют бурые, желтые, красные тона, связанные с содержанием в них окислов железа, марганца и других элементов. Вещественный состав докембрийских пород указывает, что образование их в условиях земной поверхности происходило в восстановительной атмосфере, не содержащей кислорода.

Предположительно абиогенный период развития земной коры длился 1,5—2,0 млрд. лет. В этот период значительно изменился состав горных пород поверхности как за счет выветривания и выщелачивания, так и за счет выноса на поверхность вещества глубин (мантии). Активно протекали вулканические процессы. Горообразовательные процессы, опускание одних участков земной коры и поднятие других привели к образованию сложных тектонических структур и созданию сложного рельефа поверхности Земли. Непрерывно проявлявшиеся тектонические движения вызывали нарушения в залегании пород, которые благоприятствовали эрозионной деятельности воды и ветра, активным процессам осадкообразования и обмену вещества между глубинными зонами и поверхностью. Существенно изменялся химический состав горных пород земной коры, атмосферы и гидросферы. Постепенно создавались условия для возникновения жизни на Земле.

Изменения лика Земли и ее ландшафтов отражаются главным образом в характере флоры и фауны, населявших Землю в различные эпохи* (рис. 70).

Большая часть докембрия представляла, вероятно, абиогенную среду развития ландшафтной оболочки. В это время в широком масштабе протекали тектонические процессы, вызывавшие большую контрастность в рельефе; формировались морские и океанические впадины; в грандиозном масштабе перемещалось литогенное вещество глубин и поверхности.

Первые известные остатки растительности и живых организмов на Земле, погребенные в земной коре, относятся примерно к 2—3 млрд. лет назад. Это соответствует протерозойской, особенно рифейской толще от-

* Согласно новому стратиграфическому делению, в третичной системе выделяются палеоген — 45 млн. лет и неоген — 24,5 млн. лет.

ложений, которая содержит хотя и немногочисленные, но разнообразные по составу органические остатки (см. табл. 32). Считают, что в протерозое существовали типы климата: холодные и теплые, аридные и гумидные. Древние организмы, видимо, не имели биохимических структур, которые характерны для современных форм жизни. П. Х. Абельсон (1959) считает маловероятным, чтобы жирные кислоты присутствовали на Земле в заметных количествах до появления организмов, которые могли синтезировать их.

Для первого этапа развития жизни характерна огромная геологическая и геохимическая деятельность простейших организмов, особенно сине-зеленых водорослей и бактерий. Постепенно они изменяли состав атмосферы, превратив ее в окислительную; свободный кислород стал важнейшим агентом на земной поверхности. Изменялась вся геохимическая среда породо- и ландшафтообразования и миграции химических элементов в зоне гипергенеза. В окислительной среде одни элементы стали более, другие — менее подвижными; создались благоприятные условия для образования окислов и гидроокислов различных металлов (железа, марганца и др.), энергичнее происходили процессы окисления серы и образования сульфатов. Одновременно широко протекали процессы щелочного типа. Углекислота связывалась в составе мощных толщ карбонатных осадков.

В ландшафтных условиях этого времени формировались две главные группы отложения: коры выветривания с преобладающими разновидностями каолинитового и ферритового типов и водные осадки, богатые карбонатом и кремнеземом.

Дальнейшее развитие органического мира, особенно с конца девона (см. табл. 32), в частности высокоорганизованных растений и животных, сопровождалось накоплением значительных количеств органического вещества. Важную роль в миграции элементов стали играть органические кислоты и CO_2 ; в больших масштабах осуществлялось захоронение в земной коре органических остатков и образование углей, сланцев, нефти, газов. Еще в больших количествах органическое вещество рассеивалось в земной коре. Все это влекло за собой усиление биогеохимической деятельности микроорганизмов.

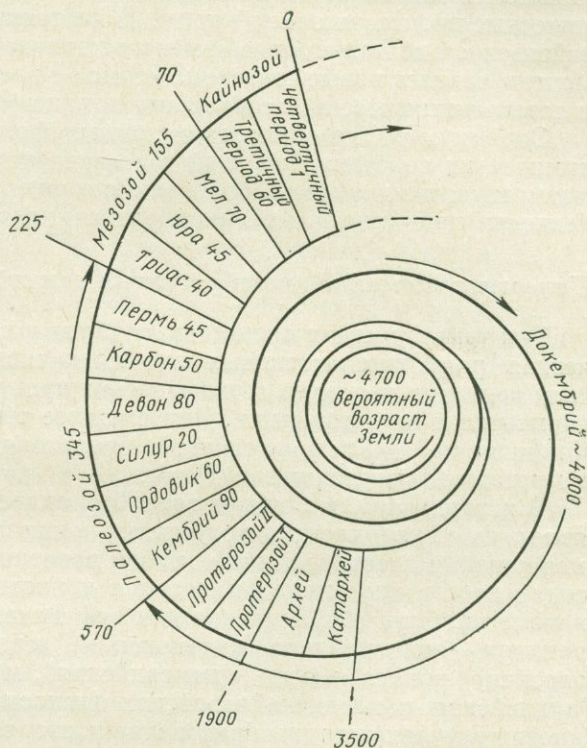


Рис. 70. Абсолютный возраст Земли. Продолжительность периодов показана в миллионах лет.

Начиная с девона заметно дифференцируется образование аридных и гумидных красноцветов, карбонатных, сульфатных, карбонатно-сульфатных и соленосных отложений, угленосных и других органогенных отложений. Ареалы их изменяются соответственно изменению климатических зон на суше и температурных условий в океанической гидросфере.

Около миллиона лет назад создались благоприятные условия для появления человека. Стала возрастать его роль в геологических и геохимических процессах земной коры. В настоящее время человек своей хозяйственной деятельностью изменяет характер миграции химических элементов, создает новые сочетания атомов и элементов в почвах и биосфере и новые геохимические особенности ландшафтов (см. IV главу книги).

Огромную роль в образовании ландшафтной оболочки и создании геохимических сочетаний условий в земной коре играли тектонические и магматические процессы образования горных пород и климатические особенности гипергенеза и осадкообразования.

Палеотектонические эпохи развития земной коры и ландшафтов

Тип тектонических процессов, глубина и характер разломов, специфическая роль дизъюнктивных или пликативных* дислокаций налагают свои черты на характер геохимических процессов, миграцию химических элементов и их ассоциации. Чем сложнее тектонические процессы в том или ином районе, тем интенсивнее происходят перемещения земных масс и миграция химических элементов.

В истории Земли мощные горообразовательные процессы не раз проявлялись в складчатых и подвижных зонах и не раз изменяли очертания материков и океанов, рельеф земной поверхности. Считают, что ряд эпох складчатости характерен для архея и протерозоя, конца протерозоя — начала кембрия (байкальская или рифейская), для нижнепалеозойского времени — конец силура (каледонская), девона и перми [герцинская (варисская)], триаса и юры (киммерийская), мелового времени и кайнозоя [альпийская и позднекайнозойская (тихоокеанская) складчатости]. Во многих случаях складкообразование повторялось неоднократно в одних и тех же местах. Общая тенденция тектонического развития земной коры — сокращение геосинклинальных площадей и увеличение платформенных. Горные системы — это как бы переходное звено между ними.

Каждая эпоха складчатости отражает специфические геохимические черты, т. е. условия и способы обогащения ландшафтной оболочки химическими элементами. В орогенетические фазы в ландшафтную оболочку поступали глубинные элементы, в фазу тектонического покоя — химические элементы, возникавшие за счет разрушения пород поверхности и биогеохимических факторов.

Считают, что примерно с протерозоя в земной коре во все периоды существовали платформы и геосинклинальные системы как основные тектонические формы. Первые из них устойчивые, малоподвижные, стабильные участки земной коры; они состоят из двух структурных этажей — складчатого фундамента и платформенного чехла. В последнем преобладают осадочные породы с широким развитием коры выветривания. В геосинклинальных системах земная кора характеризуется большой активностью тектонических движений и проявлением магматических и вулка-

* Дизъюнктивные — разрывные, возникают в форме трещин и разрывных смещений (надвигов, сбросов, выбросов и др.); пликативные — складчатые, выпуклые (антиклинальные), вогнутые (синклинальные), линейные и др.

нических процессов. В них широко представлены магматические и вулканические формации пород. Слои горных пород более или менее сильно изогнуты, раздроблены, дислоцированы. В местах образования горных систем нередко формируются краевые прогибы; они заполняются конгломератами, галечниками, песчаниками, в них широко распространены соленосные формации и месторождения нефти и газа. Считают, что все континенты земного шара прошли геосинклинальную стадию развития и что геосинклинальный процесс — важный фактор образования вещественного состава земной коры, ее осадочной оболочки, атмосферы и гидросферы.

В условиях суши палеогеографические и палеогеохимические особенности ландшафтов определялись высотой и формой поверхности, географической широтой, процессами выветривания и осадконакопления, растительным покровом. Наиболее важные показатели континентального характера древнего ландшафта — это остаточные коры выветривания, ледниковые отложения для областей древнего оледенения, эоловые отложения пустынь и полупустынь, отложения погребенных долин и др.

Специфические особенности образования земной коры и ландшафтов присущи океаническому дну. Продолжением материковых структур является пространство шельфа. Рельеф шельфа в одних случаях представлен затопленными складчатыми структурами прилегающих островов и материка (Баренцево и Красное моря), в других — долинами затопленных рек и моренными отложениями ледников. Кристаллический фундамент здесь часто находится на небольших глубинах. Под покровом современных осадков разной мощности широко развита гранитная оболочка, погружающаяся и совершенно исчезающая по мере продвижения к материковому склону и глубоководному ложу океанов. Материковые склоны, прилегающие к платформенным областям, как правило, имеют глыбовое строение. В геосинклинальных областях материковый склон в большинстве случаев представлен многочисленными подводными каньонами и горными хребтами. Часто на поверхности склона выделяются круто падающие обрывы. Отложения склонов в большинстве случаев относятся к мезозойским и кайнозойским образованиям. У берегов Северной Америки, в Атлантическом и Тихом океанах, вдоль основания склона протягиваются понижения (желоба), заполненные рыхлыми морскими осадками разной мощности.

Видное место в строении земной коры океанического дна занимают океанические хребты и глубокие впадины. Для океанических и морских условий образования ландшафтов характерны биостратиграфические показатели, отражающие виды и роды фауны, литогеохимический состав осадков и их фациальные комплексы. Для древних морских условий образования типичны карбонатные, сульфатные и другие отложения.

Биостратиграфические эпохи развития древних ландшафтов

Новый этап в развитии ландшафтной оболочки — это появление уже в докембрии зеленых растений, с которыми связано образование на Земле свободного кислорода — важного фактора геохимических и биогеохимических процессов биосферы. Значительно больше растительность развивалась в кембрийский, ордовикский, силурийский и особенно в девонский периоды. В течение всех этих периодов господствовали теплые климаты с большей или меньшей региональной дифференциацией. Увеличивалось разнообразие органического мира, расширялись ареалы наземной флоры и фауны.

В распределении растительного покрова намечалась ярко выраженная закономерность: выделились три растительные зоны — тропическая и две умеренные (к северу тунгусская и к югу гондванская).

В лесах уже водились амфибии и пресмыкающиеся. В морях развились кораллы, плеченогие, разные моллюски, крупные корненожки и др. В каменноугольный и пермский периоды растительный и животный мир получил дальнейшее развитие и дифференциацию. В растительном мире были широко представлены древесные формы — лепидодендровые, членистостебельные, каламитовые, плауновые хвощи и папоротники. В конце карбона появились первые хвойные, цикадовые, гинкговые; в морях развились головоногие. В раннем карбоне господствовали теплые и влажные климаты, аридные области имели меньшее распространение. Активно проявлялись орогенические движения, усложнялся и дифференцировался рельеф и ландшафты земной поверхности, на границе карбона и перми усилились сухость и похолодание, широкое развитие получило материковое оледенение. Геохимической миграции элементов и ее специфике благоприятствовала большая биологическая продуктивность, резкая дифференциация в рельефе и климате. В тропической зоне заметны следы ксерофитизации, резко выделилась область пустынь со свойственной ей растительностью и процессами засоления; отчетливо оформились холодные приполярные пояса.

В мезозойской эре господствовали теплые климаты (местами аридные). Богато представлена флора голосемянных и высших споровых. В триасе появились первые млекопитающие, наблюдался расцвет пресмыкающихся. В конце мелового периода произошло обеднение состава голосемянных за счет более широкого развития покрытосемянных. Усилилась дифференциация ландшафтов влажных тропических и субтропических лесов, ксерофильного редколесья и саванн и др. В палеогене произошло дальнейшее развитие покрытосемянной флоры с господством древесных форм. Исключительно разнообразны были цветковые растения; сократился ареал хвойных. В биосфере происходило накопление органического вещества и доступных для растений элементов корневого питания. Минеральный состав веществ, вовлекаемый в биологический круговорот растительностью, обогащался соединениями кальция, калия, фосфора, магния, серы, кремния, алюминия и других элементов.

В неогене и начале четвертичного периода произошло похолодание и оледенение значительной части земного шара, географическая перегруппировка в растительном покрове. Лесная растительность развивалась в тропиках, травяная — в центрально-материковых районах Азии и Юга Европы.

В послеледниковый период растительно-климатические зоны формировались в строгой связи с изменявшимися условиями. Под натиском лиственных лесов к северу отступали хвойные леса, травяная растительность постепенно занимала территории, ранее покрытые широколиственными лесами. Происходила дифференциация типов растительности и почвообразовательных процессов; большое значение приобрел дерновый процесс.

В. А. Ковда (1956) проанализировал химический состав золы отдельных групп растений и сделал выводы об эволюции биологического круговорота минеральных веществ в ходе развития растительного мира биосферы.

Предполагается, что современный минеральный состав растений унаследован и в известной мере сохранился от прошлых видов. Если не считать водорослей, хвощей и лебедовых, то содержание золы в составе

растений с известными колебаниями в общем возрастает от древних организмов к новейшим. У злаков, хвощей, некоторых лишайников и мхов обнаруживается особо высокое содержание кремния в золе (19, 29, 12%). В целом же роль кремния в эволюционном ряду растений, достигнув максимума в хвощах и злаках, в более поздних организмах снизилась. Наоборот, роль фосфора и серы в эволюционном ряду растений медленно возрастала, отражая, по-видимому, процесс развития белков, с которыми связаны эти элементы.

Такая же тенденция, хотя и в несколько ослабленной форме, характерна для железа и магния. Калий и кальций в золе всех растений занимают первые места, составляя в сумме обычно 25—50% золы с преобладанием чаще калия. Зола покрытосемянных в целом значительно богаче калием, чем зола голосемянных, папоротников, водорослей (табл. 32).

Палеолитологические и геохимические характеристики (показатели) древних ландшафтов

Геологическая и палеогеографическая история развития земной коры и ландшафтов характеризуется периодическим изменением лика Земли. К числу важнейших из них относятся климатические, выразившиеся в смене теплых и холодных климатов, сдвигении климатических зон, в количестве и распределении атмосферных осадков по широтным поясам, в разном соотношении материковых и океанических климатов и тесно связанной с ними циркуляции атмосферы. Древние температуры, осадки и давления нельзя непосредственно измерить термометром, дождемером и барометром. Существуют другие косвенные геологические, литологические и геохимические способы и критерии, которые можно использовать для изучения основных особенностей древнего климата и ландшафтов.

В качестве литологических показателей развития древних ландшафтов и их географической зональности используются минералогический состав отложений, глинистые образования и фации континентальных обломочных пород, ископаемые угли и горючие сланцы, известняки и доломиты, соленосные и красноцветные отложения. Изменение климатических условий оставило отпечаток на литологических формациях пустынных, влажных тропических и субтропических, умеренно холодных и влажных климатов и др.

Геохимические методы находят широкое применение, в частности, в реконструкции фациальных условий осадкообразования в древних водоемах, в определении характера диагенетических и эпигенетических изменений в осадках и породах. Особенно важное палеогеохимическое значение имеют пласты гипса и соли, бокситы и латериты, осадочные руды железа и марганца, залежи угля и нефти, а также характерные для них типоморфные минералы и элементы. На фациальные условия осадко- и рудообразования указывают соленость, рН и Eh среды, палеотемпературы, тип древней коры выветривания, органические остатки.

Изучение изотопного обмена между отдельными элементами имеет важное значение для познания геохимических процессов и сложных геохимических превращений; для определения возраста горных пород и отдельных участков земной коры, происхождения атмосферы, распространения в биосфере кислорода, водорода, углерода, серы и других элементов; для установления связи между геохимическими процессами, которые протекают в земной коре и Космосе; для эволюции геохимического состава биосферы в историко-геологическом аспекте и т. д.

Биостратиграфическая схема развития органического мира

Относительное летосчисление			Абсолютное летосчисление
эра	периоды	стадия развития органического мира	продолжительность периода, млн. лет до н. э.
Кайнозойская	Четвертичный (антропогеновый)	Растительный и животный мир близок к современному; появление человека в самом начале периода	0—1
	Третичный (неоген, палеоген)	Расцвет покрытосемянных и млекопитающих; в начале периода расцвет нуммулитов, в остальном фауна беспозвоночных, близкая к современной	1—70
	Меловой	Начало господства (появление флоры) покрытосемянных; обилие фораминифер; развитие последних аммонитов и белемнитов в морях и крупных пресмыкающихся — динозавров на суше	70—140
Мезозойская	Юрский	Расцвет голосемянных (саговниковые, гинкговые и др.); расцвет аммонитов; белемнитов и (гигантских) пресмыкающихся: летающих — птерозавров, плавающих — ихтиозавров, крупных — динозавров. Появление птиц	140—185
	Триасовый	Развитие богатой флоры голосемянных (расцвет); в морях — развитие аммонитов и пластинчатожаберных; распространение наземных форм пресмыкающихся. Первые млекопитающие	185—225
Палеозойская	Пермский	Широкое распространение голосемянных; первая фауна пресмыкающихся и к концу периода вымирание в морях четырехлучевых кораллов, ряда групп фораминифер и резкое сокращение плеченогих	225—270
	Каменноугольный	Расцвет древовидных (флоры) плауновых хвощей и папоротников; развитие низших голосемянных; господство панцирно-головых, земноводных; появление пресмыкающихся; многочисленные фораминиферы, плеченогие гониатиты и четырехлучевые кораллы	270—320

Относительное летосчисление			Абсолютное летосчисление
эра	периоды	стадия развития органического мира	продолжительность периода, млн. лет до н. э.
Палеозойская	Девонский	Первое появление богатых остатков наземных растений; разнообразные (фауна) плеченогие и кораллы в морях; расцвет панцирных, кистеперых и двоякдышащих рыб; появление насекомых и земноводных, в конце периода развитие сосудистых споровых и голосемянных	320—400
	Силурийский	Разнообразная фауна морских кораллов, обновление фауны граптолитов, плеченогих, трилобитов; развитие наутилоидей, рако-скорпионов, бесчелюстных рыб. Следы наземной жизни	400—420
	Ордовикский	Господство разнообразных наутилоидей, расцвет примитивных иглокожих, древние граптолиты, своеобразные плеченогие и трилобиты	420—480
	Кембрийский	Обилие известковых сине-зеленых водорослей; кишечнополостные, расцвет особого типа археоциат в начале периода; примитивные плеченогие и трилобиты	480—570
Рифейская и протерозойская	В конце эры первые следы наземной растительности; редкие остатки животных: радиолярий, губок, кишечнополостных, членистоногих. Широкое распространение известковых сине-зеленых водорослей	570—1900	Эта граница требует уточнения
Архейская и катархейская	Достоверные остатки организмов неизвестны	1900—3500	Эта граница требует уточнения

Зависимость состава изотопных смесей отдельных элементов от температурных условий легла в основу широко применяемого в настоящее время метода определения палеотемператур. Температурные условия древних водных бассейнов устанавливаются по O^{18}/O^{16} , температурные условия образования отдельных минералов (пиритов и др.) при гидротермальных процессах — по S^{32}/S^{34} .

На основании комплекса палеогеохимических и палеогеографических данных составляют палеофациальные карты распространения генетических типов пород в древние геологические эпохи и объясняют их образование.

Расшифровка и сопоставление палеогеохимических условий отдельных геологических периодов позволяют проследить распределение фациальных особенностей породообразования, восстановить рельеф материков и глубины морских бассейнов, распределение суши и моря, изменение физико-географических условий в течение геологического времени и т. п.

Радиохимическое изучение минералов и горных пород, а также ядерных реакций и изотопов позволило добиться больших успехов в изучении истории Земли, ее строения, химического состава и энергетического баланса, обменных реакций между изотопами одного и того же элемента в различных органических и неорганических соединениях.

Таким образом, изучение палеоландшафтов, их типов и характерных особенностей развития в отдельные периоды истории земной коры представляет исключительно большое значение для решения многих научных и практических вопросов (табл. 33).

Таблица 33

Основные характеристики (показатели) палеогеохимических ландшафтов

Компоненты палеоландшафтов	Основные характеристики
Палеогеохимические ландшафты	Литогеохимические показатели древних климатов. Геоморфологические показатели палеоклиматов (погребенный рельеф, морские террасы и др.). Палеонтологические (ботанические и зоологические) показатели палеоклиматов. Изотопные и геофизические показатели палеоклиматов
	Древние тектонические структуры земной коры (платформенные, геосинклинальные). Эвстатические уровни колебаний Мирового океана (террасы, береговые уступы и др.). Следы обводнения и аридизации пустынь. Строение и формы эоловых отложений. Следы развития древней речной сети. Ледниковые отложения древних эпох
	Биостратиграфические рубежи распространения отдельных групп родов и видов растений; основные этапы их эволюции в зависимости от среды и других факторов
	Палеоостатки позвоночных суши. Палеоостатки позвоночных моря. Эволюция видов и родов суши и моря. Руководящие виды организмов для отдельных геологических эпох
	Литолого-минералогические показатели. Литолого-геохимические показатели. Литогенетические типы формаций различных тектонических и климатических условий. Литогенетические типы фаций разных условий и способов образования
	Палеогидрогеохимические показатели (соленосность, гидрохимические типы вод, хемогенные осадки). Палеотемпературные показатели (фации, индикаторы, организмы индикаторы, изотопные индикаторы)

ГЕОХИМИЯ ЗОНАЛЬНЫХ ЛАНДШАФТОВ

Глава XI

ГЕОХИМИЯ ЛАНДШАФТОВ ПОЛЯРНЫХ И ВЫСОКОГОРНЫХ СТРАН

Ландшафты вечного снега и ледников

Ландшафты вечного снега и льда характерны для Арктики, Антарктики и высокогорных территорий. Общая площадь их составляет около 100 млн. км² поверхности земного шара, в том числе Арктики — около 25 млн. км², Антарктики — 60 млн. км² и горных ледников — 16,3 млн. км². В Арктику входят Северный Ледовитый океан и его окраинные моря с островами (Канадский арктический архипелаг, Гренландия, Шпицберген, Земля Франца-Иосифа, Новая Земля, Северная Земля, Новосибирские острова, остров Врангеля и др.). Здесь широко распространены покровные островные и морские льды. Острова имеют древнее формирование, в ряде случаев докембрийского и палеозойского времени. Большинство современных окраинных морей образовалось на месте затопленной суши в четвертичное время (рис. 71).

Для климатических условий Центральной Арктики характерны постоянные отрицательные температуры (-40° в районе Полюса, -30° около побережья, с абсолютным минимумом -53°). Средняя температура воздуха в теплые месяцы (июль — август) в районе полюса близка к нулю, в районе побережья $+5$, $+9^{\circ}$ и выше. Большое охлаждение Арктики происходит во время полярной ночи, продолжительность которой возрастает от Полярного круга к полюсу от 1 до 179 суток. На широте 80° тепла от солнечной радиации почти вдвое меньше, чем на широте 50° , и почти втрое меньше, чем на экваторе. Осадков выпадает 200—400 мм/год, но их достаточно для постоянного сохранения снега и ледников вследствие малого испарения.

Флора и фауна суши Арктики весьма бедны. В растительном покрове господствуют мхи, лишайники, при более благоприятных условиях — цветковые. Биологическая продуктивность их низкая. Бактериальная деятельность также ограничивается низкими температурами и мерзлотными условиями. Лишь в течение короткого времени почвы оттаивают на небольшие глубины (до 30—40 см). На побережье Арктики богато представлены колонии птиц, северный олень; в водной фауне — тюлени, моржи и др.

Границы Антарктики (рис. 72) точно не очерчены. В пределах изотермы $+10^{\circ}$ в самый теплый месяц (январь) она проходит по 50 — 55° ю. ш., и площадь Антарктики в этом случае превышает 60 млн. км². Если же границу проводить по кромке плавучего льда, то она пройдет по 53 — 60° ю. ш.; площадь Антарктики составит 44 млн. км², в том числе около 30 млн. км² приходится на зону плавучих льдов. Антарктида занимает 13,9 млн. км² антарктического пространства. Она всегда покрыта льдом, около 10% которого выходит за пределы каменной Антарктиды в океан, образуя шельфовые ледники. Антарктида — высокое нагорье



Рис. 71. Арктика.

(средняя высота около 3000 м над уровнем моря), местами расчлененное горными хребтами до 4500—5000 м.

Ледники Антарктиды представляют гляциологические области оледенения покровного характера. Современный объем льда Антарктиды около 24 млн. км³, или 90% объема оледенения всей Земли. Значительные пространства Антарктики заняты островами, покрытыми льдами. Широко распространены прибрежные морские льды.

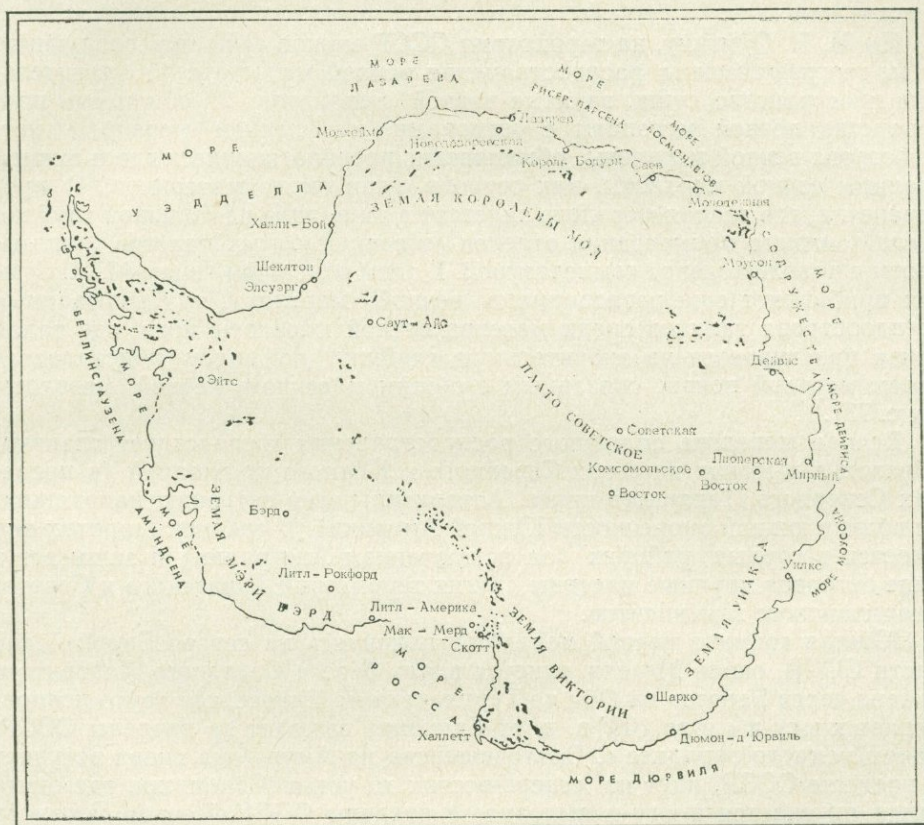


Рис. 72. Антарктика.

Климатические условия Антарктики характеризуются недостатком тепла, отрицательным радиационным балансом, выпадением осадков в виде снега, более суровым режимом, чем в Арктике. Считают, что в эпоху развития древнего четвертичного оледенения в Антарктике существовали более благоприятные условия для развития ледников. Они могли быть вызваны усилением циклонической деятельности, атмосферной циркуляцией и активным меридиональным обменом воздушными массами в Южном полушарии.

В геологическом строении Антарктиды и островов широкое участие принимают кристаллические породы — граниты, базальты, кварциты и др.

В современном ландшафте Антарктики представлены специфические оазисы, нунатаки, моренные образования, полигональные поверхности,

почвенные образования с бедной и редкой растительностью, состоящей из мха, лишайника, карликового кустарника.

Водный мир Антарктики богато представлен разнообразными живыми организмами, в том числе китами, пингвинами.

С криосферными условиями связано широкое распространение вечной мерзлоты. Площади, занятые ею, составляют примерно 20—25% суши земного шара. В СССР многолетнемерзлыми почво-грунтами занято около 49% территории, более $\frac{2}{3}$ из нее приходится на тундру, лесотундру и лесную зону.

По М. И. Сумгину, на территории СССР можно выделить следующие виды географического распространения вечной мерзлоты: 1) значительные пространства суши, занятые вечной мерзлотой; 2) обширные пространства вечной мерзлоты с островами, где вечной мерзлоты нет; 3) острова вечной мерзлоты, обыкновенно располагающиеся вдоль южной границы вечной мерзлоты, как острова суши около материков; 4) пространства, где вечная мерзлота залегает в виде линз на большой глубине и слой зимнего промерзания отделен от вечномерзлых пластов мощным слоем с положительной температурой. К этим основным типам М. И. Сумгин прибавляет еще разновидность вечной мерзлоты, так называемые псевдоострова таликов среди массива вечной мерзлоты почв, где талая почва простирается на значительную глубину, но внизу подстилается слоем мерзлой почвы, связанным с общим массивом вечной мерзлоты (рис. 73).

Вечная мерзлота сплошного распространения господствует главным образом в высоких широтах Северного и Южного полушарий (в пределах Северного Полярного круга, Антарктиды и на островах, находящихся вблизи южной оконечности Южной Америки). В средних широтах она имеется в горных районах (за исключением Австралии) и занимает в виде островов крупные массивы других территорий Азиатского и Североамериканского континентов.

Южная граница вечной мерзлоты, начинаясь на севере Европейской части СССР, около Мезени, тянется вдоль берега Северного Ледовитого океана через Березов на Оби до Туруханска на Енисее, где круто поворачивает к югу и около 100° в. д. от Гринвича выходит за пределы СССР. Затем немного западнее г. Благовещенска на Амуре она снова вступает в пределы СССР, идет на северо-восток до устья Селемджи, где опять круто опускается к югу и выходит за пределы СССР. Вечная мерзлота появляется снова у Охотского моря и на Камчатке.

Геохимические и биогеохимические процессы в ландшафтах

Полярные и высокогорные страны — области господства литогенного морозно-термического выветривания, которое проявляется в разрушении пород и минералов динамическими силами в результате замерзания и оттаивания воды и колебаний температуры, ледниковой, водной и ветровой эрозии и других факторов. Образуются грубообломочные отложения, покрывающие склоны гор, каменные нагромождения в руслах рек, песчано-пылеватые отложения, перенесенные и отсортированные водными потоками и эоловой деятельностью. Передвижение ледяных масс с высоких мест в пониженные, а также потоки подледниковых вод обуславливают образование моренных и флювиогляциальных отложений.

Морены иногда образуют несколько рядов, отделяясь друг от друга и от края льда долинообразными понижениями. Скалистые поверхности сохраняют следы ледниковой деятельности в виде крутостенных цирков,



Рис. 73. Схематическая карта вечной мерзлоты в СССР:

1 — ниже -5° (сплошная ледная мерзлота); 2 — от -5 до $-1,5^{\circ}$ (вечная мерзлота с таликами); 3 — выше $-1,5^{\circ}$ (с преобладанием таликов); 4 — около 0° (островной характер вечной мерзлоты); 5 — границы области и островов вечной мерзлоты; 6 — государственная граница СССР.

зубчатых вершин, бараньих лбов и других форм. Выделяются также микрорельефные образования, известные под названием каменных колец и многоугольников, полигональных ячеистых поверхностей и т. д. (рис. 74—75). Каменные кольца и многоугольники наблюдаются обычно на неоднородных отложениях и образуются за счет вымораживания и выпучивания каменного материала. При многократном промерзании и



Рис. 74. Каменное кольцо. Внутренняя часть кольца сложена мелкоземом с примесью дровсы и щебня, наружная часть — крупными валунами.

оттаивании происходит сортировка материала, при этом грубозернистые скопляются в виде колец, венцов или полей, образуя среди мелкозема каменные муфты. Сортировка материала наблюдается и в вертикальном разрезе.

Полигональные и ячеистые микрорельефные образования возникают на более однородных отложениях, преимущественно глинисто-суглинистого состава. Для них характерны трещины, формирующие ряды правильных многоугольников с выпуклой поверхностью.

Как же протекает химическое разрушение пород в условиях литогенного морозно-термического выветривания, в чем выражаются особенности миграции элементов и соединений и каковы геохимические черты продуктов выветривания?

Имеющиеся в литературе сведения (Е. Бланк, 1926; И. М. Иванов, 1931; Ю. А. Лаврушин, 1968) о выветривании различных пород (диабазов, песчаников, кварцитов, глинистых сланцев и др.) и химическом составе почв на Шлицбергене и других островах Арктики показывают, что и в полярных странах протекает не только процесс физического разрушения горных пород, но и химическое выветривание, хотя и значительно ослабленное в силу климатических условий. В процессе выветривания кристаллических пород происходит обеднение их известью, вынос железа, титана, магния и натрия, увеличивается количество кремнезема и калия.

На основании наблюдений Е. Бланк пришел к выводу, что арктическую почву нельзя отнести ни к ариднему, ни к гумидному выветри-

ванию. Он выделил поэтому процесс арктического почвообразования в особый тип — нивальных почвенных форм (nivale Bodenform).

Как особенность процессов химического выветривания в полярных условиях Бланк отмечает растворяющее действие воды, содержащей CO_2 , а также окисляющее действие кислорода. Он различает на Шпицбергене три пояса выветривания и почвообразования. Первый пояс в течение всего года покрыт льдом и снегом. Здесь нет почвообразования, и только на

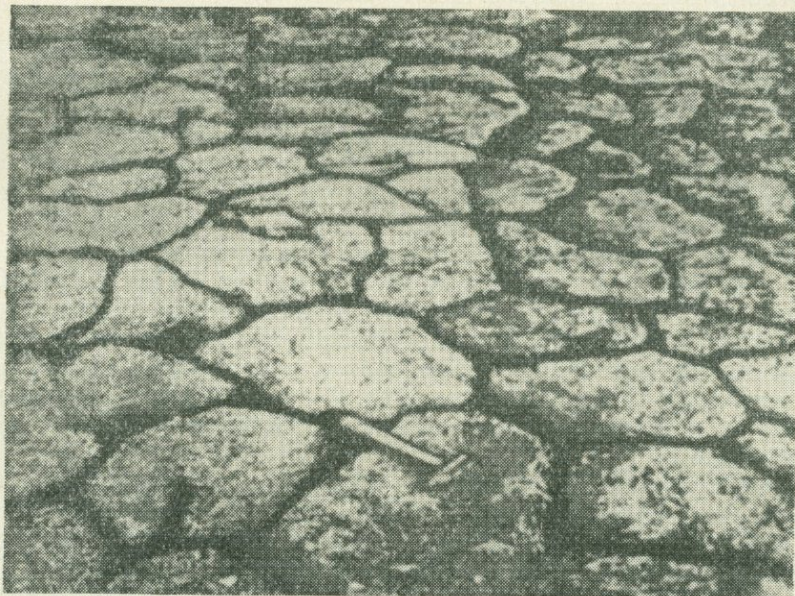


Рис. 75. Полигональные почвы на Земле Франца-Иосифа (фото П. М. Иванова).

выступающих скалах происходит физическое выветривание. Второй пояс, занимающий средние высоты, в летнее время освобождается от снега и льда. Наряду с физическим здесь происходит также и слабое химическое выветривание. В этом поясе готовится детрит, который частью сносятся в море, частью развевается ветром, а частью образует отложения каменистых и щебнистых тундр. Наконец, третий пояс занимает самую низкую прибрежную часть острова и представляет собой область аккумуляций перенесенного и отложенного измельченного материала. Здесь же протекают и примитивные процессы почвообразования.

Бланк подчеркивает влияние на выветривание органических веществ, которые усиливают растворяющее действие почвенных растворов. За счет органического вещества происходит некоторое обогащение продуктов выветривания P_2O_5 и SO_3 , а также выцветы сульфатов и алюминия, найденных на некоторых выветривающихся породах.

Согласно А. Е. Ферсману (1938), в климатических условиях полярных стран:

механическое разрушение опережает геохимические изменения пород и минералов. С этим связано, например, то, что механически накапливаемые пески в Арктике и Антарктике по составу и цвету отвечают исходным породам;

восходящие токи ведут к возникновению выцветов и корок, аналогичных пустынному загару. Для первых характерны налеты и пленки марганца, для вторых — выцветы растворимых солей;

ферро- и феррисиликаты в песках имеются в неизменном виде, и почти полностью отсутствует превращение даже мелкодисперсного остатка в глины и каолины;

гидраты окиси железа и марганца в приполярных широтах по преимуществу соединены с большим количеством воды — гидропиролюзита в случае марганца, лимонитов и эсмеральдитов — в случае железа;

типично накопление опала в виде диатомовых отложений озер;

для приполярных тундр типично обилие вивианита в чистом виде — ярко-синего фосфата торфяников.

К этому необходимо добавить господство восстановительных условий почвенно-грунтовой среды, бедность продуктов выветривания глинистыми и коллоидными веществами, относительно малую роль коллоидов и процессов сорбции в миграции элементов.

Типичными представителями продуктов восстановительных реакций являются закисные соединения железа, вивианит $Fe_3(PO_4)_2 \cdot 8H_2O$, пирит, марказит FeS , сидерит $FeCO_3$ и др. Образование закисных солей железа в почве связано в значительной степени с жизнедеятельностью анаэробных микроорганизмов, разлагающих органическое вещество без свободного доступа кислорода воздуха. В аналогичных условиях в первую очередь происходит восстановление нитратов и сульфатов, а затем окисного железа.

Исследования М. А. Глазовской (1950) над выветриванием пород в нивальном поясе Центрального Тянь-Шаня (высотой свыше 3800 м) показывают, что наряду с термическим выветриванием глубоко изменяется химический и минералогический состав выветривающихся пород, в которых участвует комплекс организмов: зеленых, сине-зеленых и диатомовых водорослей, бактерий грибов, особенно актиномицетов (табл. 34).

Во всех корочках выветривания по сравнению с породой уменьшается содержание кремнезема и увеличивается содержание окислов алюминия. В заметных количествах накапливается кальций, а в некоторых случаях — магний. Наблюдается малая подвижность калия, что связано с частичным поглощением его микроорганизмами, и относительно слабый вынос (а в некоторых случаях и относительное накопление) железа, что обусловлено его аккумуляцией в виде органо-минеральных соединений. Часть окислов железа и марганца выносятся из элювия, образуя особый тип поверхностных образований — плотные, иссиня-черные или темно-коричневые лаки высокогорного загара. Содержание этих окислов в образцах сильно варьирует.

Наиболее активная роль в процессах аккумуляции подвижных продуктов выветривания принадлежит водорослям. С их деятельностью связано образование различных форм кальцита и железо-марганцевых корок. Типоморфными являются следующие почвы:

I. Полигональные скелетные почвы — главным образом суглинистые, в большинстве случаев лишенные растительного покрова. Образуются преимущественно в понижениях на плато и изредка на широких террасах.

II. Полигональные, скрытоподзолистые почвы — в основном супесчаные, с лишайниковой и моховой растительностью. Образуются главным образом на склонах со слабым увлажнением, в западинах и на террасах с хорошим дренажем.

Таблица 34

Валовые анализы пород и элювиальных корочек (в % на прокаленное вещество)

Ледник	Номер образца	Описание образца	Потеря при прокаливании	N	SiO ₂	P ₂ O ₃ + P ₂ O ₅	Fe ₂ O ₃	P ₂ O ₅	Al ₂ O ₃	MnO	SO ₃	CaO	MgO	K ₂ O
Ледник Берга	1 а	Гранит	1,20	6,025*	69,90	21,50	1,80	0,07	19,03	0,14	0,65	1,22	0,17	2,00
	1 б	Светлая корочка выветривания	3,60	0,058	68,27	22,25	1,60	0,75	19,90	0,14	0,34	2,00	0,46	2,40
Ледник Ашутер	2 а	Гранит	0,50	0,020*	74,84	16,83	2,00	0,61	14,22	0,27	0,37	1,11	0,18	2,92
	2 б	Выветренный гранит	0,40	0,026	74,51	18,10	1,90	0,75	15,45	0,40	0,27	1,00	0,10	2,24
	2 в	Светлая корочка выветривания	2,00	0,045	73,94	18,54	2,90	0,78	15,56	0,07	0,35	1,22	2,20	3,00
Ледник Комарова	3 а	Гранит-порфир выветренный	1,00	0,033*	73,52	18,52	2,42	0,19	15,91	0,27	0,17	1,21	0,27	2,24
	3 б	Светлая корочка выветривания	4,80	0,045	67,34	22,75	2,45	0,19	20,11	0,20	0,25	2,40	0,26	2,29

* Среднее из восьми определений.

III. Дерново-скрытоподзолистые почвы — суглинистые и супесчаные, иногда оглеенные. Формируются преимущественно на площадках склонов плато, на террасах и в некоторых западинах с достаточной влажностью.

IV. Торфяно-болотные почвы — суглинистые, оторфованные, иногда оглеенные. Образуются преимущественно на террасах с избыточным увлажнением и в долинах ручьев.

V. Болотные почвы — илестые, супесчано-глинистые, часто с кочками. Формируются в больших западинах и вокруг озер, мощность до 1.

Мощность почвенного профиля определяется глубиной сезонного оттаивания деятельного слоя, накоплением органического вещества, рельефом местности и водным режимом. Почвы обладают слабокислой реакцией, в гумусе содержатся (примерно одинаковое количество) гуминовые и фульвокислоты. Характерно биогенное накопление в верхних горизонтах окиси железа, возможно в виде малоподвижных железоорганических соединений. В местах большого увлажнения выражены процессы оглеения. На побережьях, заливаемых морскими водами, образуются засоленные хлоридами натрия и магния почвы.

Использование полярных и высокогорных ландшафтов

Полярные и высокогорные ландшафты на территории СССР занимают значительные пространства. Однако сельскохозяйственное использование их ограничено главным образом из-за недостатка тепла, горного

рельефа и наличия ледников. Вегетационный период в арктической зоне и высокогорных областях продолжается менее двух месяцев, а сумма температур (выше $+10^{\circ}$) за этот период составляет менее 800° . Огромные площади, занятые равнинными, пойменными и горно-луговыми ландшафтами, используются в качестве кормовых угодий для оленеводства. На пойменных почвах в тундре, а также на субальпийских горно-луговых возможны отдельные очаги земледелия.

В арктической зоне на побережье концентрируются колонии птиц — «птичьи базары» (морские чайки, толстоклювая кайра, птицы отряда чапстиков и др.). Наиболее крупные колонии птиц находятся в районах так называемого «полярного фронта», где ощущается влияние теплых атлантических вод. Здесь в прибрежной зоне богатый бентос, планктон и большие рыбные богатства. На восточных окраинах СССР птичьи базары известны на Командорских и Курильских островах, а также на Сахалине.

На арктических побережьях морей живет дикий северный олень; на Курильских и Командорских островах сохранился колан (в СССР находится под охраной). Арктическое побережье богато котиками, тюленями, моржами, являющимися объектом морского зверобойного промысла. В ряде районов Арктики ведется добыча полезных ископаемых — уголь на Шпицбергене, никель — в Норильске; охотничьи базы имеются во многих местах Арктики. Возникают новые города и поселки, характеризующие создание культурных ландшафтов и хозяйственных очагов. Возможно расширение тепличного хозяйства для выращивания скороспелых овощей.

После второй мировой войны Антарктика стала важнейшей ареной научного комплексного изучения природных условий и важнейшим районом морского промысла.

ГЕОХИМИЯ ТУНДРОВЫХ ЛАНДШАФТОВ

Зона тундры

Зона тундры занимает огромную территорию на севере Европейской и Азиатской частей СССР, а также на обширных пространствах Канады и других частей суши Северного полушария с холодным климатом.

В пределах СССР тундровая зона занимает свыше 3 млн. км², или 15% всей площади нашей страны (рис. 76). Большая часть тундры представлена холмисто-равнинными пространствами, за исключением областей, занятых горными тундрами.

Типичные тундры отличаются следующими признаками: они безлесны (если не считать древесной растительности, иногда встречающейся в долинах); зима продолжительная и суровая, лето короткое и холодное, но с длительным освещением (средняя температура самого теплого месяца не превышает 10°, но не ниже 0°); заморозки случаются и летом; облачность велика; ветры сильные; атмосферных осадков мало, так как вследствие низкой температуры в атмосферу поступает ничтожное количество паров. На известной глубине от поверхности земли обычно залегает горизонт никогда не тающей мерзлоты.

Сложным сочетанием и взаимодействием этих факторов и определяются физико-географические условия процессов выветривания, образования почв и ландшафтов.

Общими характерными особенностями климатических условий тундры являются: резкое преобладание холодного времени над теплым (зима от 7 до 9 месяцев) и недостаточное количество радиационного тепла*. Температура (средняя) самого теплого месяца не поднимается выше 10°С. Среднегодовая температура для тундры Европейской части СССР колеблется от 0,2 до 4,4°, для Азиатской — от 9 до 14°. Средняя температура трех летних месяцев близ северной границы Субарктики равна 3,8, а близ южной — 9,4°.

Зимы отличаются низкими температурами — —30—45° и ниже, что особенно характерно для Восточной Сибири. Снег держится от 150 дней на юге до 270 дней на севере. Среднегодовое количество осадков колеблется в пределах 200—250 мм с отклонениями в меньшую и большую сторону. Толщина снегового покрова (40—70 см) больше в лесотундре и меньше в арктической тундре. Плотность снега обычно велика.

Больше всего осадков выпадает в тундре Кольского полуострова (до 400 мм), меньше — в тундре Восточной Сибири (около 150 мм на севере Якутии). Максимум осадков приходится на лето, минимум — на зиму.

* По подсчету акад. А. А. Григорьева (1946), годовое количество поступающей эффективной радиации в тундровой зоне, в северной ее части, почти вдвое меньше, чем в субтропиках. Среднемесячный радиационный баланс к северу от 70° с. ш. во все летние месяцы имеет отрицательное значение и только южнее 67 параллели три летних месяца — положительное значение, а средняя величина за 4 месяца (V—VIII) равна нулю.

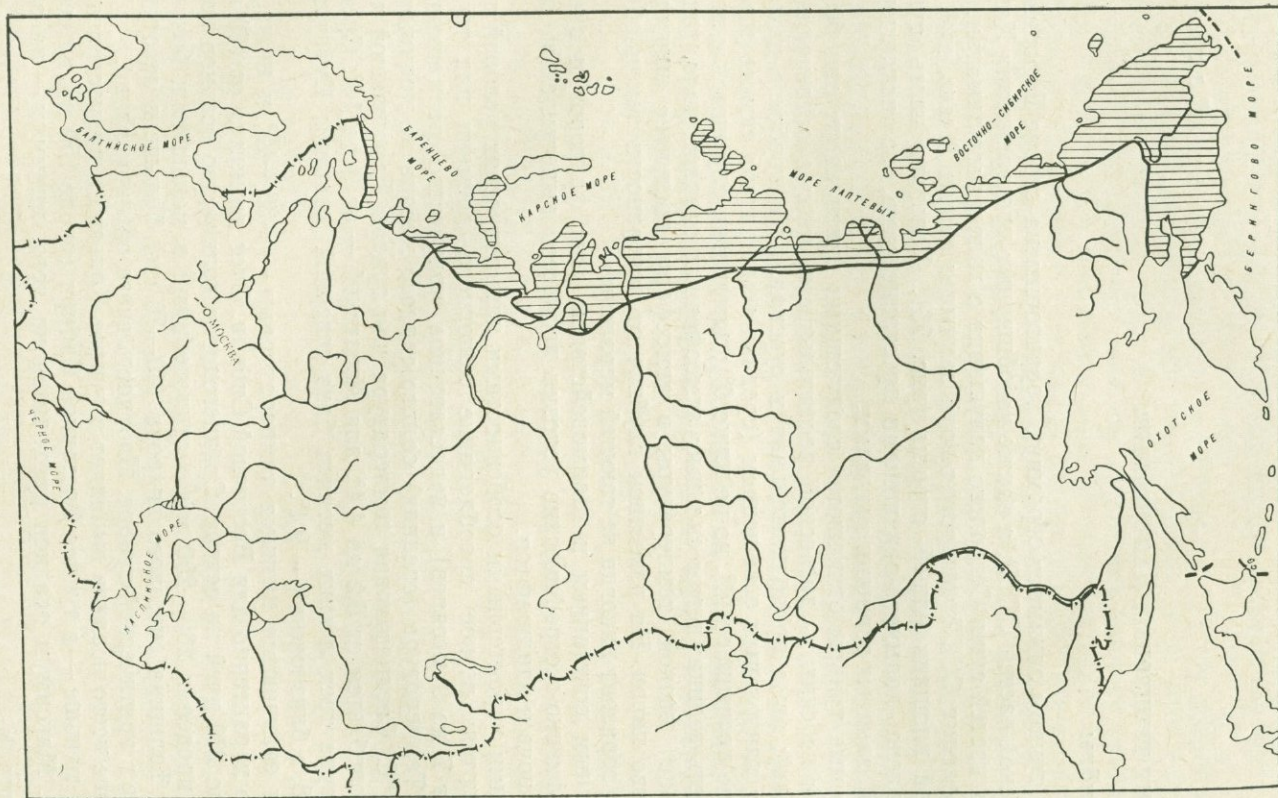


Рис. 76. Карта ландшафтных зон и областей СССР (по Л. С. Бергу). Зона тундры.

Поэтому тундра характеризуется малой снежностью. Кроме того, снег сдувается сильными ветрами, дующими зимой преимущественно с суши, летом — с океана. Обычно толщина снега на западных и южных склонах меньше, чем на северных и восточных. Она возрастает вниз по склону, достигая наибольшей величины у подножия, где снег накапливается толщами, измеряемыми иногда метрами.

Тундра характеризуется достаточным увлажнением и заболачиванием. Низкие температуры, большая продолжительность холодного времени, а также неглубоко залегающая вечная мерзлота не способствуют испарению влаги и ведут к накоплению ее в почве.*

Зона тундры, за исключением тундры Кольского полуострова, покрыта сплошной вечной мерзлотой, южнее этой зоны вечная мерзлота не имеет сплошного залегания; она расположена в виде островков (см. рис. 73).

Мощность деятельного слоя, т. е. слоя сезонного оттаивания, в зоне тундры незначительна: на участках, заторфованных и заболоченных, — до 0,3—0,5 м, в глинистых пятнистых моховых тундрах водоразделов — 0,75—1,00 и в песчаных грунтах — до 1,5—2,5 м. Мощность деятельного слоя сезонного промерзания и оттаивания увеличивается с севера на юг. На его мощность оказывает влияние рельеф и микрорельеф, характер грунтов, растительный покров, температура воздуха и вечномерзлого слоя, снеговой покров, от которого зависит зимнее охлаждение грунтов, гидрологические условия и др.

Все эти факторы проявляются различно и тем ярче, чем длиннее период самого протаивания, который зависит в первую очередь от длины периода с положительной температурой воздуха и ее величины. Чем выше летние температуры воздуха и чем дольше они держатся, тем быстрее и глубже идет протаивание и тем (при прочих равных условиях) более мощным является деятельный слой грунтов.

Большую роль играет и влажность почво-грунтов. Чем она выше и чем больше воды в почво-грунте, тем больше теплоемкость последнего и тем слабее его оттаивание. Глубже оттаивают хорошо дренированные пески. Под озерами значительных размеров, в долинах крупных рек, под речным руслом и поймой, в районах выхода горячих источников вечная мерзлота часто залегает на больших глубинах, и между сезонной и вечной мерзлотой сохраняется незамерзающий горизонт. Большое влияние на глубину залегания вечной мерзлоты оказывает характер расчленения рельефа. На холмах (и водоразделах), где снег сильно сдувается ветром, глубина залегания вечной мерзлоты летом незначительна, а в незаболоченных впадинах под днищем долин и под озерами она уходит на большую глубину.

Вечная мерзлота затрудняет передвижение вод в почво-грунтах. Поэтому в большинстве случаев они задерживаются в деятельном слое, особенно скапливаясь на границе вечной мерзлоты; обуславливают специфический режим речных вод, их эрозионную деятельность и при замерзании вызывают в толще грунта или на поверхности почвы образование крупных линз льда, наледей и др.

Питание рек в основном обусловлено таянием снега, к которому летом присоединяется выпадение дождей; грунтовое питание играет ничтожную роль. Эрозионная деятельность рек зимой прекращается

* Испарение осадков, по подсчетам Б. Г. Иванова (1940), не превышает за год 130 мм и, как правило, держится на высоте 100 мм и меньше. В целом испаряется примерно 25—30% годовых осадков.

вследствие замерзания; летом же на нее оказывают влияние как небольшое количество осадков, так и залегающая близко к поверхности вечная мерзлота, которая чрезвычайно сокращает возможность грунтового питания рек. Этим объясняется слабое эрозионное расчленение между речий, широкое распространение в тундре иногда вовсе бессточных, а чаще превращающихся в бессточные после спада полых вод участков поверхности.

Озера междуречий занимают либо неровные впадины широко распространенного в Субарктике моренного рельефа, либо замкнутые формы рельефа, возникшего в результате вспучивания грунта от промерзания и оттаивания. Многие озера целиком или частично превратились в болота.

По химическому составу тундровые воды отличаются большим содержанием органических веществ и почти полным отсутствием минеральных солей. Преобладают кремнеземные и гидрокарбонатно-кремнеземные фации грунтовых вод.

Со спецификой климатических и особенно гидротермических условий связан и растительный мир тундры. По характеру растительного ландшафта в зоне тундры выделяют подзоны: арктической тундры (побережья), покрытой лишайниками, причем связанная дернина встречается лишь по ложинкам и западинам, большую площадь занимают низменные болота; лишайниково-моховой тундры, покрытой лишайниками и мхами; кустарниковой тундры, в которой наряду с лишайниками и мхами видное место занимает кустарник из ерника, багульника и др., и лесотундры, граничащей с лесной зоной. Для последней характерно распространение лесных массивов, приуроченных к речным долинам и дренированным склонам кустарников, торфяных болот и лугов.

Лесотундра является переходной зоной между лесной и тундровой зонами. Она характеризуется переходным характером климата от тундры к тайге, большим количеством осадков. Здесь сочетаются лесные и тундровые элементы, развито редколесье. Последнее представляет собой сочетание лесных и тундровых элементов и приурочено к наиболее благоприятным почвенно-грунтовым условиям. Лесотундра характеризуется наибольшей заболоченностью (преобладают сфагновые и бугристые торфяники с мочажинами), в долинах крупных рек располагаются пойменные луга, преимущественно со злаковым и злаково-разнотравным травостоем.

Исследования торфов тундры показывают, что границы тундры в прошлом значительно колебались как в сторону юга, так и севера. Ранее на севере лес заходил значительно дальше, а затем постепенно отступал к югу. Считают, что в последнее время этот процесс идет в обратную сторону.

После отступления ледника на развитие ландшафтов тундровой зоны существенное влияние оказало потепление. Растительные зоны и пояса (особенно умеренных и высоких широт) были сдвинуты на север по сравнению как с современной, так и с эпохой, предшествовавшей максимуму. В тундре появились древесные породы, травы, кустарники и полукустарники лесной полосы.

Неблагоприятные условия для роста растений в тундре определяют малую ежегодную продуктивность живого вещества. Масса живого вещества здесь представлена главным образом лишайниками, отличающимися от высших растений рядом особенностей: низким содержанием белков и вообще азотистых веществ, а также жиров и витаминов, высо-

ким содержанием углеводов, наличием кислот, близких к дубильным веществам и не встречающихся у высших растений.

На ландшафтах тундры лежит отпечаток однообразности и низкой геохимической контрастности, т. е. ландшафты различных геоморфологических условий химически мало отличаются друг от друга по сравнению с ландшафтами других физико-географических зон.

Покровные отложения

Территория тундры имеет самое разнообразное геологическое строение и представлена различными генетическими типами пород. Здесь распространены коренные дочетвертичные, но главным образом четвертичные отложения (ледниковые, аллювиальные, озерные и др.). Огромные пространства сформировались в результате четвертичной тектоники и в прибрежной зоне несут на себе следы значительных колебаний уровня моря в четвертичном периоде.

Выходы коренных пород известны на полуостровах Кольском, Канин, на Тиманском кряже, Северном Урале, в горных хребтах Восточной Сибири — Верхоянских, Ануйских, Анадырских и др.

Ледниковые отложения распространены во всей тундровой зоне. Следы четвертичного оледенения в Хибинском массиве известны до высоты 800—1000 м; вплоть до этих высот на многих плато встречаются валуны гранита и других пород, чуждых нефелиново-сиенитовому массиву. Здесь мы находим и остатки поддонной морены, многочисленные озовые гряды, куполовидные холмы, бараньи лбы и прочие характерные формы разрушающей и обтачивающей деятельности ледника. Почти все крупные долины перегорожены хорошо выраженными конечными моренами высотой 10—20 м. Широко распространены кары, глубина которых достигает иногда 500—600 м. В общем это район не только ледникового накопления, но и ледниковой эрозии. С необыкновенной ясностью это заметно в Карелии. Здесь множество узких и длинных гряд («сельг»), достигающих 40—60 м высоты над понижениями. Сельги, вытянутые вдоль движения ледника с северо-запада на юго-восток, состоят то из одного песка, то из песка с валунами, то из каменного моренного материала. На гребнях сельг обычно располагаются поселения, а склоны их распахиваются. Широко развиты также морские отложения, представленные то грубозернистыми разностями с валунами, то более глинистыми.

Многие авторы, изучавшие геологическое строение отдельных районов Печорского бассейна, Приуралья и других, указывают на широкое распространение здесь моренных, флювиогляциальных и озерных отложений. На повышенных водоразделах встречаются лёссовидные суглинки.

Ледниковые отложения покрывают также огромные площади тундры в Азиатской части СССР.

Существует несколько гипотез о границах оледенения. В. А. Обручев (1931) высказал мнение о сплошном оледенении всего севера Азии, захватывающем в максимальную фазу область между Обью и Енисеем до 62—64°, Енисеем и Леной до 64—66° с. ш.; к востоку от Лены южная граница оледенения спускалась до 60°.

Другие исследователи отрицают сплошное оледенение севера Сибири до указанных В. А. Обручевым широт и высказывают иное мнение в отношении центра оледенения. Явления оледенения в четвертичный период, считают они, имели в Сибири строго ограниченный характер

и были приурочены главным образом к горным хребтам. Они принадлежали скорее всего к скандинавскому или альпийскому типу, во впадинах и на плато были развиты неподвижные фирновые поля.

С явлениями оледенения в Европе и Азии тесно связаны трансгрессии и регрессии моря. Отступление и таяние ледников сопровождалось увеличением количества воды в морях и реках. Происходили также поднятия и опускания местности. Побережье на огромных пространствах затоплялось морскими водами, проникавшими в глубину континента в зависимости от рельефа. В настоящее время имеются данные, указывающие на несколько трансгрессий и регрессий моря в современной тундровой зоне.

На побережье Ледовитого океана в Европейской части СССР отложения морской трансгрессии широко известны в бассейне нижнего течения Печоры, Северной Двины и прослеживаются вдоль долин всех крупных рек, впадающих в Ледовитый океан между Онегой и Тиманом. Крайним западным пунктом, где обнаружены отложения бореальной трансгрессии, считают среднее течение Онеги, около Бирючовых порогов, на юге — бассейны Ваги и Вычегды.

В Азиатской части СССР отложения морской трансгрессии широко распространены на Западно-Сибирской равнине. То расширяясь, то суживаясь, они тянутся полосой до устья р. Хатанги. Известны эти отложения также на Чукотском и Охотском побережьях, на Сахалине и в Усурийском крае. Осадки морской трансгрессии распространены не только по долинам рек, они поднимаются и на междуречные пространства.

Состав отложений морской трансгрессии довольно разнообразный: пластичные серые глины, песчанистые и пылеватые глины и суглинки, а иногда и пески. Все они яснослоисты и содержат остатки морской фауны, а нередко и отдельные валуны. Эти глинистые и песчанистые грунты часто выходят на поверхность обширными площадями, образуя невысокие бугры или сопки.

Среди покровных пород зоны тундры широко распространены аллювиальные отложения. Они представлены грубыми песками с галькой и валунами, сортированными ленточными глинами, суглинками, песками и другими осадками пестрого строения и различной мощности. Часто аллювиальные отложения занимают обширные площади. Выраженность аллювиальных террас зависит в первую очередь от геологических и геоморфологических условий. Поймы рек достигают большой ширины (до нескольких десятков километров). В устьях рек часто развиты обширные дельты с наличием озер, рукавов и стариц.

В зависимости от оледенений, трансгрессий и регрессий моря устья протекающих здесь рек неоднократно меняли свои контуры и границы распространения.

Следует отметить также распространение в зоне тундры песчано-золотых образований. В Большеземельской и Малоземельской тундрах они представлены своеобразными отрицательными формами рельефа — «яреями», или котловинами выдувания, развитыми на песчаных отложениях бореальной, а также послеледниковой трансгрессии.

Вблизи побережья Баренцева моря, по берегам рек и на водоразделах, между южной оконечностью хребта Пай-Хой и низовьями Печоры развиты мелкие дюны, не обладающие характером типичных дюнных всхолмлений благодаря значительной степени сопротивляемости песков развеванию в условиях вечной мерзлоты. Они имеют неправильную форму без ясной ориентации и образуют или отдельные бугры, или чаще

целую систему дюнных гряд. Переветренные пески имеют характерную эоловую слоистость.

На полуострове Ямал в некоторых местах обнажаются значительные пространства сыпучих песков с мелкими холмами эолового происхождения и грядами, подобными мелким барханам. Такие участки разветвления встречаются в окрестностях озер Ней-то, в верховьях р. Морды, в центральных частях полуострова, где проходит водораздел Карского моря и Обской губы. Эти участки — «яр-хой» (песчаные хребты) — аналогичны «яреям» Малоземельской и Большеземельской тундр.

Геохимические и биогеохимические процессы в ландшафтах

Геохимические и биогеохимические процессы в зоне тундры характеризуются своеобразной и нигде в других географических зонах неповторимой спецификой. Здесь сильны процессы физического выветривания пород (морозное растрескивание, выпучивание и т. д.) и в то же время проявляются процессы химического выветривания. Элювиальные и аккумулятивные процессы выноса и накопления элементов и соединений протекают преимущественно в условиях кислой среды и ограничиваются неглубоким залеганием вечной мерзлоты слоем незначительной мощности. Кислая реакция среды и переувлажненность почво-грунтов благоприятствуют процессам анаэробного разложения, образованию грубого гумуса и малоразложившегося торфа. Процессы вторичного минералообразования ограничиваются накоплением в почво-грунтах лимонита, вивианита и других гидратных форм железа и марганца.

Указанные особенности процессов выветривания ведут к образованию: а) обломочных продуктов выветривания, характеризующихся разным гранулометрическим составом, но в то же время с ограниченным количеством глинистых фракций ($<0,005$ мм), что объясняется ослабленным характером химических процессов разложения пород и минералов; б) различных динамических форм микрорельефа, каменных колец и многоугольников полигональных, пятнистых и бугристых поверхностей и других образований, отражающих различные физико-механические и динамические процессы, протекающие в грунтах в связи с гидрологическими, мерзлотными и другими условиями.

Продукты выветривания тундровой зоны нами относятся к литогенному (обломочному) типу с различными разновидностями. Наиболее отличительной особенностью их, независимо от гранулометрического состава (щебень, галька, песок, ил), минералогически они мало чем отличаются от исходного материала материнской породы, вследствие того что в современных гидротермических условиях они слабо изменяются вторичными процессами минералообразования. Это характерно не только для продуктов, образующихся из массивно-кристаллических пород, но и для продуктов, образующихся в процессе выветривания карбонатных и хлоридно-сульфатных пород.

В подзоне лишайниково-моховой тундры в ландшафтах большое место занимает пятнистая тундра. Она получила свое название от наличия среди моховой и лишайниковой растительности голых пятен до 1—1,5 м в диаметре. В лесотундре господствует бугристый и крупнобугристый ландшафт, в образовании которого видную роль играют торфяные отложения. Биогеохимические процессы получают наиболее полное отраже-

ние в почвообразовании и накоплении органического вещества в виде гумуса, торфа, сапропеля и органических кислот.

В зоне тундры почвообразовательный процесс протекает в условиях избыточного увлажнения при низких температурах почвы, слабой интенсивности и микробиологической деятельности организмов. В силу того что здесь господствует переувлажненная среда, кислород проникает лишь только в самые поверхностные горизонты почв (и только в короткие периоды времени). На небольшой глубине от поверхности протекают преимущественно процессы восстановления, ведущие к образованию в почве закисей железа и к интенсивному оглеению*.

С другой стороны, пересыщение почво-грунтов влагой сопровождается широким заболачиванием с образованием маломощных торфянистых масс. Процессы заболачивания выражаются в накоплении верхнего аккумулятивного горизонта за счет слаборазлагающихся органических веществ и в образовании различных газообразных водородных соединений (метана, фосфористого водорода, сероводорода и пр.).

Следует в то же время отметить, что торфообразование, особенно сфагновое, в тундре идет в настоящее время крайне медленно, что связано с гидротермическим режимом.

На почвообразовательные процессы оказывают большое влияние баланс минерального вещества коры выветривания и баланс живой органической материи. В приарктической зоне баланс минерального вещества в почве положительный, а живого вещества — отрицательный. В прибореальной зоне баланс минерального вещества в почве близок к нейтральному, баланс живого вещества несколько выше, чем в приарктической зоне, но все же он невелик.

В целом баланс минерального и живого вещества обусловлен здесь сочетанием слабого выноса из почвы растворимых соединений и процессом торфонакопления.

Для почвообразования громадное значение имеют микробиологические процессы. Наиболее распространенные в почве микроорганизмы — бактерии в условиях тундры функционируют в слабой степени. Разложение клетчатки осуществляется грибными мицелиями. Этим объясняется слабое разложение органических остатков и кислый характер гумуса, отличающегося высокой растворимостью в воде. По И. В. Тюрину, 69,9% его составляют фульвокислоты и только 13,9% — гуминовая кислота. В целом бактерий в тундровых почвах значительно больше, чем в арктических.

Аэробные бактерии хорошо развиваются в дерново-подзолистых почвах, приуроченных к дренируемым и вместе с тем богатым влагой элементам рельефа. Разложение ими отмерших остатков совершается достаточно энергично. Хорошо развивается здесь и азотобактер.

Почвообразовательные процессы в тундре протекают при значительно меньшем количестве углекислоты, чем в более южных зонах. Это объясняется пониженной интенсивностью процессов разложения органических остатков в почве.

Процесс торфяно-болотного почвообразования идет также при бедности азотистыми веществами, так как бактериальное население почв

* Термины «глей» и «ogleение» введены в научную терминологию Г. Н. Высоцким в 1905 г. По Г. Н. Высоцкому, в процессе глееобразования главную роль играют явления раскисления окиси железа, превращение ее в соединения закиси с последующим выщелачиванием. Раскисление окиси железа вызывается действием органических веществ в условиях затруднения доступа кислорода воздуха при содействии анаэробных микроорганизмов.

в основном анаэробное, способное связывать атмосферный азот лишь в ничтожном количестве.

Следовательно, главной геохимической и биогеохимической особенностью процессов почвообразования в условиях тундровой зоны является слабое разложение минералов и органических веществ, подавленность микробиологических процессов, особенно деятельности бактерий вследствие недостатка тепла; отсюда бедность почв и растворов минеральными элементами пищи, а также господство анаэробных условий и восстановительных процессов. Почвенные растворы имеют кислую реакцию, содержат подвижный алюминий, бедны азотом и органическими веществами, доступными для растений.

Торфяно-болотные почвы тундры богаты иодом и бромом (связанными с органическим веществом и трудно выделяемыми из них), а в некоторых регионах — и бором. Они содержат пониженное количество меди. Молибден, уран, мышьяк и многие другие химические элементы в условиях низкого окислительного потенциала, характерного для этих почв, восстанавливаются и малоподвижны.

Почвы и локальные тундровые ландшафты

В. В. Докучаев (1899) выделил тундровые почвы в особый «полярный тип» бореально-тундровых почв. Он охарактеризовал их как «невыветренные», богатые кислым перегноем и закисью железа. Ведущий тип почвообразования в тундре — глеево-болотный в своеобразном преломлении. Подчиненную, второстепенную роль играют подзолистый и дерново-луговой тип почвообразования. Представителями подзолистого типа почв являются скрытоподзолистые, реже — слабоподзолистые почвы на песчаных грунтах. Дерновые почвы формировались в долинах рек и на некоторых склонах. Наиболее развитые тундровые почвы имеют мощность горизонта А всего 2—3 см. С глубины 30—40 см начинается горизонт С.

Содержание гумуса колеблется в пределах 1—2%, обычно он кислый и хорошо растворим в воде. В дерновых почвах содержание перегноя иногда доходит до 10%. Эти почвы обладают большой емкостью поглощения. В них прекрасно развиваются аэробные бактерии и энергично протекают процессы разложения отмерших остатков растений.

В арктической тундре преобладают болота без торфа. Торфяники здесь редки, невелики по площади и носят реликтовый характер.

В подзоне кустарниковой тундры значительно большее место занимают торфяно-бугристые и торфяно-кочкарные образования. Широко развиты торфяники с комплексом мочажин и невысоких (обычно до 1 м и ниже) плоских гряд и бугров с лишайниковой растительностью, а южнее — комплексы более крупных мерзлых бугров и мочажин. Площадь торфяников здесь возрастает по сравнению с арктической тундрой, увеличивается и мощность торфа. В мочажинах развит сфагновый покров, причем сфагнум нередко получает доминирующее значение.

Здесь часто встречаются погребенные торфяники мощностью в несколько метров (в западной части полуострова Канин, в районе Тазовской губы, в Карской тундре и других местах). Лишайниковая тундра хорошо развита особенно на сухих супесчаных пространствах.

Совершенно очевидно, что в южной тундре и лесотундре ландшафты и почвы изменяются: получают еще большее развитие, чем в кустарниковой зоне, крупные бугристые болота, а также слабоподзолистые и торфянисто-подзолистые оглеенные почвы. Бугры отличаются большой вы-

сотой и длиной, мощность торфяников также значительна, иногда до 10 м. Торфяные аккумуляции состоят в основном из малоразложившегося сфагнового торфа, ниже которого лежит гипново-осоковый или древесный торф. Сфагновый покров широко развит здесь не только в мочажинах, но зачастую сплошь одевает и невысокие кочки, и торфяные гряды в мочажинных комплексах. В общем сфагновое заболачивание получает здесь громадное развитие. Преобладающими являются верховые болота.

В лесотундре и местами в тундре встречаются типичные подзолы с резко выраженным морфологическим профилем. Такие почвы развиваются лишь на хорошо дренируемых песках.

В целом ландшафты зоны тундры характеризуются бедностью основных элементов в подвижной форме и господством гидроморфных типов; доминируют кислые и глеевые процессы и торфяно-болотные условия миграции и аккумуляции вещества.

Изменение и улучшение ландшафтных условий тундры

В Советском Союзе в широких масштабах ведется преобразование тундровых ландшафтов. Оно вызывается строительством горнорудных и других промышленных предприятий, освоением ряда территорий в сельскохозяйственных целях — земледелия, скотоводства, охотоводства. Сельскохозяйственная наука, применяя комплекс биологических и агротехнических мероприятий, продвигает сельское хозяйство на север, в суровые по климату районы (садоводство, плодоводство и другие отрасли).

На Крайнем Севере организовано много подсобных хозяйств, снабжающих овощами промышленные предприятия, в промысловых колхозах развивается огородничество.

В других странах почвы тундровой зоны почти не используются. Исключением являются военно-стратегические мероприятия, проводимые на американском и канадском Севере.

Среди важнейших путей повышения продуктивности тундровых ландшафтов отметим здесь следующие.

1. Борьба с вредным влиянием холодных северных ветров и переохлаждением почвы. Первое может быть достигнуто в лесотундре сохранением природных лесов и насаждением искусственных древесных полос вокруг участков, занятых культурными растениями; второе — путем накопления снега, защищающего почву от переохлаждения. Для этого можно применить древесные полезательные полосы, щиты и т. д.

2. Борьба с избытком влаги. Обилие влаги затрудняет доступ кислорода воздуха в почву, создавая тем самым анаэробные условия разложения органического вещества. Для улучшения условий разложения и развития анаэробных процессов необходимо изменение гидрогеологических условий надмерзлотной толщи. Это достигается осушением и понижением слоя вечномерзлого грунта.

3. Внесение органических и минеральных удобрений. Тундровые почвы характеризуются малыми запасами таких питательных веществ, как фосфор, азот и др. Внесение удобрений значительно увеличивает запасы питательных веществ в почве, улучшает ее физико-химические свойства и способствует развитию биологической деятельности микроорганизмов.

4. Изменение окислительно-восстановительных условий, уменьшение кислотности почвы путем известкования. Установлено, что пределом для развития культурных растений можно считать щелочно-кислотные условия (рН от 3,5 до 9,0). Весьма чувствительны к реакции почвы пшеница,

лен, клевер. Пшеница развивается только при щелочно-кислотных условиях, близких к нейтральным (при рН от 6,2 до 7,5). Лен хорошо растет при слабокислой реакции почвы и плохо при значении рН, близком к 7. Рожь, овес малочувствительны к изменениям щелочно-кислотных условий в почвенном растворе, а такие культуры, как клевер, требуют реакции почвы, близкой к нейтральной.

Исключительно важное значение приобретает создание новых сортов культурных растений, приспособленных к суровым климатическим условиям. В этом отношении еще не достигнуты крупные успехи, хотя селекционные и генетические работы ведутся широким фронтом.

ГЕОХИМИЯ ТАЕЖНО-ЛЕСНЫХ ЛАНДШАФТОВ

Таежно-лесная зона

Таежно-лесная зона занимает огромные пространства в Евразии. Общая площадь ее 11 520 тыс. км², или 51,7% территории СССР (рис. 77).

В лесной зоне основной фон природного ландшафта составляют леса и болота, сравнительно меньшие площади заняты лугами. Вследствие почти сплошного распространения лесов эта зона в географии называется лесной (зоной лесов умеренного климата), а в почвоведении (благодаря господствующему подзолообразовательному типу почв) — дерново-подзолистой зоной. По Л. С. Бергу (1936), лесная зона умеренных широт Евразии характеризуется следующими признаками: «Она покрыта лесами хвойными, а также лиственными с опадающей листвой. Много сфагновых болот. Весьма характерны сфагновые мхи и клюква (хотя на юге и на севере эти растения выходят за пределы лесной зоны). Зима суровая. Лето теплое. Средняя температура самого теплого месяца выше 10°. Атмосферных осадков достаточное количество, как правило, в среднем около 500 мм в год. Почвы подзолистые, грунты выщелоченные и грунтовые воды не засолены».

Рельеф таежно-лесной зоны характеризуется большой контрастностью, но в целом господствуют равнинно-возвышенные формы. В Европейской части распространены области ледникового выпахивания, расположенные в местах бывших центров четвертичного оледенения или вблизи их (Карело-Кольская область, Прионежье и др.), области моренных и флювиогляциальных аккумуляций, представленные отдельными возвышенностями (грядами): Валдайской, Смоленско-Московской, Окско-Цнянским валом, — чередующимися с низинами и впадинами (Днепровская низменность, Полесье и др.).

В рельефе Азиатской части СССР в составе этой зоны можно выделить: 1) равнинную таежно-болотную область северной половины Западно-Сибирской равнины; 2) таежную область Средне-Сибирского плоскогорья с отдельными островами горно-таежного ландшафта; 3) горно-таежную область северо-востока Дальнего Востока с многочисленными островами горно-тундрового (гольцового ландшафта); 4) горно-таежную область Южной Сибири, Забайкалья, Амурского бассейна с островами лесостепного и степного ландшафта в котловинах и на южных склонах гор; 5) горно-таежный рельеф Камчатки, острова Сахалина и Курильских островов.

Видное место на этой территории занимают пенепленизированные горные массивы, а также эрозионные и аккумулятивные равнины.

Широкое участие в образовании микрорельефа принимают солифлюкционные процессы, вызывающие течение почвы и образование борозд, грядок, валов, смывов, оползней и пр. Среди форм микрорельефа, созданных динамическими процессами в результате промерзания, широко распространены бугры булгуниахи. Они иногда достигают до 40 м

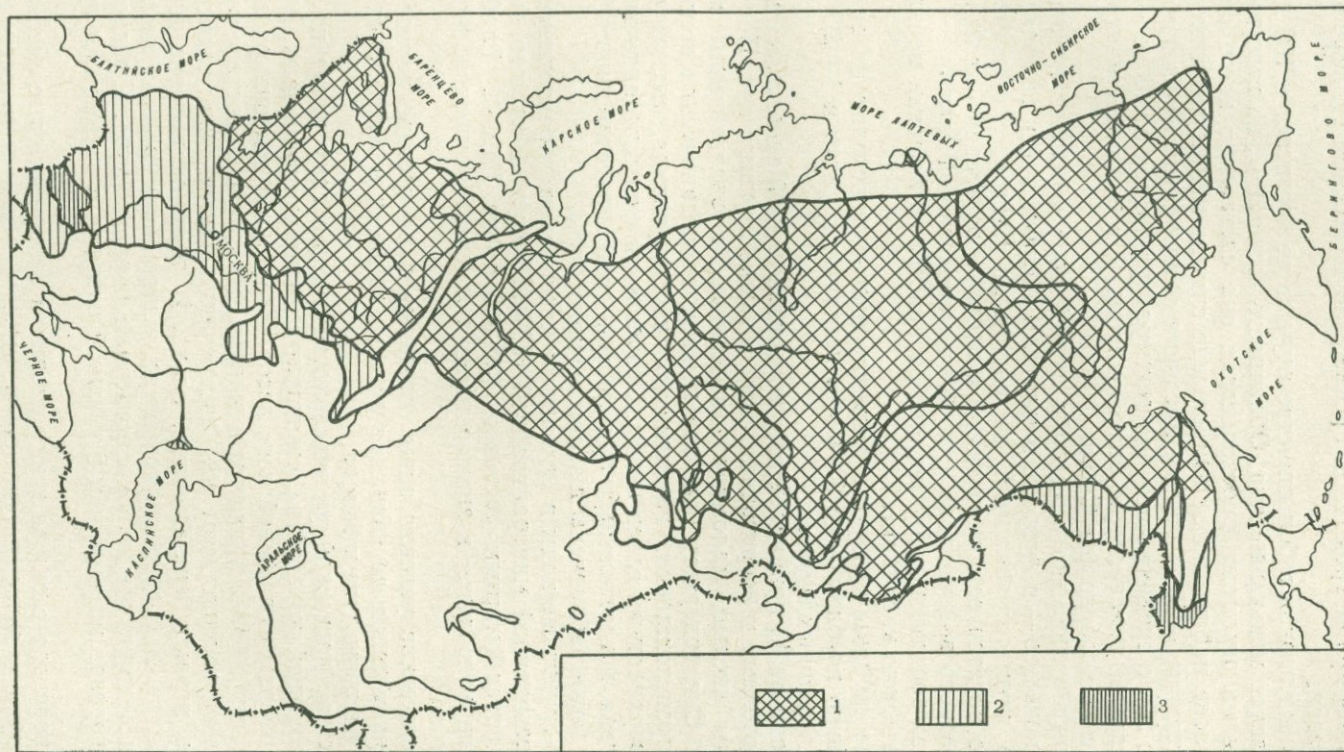


Рис. 77. Карта ландшафтных зон и областей СССР (по Л. С. Бергу):
 1 — тайга; 2 — смешанные леса; 3 — широколиственные леса,

высоты при диаметре основания 150—200 м. Образование этих бугров приурочено к низменным заболоченным пространствам, к берегам озер и болот.

Климат зоны при ее громадном протяжении и сложном рельефе весьма разнообразен.

Безморозный период в большинстве случаев не достигает и 100 дней, а нередко длится меньше месяца. Облачность ниже 50%, во вторую половину зимы на огромных пространствах она составляет всего около 30—40%. В зоне наблюдаются наибольшие зимние минимумы температуры, достигающие -70° . Средняя месячная температура июля изменяется от 12 до 20° , а средняя месячная температура января от 18 до -50° . Средние месячные температуры более однородны в подзоне смешанных лесов и более разнообразны в Сибири.

Наибольшее количество осадков в лесной зоне выпадает в июле и августе, наименьшее — в феврале и марте. В подзоне тайги выделяются два подтипа климата: западный, на восток до Енисея, с облачной и сравнительно богатой осадками зимой и восточносибирский — от Енисея до Тихоокеанского водораздела, с ясной и малоснежной зимой.

В пределах восточной тайги широко распространена вечная мерзлота (см. схематическую карту, рис. 73).

В отличие от зоны тундры оттаивание здесь происходит на значительно большую глубину — до 3—4 м в песчаных грунтах и 1—2,5 м в глинистых и торфяных грунтах.

Лесная зона на $\frac{3}{4}$ принадлежит к переувлажненной зоне. Здесь много малых проточных и непроточных озер, а также крупных рек. Поверхностные воды кислые, маломинерализованные, в значительной мере окрашенные. Они содержат большое количество органических веществ гумусового происхождения, вымываемых из торфяников, лесной подстилки и поверхностных слоев почвы. Особенности формирования химического состава поверхностных вод лесной зоны представляются тем сильнее, чем более заболочены и залесены водосборы.

Почвенно-грунтовые воды в отличие от паводковых характеризуются несколько повышенной минерализацией (50—250 мг/л) и хорошо выраженным гидрокарбонатным составом (30—45 м-экв HCO_3). Глубина грунтовых вод колеблется в значительных пределах: от нескольких до десятков метров.

Гидротермические условия зоны отражаются на составе растительности. Основным типом ее являются леса из хвойных и лиственных пород, широко развиты луга и болота.

По характеру древесной растительности лесную зону делят на три подзоны: лесов хвойных (тайги), смешанных и широколиственных. В Евразии тайга образует сплошной пояс лесов. Две другие подзоны развиты лишь в областях с более влажным и мягким климатом. В составе хвойных лесов тайги господствуют ель, лиственница, пихта, кедр; второстепенную роль играют береза, осина, ольха. В таежной подзоне много сфагновых болот. В подзонах смешанных и широколиственных лесов к хвойным присоединяются широколиственные породы (дуб). Сфагновых болот здесь гораздо меньше, чем в таежной подзоне, а на юге они исчезают совсем.

По мере перехода с севера к югу еловые и елово-пихтовые леса становятся все гуще и выше, постепенно исчезает береза, уменьшается заболоченность, увеличивается богатство и разнообразие травяной растительности. Суходольные луга Европейской части лесной зоны мелко-травные, преимущественно злаковые.

Суходольные луга Западной Сибири высокотравные, с большой примесью крупного разнотравья. На Дальнем Востоке преобладают также высокотравные луга с густым травостоем и большим количеством разнотравья.

В северной тайге, где господствуют темнохвойные леса с примесью сосны, березы и лиственницы, общая продукция растительной массы понижена по сравнению с более южными подзонами тайги. Травяной и моховой покров имеет ряд форм, общих с лесотундрой. Здесь большую роль играют лишайники, в понижениях широко развиты верховые сфагновые болота. В целом в биологическом круговороте веществ в этой подзоне господствует лесная растительность.

В средней и южной тайге, наряду с широким участием в биологическом круговороте смешанной лесной растительности, большое развитие получает травянистая растительность. В почвах заметно выражены процессы биогенной аккумуляции. Зола опада лиственных деревьев, а также трав значительно богаче кальцием, чем зола ели и мхов. В связи с этим в верхних горизонтах почвы большую биогенную аккумуляцию получают кальций, фосфор и другие элементы.

По подсчетам В. А. Ковды (1954), биоценозы хвойных лесов вовлекают и возвращают ежегодно около 80—120 кг/га минеральных соединений, лиственных — соответственно 300—400 кг/га. Древесная растительность вовлекает большое количество соединений кальция, азота, калия, кремния, алюминия, железа. Микробиологические процессы разложения растительных остатков в лесах протекают интенсивно, поэтому гумуса накапливается немного.

В биогенной аккумуляции принимает участие ряд специфических органических соединений: лигнин, дубильные вещества, смолы, канифоль в деревьях. В семенах накапливаются масла менее насыщенные, чем в степной зоне, что имеет большое физиологическое значение для растений. Зольность растительности лесной полосы меньше, чем степных трав, хотя общая масса зольных элементов в ней значительно выше. В процессе разложения растительности образуются различные органические кислоты, причем часть из них, которая не может быть нейтрализована, обуславливает кислую реакцию почвенного гумуса. Этим создается кислая реакция в верхних горизонтах почвы, что благоприятствует интенсивному разрушению минерального состава почво-грунтов.

В лесах отмирающие органические остатки подвергаются на поверхности почвы усиленным процессам гидролитического распада, в результате чего образуются подвижные легкорастворимые продукты кислого характера, способствующие разрушению минеральной части почвы и ее оподзоливанию.

Отмирающие органические остатки травяной растительности преимущественно в виде корневой системы создают более плотную дерновину. Они не подвергаются полному гидролизу и распаду и частично превращаются в гуминовые вещества. Высокая поглощательная способность этих веществ при ослабленном сквозном промывании обуславливает незначительный вынос минеральных веществ, особенно оснований. Развивается более или менее мощный гумусо-аккумулятивный горизонт, резко отличающийся процессами почвообразования под травянистой растительностью от почвообразования под лесной растительностью.

В лесной зоне интенсивна деятельность почвенных микроорганизмов, при участии которых идет разложение минерального и органического вещества и создание новых органо-минеральных образований.

Покровные отложения

Покровные отложения зоны весьма разнообразны. В Европейской части СССР господствующее положение среди них занимают моренные, флювиогляциальные и озерно-речные четвертичные отложения. Имеют место также выходы на поверхность дочетвертичных пород на Кольском полуострове, в Карелии, на западном склоне Урала и в других местах: сравнительно с четвертичными отложениями они занимают незначительные пространства. В Азиатской части СССР наряду с четвертичными, ледниковыми, озерно-речными и делювиальными отложениями обширны площади выходов на поверхность дочетвертичных и осадочных пород. Объясняется это сложной тектонической историей Азии и ее геологическим строением.

В таежно-лесной зоне Европейской части выходы на поверхность дочетвертичных пород распространены на Кольском полуострове и в Карелии. Это восточная часть Балтийского кристаллического щита, сложенного дислоцированными архейскими гнейсами, гранито-гнейсами и другими кристаллическими породами. В ледниковый период эта область подвергалась ледниковому выпаживанию, вследствие чего рыхлые материалы во многих местах удалены, остались обнаженные скалы в виде «бараньих лбов», «курчавых скал» и др. Разрушаясь, породы дают грубообломочные материалы, представленные глыбами, щебнем, крупнозернистым песком с очень небольшим содержанием глины.

Дочетвертичные породы на значительных пространствах слагают также Средний и Южный Тиман. Они представлены метаморфическими сланцами, окварцованными песчаниками, известняками, доломитами, песчаниками, изредка базальтами, диабазами и другими кристаллическими породами.

В пределах Западно-Сибирской равнины наиболее распространены третичные отложения, горизонтально залегающие на дислоцированных палеозойских и местами на мезозойских породах. По окраинам Салаира и Кузнецкого Алатау широко распространены девонские, каменноугольные и континентальные юрские отложения. Они сложены чередующимися между собой известняками, песчаниками, глинистыми сланцами, континентальными и морскими отложениями. На Средне-Сибирской платформе преобладают древнепалеозойские породы. В пределах Алданского и Анабарского массивов широко выходят на поверхность дислоцированные докембрийские породы, граниты, гнейсы, кристаллические сланцы, кристаллические известняки. В центральной, западной и юго-западной частях платформы обширные площади заняты интрузиями и излияниями Сибирского траппа — основной лавы пермского и триасового возраста.

Между реками Вилюем, верхним течением Лены и Енисеем территория, известная под названием Тунгусского бассейна, сложена тунгусской свитой (карбон, пермь, отчасти триас), представленной песками, глиной и каменным углем. По северной и восточной окраинам платформы распространены морские и континентальные отложения юры и нижнего мела.

Залегание на платформе пород различного возраста и состава, наличие базальтов с пластовыми интрузиями и лавовыми покровами — все это указывает на пестрый состав элювия, который образуется здесь в результате процессов выветривания пород.

В пределах Байкальского щита, обнимающего Западное Забайкалье, берега озера Байкал, Байкальское и Патомско-Витимское нагорья, кооробразующими являются докембрийские породы с громадными древни-

ми интрузиями, а в южной его части — прорванные по трещинам разломов позднейшими излияниями вулканические породы, создавшие горсты и грабены. В последних широко развиты юрские и третичные отложения, содержащие уголь.

Восточное Забайкалье имеет весьма сложное геологическое строение и состав пород. Здесь широко представлены докембрийские и палеозойские отложения, перекрытые во многих случаях триасом, юрой и мелом, в связи с чем и возник пестрый комплекс горных пород. Широко распространены интрузивные и эффузивные породы кислой и основной магмы, озерные отложения юры и мела, содержащие уголь, гнейсы, кристаллические сланцы, известняки и пр. Выветривание их образует мощные толщи элювия, содержащего ценные полезные ископаемые, — золото, олово, вольфрам и др. Известны в ряде случаев месторождения каолиновых и других глин.

На территории северо-востока Сибири, а также Амурского и Уссурийского краев широко выходят на поверхность докембрийские массивы (в хребтах Верхоянском, Колымском, Бурейском и др.), палеозойские, мезозойские и третичные отложения.

Среди докембрийских пород сильно развиты гнейсы, кристаллические и метаморфические известняки и сланцы. Палеозойские отложения представлены главным образом силурийскими, девонскими и пермокарбонowymi осадками. Силурийские и девонские отложения преимущественно красноцветные. Они прорваны интрузиями гранитов, порфиоров, габбро, диоритов и диабазов. Еще более здесь распространены мезозойские отложения, представленные мелководными осадками триаса, юры и мела. Это главным образом глинистые или песчано-глинистые отложения, часто перемежающиеся с песчаниками, местами с конгломератами, известняками и угленосными осадками. Отложения сильно дислоцированы, обильна и разнообразна примесь вулканического материала и покровы эффузивных пород.

Выходя на дневную поверхность и подвергаясь разрушению и сносу агентами денудации, указанные породы образуют обширные пространства, занятые элювиальной и делювиальной корой выветривания.

В Европейской части СССР по характеру ледниковых отложений можно выделить следующие районы:

- 1) северо-западный район, или главный пояс конечно-моренных образований;
- 2) центральный ледниковый район, или пояс дифференцированных наносов;
- 3) периферическая область ледниковых грунтов (ледниковых грунтов Днепровского и Донского языков).

В первом районе господствует типичный моренный ландшафт, под которым понимают сильнохолмистые пространства с многочисленными замкнутыми котловинами и впадинами, нередко занятыми озерами, болотами и торфяниками. Здесь рельефно выделяются гряды конечных морен, представляющие собой отдельные валообразные и хребтовидные правильно изогнутые полосы, сложенные часто валунными образованиями и сопровождаемые на внешней стороне плоскими песчаными пространствами.

Центральный район ледниковых отложений захватывает область, расположенную между конечно-моренным поясом и периферической полосой ледниковых отложений. Здесь ясно выраженный моренный ландшафт отсутствует. Район характеризуется широкими размерами дифференцированных наносов, отложенных главным образом водой и ветром.

Из покровных отложений в рассматриваемом районе широко распространены пески и безвалунные лёссовидные суглинки. Песчаные площади покрывают огромные пространства на левобережьях Днепра против Полесья, Оки (Мещерская низина) и Средней Волги. Все они входят в состав одной песчаной зоны, отделяющей область моренных отложений на севере от лёссовидной области на юге. Пески эти представляют собой отложения подледниковых вод.

В области Днепровского языка в составе морены преобладают красно-бурые суглинки, обогащенные нередко обломками коренных пород. Моренные отложения залегают здесь частично на коренных породах, на предледниковых озерно-гляциальных отложениях, представленных светло-серыми и серовато-желтыми суглинками с многочисленными мергельными сростками.

Покрываются моренные отложения частично песками, лёссовидными суглинками и супесями, а в области Донского языка — так называемыми покровными глинами. Они обычно желтоватого и желтовато-бурого цвета, более или менее однородны по гранулометрическому составу, содержат в себе углекислый кальций, иногда мелкие обтертые валунчики.

В Азиатской части зоны лучше других изучены ледниковые отложения Западно-Сибирской равнины; пока мало имеется сведений по ледниковым отложениям других районов Сибири.

Ледниковые отложения Западно-Сибирской равнины представлены глинисто-песчаными отложениями конечных морен, размытых валунных суглинков, песков, лёссовидных и других отложений.

Таяние ледников не только оставляло за собой многочисленные озера, в которых отложились различные осадки, но и вызвало процессы эрозионного размыва и аккумуляции материала водными потоками. Происходило образование обширных аллювиальных равнин и террас, накопление аллювиальных отложений. Ширина террас колеблется в больших пределах от нескольких метров до нескольких десятков километров.

В таежно-лесной зоне широко распространены золово-песчаные отложения — результат переработки и переотложения ветром других генетических типов отложений: ледниковых, аллювиальных, морских и др.

Древние и современные дюны известны на побережье Онежского озера, в северо-западном районе, на южном побережье Финского залива и в других местах.

Песчано-золовые отложения широко распространены на территории Полесья. Первоначальные формы песчаных скоплений Полесья — гряды, валы, гривы — образовались в результате деятельности ледниковых вод, а в послеледниковое время были преобразованы ветрами в отдельные бугры, которые уже дали начало дюнным образованиям. Среди песков Полесья встречаются параболические дюны с длинными рогами, обращенными на запад. Обычно же песчаные отложения имеют вытянутые очертания и неправильную ориентировку относительно господствующих ветров. Песчано-золовые формы приурочены главным образом к террасам р. Припяти.

Систематическому изучению сыпучие пески Сибири еще не подвергались, хотя отдельные районы описаны многими авторами.

Песчано-золовые отложения приурочены главным образом к долинам рек и берегам некоторых озер и представлены дюнными песками, которые обычно покрыты растительностью.

Геохимические и биогеохимические процессы в ландшафтах

Физико-географические условия, характерные для таежно-лесной зоны, создают специфическую обстановку для физических, химических и биогеохимических процессов выветривания и миграции элементов в ландшафтах. В разрушении пород огромную роль играют морозное выветривание и динамические факторы, связанные с глубоким промерзанием и оттаиванием деятельного слоя. В то же время весьма энергично протекают процессы химического выветривания пород и минералов. В них большую роль играют органические кислоты, образующиеся в результате разложения растительных и животных остатков. Поверхностные и проточные воды вызывают глубокое промывание зоны гипергенеза и выщелачивание продуктов выветривания. Элементы первой группы и даже в значительной степени второй (миграционных рядов Б. Б. Польнова) почти выносятся не только из сферы почвообразования, но и из всей зоны выветривания. Полуторные окислы, как более инертные, мигрируют в нижележащие иллювиальные горизонты почв. В зависимости от господствующего минерального состава и условий миграции и аккумуляции элементов и соединений образуется обломочно-глинистая ненасыщенная кора почво-грунтов с большим количеством разновидностей.

Господствующим геохимическим процессом, протекающим в ландшафтах рассматриваемой зоны, является сиаллитный, отражающийся в составе продуктов выветривания и миграции химических элементов.

В ходе сиаллитного процесса происходит миграция наиболее подвижных легковывносимых элементов, за исключением той части, которая поглощается корневой системой растений и участвует в образовании вторичных минералов*. В кислых условиях преимущественно образуются наиболее типичные представители сиаллитной глинистой коры выветривания каолинитового и гидрослюдистого состава; в щелочных — преимущественно сиаллитно-глинистая кора выветривания с накоплением минералов типа монтмориллонита, бейделлита и др. Еще недостаточно изучена роль редких элементов и микроэлементов в сиаллитном процессе.

В зависимости от состава минеральных продуктов выветривания в таежно-лесной зоне можно выделить следующие геохимические разновидности сиаллитно-глинистых продуктов выветривания: сиаллитно-гидрослюдистые, сиаллитно-каолинитовые, сиаллитно-ферритные, сиаллитно-монтмориллонитовые и сиаллитно-карбонатные.

Сиаллитно-гидрослюдистые продукты выветривания распространены преимущественно в северных широтах умеренной зоны.

Коллоидно-химические минералы в них играют подчиненную роль. К этому типу относятся наиболее распространенные в коре выветривания суглинисто-глинистые грунты, представляющие собой смесь продуктов физического и относительно слабого химического выветривания. Среди минералов широко представлены кварц, полевые шпаты, группы амфиболов, пироксенов, рутил, гранат, гидротизированные слюды и др.

Гидрослюдистые глины типичны для четвертичных ледниковых отложений, а также илистых осадков северных морей (к гидрослюдистым, по последним данным, принадлежит и глауконит). Их много среди древних осадочных образований — в нижнекембрийской и нижнеоксфордской

* Установлено, что такие элементы, как калий, кальций, магний, натрий, поглощаются в ионной форме корневой системой высших растений и всегда могут быть обнаружены при анализе золы этих растений.

глинах и др. Для них характерны преимущественно псаммо-пелитовая и алевро-пелитовая обломочные структуры.

Сиаллитно-каолиновые продукты коры выветривания состоят главным образом из минералов группы каолинита и галлуазита. В них представлены также кварц, слюда, полевой шпат, сидерит, органические вещества и пр. Даже небольшая примесь органических веществ придает каолиновым глинам темно-серую окраску.

Среди сиаллитно-каолиновых глин широко встречаются как первичные (остаточные), так и вторичные (переотложенные). Первичные каолиновые глины обычно малопластичны, содержат примесь неразложившихся обломочных частиц различных минералов. В разрезе такие глины показывают постепенный переход от более выветренных продуктов к малоизмененным материнским породам. Вторичные каолиновые глины образовались за счет переноса весьма тонко отмученных фракций или путем синтеза каолинита из гелей кремнезема на месте образования осадка в процессе коагуляции коллоидных частиц.

В зоне имеются как современные, так и особенно древние сиаллитно-каолиновые продукты выветривания. Современные сиаллитно-каолиновые продукты по своему составу представлены преимущественно глинистыми каолинито-гидрослюдистыми и гидрослюдисто-каолиновыми разностями. Они существуют в качестве элювиальных и озерно-аллювиальных продуктов остаточной и аккумулятивной коры выветривания.

Сиаллитно-ферритные продукты выветривания состоят как из кристаллических, так и мутабильных форм соединений железа с кремнеземом, алюминием, магнием, фосфором и другими элементами. В двухвалентной форме железо чрезвычайно подвижно и легко мигрирует в почве в растворах. Выделяющаяся при выветривании гидроокись железа, взаимодействуя с водой, часто дает коллоидную смесь неопределенного состава, осаждающуюся в виде аморфного геля ($\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$), переходящего путем кристаллизации в лимонит. Некоторая часть коллоидной гидроокиси железа вступает в реакцию с коллоидами кремнезема, глинозема и коллоидами органического происхождения, образуя вторичные, сложные, сравнительно малоустойчивые к коре выветривания соединения.

Сиаллитно-монтмориллонитовые продукты выветривания представлены глинистыми грунтами, состоящими в основе из минералов группы монтмориллонита различных разновидностей.

Современные сиаллитно-монтмориллонитовые продукты выветривания приурочены главным образом к продуктам выветривания известняков, мергеля и основных пород в условиях щелочной среды. Известны концентрации монтмориллонита в выщелоченных черноземах, каштановых, солонцовых, солончаковых и других почвах. Такое широкое распространение в коре выветривания минералов группы монтмориллонита, особенно магнезиального состава, можно объяснить главным образом высокой химической устойчивостью систем, в которых адсорбционно поглощен магний. Уступая кальцию в энергии вхождения в поглощающий комплекс, магний намного превосходит его в силе, с которой он удерживается в поглощенном состоянии и которая делает весьма трудным вытеснение его из поглощенного состояния другими катионами. В условиях умеренно влажного и умеренно теплого климата при разрушении минералов водой, содержащей углекислоту, будут действовать главным образом ионы водорода. Они почти полностью вытесняют кальций, и в некоторый определенный момент мы получим систему, насы-

ценную преимущественно магнием и водородом. В ней, однако, могут присутствовать в том или ином количестве также Са и Mg.

Наконец, следует указать на большое развитие в рассматриваемой зоне сиаллитно-карбонатных процессов выветривания, образующихся на карбонатных породах — известняках, мергеле, доломитах, а также на карбонатных моренах. Богатство этих пород кальцием обуславливает высокое содержание его в продуктах выветривания, почвах, водах и растительности. Наличие кальция обуславливает нейтральную и слабощелочную реакцию почво-грунтовой среды, грунтовых вод, озер и болот. В этих условиях затрудняется миграция веществ в коллоидных растворах; мала и миграционная способность железа. Широко развиты различные сиаллитно-карбонатные продукты коры выветривания, а также перегнойно-карбонатные почвы. В минеральном составе их наряду с глинистыми минералами большое место занимают вторичные минералы кальция и магния.

Отметим некоторую специфику образования сиаллитно-карбонатных продуктов выветривания.

Несмотря на интенсивное промывание и выщелачивание продуктов в процессе разрушения карбонатных пород, всегда поступают новые и новые порции углекислого кальция, который участвует в обменных и других геохимических реакциях, связанных с выветриванием и почвообразованием. В глинистых карбонатных отложениях, в которых миграция элементов затрудняется физическими свойствами глин, карбонаты кальция заметно обнаруживаются в самых верхних горизонтах коры выветривания. В более рыхлых отложениях они выщелачиваются в нижележащие горизонты, которые относительно богаче углекислой известью, чем верхние.

Даже в течение весьма длительного времени сиаллитный процесс на карбонатных породах может не получить ярко выраженного развития и чаще всего ограничивается образованием верхнего, небольшой мощности так называемого сиаллитного надкарбонатного горизонта. Он состоит обычно из силикатов, окислов железа и других веществ.

Постоянное наличие в продуктах выветривания подвижного кальция оказывает большое влияние на развитие ландшафта в целом, придавая ему черты резкого отличия от ландшафтов, формирующихся на бескарбонатных корообразующих породах. Развивающиеся на коре выветривания так называемые перегнойно-карбонатные почвы (рендзины) не имеют признаков подзолистого процесса, поглощающий комплекс их насыщен обменным кальцием и магнием, реакция этих почв щелочная. Грунтовые воды, циркулирующие в такой коре выветривания, отличаются гидрокарбонатно-кальциевым составом, относительно высокой минерализацией, значительной жесткостью, щелочной реакцией рН. Растительность на таких почво-грунтах представлена широколиственными лесами из дуба, ясеня, клена, липы с богатым подлеском из орешника, жимолости и др. Луга покрыты пышным разнотравьем; здесь много представителей семейства бобовых. Под такой растительностью формируются темно-цветные почвы, богатые гумусом и известью. В подпочве нередко образуется известковый горизонт, содержащий значительное количество углекислой извести. В озерах накапливается много известкового сапропеля.

Почвы и локальные таежно-лесные ландшафты

Среди почв таежно-лесной зоны широким распространением пользуются подзолистые, дерновые, дерново-подзолистые, болотные.

Подзолистые почвы, представленные подзолами, бывают мощные (подзолистый горизонт больше 25 см); среднемощные (15—25 см) и маломощные (до 15 см).

Подзолистые почвы развиваются преимущественно под еловыми лесами с моховым покровом. В лесотундре и северной подзоне тайги они, как правило, приурочены к дренированным пескам и супесям, где наряду с временным переувлажнением верхних горизонтов и восстановительными глеевыми процессами имеют место нисходящие токи воды и окислительные процессы, что и создает необходимые условия для проявления подзолообразования.

У типичных подзолистых почв отсутствует гумусовый горизонт и относительно небольшая мощность подзолистого горизонта. Последний богат подвижными соединениями железа, алюминия и характеризуется высокой кислотностью, которая уменьшается в нижних горизонтах вместе с увеличением степени насыщенности почвы основаниями. Иллювиальный горизонт этих почв на суглинистых грунтах развит слабо вследствие затрудненных нисходящих токов воды и слабовыраженных окислительных процессов. В южной тайге наряду с подзолообразовательными процессами создаются благоприятные условия для развития дернового процесса. Подзолистый горизонт южнотаежных подзолов интенсивно белесого цвета, так как состоит преимущественно из кремнекислоты с сильным разрушением первичных минералов и накоплением содержания полуторных окислов. В южной тайге подзолы развиваются на плоских бессточных водораздельных пространствах или по впадинам рельефа, где исключается приток грунтовых вод. В подзолах южного района наблюдается более резкая дифференциация между подзолистым и иллювиальным горизонтом, чем в подзолах средней тайги. В целом подзолистые почвы бедны гумусом, коллоидами и минеральными солями. Малое содержание в них оснований (особенно кальция) и повышенное содержание аморфного кремнезема обуславливают непрочную структуру этих почв. В процессе подзолообразования наиболее тонкие (коллоидно-дисперсные) фракции почти совершенно выносятся из верхних горизонтов и скопляются в иллювиальных горизонтах.

Дерновые почвы представлены перегнойно-карбонатными (на водоразделах) и дерново-луговыми (в речных долинах). Перегнойно-карбонатные почвы разделяются на: а) дерново-карбонатные, вскипающие с поверхности или в пределах пахотного горизонта; б) дерново-выщелоченные, вскипающие с 40—60 см при отсутствии признаков подзолистого процесса; в) дерново-оподзоленные (темноцветные дерновые почвы без ясно выраженного подзолистого горизонта). По мощности дернового горизонта среди этих почв различают мощные (дерновый горизонт более 35 см), среднемощные (20—35 см) и маломощные (до 20 см).

Дерново-карбонатные почвы образуются на карбонатных породах. В Европейской части СССР они широко известны в западной части Ленинградской области, в Эстонской и Латвийской ССР, на известняках Силурийского плато, под смешанными лесами с преобладанием ели. Гумусовый горизонт этих почв 0—15 см, черновато-коричневой окраски, имеет хорошо выраженную зернистую структуру. Глубже залегает небольшой переходный горизонт (15—20 см) с многочисленными включе-

ниями щебня, переходящий в мелкозернистую структуру. Содержание кремния в дерново-карбонатных почвах достигает 7%, емкость поглощения доходит до 53 м-экв на 100 г почвы, реакция слабощелочная — рН равно 7,5.

На дерново-карбонатных почвах в случае активного выщелачивания карбонатов развивается подзолистая стадия почвообразовательного процесса. С. П. Ярков (1954) отмечает, что в зависимости от степени развития дерново-карбонатной стадии и особенностей проявления подзолистого процесса почвообразования происходит формирование различных почв. В случае, когда дерново-карбонатная стадия быстро сменяется подзолистым процессом, развиваются обычные дерново-подзолистые почвы с небольшой мощностью дернового горизонта. Если до наступления подзолистой стадии уже имело место значительное накопление перегноя, то образуются так называемые дерново-подзолистые почвы со вторым гумусовым горизонтом. Дерново-подзолистые почвы с двумя гумусовыми горизонтами широко встречаются в южной части таежной зоны, в подзоне лесов с травяным покровом.

Дерново-подзолистые почвы подразделяются на сильно-, средне- и слабсподзолистые.

В природе широко встречаются также палевоподзолистые и желтоподзолистые почвы.

Дерново-подзолистые почвы, формирующиеся на морене, покровных суглинках и глинах, карбонатных и лёссовидных породах, песчаных и грубообломочных грунтах, различаются между собой морфологией и физико-химическими свойствами. Большое разнообразие в почвенный покров вносит рельеф местности, от которого зависит размещение продуктов выветривания на поверхности земли.

Дерново-подзолистые почвы имеют большую мощность всего почвенного профиля. Кислотность почвы в верхнем горизонте значительно меньше, чем в подзолистых, а нередко реакция их бывает даже близкой к нейтральной. Для этих почв характерны преимущественно менее подвижные ульминовая и гуминовая кислоты.

Болотные и заболоченные почвы в зоне широко распространены. Среди них — подзолисто-болотные, лугово-болотные, перегнойно-глеевые низинных болот и торфяно-глеевые почвы моховых сфагновых верховых болот и др. Болотные и заболоченные почвы являются обычно различными ступенями развития болотной стадии дернового периода почвообразовательного процесса, а также результатом зарастания озер и рек с медленным течением.

Характерны болотные биоценозы растительности: сфагновые, осоковые, гипновые, ольховые, еловые, сосновые и др. Господствует биогенная аккумуляция вещества в условиях избыточного увлажнения, в том числе железистых, фосфатных, марганцевых и других минералов. В таежной полосе преобладают сфагновые торфяники с большой глубиной торфяной залежи (до 20 м и выше). Значительно распространяются торфяные болота комплексного типа с мочажинами, которые приурочены к западинам моренного рельефа. В строении торфяников наблюдается пограничный горизонт. В подзоне смешанных лесов широко распространены торфяники смешанного типа. Средняя мощность их меньше, чем торфяников хвойных лесов. В лесостепных ландшафтах торфяные залежи приурочены главным образом к заросшим озерным водоемам и долинам рек и занимают сравнительно небольшую площадь абсолютно и по отношению к площади заболоченных территорий.

В таежно-лесном ландшафте много озерных водоемов старичного и зарастающего типов. Баланс вещества в них складывается из механической, химической и биогенной аккумуляции. Господство тех или других определяется локальными условиями окружающей обстановки, размерами водоемов, источниками питания, строением ложа, глубиной озера и другими факторами. Геохимический снос материала с окружающей территории вместе с биологической аккумуляцией определяют геохимические типы гидроаккумулятивных осадков.

В маленьких и сильнозаросших озерах органический ил становится господствующим. Сапропель, образующийся на дне озера, представляет вязкую серую массу, которая в сухом виде твердеет и получает раковистый излом. При обилии диатомей сапропель становится кремнистым, а при преобладании глинистых или известковистых частиц переходит в глинистый и известковый. В озерах, превращающихся в болота, господствует растительный материал и образуется торф.

В озерах, питаемых водой ручьев и рек, богатой органическими кислотами и соединениями железа, на дне озера, в местах, где нет течения, также отлагаются осадки, богатые железом, и образуются железные руды. В глубинных осадках озер при разложении белковых веществ из органических остатков выделяется сероводород. Иногда на дне озера происходит накопление больших количеств раковин моллюсков, в результате чего формируются известковые осадки. В тех случаях, когда в планктоне развивается большое количество диатомей, скелеты которых скопляются на дне озера, образуются диатомиты, иногда называемые инфузорной землей.

Исследования биологического круговорота в лесных условиях показали, что в хвойно-таежных лесах с отмирающей растительностью поступает недостаточное количество оснований, которых не хватает для нейтрализации образующихся кислот, что приводит к созданию кислой реакции, накоплению грубого перегноя и развитию подзолообразовательного процесса. В широколиственных лесах по сравнению с хвойными того же возраста ежегодно создается большая масса органического вещества, но вследствие высокого содержания в опаде оснований происходит довольно полная нейтрализация образующихся кислот. Под пологом широколиственных лесов и дубравного широколиственного получает развитие корневищная стадия дернового процесса почвообразования, приводящая к накоплению легкого перегноя, к биологической аккумуляции азота и зональных элементов, к постепенному обогащению перегноем значительного слоя почвы.

Дерново-подзолистые почвы в зависимости от места образования (под пологом леса или луговой растительности), а также степени оподзоленности характеризуются различными структурными и физико-химическими свойствами. Типичные подзолы бедны питательными веществами, их гумусовый горизонт маломощный (10—15 см), гумус кислый. Залегаящий под гумусовым подзолистым горизонтом совершенно бесструктурен, беден гумусовыми веществами, коллоидами и минеральными солями. В составе поглощенных оснований господствуют водород и алюминий. Почвенный раствор этих почв в результате обменных реакций становится кислым, причем излишняя кислотность часто является причиной их пониженного плодородия. Содержащиеся в почвенном растворе подзолистые ионы алюминия, марганца и других металлов иногда достигают концентраций, оказывающих вредное влияние на развитие растений. Дерново-подзолистые почвы, развивающиеся под травяной растительностью, имеют большую мощность всего почвенного профиля. Свер-

ху образуется тонкий слой дернины, гумусовый горизонт достигает 20—30 см и более, почва не только дернины, но всего гумусового горизонта состоит из структурных агрегатов.

Кислотность почвенных растворов этих почв меньше, чем подзолистых, нередко реакция их бывает близкой к нейтральной.

Подзолистые почвы бедны азотом. Фосфор и калий в кислых почвах содержатся в труднорастворимых и плохоусваиваемых соединениях. В ряде случаев подзолистые и дерново-подзолистые почвы испытывают недостаток и в других элементах питания (магний, медь, бор и др.).

Вследствие того что многие подзолистые и дерново-подзолистые почвы характеризуются заболоченностью и имеют избыток влаги, в них затрудняется доступ воздуха в почву и тем самым создаются неблагоприятные восстановительные условия с низким значением окислительно-восстановительного потенциала (ниже 200 мв). В этих условиях разложение органического вещества происходит замедленно, питательные вещества находятся в труднорастворимых формах, что затрудняет рост культурных растений.

Изменение и улучшение таежно-лесных почв и ландшафтов

Преобразование таежно-лесных ландшафтов протекает в больших масштабах. Оно связано с вырубкой лесов, расширением сельскохозяйственных угодий, строительством промышленных сооружений и дорог, гидротехническим строительством и изменением режимов рек, добычей полезных ископаемых, осуществлением широких мелиоративных мероприятий и пр.

Вместо «диких» таежно-лесных ландшафтов, покрывающих огромные пространства Сибири и Дальнего Востока, возникают «культурные ландшафты». С этим связано изменение природных условий. В местах распространения вечной мерзлоты понижается ее граница, изменяется гидрологический режим деятельного слоя, расширяется площадь под сельскохозяйственными культурами.

В Советском Союзе из года в год происходит расширение использования болотных и заболоченных почв путем их осушения и окультуривания. Осушенные, окультуренные болотные и заболоченные почвы при внесении в них удобрений дают высокие и устойчивые урожаи. На осушенных площадях низинных болот производится посев трав, возделываются овощные, силосные, зерновые и технические культуры.

Важнейшим условием улучшения плодородия почв таежно-лесной зоны являются улучшение их питательного режима, структурных свойств, снижение кислотности. В решении этих вопросов весьма важное значение имеют: дальнейшая химизация сельского хозяйства, разработка новых способов биологического воздействия на почву и живые организмы, применение новых продуктивных сортов и видов растений; разработка и использование более эффективных технологических способов обработки почвы и др.

Для нейтрализации почвенной кислотности, вредно действующей на большинство сельскохозяйственных растений, прибегают к известкованию дерново-подзолистых почв. Внесение извести устраняет вредное для растений действие подвижного алюминия, усиливает жизнедеятельность почвенных микроорганизмов и мобилизацию питательных элементов для растений, улучшает физические свойства почвы. Содержащийся в извести кальций способствует улучшению питания растений этими элементами. Дозы внесения извести в почву определяются на основе

величины так называемой гидролитической кислотности почв, * определяемой растворами гидролитических щелочных солей.

Важное значение для обогащения почвы питательными веществами и улучшения ее физических и структурных свойств имеют посевы трав, клевера, бобовых и др.

Среди способов повышения плодородия почв существенное значение приобретает удобрение ее микроэлементами. Микроэлементы активизируют биохимические процессы, влияют на характер обмена веществ у микроорганизмов, способствуют накоплению органических веществ.

* Гидролитическая кислотность есть одна из форм потенциальной кислотности, выявленной при обработке почвы солью сильного основания и слабой кислоты (например, углекислым натрием).

ГЕОХИМИЯ СТЕПНЫХ ЛАНДШАФТОВ

Зона степей

Степная зона занимает значительные пространства на земном шаре. Лесостепь и сухая степь представляют собой переходные полосы: первая — от таежно-лесной зоны к степной, вторая — от степной к пустынной зоне. Наиболее распространена степная зона в Евразии (рис. 78).

Степная зона занимает большие площади в Советском Союзе и вообще на земном шаре. На севере она переходит в лесостепь (переходное пространство к таежно-лесной зоне), на юге — в сухие степи (переходящие в полупустыни и пустыни).

Степными и лесостепными ландшафтами представлены значительные пространства центральных областей РСФСР, большей части Украины, Крыма, Южного Поволжья, северной части Казахстана, южной части Западно-Сибирской равнины, предгорий Алтая и межгорных котловин Прибайкалья и Забайкалья.

Самым замечательным природным образованием этой зоны являются черноземные почвы луговых и разнотравных степей. Они занимают более 8% территории СССР и около 50% черноземов на земном шаре.

В. В. Докучаев, заложивший основы генетического почвоведения, называл чернозем «царем почв» и коренным основным богатством России. В. В. Докучаеву принадлежит наиболее фундаментальная разработка вопроса о происхождении черноземов. В настоящее время большая часть черноземных степей распахана, естественная растительность преобразована и замещена культурной; осуществляются большие работы по орошению почв, борьбе с эрозией и суховеями.

Рельеф зоны в пределах СССР характеризуется большим разнообразием. Здесь сочетаются обширные равнинные пространства, характерные для степей и полупустынь Европейской части СССР и Западной Сибири, с мелкосопочником Казахстана и обширными межгорными пространствами Восточной Сибири. В Европейской части СССР она включает в себя ряд возвышенностей, равнин и низменностей, в образовании которых известную роль играют эпейрогенетические движения и изменения в земной коре, происходившие в четвертичное время. В районах наиболее интенсивного поднятия (на территории Донецкого кряжа, Подольского шельфа) находятся главнейшие возвышенности УССР — Донецкая и Вольно-Подольская, в районах менее интенсивного поднятия образовались Средне-Русская возвышенность и ее отроги. В районах переменных движений и опусканий сформировались низменности: Полесская, Левобережно-Приднестровская, Причерноморская, Северо-Крымская и др.

Вольно-Подольская и Приазовская возвышенности, Запорожская низменность соответствуют Украинской кристаллической плите (Азово-Подольскому горсту) и ее Подольскому шельфу; Донецкая возвышен-

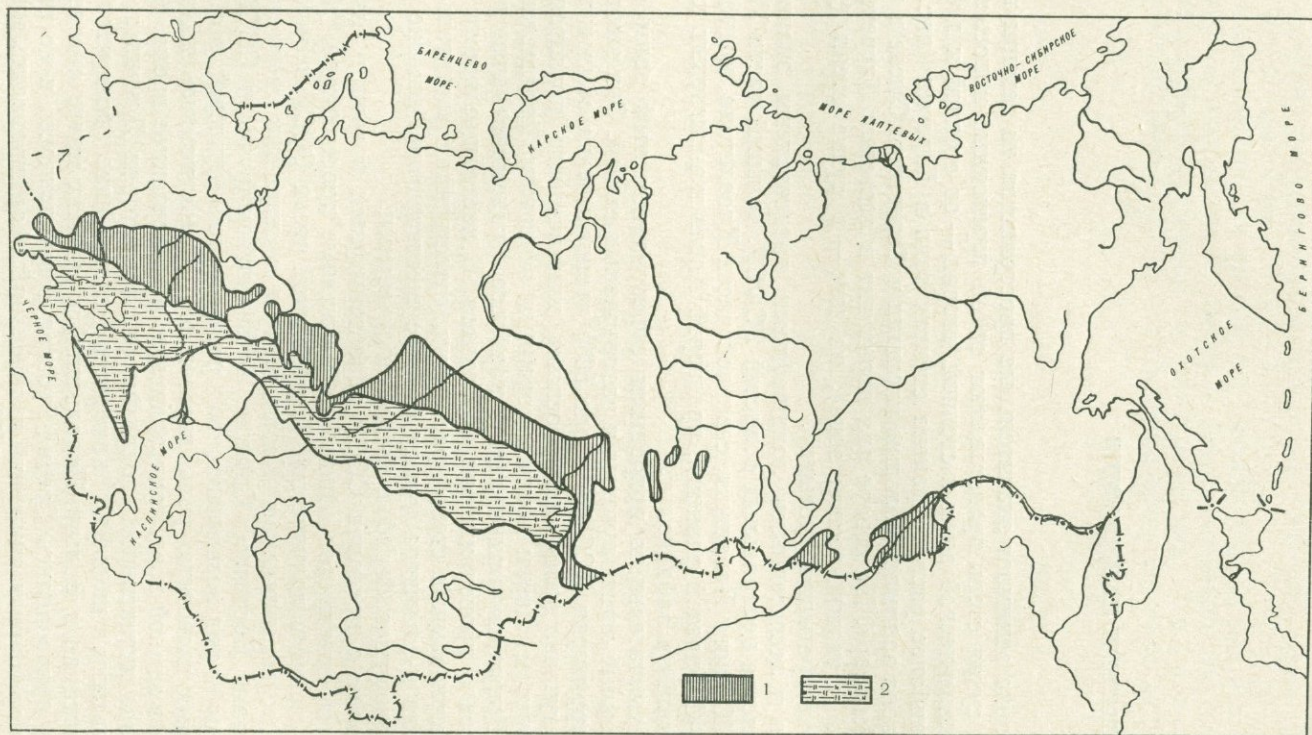


Рис. 78. Карта ландшафтных зон и областей СССР (по Л. С. Бергу):
 1 — лесостепь; 2 — степь.

ность — Донецкому кряжу; отроги Средне-Русской возвышенности — юго-западной окраине Центрально-Русской плиты. Здесь широко выходят на поверхность кристаллические породы. Высота рельефа в отдельных точках превышает 200—300 м. Местность изрезана глубокими эрозионными долинами. К югу от Донецкого кряжа расположена Предкавказская равнина, составными элементами которой являются Ставропольское плато (высотой до 280 м), Кубанская (50—200 м) и Терско-Кумская низменности и др.

К северо-востоку от Донецкого кряжа примыкает юго-восточная часть Средне-Русской возвышенности, представленная волнистой равниной (с высотами 200—239 м). Между Доном, Хопром и Волгой расположена Приволжская расчлененная равнина, достигающая в северной части 300 м, а в южной 100—120 м высоты. Она составляет южную часть Приволжской возвышенности. Продолжением ее на юге являются Ергени — плато высотой 214 м, восточный склон которого круто обрывается к Прикаспийской низменности.

Заволжье представлено плоской возвышенностью, названной Общим Сыртом, и южной низкой частью — Сыртовой равниной. Возвышенность Общего Сырта достигает высоты до 300 м на востоке и до 200 м на юге и западе. Склоны возвышенности глубоко расчленены овражно-балочной сетью. Сыртовая равнина состоит из крупных мягко очерченных увалов — «сыртов» с почти равнинными водоразделами. Абсолютные высоты здесь превышают 165 м, долины врезаны на глубину 30—40 м. К востоку отсюда тянутся предуральская увалисто-волнистая равнина (200—250 м) и невысокие горы Мугоджары (250—650 м) — южное продолжение Уральского хребта. Далее к востоку и юго-востоку идут Тургайская столовая страна и Центрально-Казахстанский мелкосопочник. Тургайская столовая страна характеризуется столово-останцевыми формами рельефа. Высота их 200—250 м.

Центрально-Казахстанский мелкосопочник представляет собой увалисто-волнистую равнину, среди которой разбросано большое количество мелких сопок и островных низких гор. Высота сопки обычно колеблется в пределах 20—30 м, редко — 80—100 м над уровнем равнины. Отдельные горы достигают 1000 м и более.

Дальше, в предгорьях Алтая и межгорных котловинах Прибайкалья и Забайкалья, рельеф носит гористый характер с более пестрым чередованием его различных форм — тектонического, эрозионно-аккумулятивного и др.

Господствующими формами рельефа степной зоны являются водораздельные, с равнинно-увалистыми поверхностями суши. Видное место занимают также супераквальные формы. Они аккумулируют в себе материал, сносимый с водоразделов и склонов.

По сравнению с тайгой климатические условия степной зоны отличаются большей сухостью и более резкими колебаниями от полярного климата в зимнее время до полупустынного субтропического летом. Сухость увеличивается с севера на юг, от лесостепи к полупустыне, и объясняется не столько меньшим количеством осадков, сколько более высокой температурой лета, большей продолжительностью его, характером выпадения осадков и сильными сухими ветрами, обуславливающими большое испарение. В степной зоне весна короткая, лето нежаркое и сухое, осень теплая и всегда сырая. Годовое количество осадков колеблется в пределах 500—600 мм на западе и юге и 300 мм в Сибири. Значительная часть (30—50%) годового количества приходится на летний период. Годовое испарение с поверхности суши достигает 450—300 мм,

что немного меньше годового количества осадков. Однако в летнее время количество испаряемой воды превышает количество просачивающейся в почву. В связи с этим в летний период почвенные растворы мигрируют к поверхности и наблюдается некоторое иссушение почвы. Запасы воды в почве создаются главным образом за счет весеннего снеготаяния или осенних дождей. К югу в пределах сухих степей и полупустынь количество осадков уменьшается (до 250—350 мм), испарение увеличивается.

С климатическими условиями связан гидрологический режим местности. Здесь нет избытка влаги, значительно меньше болот и заболоченных пространств, чем в таежно-лесной зоне. Грунтовые воды располагаются глубоко от поверхности почвы, особенно в глубоких балках и оврагах, характерных для ландшафта зоны. Ближе к поверхности грунтовые воды находятся в блюдцеобразных и впадинных понижениях, речных долинах, где скапливается много влаги от весеннего снеготаяния и где она в большем количестве просачивается в почву. Химический состав воды здесь носит более карбонатный характер. Воды жесткие, в сухой степи могут быть минерализованы.

Растительность степной зоны — многолетние травы: ковыли, типчак, житняк, астрагалы, тюльпаны и др. Выделяют разнотравно-типчачковые ковыльные, типчаково-ковыльные, полынно-типчаково-ковыльные степи и др.

Травостой разнотравно-типчаково-ковыльных степей на 60—80% представлен главным образом типчаком, ковылем и степным овсом. В разнотравье господствует шалфей, земляной орех, клевер, колокольчик. Травяной покров густой, с плотной дерниной.

Травяной покров типчаково-ковыльных степей более редкий по сравнению с покровами предыдущих зон; он состоит из более низких узколистных дерновых злаков (ковылей, тырсы, типчака, осоки) с меньшим количеством видов и экземпляров разнотравья. Здесь многочисленны луговые растения — тюльпаны, мятлик и др.

Отличительная особенность полынно-типчаковых степей — еще более редкая растительность, чем в предыдущем типе, и сильное преобладание полыни над другими многолетними травами. Видное место в составе полынно-типчаковых степей занимают солодник и верблюжья колючка. Между ними развивается однолетняя травяная растительность, появляющаяся весной и быстро погибающая, часто в течение 2—3 недель. С севера на юг характер растительного покрова степей существенно изменяется.

В степной зоне спорадически попадаются влажные участки, приуроченные к пойменным лугам. Широко распространены они в Западной Сибири, несколько реже — в Европейской части СССР. Наконец, необходимо отметить каменистые склоны со степной растительностью, особенно характерные для горных областей Азии.

Покровные породы

В степной зоне широко представлены породы дочетвертичного и четвертичного возраста. Среди первых широко распространены изверженные породы, но главным образом осадочные разных систем, а среди четвертичных — ледниковые, водно-ледниковые, аллювиальные, озерные, элювиальные, делювиальные и др.

Выходы изверженных пород в виде гранитов, диоритов, габбро, перидотитов и других разновидностей известны на Украине, Южном Урале,

в межгорных долинах Прибайкалья и Забайкалья. Они образуют остаточные и аккумулятивные (элювиально-делювиальные) продукты, представленные грубообломочными продуктами, а также глинами и суглинками. На Украине широко известна древняя кора выветривания, состоящая из «пестрых» и каолиновых глин. Интенсивное образование их происходило в каменноугольном, юрском и третичном геологических периодах, когда существовала богатая растительность и был относительно влажный и теплый климат.

Характерной чертой продуктов выветривания, образующихся здесь из массивно-кристаллических пород, является широкое распространение глинисто-каолиновых залежей. Из всех республик СССР Украина — самая богатая каолинами, каолиновыми глинами и песками.

Еще более развиты в степной зоне карбонатные породы (известняки, доломиты, мрамор, мергель и др.), особенно каменноугольного, юрского, мелового и третичного возраста. Выветривание их сопровождается образованием карстовой коры выветривания, глубокой овражной сети, накоплением осадочных и аккумулятивных рыхлых отложений карбонатно-глинистого и лёссовидного состава.

Элювиальные и делювиальные продукты распространены на водоразделах и склонах возвышенностей. В большинстве случаев они имеют обызвесткованный (карбонатный) характер грубообломочного и лёссовидного (пылевато-глинистого) состава. Содержание карбонатов в них колеблется в больших пределах. В одних случаях это щебень массивно-кристаллических пород с примесью более мелких, богатых углекислой известью продуктов выветривания, в других — известковые глины, суглинки и супеси с обломками пород. При длительном процессе выветривания и почвообразования количество обломочных фракций постепенно уменьшается, а мелкозем увеличивается. В зависимости от характера ландшафта (сочетания климата, рельефа и других элементов) состав и профиль карбонатного элювия и делювия весьма разнообразен.

При интенсивном промывании и выщелачивании образуется сиалитно-надкарбонатный элювий, представленный различными глинистыми и суглинистыми продуктами. В условиях засушливого климата карбонатность элювия и делювия обуславливается уже с поверхностных горизонтов. Карбонатная стадия здесь достаточно устойчива и может существовать продолжительное время.

В покровах делювия часто встречаются погребенные почвы. Необходимо отметить, что морфология и состав делювиальных отложений крайне разнообразны и зависят от геоморфологии и геологического строения местности, а также климатических условий.

Делювиальные отложения в Европейской части СССР широко распространены в областях, примыкающих к Уральскому и Кавказскому хребтам, а также в бассейне Дона, в Нижнем Поволжье, Ергенях и на Украине. В пределах захваченной оледенением области в районе развития морен вюрмского оледенения роль делювиальных отложений, по-видимому, невелика, но значительно возрастает на юг и юго-восток, где сухие континентальные условия существовали более долгое время, нежели на севере и в особенности на северо-западе.

В области Уральского хребта элювиально-делювиальные отложения выражены в виде глинисто-щебнистых и других плохо сортированных отложений, залегающих вдоль его подножия. Благодаря интенсивной денудации хребта здесь в дочетвертичное и четвертичное время отложились разнообразные типы элювиально-делювиальных осадков.

В области Дона, Нижнего Поволжья, Украины делювиальные отложения имеют различное распространение и состав. Там, где несимметричность водоразделов выражена очень резко, делювиальные образования приурочиваются главным образом к пологим склонам, какими здесь, как правило, являются северные и западные. Делювий состоит из суглинков и часто совершенно скрывает более древние породы. На крутых нижних склонах, наоборот, делювиальные образования представлены более крупнозернистыми породами и часто переходят в брекчии. Причину несимметричности водоразделов и неравномерного развития на них делювия некоторые авторы видят в различной степени инсоляции склонов и связанных с этим неодинаковой интенсивности выветривания и различной быстроте таяния снегового покрова.

На Средне-Русской возвышенности делювиальные отложения слагают склоны водораздельных увалов, мощность их увеличивается в нижней части. Они представлены суглинками, глинами и супесями пестрого состава. В толще делювия часто встречаются погребенные почвы. Покровные суглинки в большинстве случаев карбонатны и лёссовидны. Под ними залегают рыжие и красновидные породы. Такое же строение характерно для делювия Приволжской и Приазовской возвышенностей, Ергеней и др.

Элювиальные и делювиальные отложения в Азиатской части СССР широко распространены в районах нагорных котловин. Среди них большой интерес представляют осыпи грубого каменного и щебнисто-глинистого материала на склонах. Часто делювиальные отложения располагаются в виде широких каменистых полос у подножия гор.

Аллювиальные и озерные отложения также развиты в степной зоне. Они слагают террасы рек, покрывают обширные низкие водоразделы и низменности. В большинстве случаев это лёссовидные (карбонатные) глины и суглинки, покровные глины и пресноводные озерные (мергелистые) отложения.

Среди аллювиальных отложений бассейна Днепра в пределах Украины часто встречаются древние и современные аллювиальные образования террас Днепра и его притоков. Среди них обширные пространства заняты озерными отложениями, представленными тяжелыми суглинками и глинами оливкового цвета, выстилающими днища подов. Наибольшее количество подов имеется на левобережье нижнего Днепра, между Днепром и Молочной. Много их и на правобережье нижнего Днепра, между Днепром и Ингулом, где они тянутся на север почти до Кривого Рога.

Указанные суглинки и глины богаты гипсом и солью. Под ними залегают крупнозернистые серые и буроватые слоистые пески мощностью до 15 м с прослойками гравия, гальки и реже пластинчатой зелено-голубой глины. В них находятся раковины пресноводных животных. В ряде случаев встречаются тонкозернистые мергелистые отложения стоячих озерных и болотных вод.

Аллювиальные отложения террас Днестра и его притоков состоят из песков, галечников, глин, в разрезе которых залегают лёссовые горизонты. Крупный массив аллювиальных отложений расположен в низовьях Днепра (Алешковские пески) и представляет собой дельтовые отложения древнего Днепра.

Характерная особенность средней части и низовьев долины Дона — наличие широкой поймы, заросшей камышом, кустарником и лесом, изрезанной староречьями, протоками и озерами. Кроме пойменной, хорошо выражена надпойменная терраса, в то время как более древние

вторая и третья надпойменные террасы размыты и переработаны эрозийными и эоловыми процессами.

В зависимости от историко-геологических условий образования аллювиальные стложения в бассейне Дона имеют самый разнообразный состав: от песчано-галечникового до лёссовидных суглинков и торфяно-болотных и иловатых отложений. Песчаные грунты особенно характерны для прирусловой полосы.

Большая часть поймы сложена глинисто-суглинистыми грунтами, частично солончаковыми и болотными; надпойменная терраса — частично супесями, суглинками. Дельта Дона занимает обширную площадь и сложена в основном иловатыми наносами и болотными отложениями.

На Северном Кавказе разнообразны озерные и древнеаллювиальные отложения. Геологическая история местности обусловила особенности и характер распространения этих отложений. Особенно выделяются в этом отношении Кубанская, Манычская, Терская и Кумская впадины.

По наблюдениям К. И. Лукашева, основными отложениями Кубанской впадины являются желтовато-бурые лёссовидные суглинки, супеси и глины и подстилающие их галечники. Мощность лёссовидных отложений неодинакова и колеблется в зависимости от условий рельефа. Мощность суглинков уменьшается к плоским водоразделам и увеличивается к долинам больших рек. Гранулометрический состав лёссовидных отложений изменяется также в зависимости от рельефа. Ближе к реке они имеют супесчаный и песчаный состав, сильнопористы и в более грубых разностях можно подметить слабовыраженную горизонтальную слоистость. Дальше от реки к водоразделам лёссовидные отложения становятся суглинистыми и глинистыми, повсеместно отличаются окатанностью. Дельтовая равнина Кубани представляет собой обширную площадь так называемых плавней, т. е. территорию, сложенную иловатыми грунтами, изобилующую озерами и болотами.

В Манычской впадине аллювиальные и озерные отложения состоят из иловатых глин с легким запахом сероводорода и серовато-зеленоватых плотных глин с прослоями песка, содержащими пресноводную фауну.

В Терской и Кумской впадинах распространены галечниковые и лёссовидные грунты, характерные для Кубанской впадины. Галечниковые грунты преобладают в предгорной части Терской и Кумской впадин, лёссовидные, суглинистые и супесчаные занимают все пониженные пологие пространства. Дельты Терека и Кумы — обширные равнины, заполненные песчано-иловатыми грунтами.

К юго-востоку от самарских ворот в бассейне р. Самары, Мочи, Большого Иргица, Еруслана и верховьев Узней широко развиты сыртовые глины. Ими сложены междуречные пространства, имеющие обычно характер плато. На юге граница распространения сыртовых глин лежит на линии, идущей от крутого поворота Еруслана к западу через Новоузенск, к выходам древних пород на западной окраине Общего Сырта. Абсолютная высота глин уменьшается с севера на юг. На севере в бассейне Мочи и Иргица они залегают на абсолютной высоте 160—170 м, к югу от широты Уральска и Саратова не поднимаются выше 125 м и у южной границы своего распространения — на высоте 60—70 м выше уровня моря.

В ближайших к Волге частях сыртовые отложения состоят из чередующихся песчанистых и глинистых отложений, дальше же к востоку они становятся более глинистыми и однородными. Верхняя часть толщ состоит преимущественно неслоистой желто-бурой глиной, вскипаю-

щей с HCl и имеющей конкреции гипса. Нижняя часть толщи состоит из красно-бурой глины. Сверху сырцовые отложения представлены светлыми и желто-бурыми глинами мощностью до 30 м.

В пределах Прикаспийской впадины генетические особенности аллювиальных отложений обусловлены затухавшими осцилляциями Хвалынского и Узенского Каспия и сопутствовавшими им эрозионными циклами.

Между Иртышом и Обью широко распространены разнообразные лёссовидные суглинки, супеси, слоистые пески, пластичные глины синевато-зеленовато-серой окраски и др.

Лёссовидные суглинки обычно залегают в верхней части толщи, за ними следуют рыхлые пески, неправильно- и перекрестно-слоистые, перемежающиеся с линзами супесчаной, большей частью иловатой глины с остатками пресноводных наземных моллюсков, иногда древесины.

В степной зоне развиты отложения морских трансгрессий. Они известны на Кавказском побережье Черного моря, Таманском полуострове, Азовском побережье и особенно в Прикаспийской низменности.

Морских отложений Каспийских трансгрессий особенно много на пространстве от подножия Ергеней и до Урала (с запада на восток) и приблизительно от широты г. Новоузенска до Каспийского моря (с севера на юг). Они слагают огромную равнину, на которой находятся отложения различных трансгрессий Каспийского моря и озерно-болотные отложения, связанные с регрессией моря и образованием Прикаспийской низменности. От сплошного поля каспийские отложения узкими полосами вдоль долины Волги, Большого Иргиза, Еруслана, Узени, Урала заходят далеко на север, образуя заливы среди более древних третичных и меловых пород. Узкая полоса каспийских отложений проходит также вдоль долины Маныча и Западного Кавказского и Восточного Азиатского побережий.

Отложения морских трансгрессий представлены галечниками, песками, глинами, мергелем и др. Они содержат заметное количество гипса и соли. По внешнему виду покровные отложения сходны с лёссовидными грунтами. Они желто-бурого цвета, пористого строения и способны образовывать вертикальные отдельности.

В бассейне Днепра особенно выделяется Алешковский район песчано-эоловых отложений. Общая линия полосы песков превышает 150 км при наибольшей ширине около 30 км. Сыпучие пески скучиваются ветром, образуя вид речных дюн — кучугур, или подвижных холмов, высота которых не превышает 5—7 м над уровнем местности. Вследствие действия ветров конусообразные холмы часто сливаются в изогнутые гряды.

Песок кучугур чисто кварцевый, с ничтожной примесью беловатого и розоватого полевых шпатов, а также частиц бурого железняка. Эоловые отложения широко распространены в долине Дона, особенно в нижнем течении.

В Прикаспийской низменности песчано-эоловые отложения составляют не менее 88% площади песков Европейской части СССР. Песчаные степи занимают восточную часть Калмыцкой степи на правом берегу Волги, начинаясь от Черного яра и захватывая часть Волгоградской и Западно-Казахстанской областей. Здесь находится обширная Букеевская полупустыня, южная часть которой покрыта движущимися развееваемыми Рын-песками.

С севера на юг покровные отложения изменяются от валунных, красно-бурых грубых глин и суглинков ко все более лёссовидным глинам

и суглинкам. Количество валунов в них уменьшается, грунты становятся рыхлее, пористее, содержание карбонатов и других солей увеличивается, красно-бурый цвет слабеет. Независимо от делювиального, аллювиального, озерного, ледникового и другого происхождения в коре выветривания здесь господствуют лёссовидные грунты — типичные лёсы и лёссовидные глины, суглинки и супеси. Лёссовая кора нередко образует толщи мощностью в несколько десятков метров.

Геохимические и биогеохимические процессы в степных ландшафтах

В степной зоне происходит энергичное выветривание горных пород и минералов, причем большую роль в этом играют гидротермические и биогеохимические факторы. Здесь в силу более теплых и сухих климатических условий по сравнению с таежной зоной возрастает энергия химических и биохимических процессов, в частности гидролиз пород и минерализация органических остатков. Весьма заметна роль сезонной миграции растворов от поверхности в глубь коры в более влажные сезоны и обратно — в засушливые месяцы. В геохимических процессах весьма активную роль играют Са и Mg, причем по мере продвижения к югу заметно усиливается химическая активность хлоридных и сульфатных солей. Типоморфные элементы образования коры выветривания в зоне главным образом Са и Na. Первый господствует в процессе так называемого «облессования» грунтов и образования черноземных и каштановых почв, второй — в формировании глинообразных продуктов выветривания, солонцов и солодей. Ведущими геохимическими процессами образования продуктов выветривания и почв здесь являются сиаллитно-карбонатный (в котором сочетаются и накладываются друг на друга сиаллитный и карбонатный процессы, а в ряде случаев хлоридно-сульфатный) и процесс образования черноземных и каштановых почв.

Степень выраженности результатов сиаллитно-карбонатных процессов зависит главным образом от климатических условий, характера материнской породы, из которой образуются продукты выветривания, и участия организмов.

Климатические условия направляют характер процессов выветривания, материнская же горная порода обуславливает степень выраженности сиаллитных и карбонатных свойств продуктов. Как правило, формирование типичной сиаллитно-карбонатной коры более резко проявляется там, где есть карбонатные породы и где процессы выветривания не способны к полному выносу щелочноземельных оснований. Продвигаясь в толще коры, в зависимости от условий влажности кальций оказывает решающее влияние на облессование породы и ее свойства. Процесс облессования сводится к пропитыванию толщи кальциевыми растворами, обволакиванию частиц грунтов кальциевыми известковыми пленками, образованию кальциевых минералов и т. п.

Видное место в степной зоне занимает также образование сиаллитно-известково-гипсовой коры выветривания и сиаллитно-карбонатно-хлоридно-сульфатной, в которой наряду с карбонатным кальцием аккумуляруются хлоридно-сульфатные соли.

В лесостепи соленакопление сравнительно редкое явление, но и здесь в специфических условиях рельефа иногда оно достигает значительных размеров. Соленакопление в степях и лесостепях приурочено главным образом к отрицательным формам макро- и мезорельефа, к древнерусловым депрессиям, высыхающим речным старицам, озерно-болотным впадинам, понижениям между гривами, где создается возможность

близкого залегания грунтовых вод, притока их со стороны и расхода в основном на испарение.

В распределении солей в зависимости от условий рельефа наблюдается следующая закономерность. Выносимые из элювиальных ландшафтов подвижные соединения хлоридов и сульфатов образуют карбонатный элювий, из элювия выносятся часть карбонатов, образуя ниже на склонах и в долинах различные формы аккумуляций. Такие аккумуляции представлены лёссами, лёссовидными суглинками и супесями. В нижнюю часть области лёссов и карбонатных аккумуляций как бы вписан ареал накопления гипса и сульфатов натрия, которые образуют скопления гипса из растворов, достигающих здесь в процессе движения и расхода на транспирацию и испарение состояния последних.

На еще более низких участках накапливаются наиболее подвижные и мелкорастворимые соединения — хлориды и нитраты натрия, магния, кальция и сульфаты магния. При этом ареал аккумуляции нитратов наиболее узкий, спорадический и как бы вписан в ареал аккумуляции хлоридов.

По участию в ландшафтообразовании поверхностных и грунтовых вод основными представителями локальных геохимических ландшафтов степной зоны являются автоморфный и гидроморфный. Гидроморфный болотный и гидроаккумулятивный типы ландшафтов представлены лишь отдельными территориями и занимают сравнительно малый удельный вес. Для указанных ландшафтов характерны следующие основные геохимические типы миграции и участия элементов в ландшафтном круговороте почва — растения — грунтовые воды: 1) кальциевый (Ca); 2) кальциево-натриевый (Ca-Na); 3) кальциево-сульфатный (Ca-SO₄); 4) натриево-гидроксильный (Na-OH); 5) сульфатно-хлоридный (SO₄-Cl); 6) хлоридно-сульфатный (Cl-SO₄).

С ними тесно связано образование химического состава почвенных растворов и грунтовых вод, минерализация которых увеличивается по мере продвижения от влажных условий северной части степной зоны к более засушливой южной части. Ими, следовательно, определяется характер и направление автоморфных и гидроморфных процессов геохимической миграции и аккумуляции в отдельных компонентах ландшафта химических элементов.

Роль степной растительности в биогенной аккумуляции химических элементов в почвах существенно отличается от роли ее в условиях таежно-лесной зоны.

На поверхности почвы травяная растительность создает плотную дернину, пронизанную густой сетью корней. Органическое вещество, образующееся в результате разложения растительности, поступает в глубокие горизонты почвы преимущественно в виде корневых остатков. Отмирание растительности, условия разложения ее остатков и миграция разложившихся продуктов перегноя обуславливают накопление в почвах перегноя и активную деятельность микроорганизмов. Органические вещества при разложении вырабатывают значительное количество углекислоты, что ускоряет процессы выветривания, содействует накоплению карбонатов кальция в почво-грунтах. Кроме углекислоты, при разложении органических веществ в почве образуются аммиак, азотная кислота и другие соединения, важные для питания растений и процессов выветривания минералов. Живые растения способны извлекать корнями минеральные вещества из горных пород и приводить их в растворимое состояние. Гумусовые вещества способствуют коагуляции коллоидов и образованию структурных агрегатов и т. п.

Степные условия характеризуются значительным накоплением мертвого органического вещества в виде гумуса почв, содержание которого составляет до 800 т/га (против 100—200 т/га в таежной зоне). Биологический круговорот здесь отличается большей скоростью. Для состава живого вещества характерно накопление предельных жирных кислот, более высокое (чем для лесной растительности) количество золы, а также эфирных масел и алкалоидов.

Почвы и локальные ландшафты степной зоны

В степной зоне в пределах Советского Союза представлены следующие основные типы локальных ландшафтов и почв: лесостепные — серые почвы; степные — черноземные почвы; сухостепные — каштановые гидроморфные западины; лиманы, лугово-черноземные и лугово-каштановые, большей частью солонцовые и солонцеватые, пойменные и горные почвы.

Серые лесные почвы образуют отдельные массивы в пограничной полосе между таежно-лесной и степной зонами. Материнскими породами их являются лёссовидные суглинки; в растительном покрове господствуют травянистые леса. В их профиле отражаются черты ясной дифференциации горизонтов вследствие вымывания тонкодисперсных частиц. Гумусовый горизонт достигает 20—30 см. Мощность горизонта вымывания около 20 см; в темно-серых почвах он часто отсутствует.

Среди черноземных почв различают следующие морфологические типы: северный (или оподзоленный) чернозем, выщелоченный, типичный чернозем («мощный», «тучный»), обыкновенный и южный чернозем (табл. 35).

Таблица 35

Основные характеристики генетических свойств черноземных почв (по С. С. Неуструеву)

Чернозем	Мощность горизонта А	А ₁ , В ₁ , В ₂	Глубина вскипания (по горизонту)	Кремнеземистая присыпка	Структура глинистых разностей
Северный	45—25, серый, темно-серый	100—70	С	Всю почву в резкой форме (белесые пленки и пятна)	Зернистая, с глубиной переходит в ореховую и орехово-комковатую
Выщелоченный	55—45, темно-серый	65—75 200—90	С или В—С	Всю почву (белесые пленки в В)	Зернистая, зернисто-комковатая (ореховая)
Мощный	34—54	100—120	В или В—С	Горизонт А, часть В	Зернистая, с глубиной переходит в комковато-зернистую
Обыкновенный	20—35 темный	40—55 65—85	В или С верх	5—10 см	Комковато-зернистая, с глубиной переходит в комковатую
Южный	10—25, сероватый	40—70	А и В	Нет	Комковатая, не варьирует от механического состава

В составе гумуса черноземных почв содержится большое количество гуминовых и ульминовых кислот и значительно меньше фульвокислот, которые характерны для северных почв. Типичным черноземным почвам свойственна нейтральная реакция почвенного раствора (рН от 6,2 до 7,0). Поглощающий комплекс почвы насыщен Са и Mg; образующиеся при разложении силикатов и других соединений карбонаты Са и Mg накапливаются в глубоких частях, формируя карбонатные горизонты в виде «псевдомицелей», глазков, конкреций и корок.

В черноземных почвах много фосфорной кислоты, азота и достаточно калия. Они обладают прочной мелкозернистой (крупчатой или зернистой) структурой, хорошо проницаемы для воды и воздуха.

Гумусовый горизонт постепенно сменяется безгумусным. Граница горизонта А, «переходного к В», иногда неуволима не только из-за гумусных затеков, пятен и прожилок, но также из-за слабой окраски материнской породы, которой в большинстве случаев являются лёссовидные грунты, валунные суглинки, продукты выветривания мергеля, известняков и т. д.

В Азии черноземные почвы расположены в Северном Казахстане, в предгорьях Алтая, в лесах горных котлованов Прибайкалья и Забайкалья, в Монголии, Индостане, местами в Центральной Азии и Китае.

Зона черноземов прерывиста, часто приурочена к крупным депрессиям со степным растительным покровом, к котловинам и речным долинам к югу от Байкала — по Селенге, Шилке, Аргуни. Наиболее широка зона черноземов в СССР между Кустанаем и Барнаулом по р. Оби. Здесь она прослеживается сплошной полосой.

По К. П. Горшенину (1927), наиболее существенными особенностями черноземов Западной Сибири являются: высокая мощность и гумусность, глубокая языковатость, вызывающая неоднородную окраску переходного горизонта, непрочная структура, солонцеватость и связанный с ней уплотненный иллювиальный горизонт.

Черноземы Восточной Сибири мало или совсем не солонцеваты, имеют достаточно прочную структуру. Различие между черноземами Западной и Восточной Сибири объясняется природными условиями. Черноземы Западной Сибири развиваются на обширных равнинах, в значительной степени бессточных пространствах, часто засоленных грунтах, чернозем Восточной Сибири — в условиях расчлененного рельефа предгорий, обеспечивающего хороший дренаж и сток воды.

Каштановые почвы стоят на границе между черноземными и почвами пустынь и, таким образом, носят на себе следы тех и других. В генетическом отношении они являются переходными от черноземных к пустынным и формируются в условиях недостаточного увлажнения при более высокой температуре. Вследствие недостатка влаги и высокой температуры растительность на них не развивается так пышно, как в черноземной зоне, поэтому почвы накапливают меньше гумуса (3—5%). По этим же причинам получающиеся при выветривании соли находятся еще ближе, чем у черноземов. Закрепление углесолей Са и Mg в виде пятен наблюдается в нижних частях профиля, причем чем меньше гумуса и чем менее солонцевата почва, тем выше лежат углесоли. Гипс констатируется в глубоких горизонтах почвенного профиля.

В отличие от черноземных почв у каштановых намечается более или менее ясно выраженная двухчленность профиля. В противоположность черноземным горизонты А и В резко отличаются друг от друга. Горизонт А обычно листоватой или чешуйчатой структуры, рыхлый, а горизонт В уплотненный, грубокомковатый или призматической структуры,

отчасти столбчатовидной, иногда же без какой-либо структуры, во влажном состоянии обладает вязкостью, клейкостью и набухаемостью, в сухом — большой плотностью и твердостью.

В областях недостаточного увлажнения наряду с углекислотой, известью и гипсом может идти образование соды (в нижних горизонтах почвы, где достаточно свободной углекислоты).

Считают, что в генезисе каштановых почв сочетаются, с одной стороны, характерные черты степного типа почвообразования, с другой — солонцеватого.

В Европейской части СССР каштановые почвы распространены на Украине, включая Крымскую область, в Ростовской, Волгоградской и Астраханской областях, в юго-восточной части Саратовской области. В Азии они тянутся широкой полосой почти через всю ее территорию по мелкосопочнику Казахстана, Монгольскому Алтаю, плоскогорьям Монголии, равнинам Западной Маньчжурии, откуда, немного не достигая берегов Желтого моря, идут на юг в лёссовую область Китая до хребта Цзинь-Лишь-Шань.

В гидроморфных условиях степной зоны (понижениях, западинах, лиманах) образуются солонцы и солоды; первые характерны для южно-степных, вторые — лесостепных ландшафтов. В солонцовой почве в поглощенном комплексе богато представлен натрий (до 30% в типичном солонце). В химическом составе солодей более резко, чем в солонцах, выделяется выщелоченный горизонт, отличающийся высоким содержанием кремнезема. Образование солонцов и солодей связано с распространением солончаков и их эволюцией.

Необходимо отметить также наличие в степной зоне горных ландшафтов с серыми, бурыми, черноземными и каштановыми почвами. Они широко используются под пастбища.

Изменение и улучшение условий степных почв и ландшафтов

Черноземные и каштановые почвы по своим качествам, содержанию и характеру гумуса, комковато-зернистой структуре, содержанию пита-

Таблица 36

Запасы гумуса и азота в почвах (по М. М. Кононовой, 1955)

Почва	Гумус		Азот		С: N в почвах, слой 0—20 см
	слой 0—100 см	слой 0—20 см	слой 0—100 см	слой 0—20 см	
Подзолистые	99	53	6,6	3,2	9,7
Лесостепные оподзоленные	215	109	12,0	6,0	10,5
Черноземные и деградированные и выщелоченные	512	164	25,8	8,2	11,4
Черноземы:					
мощные	709	224	35,8	11,3	11,5
обыкновенные	426	137	24,0	7,0	11,3
южные	391	93	17,0	6,3	8,6
Темно-каштановые	229	99	—	5,6	11,2
Сероземы типичные	83	37	7,5	2,5	8,4
Красноземы	282	153	10,5	4,7	18,9

тельных веществ, щелочно-кислотным условиям принадлежат к лучшим в сельскохозяйственном отношении (табл. 36). Максимальной величины запасы гумуса и азота достигают в мощных (тучных) черноземах (700 т/га перегноя и около 36 т/га азота). В почвах, расположенных к северу и югу от подзоны мощного чернозема, запасы гумуса и азота постепенно уменьшаются. Наиболее широкое отношение C:N (больше 10) наблюдается в черноземах и темно-каштановых почвах. В черноземах и каштановых почвах также примерно одинаковое содержание гумусовых и фульвокислот. Это объясняется высокой биогенной аккумуляцией веществ.

В этих почвах ежегодно поглощается и возвращается в результате полного отмирания и минерализации растительного покрова около 1000—1200 кг/га зольных веществ.

В геохимической миграции здесь участвуют Ca, Mg, Na, K, P, N, Cl, SO₄, OH и другие, которыми определяются особенности ландшафта, образование вторичных минералов и солей, гидрогеохимические типы почвенных растворов и грунтовых вод, подвижность и аккумуляция карбонатных, сульфатных, хлоридно-сульфатных и других соединений. Сравнительно слабое промывание почв и коры выветривания обуславливает накопление в почвах иода, брома, ванадия, цинка и многих других микроэлементов. Таким образом, черноземные и каштановые почвы обладают наибольшим потенциалом естественного плодородия. Однако в ряде случаев и они не дают устойчивых урожаев. Главными причинами этого являются: а) атмосферные условия, в частности неравномерное выпадение осадков и недостаток влаги, особенно в летнее время; суховеи, подсушивающие и без того сухую почву и выдувающие массу мельчайших частиц из нее; б) эрозия почв стоком талых и дождевых вод, ведущая к образованию оврагов, балок и других эрозионных форм; в) разрушение мелкозернистой структуры почв вследствие неправильной обработки и использования. При неправильной распашке почв и отсутствии травопольного севооборота мелкозернистая структура их постепенно разрушается и почвы из структурных переходят в бесструктурные, распыленные, резко ухудшаются свойства почв.

Важнейшая задача рационального использования черноземных и каштановых почв и повышения их плодородия — это создание благоприятных условий для сохранения мелкозернистой структуры и влаги в них, борьба с суховеями и эрозией почв, предотвращение выдувания илистых частичек почвы, повышение геохимического круговорота элементов путем перевода их в более подвижное состояние и т. д. При недостатке влаги некоторые элементы, важные для культурных растений (азот, фосфор, калий), становятся слабоподвижными и поэтому растения остро нуждаются в них.

Важнейшими мероприятиями, отвечающими этим требованиям, могут быть: введение правильных севооборотов; применение удобрения (навоза, фосфора, торфяного компоста и др.); известкование почв; борьба за сохранение и рациональное использование снеговых и дождевых вод; борьба со смывом почвы и оврагами; орошение и обводнение там, где это необходимо.

Введение правильного севооборота должно способствовать созданию благоприятной структуры почв, которая разрушается при обработке, а также физико-химическими и биологическими агентами. Травопольный севооборот с помощью корневой системы растений повышает прочность гумусового слоя, усиливает микробиологическую деятельность в нем и замедляет расчленение почвы.

Применять удобрения на черноземных и каштановых почвах необходимо для улучшения питательной среды такими элементами, как азот, фосфор, калий, кальций и др. Внесение удобрений способствует размножению почвенных микроорганизмов и интенсивности микробиологических процессов, обогащению почвы и почвенного раствора растворимыми в воде соединениями, необходимыми для питания растений.

Важный резерв земледелия в степной зоне представляют солонцовые почвы, нуждающиеся в противосолонцовых мероприятиях — гипсовании, снегонакоплении, полезащитном лесоразведении и др.

Для повышения плодородия оподзоленных почв лесостепной полосы важное значение имеет внесение извести (известкование). В результате известкования понижается почвенная кислотность, отрицательно действующая на большинство сельскохозяйственных растений, устраняется вредное действие подвижного алюминия, усиливается жизнедеятельность полезных микроорганизмов и мобилизация питательных элементов для растений, при известковании образуются прочные мелкокомковатые структуры и улучшаются физические свойства почвы. Дозы извести, вносимые в почву, определяются на основе величины так называемой гидролитической кислотности почвы. Сохранению влаги, борьбе с эрозией почв и суховеями способствуют древесные насаждения, искусственные водохранилища, регулирование стока поверхностных вод, введение травопольной системы и др. Древесные насаждения снижают скорость ветра в среднем на 30%, сохраняют зимние осадки. Они оказывают благоприятное влияние на климат, снижают сухость воздуха, проходящего над лесной полосой или водной поверхностью. Посадки леса и трав на склонах балок и оврагов затрудняют смыв и размыв почвенного слоя. Травопольная система ведет к улучшению структуры, лучшей водопроницаемости почвы и уменьшению потери влаги через испарение. На юге и юго-востоке зоны черноземных и каштановых почв необходимо орошение и обводнение.

При орошении следует считаться как со свойствами почвы и геоморфологией местности, так и со свойствами поливных вод. Главнейшие данные о почвах и водах, которые должны быть приняты во внимание при орошении почвы, следующие: гранулометрический состав и морфология профиля почвы; концентрация и состав растворенных солей в почве и взвешенных в ней механических примесей; структурные особенности почвы и ее химический состав; наконец, солестойкость культурного растения и коэффициент увядания. Под последним понимают такую влажность почвы, при которой листья растения обнаруживают признаки увядания. По данным исследований, коэффициент увядания в среднем равен полуторной величине максимальной гигроскопичности.

Иногда орошение вызывает засоление почвы, причиной чего в большинстве случаев является поднятие грунтовых вод орошаемой площади выше критического уровня, когда капиллярные растворы, поднимаясь и испаряясь на поверхности почвы, перемещают легкорастворяющиеся соли из грунтовых вод нижней части профиля вплоть до дневной поверхности.

Основные причины поднятия грунтовых вод и засоления, например почв Заволжья, следующие: фильтрация вод из водохранилища и подпор ими грунтовых вод района орошения; потеря воды через просачивание в оросительной и приводящей сети; чрезмерно высокая норма полива, а зачастую и отсутствие каких-либо научно обоснованных норм полива на глаз (плохое состояние или отсутствие сбросной сети и т. д.).

ГЕОХИМИЯ ЛАНДШАФТОВ ПУСТЫНЬ

Зона пустынь

Пустыни и полупустыни занимают огромные пространства на земном шаре (около 35 млн. км²). В Советском Союзе обширные области представлены внутриконтинентальными пустынями, тянущимися от Прикаспия в Среднюю Азию, откуда по мелкосопочным пространствам Казахстана идут в Китай и Монголию (Такла-Макан, Гоби, Ала-Шань, Ордос и др.). Они занимают около 14%, или 3 млн. км² территории СССР (рис. 79).

Пустыни весьма многообразны по своему географическому облику и коре выветривания. В одних случаях на огромных пространствах видно лишь «море» песков, в других — щебня, в третьих — глин, в четвертых — соляная корка и т. п.

Около 50% площади равнинной части Советской Средней Азии занято песчаными пустынями, крупнейшими в нашей стране и лишь немногим уступающими величайшим пустыням земного шара — Аравийской, Гоби и Сахаре.

Происхождение среднеазиатских пустынь связано с климатическими особенностями Туранской низменности, представляющей собой громадную континентальную бессточную область, на широких равнинах которой дуют сильные ветры (до 20 м/сек). Деятельность ветров в совокупности с другими агентами выветривания приводит к образованию громадных пространств сыпучих песков.

Пустыни Туранской низменности отделены друг от друга горными хребтами, образующими несколько пустынных областей со своеобразными чертами форм песчано-эоловых скоплений, состава и растительного покрова.

Ландшафтный облик пустынь определяется также геохимическими процессами хлоридно-сульфатного типа, протекающими в географической оболочке, ее коре выветривания и почвах. Типоморфными элементами и ионами этих процессов являются Cl, SO₄, Na (в меньшей степени Ca и Mg). Состав и содержание их накладывают отпечаток на весь ландшафт — почвы, грунты, растительный покров, поверхностные и грунтовые воды, отложения озер и пр. Для зоны пустынь характерно широкое развитие засоленных почво-грунтов, представленных различными видами солончаков и солонцов.

Рельеф песчаных пустынь может быть более или менее ровным или лишь слегка волнистым и сильновыраженным, холмистым. Холмистые песчаные участки в свою очередь делятся на дюнные, барханные, грядовые и бугристые.

Представителем первого типа песчаных пустынь являются ровные песчаные пустыни или песчаная степь. Песчаная степь — это равнина, поросшая растительностью, на которой местами поднимаются невысокие плоские бугры или расположены пологие впадины.

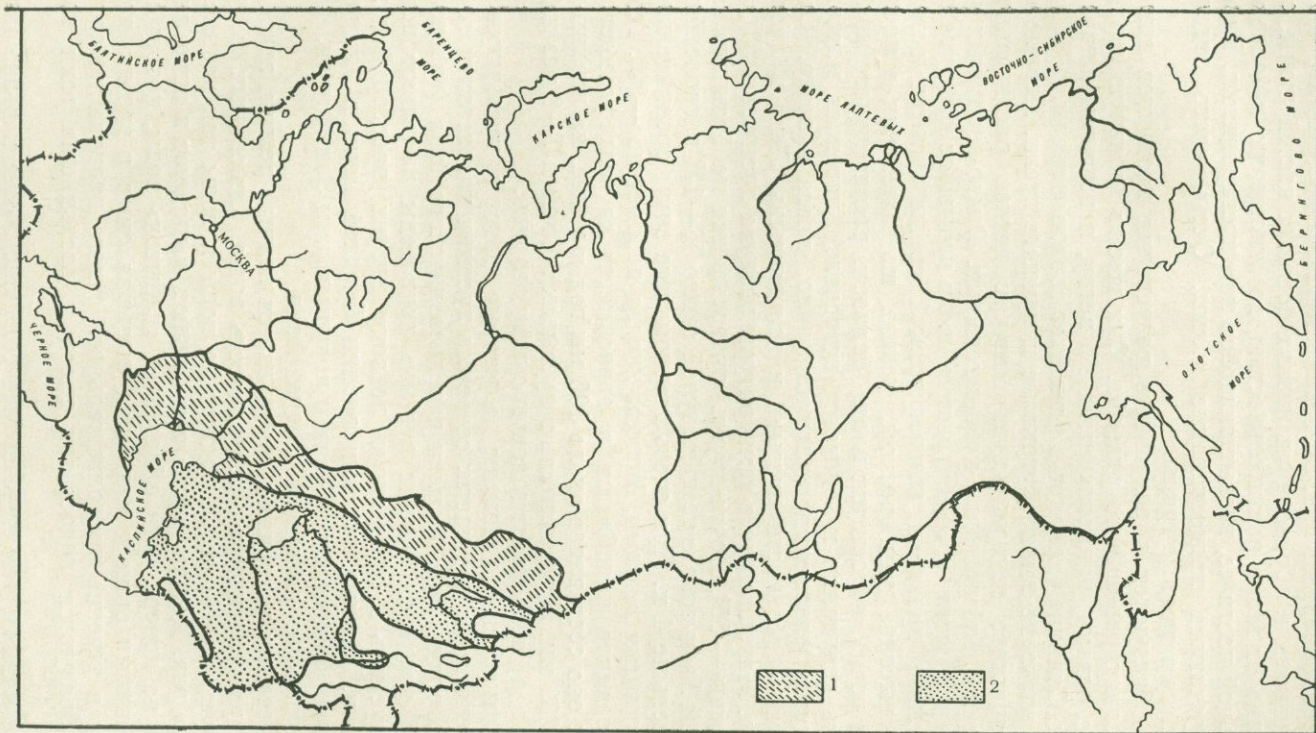


Рис. 79. Карта ландшафтных зон и областей СССР (по Л. С. Бергу):
 1 — полупустыни; 2 — пустыни.

Второй тип песчаных пустынь представлен прежде всего дюнами с довольно пологим наветренным склоном ($5-12^\circ$) и более крутым подветренным (до $30-33^\circ$). Форма дюн в плане различна. Наиболее часто она имеет серпообразный вид, вогнутая сторона выветренная, что связано с отставанием в образовании низких боковых частей дюны, защищенных обычно от ветра растительностью, по отношению к более высокой центральной части ее, возвышающейся над кустарниками. Несколько реже встречаются продолговатые холмы. Очень часто отдельные дюны сливаются в дюнные гряды.

Барханы образуются в результате развеивания продуктов выветривания в условиях равнинного рельефа. Они имеют типичную серповидную форму с рогами, направленными по ветру, и выпуклым наветренным склоном. Слияние барханов в цепи дает сложные гряды.

Меньшее значение имеют бугристые и кучевые пески. Первые образуются в результате задерживания сыпучих песков растительностью и представляют собой песчаные кучи и холмики. В юго-восточных районах Европейской части СССР бугристые пески называют кучугурами.

Сушественные признаки географической среды пустынь и полупустынь — это высокие температуры, резкие их колебания в пределах суток (дня и ночи), недостаток влаги, бедность растительного покрова, большая роль денудации и эолового (ветрового) переноса материала. Определяющими факторами являются тепло, влага и ветер. От них зависят другие особенности пустынь и полупустынь. Лето в пустынях очень жаркое. Максимальные температуры воздуха достигают 50° , а поверхности почвы — 80° . Почво-грунты прогреваются на большую глубину. В Средней Азии зона с температурой около $15-17^\circ$ расположена на глубине не меньше 4 м. При очень жарком лете зимы сравнительно холодные, с сильными ветрами. Морозы иногда доходят до -30° . Годовое количество осадков колеблется в зависимости от рельефа местности. На равнинах оно составляет около 100 мм/год и менее, на низких предгорьях 200—300 мм. Испаряемость в пустынях обычно в 7—8 раз и более (иногда в 30 раз) превышает годовую сумму осадков.

По климатическим условиям некоторые авторы пустынную зону СССР расчленяют на две части: северные пустыни казахстанского типа и южные субтропические пустыни переднеазиатского типа (средиземноморского). В пределах южных пустынь почвоведы выделяют подзону собственно пустынь и сероземную подзону низких предгорий и предгорных равнин. Южные пустыни равнин Средней Азии в климатическом отношении близки к пустыням и полупустыням Закавказья, Ирана и других засушливых районов Передней Азии.

Климатическими условиями определяется водный режим, гидрологическая и гидрогеологическая деятельность воды. Основными водными ресурсами пустыни являются подземные воды и воды так называемых «транзитных» рек. Дожди, когда они бывают, выпадают в виде ливней. В это время на поверхности образуется «избыток» воды, который временными потоками стекает в низины, вызывая смыв и эрозию поверхности. Затем в течение продолжительного сухого периода поверхность высыхает, образуются недостаток влаги и восходящие токи грунтовых вод.

Чем суше климат, тем интенсивнее соленакопление и выше минерализация вод. Минерализация грунтовых вод увеличивается по мере возрастания интенсивности расхода грунтовых вод на испарение и транспирацию, а также по мере приближения уровня грунтовых вод к поверхности.

Растительность пустынь состоит из многолетних и однолетних трав, лишайников, кустарников, реже деревьев. Господствуют однолетние травы и кустарники (саксаул, галофиты и др.). По характеру растительного покрова и почвам пустыни подразделяются на каменные, песчаные, глинистые (такырные) и солончаковые.

Растительный покров каменных пустынь в большинстве случаев представлен невысокими кустарниками и полукустарниками. В районах распространения лёссовых отложений развивается сложный мозаичный комплекс растительных группировок, богатых флористическим составом. Растительность состоит из эфемеров, зарослей кустарников и частично саксауловых лесов. Глинистые пустыни бедны растительностью. Здесь произрастают главным образом споровые травы. Растительность солончаковых пустынь представлена галофитами. Среди них встречаются типичные галофиты (мясистые, мокрые солянки) на мокрых солончаках с близкими грунтовыми водами, галофиты (преимущественно полусухие) на сухих солончаках и сильнозасоленных почвах с более глубокими грунтовыми водами; сухие солянки, ксерофиты и некоторые полыни на такыровидных и слабозасоленных сероземах, солонцах и солонцеватых почвах с глубокими грунтовыми водами (глубже 6—7 м), злаки, бобовые, некоторые полыни и другие растения, произрастающие на слабозасоленных пустынно-степных почвах.

В погоне за влагой корни растений в пустынях часто уходят на глубину нескольких метров. Они ежегодно «выкачивают» из более глубоких слоев в почвенные горизонты значительное количество хлористых и сернокислых солей, которые после минерализации растительных остатков поступают в почву и атмосферу. Биологическая продуктивность растительности пустынь весьма разнообразна в зависимости от условий ее развития и растительных группировок.

Подсчитано, что надземная и подземная продукция органического вещества на такырах не превышает 1—2 ц/га, т. е. крайне мала. В зольном круговороте участвуют 10—85 кг/га минеральных веществ. В их составе относительно велика роль соединений калия, азота, хлора и серы. Значительно больше биологическая продуктивность растительности на сероземах. Она ежегодно вовлекает и возвращает с опадом при минерализации надземной и подземной массы 500—600 кг/га минеральных веществ. Такие элементы, как калий, кальций и магний, являются существенными компонентами биологического круговорота почвенно-растительных комплексов сероземов.

Покровные породы

На обширных пространствах пустынь покровные породы представлены выходами коренных пород, обязанных горному характеру местности Средней Азии, а также элювиальными, делювиальными, пролювиальными, аллювиальными, эоловыми и морскими отложениями, большие пространства заняты лёссовыми и лёссовидными породами.

Элювиальные, делювиальные и пролювиальные отложения покрывают значительную часть поверхности гор и предгорий. Они представлены грубообломочными грунтами различного состава, глыбами камня, осыпями щебня и др.

На более или менее пенепленизированных горных пространствах господствуют элювиальные и делювиальные отложения в отдельных случаях значительной мощности, у подножий крутых склонов — отложения временных грязевых потоков, осыпей и обвалов. В гористых мест-

ностях при сильных дождях или быстром таянии снега иногда образуются бурные потоки (сели), которые захватывают массу ила, песка, щебня, глыб, валунов и перемещают их в долины и к подножию гор.

Временные и постоянные потоки, выходящие из горной области в долину или на равнину, накапливают значительные толщи отложений. Эти накопления представляют собой плоские полуконусы или конусы, сложенные в зависимости от выносимого потоками материала из неправильнослоистых галечников, гравия, песка и ила. Плоские конусы выноса крупных рек, выходящих из высоких гор, нередко имеют значительную длину и ширину. Такие громадные конусы выносов, почти соединяющиеся в непрерывную полосу шлейфа предгорий, опоясывают склоны большинства туркестанских хребтов, в особенности северные склоны Алайского, Тянь-Шаня и др.

Среди элювиальных, делювиальных и пролювиальных отложений развиты лёссовые и лёссовидные грунты.

В Средней Азии распространены аллювиальные и озерные отложения. Своим происхождением они обязаны тем неоднократным изменениям в орографических и климатических условиях, которые происходили здесь в четвертичное время и вызывали изменения в гидрографической сети. Предполагают, что наиболее крупный озерный бассейн существовал в начале четвертичного времени на месте современного Аральского моря, дельты Амударьи и Сарыкамышской котловины. Следы его являются мощные толщи глин и песков с раковинами пресноводных моллюсков, обнажающихся повсеместно по сухому руслу Дарьялык, впадающему в соленое озеро Сарыкамыш, и в других местах. Значительно меньше по количеству, но все же обширные и глубокие озера были разбросаны в пределах Устюрта и песчаной пустыни Кызылкум, где сейчас находятся бессточные впадины с солончаками. Следы крупного, возможно, мелководного, вполне замкнутого бассейна, питавшегося водами Мургаба, Теджена и потоков, стекавших с северного склона Копетдага, есть также в южных Каракумах, в бассейнах ряда многочисленных озер Средней Азии.

На равнинах Средней Азии, особенно в бассейне Сырдарьи и Амударьи, в песках Каракумов и Кызылкумов известны древнеаллювиальные отложения, частично развитые вдоль современных рек, частично связанные с древними сухими руслами.

Аллювиальные и озерные отложения широко распространены в Казахстане. Большая часть озерных ложбин приурочена здесь или к дочетвертичным долинам, или к долинам, существовавшим во влажные эпохи. Большие впадины Зайсанская, Алакуль-Балхаша, р. Чу заполнены мощными наносами потоков, спускавшихся с гор. Осадки в этих впадинах обнаруживают пестрое чередование глин, песков, галечников, илистых отложений и т. д. В ряде случаев толщина их достигает больше 100 м.

Ветру принадлежит весьма крупная роль в образовании эоловых отложений. С ветровой денудацией и аккумуляцией связано накопление огромных песчаных пространств в пустынях и на морских побережьях в виде бугров, дюн и других аккумуляций.

К северу от Аральского моря громадные пространства занимают пески Больших и Малых Барсуков, а также песчаный массив Приаральских Каракумов. Барсуки представляют собой две вытянутые гряды, из которых западная (Б. Барсуки) около 200 км длины при ширине от 10 до 40 км, а отстоящая от них к востоку на расстоянии около 100 км гряда М. Барсуков имеет 80 км в длину.

Приаральские Каракумы, расположенные восточнее М. Барсуков и прилегающие к северо-восточной части Аральского моря площадью около 4 300 000 га, простираются от озера Челкар-Тенгиз на севере до Казалинска на юге (рис. 80).

Кызылкумы (красные пески) расположены на территории Каракалпакской АССР и частично Казахской ССР между реками Амударьей и Сырдарьей, доходя на севере до побережья Аральского моря, а на юге постепенно сменяясь глинисто-лессовой Голодной степью. Площадь Кызылкумов около 20 000 км². На 900 км в длину и 600 км в ширину раскинулась эта разнообразная пустыня. На востоке она переходит в лёссовые подгорные равнины. Поверхность пустыни образует слабовсхолмленную равнину с разбросанными на ней песчаными буграми и барханами, между которыми находятся многочисленные котловины выдувания. В центральной части Кызылкумов имеются группы скалистых гор, из которых хребет Султан-Уиздаг близ Амударьи достигает высоты 485 м. Горы сложены из сланцев, известняков и кварцитов.

Громадная песчаная пустыня Закаспийских Каракумов, или «черных песков», величайшая из всех пустынь Союза. Закаспийские Каракумы расположены на территории Туркменской ССР, составляя около 80% ее площади, и ограничены с севера обрывом плато Устюрт, а на юге подходят к предгорьям Копетдага. По широте они занимают всю полосу между Каспийским морем и Амударьей. Площадь, занимаемая Каракумами, доходит до 350 000 км². Три четверти этой пустыни покрыто песками, где круглый год выпасаются миллионы голов каракулевых овец. Двумя межгорными коридорами выходят Каракумы к приморской низменности Западной Туркмении. У подножия хребта Копетдага протягивается полоса зеленых оазисов.

В Закаспийских Каракумах выделяются четыре типа песчаных образований: барханные, бугристые, грядовые пески и песчаная степь.

Пески Муюнкум лежат на левом берегу р. Чу и занимают Чу-Таласскую равнину до хребта Каратау. Северная и центральная части равнины покрыты бугристыми и грядовыми песками, большей частью закрепленными растительностью, иногда встречаются типичные барханы высотой до 10 м. На юге пески постепенно сменяются лёссовой степью.

Песчано-эоловые образования развиты также в южном Прибалхашье, встречаются в Ферганской долине и на других территориях Средней Азии.

По всему побережью Каспия и Аральского моря широко распространены морские четвертичные отложения. Они слагают ряд террас, число которых на побережье Каспия доходит до 7. В ряде мест морские отложения подверглись значительной переработке эоловыми процессами и эрозионной деятельности рек и покрыты отложениями эоловых песков и аллювием.

К северу от моря арало-каспийские осадки встречаются только по низинам на недалеком расстоянии от современного берега Арала. Морские четвертичные отложения известны также в песчаных пустынях Каракумов, Кызылкумов и др.

В Средней Азии лёссовые и лёссовидные породы значительно развиты в предгорных районах, в долинах рек Сырдарьи и Амударьи, в Бухаре, Ферганской долине и других местах. Ширина лёссовой полосы весьма неравномерна, местами она залегает только у самой подошвы гор, местами уходит далеко в степь. Наряду с делювиально-пролювиальными лёссами широко распространены лёссы и лёссовидные отложения эолового, аллювиального, озерного и смешанного происхождения,



Рис. 80. Песчаные массивы пустынь и полупустынь СССР:
 1 — закрепленные пески; 2 — массивы подвижных песков.

В толщах выделяются неслоистые и слоистые лёссы; неслоистый лёсс занимает главным образом водоразделы и залегает местами на значительной высоте, слоистый лёсс чаще распространен в низовьях речных долин.

Состав лёсса зависит от характера материнских пород; толщина его неравномерна и быстро возрастает от склона к долине. Лёсс образует большие вертикальные обрывы и столбы высотой до 20 м, иногда с заостренной, но чаще с плоской вершиной. Количество их тем больше, чем многочисленнее и сложнее разветвление оврагов.

Геохимические и биогеохимические процессы

Для пустынь и полупустынь термическое выветривание, т. е. разрушение пород под воздействием температурных факторов (сильного нагревания и охлаждения, высокой инсоляции и др.), весьма характерный физический процесс, более ярко проявляющийся, чем в других физико-географических условиях.

Резкие смены температур вызывают расщепление минералов и их разрушение. Происходит так называемая десквамация пород (шелушение) и образование рыхлых обломочных пород. Распад горных пород на отдельные куски, близкие по своему петрографическому составу к материнской породе, называется глыбовой дезинтеграцией, а распад породы на мелкие зерна, состоящие из какого-либо одного минерала, — минеральной дезинтеграцией. Интенсивное разрушение пород в пустынях повышается кристаллизацией легкорастворимых солей. Образующиеся кристаллы дают на стенки трещин и способствуют разрушению.

Исключительно велика роль ветровой эрозии и денудации в пустынных условиях. Ветер выдувает мелкие частицы из разрушающихся пород и как бы «освобождает путь» для дальнейшего разрушения крупных обломков. В результате разрушения пород, выдувания и переноса частиц ветром образуются обширные каменистые поля, лишенные в значительной мере мелкозема, разнообразные причудливые формы остатков массивно-кристаллических пород с изъеденной и источенной поверхностью и различные песчаные аккумуляции.

Большую роль в выветривании и изменении пород играют лишайники. На поверхности обломков массивно-кристаллических пород много накипных лишайников, под коркой которых образуется выветрелый слой породы. Последний состоит из мелкозема и более крупных, почти выветрелых зерен минералов.

В гидротермических условиях пустынь и полупустынь энергично протекают не только процессы физического, но и химического выветривания. Силикаты и алюмосиликаты подвергаются здесь глубокому разрушению. Здесь ярко выражена миграция не только энергично- и легкоподвижных элементов, но и таких инертных элементов, как SiO_2 , Al_2O_3 и Fe_2O_3 , входящих в состав глинистых минералов (монтмориллонита, гидрослюда и др.). В результате этого формируются специфические образования типа опала, красных гидратов железа и др.

Таким образом, для районов с пустынным климатом характерен особый тип минералообразования, отвечающий физико-химическому равновесию систем при повышенных температурах. Этим обуславливается усиленная миграция некоторых элементов в поверхностной пленке, как например, ванадия, никеля, марганца и других, и частичное образование малогидратизированных или совершенно безводных соединений (гематит, красные гидраты железа, вместо лимонита диаспор и пр.).

Коре выветривания пустынь свойственно образование многочисленных минералов группы галоидов, нитратов, карбонатов, сульфатов и боратов (галит, бишофит, кальцит, термонатрит, сода тенардит, глауберит, ангидрит, мирабилит, гипс, эпсомит, бура, натриевая и калиевая селитра).

Необходимо подчеркнуть, что геохимические особенности минералообразования определяются здесь процессами дегидратации, протекающими в весьма активной форме и вызванными высокой температурой воздуха и дефицитом влаги. В качестве ярких примеров продуктов дегидратации можно указать на гипс, мирабилит и другие минералы.

Характерным образованием многих пустынь являются так называемые защитные корки, возникающие в ходе выветривания пород. Толщина их колеблется от долей миллиметра до нескольких сантиметров. Наиболее изученные защитные корки состоят из водных окислов железа и марганца, подчиненную роль в них играют глинозем, фосфорный ангидрит и карбонат кальция.

В геохимических условиях пустынь ярко выражена миграция кремнезема в виде опала, халцедона и образование кремниевых силифицированных корок, а также превращение песков в кварциты с опаловым цементом. Такие явления широко известны в коре выветривания центральных Каракумов, где вершины северных бугров, словно панцирем, покрыты слоями уплотненной породы, представляющей собой переслаивание кремнеземистых корок с пористыми массами гипса, на пространствах солончака в Казахстане и др.

Явления окремнения (силификация) пород объясняются щелочным характером корообразующей среды, вследствие чего кремнезем получает активную миграцию в коре выветривания.

Из всех геохимических процессов, протекающих в коре выветривания пустынных и полупустынных областей, наиболее характерны процессы соленакопления, или галогенеза (см. гл. VI).

Процессы галогенеза тесно связаны с рельефом местности, климатическими условиями, почвообразующими породами, грунтовыми водами, растительным покровом и другими факторами. В зависимости от зональных природных и других условий типы и разновидности солончаков и провинции современного соленакопления в почвах в пределах СССР (рис. 81) выделяют (В. А. Ковда) континентальные и прибрежно-морские лагунные формы засоления.

В аспекте времени все формы прибрежно-морского лагунного засоления вытекают из континентального, ибо развитие солености в них — в известной степени результат смены на континенте засоления рассолением и уходом солевых масс в морской бассейн.

В исходной форме континентального образования хлоридно-сульфатных аккумуляций выделяют солевые аккумуляции первичных (соли как продукты ювенильных газовойделений или как продукты выветривания массивных пород) и вторичных циклов, в которых перемещаются солевые массы, отложенные ранее в осадочных породах разных геологических эпох.

В отношении условий образования континентальных солончаков различают три основные формы миграции солей, связанные с фазами образования и расчленения аккумулятивных стран, а именно: прогрессивное засоление, периодическую смену засоления и рассоления и прогрессивное рассоление (табл. 37).

Различие способов засоления определяется целым рядом факторов, главные из которых следующие: условия притока и оттока солей, харак-

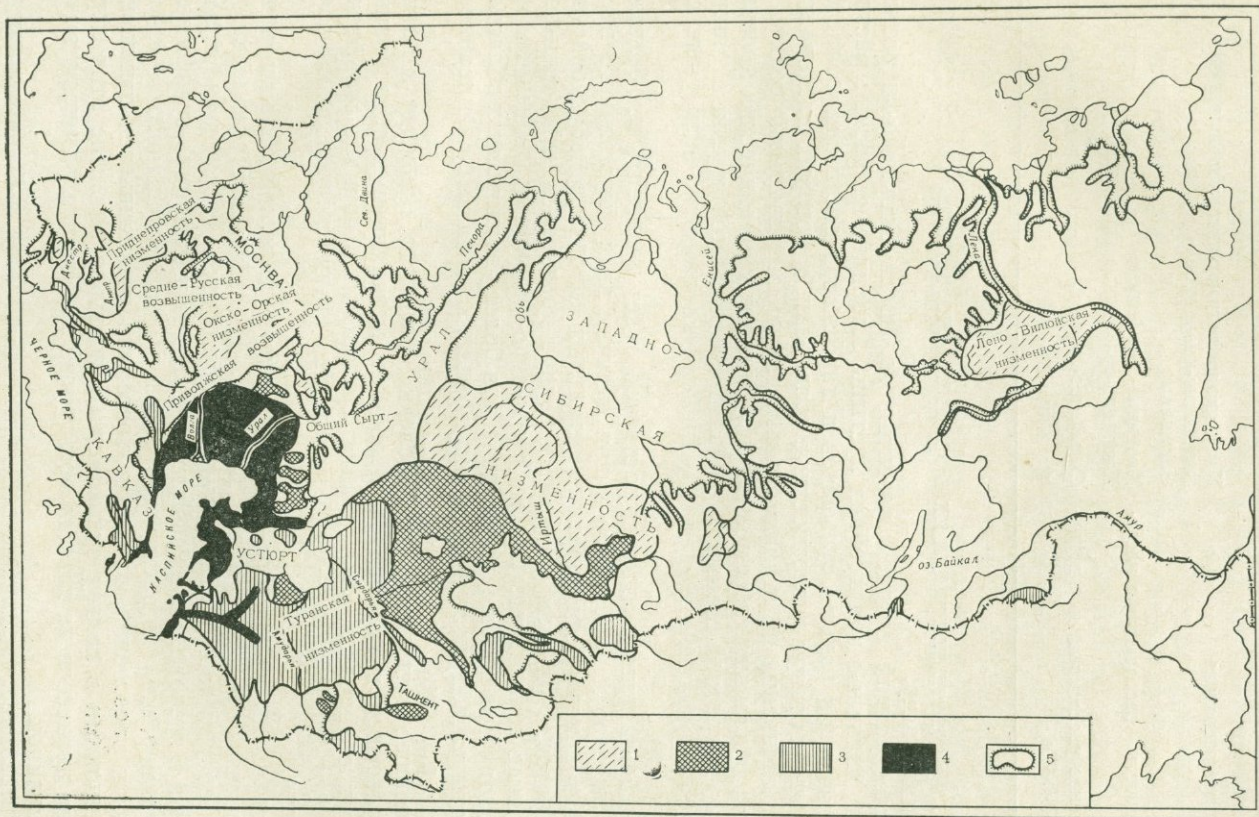


Рис. 81. Схема распределения современных процессов соленакопления в почвах СССР:

1 — провинция сульфатно-содового соленакопления; 2 — провинция хлоридно-сульфатного соленакопления; 3 — провинция сульфатно-хлоридного соленакопления; 4 — провинция хлоридного соленакопления; 5 — контуры возвышенностей.

Классификация континентальных солончаков (по В. А. Ковде)

Формы миграции солей	Солончаки
Прогрессивное засоление	Хлоридно-нитратные (иногда с боратами) Сульфатно-хлоридные Смешанные
Переменяемость засоления и рассоления	Хлоридно-сульфатные Хлоридно-сульфатные гипсовые
Прогрессивное рассоление и вторичная бессточность	Сульфатно-содовые Содовые

тер солей, быстрота миграции их в грунтах, способность солей к взаимным реакциям и пр.

Наиболее ранней стадией развития являются хлоридно-нитратные солончаки, типичные для крайних пустынь. Хлоридно-нитратные растворы грунтовых вод раньше сульфатов и карбонатов достигают областей аккумуляции, образуя поверхностные солончаки, в которых нисходящие токи выщелачивания не играют сколько-нибудь значительной роли.

В случаях влияния современных или древних вулканических явлений в хлоридно-нитратной стадии солончаков обособляется группа с участием боратов — боратно-хлоридные или боратно-хлоридно-нитратные солончаки.

Дальнейший приток солевых растворов будет приносить все большие массы сульфатов и карбонатов и при наличии хотя бы сезонного переувлажнения поверхности хлоридно-нитратных солончаков обусловит потерю нитратов. При этом разовьется группа континентальных сульфатно-хлоридных солончаков. Стадия сульфатно-хлоридных, лишенных нитратов солончаков вообще, характерна для более увлажняемых областей, где нитраты расходуется и на денитрификацию, и на выщелачивание, и на питание растений.

Дальнейшее поступательное засоление, очевидно, приведет к накоплению сульфатов и карбонатов щелочных металлов и к образованию смешанных солончаков. Эта стадия смешанных хлоридно-сульфатно-карбонатных солончаков — одна из поздних стадий непрерывного соле-накопления.

В случаях параллельного оттока из аккумулятивной области ранее других исчезнут нитраты, затем хлориды. И если соленакопление до этого не обогатилось карбонатами, то обособится следующая стадия солончаков с господством сульфатов — солончаки хлоридно-сульфатные. Они, например, широко распространены в случаях периодической смены засоления и рассоления, при этом постоянно увеличивается отношение между анионами в пользу сульфатов. Длительное развитие этих периодических процессов на известковом грунте приводит к развитию гипсовых солончаков.

Прогрессивное рассоление солончаковой области и более или менее полный вынос хлоридов и сульфатов из почвы ведут к интенсивному осолонцеванию. Миграция соды в областях длительного и интенсивного рассоления в случаях развития вторичной бессточности на путях движения соды приводит к наиболее поздней стадии солончакового процесса —

стадии содовых солончаков, тесно связанных (и пространственно, и генетически) в этих условиях с солонцами.

Основное физико-географическое явление, обуславливающее рассоление ранее засоленных почво-грунтов и превращение их в солонцы и солонды,— это вступление региона в фазу эрозионного расчленения. Рассоление почво-грунтов может протекать в двух резко различающихся направлениях:

1) рассоление грунтов и почв с отрывом от грунтовых вод вследствие интенсивности и быстрого углубления гидрографической сети и опускания грунтовых вод;

2) рассоление грунтов и почв без отрыва от грунтовых вод при замедленном или однократно опустившемся базисе эрозии.

Рассоление по первому типу может идти при поднятии страны над уровнем моря, что может быть вызвано или непосредственным поднятием континента, или опусканием общего или местного базиса эрозии. При этом начинает углубляться гидрографическая сеть, усиливается естественная дренированность грунтов; происходит опускание уровня грунтовых вод, вследствие чего прекращается засоляющая деятельность капиллярных растворов и усиливается процесс выщелачивания грунтов, что в общем итоге приводит к их рассолению.

Рассоление грунтов и почв по второму типу, т. е. без отрыва от грунтовых вод, несомненно, должно идти при условиях сильного промывания грунтов атмосферной влагой и хорошего дренажа грунтовых и поверхностных вод. При отсутствии этих условий капиллярные растворы, поднимающиеся от грунтовых вод, вместо рассоления почво-грунтов будут засолять их.

Превращение солончака в солонец зависит от состава находящихся в нем солей, следовательно, и от состава катионов, насыщающих его поглощающий комплекс.

Установлено, что рассоление солончаков хлоридного и сульфатного рядов протекает совершенно различно; наибольшую степень выражения солонцеватости получает после хлоридного засоления, обеспечивающего наибольшее вытеснение кальция и вынос его из профиля в виде хлорида; сульфатное засоление вызывает более слабую солонцеватость, что связано с сохранением кальция в профиле в виде гипса и с обратным вхождением его в поглощающий комплекс.

Биомасса пустынного ландшафта в целом незначительна. Небольшая масса опада и энергичная деятельность почвенных микроорганизмов способствуют быстрому разрушению органических остатков и сравнительно небольшому накоплению органического вещества. В составе гумуса характерно преобладание фульвокислот над гумусовыми. Возможно, в связи с этим наблюдается повышенное содержание подвижного железа в верхней части профиля почвы. Широко развитое в Средней Азии скотоводство — исключительно важный фактор, снижающий поступление растительной биомассы в почвы.

Почвы и локальные ландшафты пустынь

Основными почвами пустынь и полупустынь Азии являются бурые пустынно-степные, серо-бурые пустынные, красно-бурые пустынные почвы и сероземы с многочисленными разновидностями, связанными с условиями образования.

Бурые пустынно-степные почвы приурочены к северной части пустынной области, граничащей со степями. Они характеризуются большим

разнообразием. В Казахстане, например, бурые почвы сильно солонцеваты и содержат большое количество гипса.

В пустынных районах Средней Азии широко развиты серо-бурые почвы, формирующиеся на щебнистых и засоленных породах. Они занимают плато Устюрт, южную часть пустыни Бетпак-Дала и др. Характерные особенности этих почв — наличие карбонатов, которые концентрируются вверху и постепенно убывают вниз, и скоплений гипса.

В Средней Азии большие площади занимают сероземы. Среди них различают темные, типичные и светлые. Сероземы распространены на равнинах и предгорных пространствах. Мощность их подвержена значительным колебаниям.

Содержание перегноя у сероземов в самом верхнем слое (до глубины 5 см) колеблется от 2 до 6%, а ниже — резко падает (на глубине 20 см меньше 1%).

В минеральном составе сероземов преобладают кварц и полевые шпаты, в коллоидно-дисперсной фракции — бейделлит и мусковит-серицит.

Среди серо-бурых почв преобладают суглинистые разновидности.

Наиболее богаты органическим веществом пойменные почвы (речных долин и луговые). Здесь растительность отличается заметной продуктивностью (биомасса до 1000 ц/га).

Около 75% почв пустынь Советского Союза представлены автоморфными, остальная часть — гидроморфными условиями почвообразования. Из гидроморфных почв особенно распространены солончаки, такыры и пойменные лугово-солончаковые почвы. В ряде случаев гидроморфные почвы обогащены карбонатными новообразованиями и местами оглеены.

В пустынях Советского Союза можно выделить ряд геохимических типов и разновидностей локальных ландшафтов, характеризующихся специфическими условиями миграции химических элементов. Это высокогорные ландшафты; эолово-песчаные; такыры; солончаковые впадины; подножия гор (предгорные равнины); террасы и поймы рек и озерные впадины. В высокогорных областях выделяются ландшафты снега и льда, ландшафты скал, покрытых лишайниками и водорослями, каменные ландшафты (скалистых сопок и щебня предгорных равнин). В ряде случаев каменные ландшафты приурочены к выходам кристаллических пород на равнинных плато, где они представлены грубообломочным элювием.

Среди высокогорных пустынь распространены также травянистые пастбищные ландшафты. В них интенсивно протекает синтез белков, аскорбиновой кислоты (витамина С), накапливается много сахара, что определяет высокие кормовые качества растительности.

Известны крупные соляные озера в засушливых странах. В большинстве они бессточные, иногда временные, существующие только в период дождей или после таяния снега. По преобладанию солеобразующих элементов (натрия, кальция, магния, серы, хлора и др.) соляные озера могут быть хлоридными, сульфатными и карбонатными (содовыми).

Изменение и улучшение условий почв и ландшафтов

В мировом земледелии пустыни и полупустыни используются пока еще мало. Земледельческое освоение их зависит прежде всего от наличия рек и других источников обводнения. Необходимы также мероприятия по рассолению многих засоленных почв, по закреплению сыпучих песков и др.

В Советском Союзе из года в год увеличивается площадь использования песчаных пустынь. Советское государство отнимает у пустынь многие сотни тысяч гектаров, превращая их в цветущие оазисы, колхозные и совхозные поля и сады. В пустынях ведется и индустриальное строительство, возникают заводы, города, дорожные магистрали, судходные каналы и др.

Каждый тип пустыни может быть так или иначе использован, и для борьбы с сыпучими песками могут быть найдены средства. В одних случаях необходима охрана песков от пастбы скота, рубки леса и кустарников. Этот способ применим лишь там, где пески находятся уже в стадии, близкой к естественному успокоению. В других случаях для закрепления песков устанавливаются щиты, заборы, производится выстилание камышом, хворостом, соломой и пр. Приемы этого рода относятся к дорогам, но дающим немедленные результаты. К ним прибегают для защиты от песка ценных угодий, построек и разных сооружений.

Широко применяется посев или посадки растительности, свойственной песчаной почве (посевы сорго-гумаевого гибрида, пустынного житняка и других трав). Во многих районах проводится восстановление саксаульника, внедряются наиболее целесообразные способы выпаса и травосеяния и т. п. В последнее время укрепление песчаных грунтов производится гранулометрическими добавками, а также физическими и химическими способами (торфование, глинование, битумирование, силикатирование и др.).

Использование и меры улучшения солончаков существенным образом зависят от состава находящихся в них солей.

Главнейшая задача мелиорации солончаков — уменьшение концентраций солей в верхнем горизонте до величины, благоприятной для произрастания растений. Снижение концентраций солей в солончаковой почве осуществляется промывкой почвы ирригационной водой, а также воздействием на грунтовые воды и режим капиллярных растворов травосеяния, проводимым в тесном сочетании с промывкой и дренажем. Дренаж в этом случае должен быть глубоким, заложенным не выше критического уровня грунтовой воды, т. е. на такую глубину ее залегания, которая не дает возможности растворам подняться к поверхности и кор-необитаемым горизонтам почвы.

В случае благоприятных условий естественного дренажа и наличия более или менее выраженного оттока грунтовых вод удовлетворительные результаты по рассолению солончаков дает сочетание мелкого дренажа (сброса), промывки и травосеяния (в течение 2—3 лет), в особенности культуры люцерны.

Не все солончаки в одинаковой мере подвергаются положительной мелиорации. Трехчленный комплекс мероприятий не вполне эффективен на содовых солончаках, при мелиорации которых необходимы химические способы, направленные на нейтрализацию соды, обменное замещение натрия кальцием и коагуляцию пептезированной массы. В качестве мелиорирующих веществ с успехом применяются гипс, сера, известь, гипсово-известковые горизонты почвы, серно-кислое железо и алюминий, серная и азотная кислоты, способные нейтрализовать свободную серу. Действие гипса признается наиболее эффективным и универсальным. Количество его рассчитывается по эквивалентам, необходимым для нейтрализации соды и замещения вытесняемого натрия.

Основная задача мелиорации солонцовых почв — уничтожение солонцового горизонта, превращение солонца из почвы бесструктурной, вязкой в сыром состоянии, обладающей высокой влагоемкостью, в почву

структурную, менее подверженную размоканию и расплыванию и благоприятную для произрастания растений.

Иногда для изменения свойств карбонатных солонцов или близких к поверхности карбонатных горизонтов полезно внесение серы, кислот или кислых отходов промышленности. Количество и способ внесения того или иного вещества строго базируется на количестве натрия и воды, а в солончаковых солонцах, кроме того, и на соотношении Na и Ca в составе других солей.

Основная цель внесения указанных веществ — использовать соединения кальция в самой почве для нейтрализации ее щелочной реакции и организации структурного внутреннего горизонта.

Солонцы солончакового ряда, связанные постоянно с грунтовыми водами, в противоположность солонцам ряда остепнения, кроме мелиорации горизонта, нуждаются в опреснении корнеобитаемой части своего профиля путем промывки, а также для гарантии против реставрации солончаковатости и поверхностного ирригационного засоления — в закладке дренажа на глубине не меньше критического залегания грунтовых вод, т. е. 2,5—3,5 м в зависимости от гранулометрического состава грунтов.

Несомненно, эффективность мелиорации почв зависит прежде всего от знания физико-химических свойств мелиорируемой среды, прогноза в отношении изменения этих свойств в результате внесения тех или иных химических веществ, а отсюда — и от способа внесения и характера вносимого в почву вещества.

ГЕОХИМИЯ ЛАНДШАФТОВ СУБТРОПИКОВ И ТРОПИКОВ

Субтропическая и тропическая зоны

Влажные и переменно-влажные субтропические и тропические области занимают большую часть Южной и Юго-Восточной Азии (Передняя Азия, часть Ирана, большая (южная) часть Индостана, Бирма, Таиланд, Индокитай, Малайские острова, Филиппины и Индонезия). Огромные территории заняты влажными субтропиками и тропиками в Африке, Центральной и Южной Америке.

В СССР влажные и переменно-влажные субтропические области характерны для Черноморского побережья Кавказа (в основном в Аджарской АССР в районе Батуми), для юго-западного побережья Каспийского моря, в районе Ленкорани Азербайджанской ССР и Южного берега Крыма.

Обе зоны характеризуются специфическими условиями природных ландшафтов и процессами, в них протекающими. По сравнению с другими зонами здесь больше тепла и выпадающих осадков; в биологическом круговороте участвует большая масса органического вещества. Энергично протекают процессы химического выветривания и минерализации растительного опада. Здесь формируются красноцветные формации коры выветривания и почвы при весьма активной миграции в ландшафтах химических элементов.

Наиболее важными факторами, определяющими дифференциацию ландшафтов этих зон, являются рельеф, тепло, количество осадков и распределение их по временам года.

Современный рельеф субтропических областей СССР имеет горный, местами аккумулятивный и эрозионно-холмистый характер. На склонах Аджарского хребта, согласно С. С. Кузнецову (1937), можно различить 8 террасообразных уступов с различными высотными отметками над уровнем моря. Образование их связано с послетретичной историей черноморской впадины. Области, относимые к субтропическим, находятся на низменностях и склонах гор до высоты 500—600 м. Выше господствует умеренно холодный и холодный климат.

Субтропическая часть Крыма представлена тремя горными грядами (яйлами), идущими параллельно южному берегу. Самая южная Крымская гряда — Яйла — на западе подходит к морю отвесными обрывами, к востоку отступает до 10—12 км в сторону от берега. Гряда разбивается на ряд участков — яйл. Высшая точка ее превышает 1500 м. К северу она переходит в плоскую равнину высотой менее 200 м.

Климат влажных субтропических областей СССР теплый и влажный. В Аджарской АССР средняя годовая температура 13,2—14,5°, средняя июльская 21,5—23,0°, январская 5,8—7,0°, годовая амплитуда 18—20°. Зима мягкая со средними минимальными температурами не ниже 2°, весна довольно прохладная, лето умеренно жаркое, осень очень теплая

и продолжительная. Количество осадков огромное: в Батуми около 2500 мм, а в отдельные годы — 4000 мм. К северу (в Потти, Сухуми) количество осадков меньше 2000 мм (в Потти — 1600 мм, Сухуми — 1430 мм). Выпадают они главным образом осенью и зимой. Дожди носят преимущественно ливневый характер. Стекающие во время ливней воды вызывают энергичную эрозию поверхности почвы и образование аккумулятивных отложений в долинах и понижениях.

Климат Южного берега Крыма характеризуется мягкими зимами (средняя температура января $+3,7^{\circ}$), солнечным, сухим и нежарким летом (средняя температура июля $+24^{\circ}$). Безморозный период продолжается около 250 дней. Больше всего осадков выпадает западнее Яйлы — до 1000 мм, иногда и более; восточнее их бывает 550—600 мм, на северном предгорье — 500—700 мм. По сравнению с субтропиками Аджарии и Абхазии крымские субтропики более сухие.

Растительный покров влажных субтропиков исключительно разнообразен. В Западной Грузии леса состоят из хвойных и лиственных пород, среди которых самшит колхидский, бук, каштан, тис, дуб — грузинский, имеретинский и др. Деревья перевиты лианами, плющом, ломоносом, одичавшим виноградом и пр. Много в лесах лекарственных растений (кавказская скополия, кавказская беладонна и др.). В Грузии культивируются эвкалипты, пальмы, цитрусовые, эфирно-масличные, чайные и другие растения. Видное место занимают плантации высококачественных ароматных табаков. С большим успехом возделываются субтропическая хурма, благородный лавр, герань и др.

Южный берег Крыма имеет богатую растительность средиземноморского характера. Здесь растут вечнозеленые растения: иглица, земляничное дерево, древовидный можжевельник, крымский ладанник, из лиан — плющ, из культурных растений — миндаль, абрикосы, персики, инжир, черешни, грецкий орех, маслины, гранат, хурма и др. В парках произрастают олеандры, лавры, магнолии, кипарисы, секвойи, вечнозеленые дубы, некоторые виды пальм, эвкалипты и др.

Физико-географические условия тропиков и субтропиков благоприятствуют интенсивной биологической продуктивности органического вещества. Биологический круговорот ежегодно создает огромную массу живого вещества. По приблизительным подсчетам годовая продукция наземного свежего органического вещества в тропическом лесу определяется в 100—200 т/га. Запасы древесины измеряются тысячами тонн на один гектар. Тропическая растительность отличается и химическим составом: в ней накапливаются каучук, кокаин, хинин, эфирные масла и другие вещества. Общее количество алкалоидов и гликозидов у растений тропиков выше, чем у растений умеренной зоны. В плодах пальм образуется углеводов маннан, многоатомный спирт, персент, камфора, каприновая, каприловая, капроновая, лавровая и миристиновая кислоты. В маслах растений преобладают насыщенные жирные кислоты. Углеводов накапливается значительно больше, а белков, наоборот, меньше, чем в растениях умеренного пояса.

Вследствие высокой температуры и влажности разрушение органического вещества и его минерализация протекают интенсивно. В ландшафт поступает значительное количество конечных продуктов распада органических веществ в форме углекислого газа, воды и органических кислот. В то же время гумуса накапливается почти столько же, сколько в почвах умеренного пояса; лесная подстилка или гумусовый слой мощностью 30 см представляет значительную редкость. Отличительной особенностью физико-географических условий влажных субтропиков и тро-

пиков является также интенсивное промывание коры выветривания атмосферными осадками, вынос из них растворимых соединений; преобладает коллоидная миграция гумусовых веществ, золь кремнезема, глинозема и железа.

Грунтовые воды слабо минерализованы, сухой остаток их в значительной степени состоит из кремнезема, выщелачиваемого из элювия, при очень малом содержании щелочных и щелочноземельных оснований. По геохимическому составу поверхностные и грунтовые воды, а также воды озер относятся к гидрокарбонатно-кремнеземному классу.

На плоских равнинах и в котловинах, где застаиваются атмосферные воды, образуются болотные ландшафты. Для них характерно накопление значительного количества черных гумусовых веществ. Грунтовые и поверхностные воды имеют черную окраску и обладают резко кислой реакцией. Под гумусовым слоем (мощностью до 1 м) интенсивно протекают восстановительные процессы, способствующие переходу железа в двухвалентную форму и высокой подвижности его.

В целом в тропиках и влажных субтропиках физико-географические условия благоприятствуют созданию кислотного режима в коре выветривания и образованию кислого типа ландшафтов. В геохимических процессах активная роль принадлежит органическим кислотам, углекислоте, водородному иону и большой подвижности оснований кремнезема, алюминия и железа.

Покровные породы

Покровные породы советских субтропиков довольно разнообразны по составу, что объясняется сложной геологической историей местности. В геологическом строении Западной Грузии принимают участие толщи как осадочных, так и изверженных пород. Среди первых наиболее известны на поверхности Земли третичные отложения, для которых характерны чередование мергеля, известняков, глинистых сланцев, песчаников, однообразие гранулометрического и минералогического составов и др.

Среди изверженных и эффузивных пород широко представлены базальты, роговообманковые порфириты, авгито-порфиритовые туфы и др. Процессы выветривания превращают указанные породы в кластические грубозернистые и тонкозернистые материалы. Среди них широко развиты красноцветные продукты выветривания (красноземы, желтоземы) элювиально-делювиального и аллювиального характера. Красноземы залегают на склонах хребтов, обращенных к Черному морю, на высоте 40—250 м над уровнем моря. Они развиты по преимуществу на авгито-порфиритовых туфах, в ряде же мест — на туфогенах и базальтах. При выветривании кристаллические породы хорошо сохраняют свою прежнюю структуру.

В Крыму покровными породами также являются известняки и сланцы юрского, мелового и третичного возрастов. Местами они прерываются изверженными породами, разнообразие которых сказывается на характере выветривания и образовании коры выветривания, ее рельефе. В районах распространения сланцев формы рельефа более пологие и размытые, в местах выходов изверженных пород и известняков, которые труднее поддаются выветриванию, формы поверхности более крутые, много останцев. У подножия Горного Крыма — мощные делювиальные

отложения. В известковой толще сильно развиты явления карста и образование карстовой коры поверхностного и подземного типов.

Карстовые процессы, протекающие на известняках главной гряды Крымских гор, сnivelировали ее поверхность, образовав на вершине известковое карстовое плато, ландшафт которого представлен карстовыми воронками, пещерами и другими формами. На отдельных участках пологие холмы карстового плато перемежаются с широкими, но неглубокими депрессиями. Днища этих понижений сложены красноцветными глинистыми продуктами выветривания известняков. Наибольшую ширину плато имеет в центральной части гряды. В западной части плато отсутствует, а в восточной горная гряда снижается и оно разбивается на отдельные возвышенные островки (останцы Чатырдаг, Демерджа, Короби, яйлы и др.).

В покровных породах тропиков и субтропиков широко представлены продукты современной и древней красноцветной коры выветривания.

Геохимические и биогеохимические процессы и продукты ландшафтов влажных субтропиков и тропиков

Во влажных субтропических областях в силу высоких температур в течение круглого года и обилия осадков происходит энергичное химическое выветривание и глубокое разрушение горных пород. Образуется кора выветривания глубокого профиля, часто простирающегося вглубь до нескольких десятков метров. Весьма существенна роль в образовании коры выветривания эрозионных факторов, обязанных ливневому характеру дождей. Результат этого — смыв с горных склонов в долины и другие понижения массы рыхлого материала и накопление его в форме аккумулятивной аллювиальной, делювиальной и пролювиальной коры выветривания гетерогенного состава.

Тем же процессам глубокого химического разложения и эрозионному смыву подчинено накопление органического вещества в почвах. В полном соответствии с гидротермическими условиями зоны находится и геохимия процессов миграции и аккумуляции элементов и соединений. Почти все первичные минералы разрушаются. Освобождающиеся элементы и соединения кальция, магния, натрия, калия, кремнезема и другие значительно мигрируют. В результате образуется красноземно-латеритная кора выветривания. Указанный тип выветривания мы будем рассматривать как красноцветный с разновидностями сиаллитно-ферритной и аллитной коры выветривания.

Характерными особенностями геохимического процесса этого типа выветривания, миграции элементов и соединений является накопление полуторных гидроокислов алюминия и железа. В процессе выноса оснований и кремнезема полуторные гидроокислы алюминия и железа или остаются на месте, или при благоприятных условиях пептизируются и передвигаются по профилю в зависимости от влажного и сухого сезона.

В красноземных продуктах выветривания, образующихся на основных породах, заметно также повышенное содержание SO_4 и фосфорной кислоты. Красноземная кора не тождественна типичной латеритной коре выветривания, хотя они во многих случаях и близки по составу. Главное отличие между ними состоит в том, что для красноземной коры характерны вторичные глинистые минералы — каолинит, галлуазит, монтмориллонит, леверриерит и отсутствие свободных гидроокислов типа диаспора, в то время как для латеритной — свободные гидроокиси алюминия и железа.

Глубокое разложение (гидролиз) алюмосиликатов в данных условиях — основная причина образования красноцветных продуктов выветривания.

В последнее время признается большая роль в процессе образования латеритов углекислоты и органических соединений, возникающих при гниении растительных остатков тропического леса. Защитным действием гумусовых кислот объясняют устойчивость коллоидов глинозема, железа и кремния, которые в зависимости от величины рН растворов мигрируют в коре выветривания.

Образованию латерита благоприятствуют ровные плоские платообразные возвышенности, откуда происходит слабый смыв, а фильтрация поверхностных вод вызывает глубокое промывание толщи коры выветривания. Наиболее подходящий субстрат для образования латеритов — это базальты, андезиты и другие изверженные породы, богатые алюмосиликатными минералами. В тропических странах в разрезе латеритной коры выветривания обычно выделяется ряд зон различного минералогического и химического составов.

В процессе образования латеритов содержание кремнезема может уменьшиться от 45—50% в коренной породе до 1—2% в верхней части латеритного профиля выветривания, а содержание окислов железа и алюминия увеличиться от 15—20% до 80—90%. Максимальное количество гидроокислов железа обычно в так называемой железистой зоне мощностью от 1 до 10 м, образующейся в верхней части коры выветривания. В нижней и верхней частях этой зоны, называемой зоной обогащения, наблюдается максимальное накопление глинозема (до 60—70%). Общая мощность латеритной коры выветривания может превышать 100 м.

Самой верхней зоной является железистая (железная кора, или площадь) мощностью 1—10 м, состоящая из красных глин и скопления окислов железа. Содержание железа в ней достигает 60—80%. В нижней части этой и в верхней части следующей за ней зоны обогащения имеется скопление глинозема (60—70%). Зона обогащения носит пятнистый характер, обусловленный скоплением различных мигрирующих сюда элементов и соединений. Ниже ее залегает зона разложения. Она состоит главным образом из глинистых минералов типа каолинита и аллофана и вниз по разрезу постепенно переходит в неизменные материнские породы.

Существенная особенность латеритной коры выветривания — хорошая водопроницаемость слагающих ее продуктов. Этим объясняется глубокое промывание коры просачивающимися водами. В образовании латеритной коры большую роль играют грунтовые воды, капиллярное поднятие которых в сухие периоды вызывает концентрацию окислов железа на поверхности почвы в виде так называемого железного панциря. Латериты характерны только для тропиков, в то время как красноземы распространены и в субтропиках.

В СССР из латеритного типа коры выветривания широко известны древние красноцветные продукты (толщи, боксито-латеритов, каолино-бокситов, каолино-латеритов и пр.), широко распространенные на Урале, Украине, Дальнем Востоке, в Закавказье и других районах.

Среди латеритных продуктов коры выветривания в тропиках широко распространены каолиновые и бокситовые латериты, бокситы и др. В каолиновых и бокситовых латеритах наряду со свободными гидроокислами алюминия и железа широко представлены глинистые минералы типа каолинита и галлуазита.

Влажные субтропики и тропики характеризуются густым травяным покровом в саваннах и разнообразной густой лесной растительностью. Тепло и влага способствуют быстрому росту растений, большой биологической продуктивности. Опад в результате разложения и минерализации создает биовещество, которое поступает в геохимический круговорот и водную миграцию.

Биомасса субтропических и тропических лесов достигает 4000—5000 ц/га и больше, а величина опада 200—300 ц/га, т. е. примерно в пять раз превышает величину опада таежных лесов. Благодаря теплу и влаге и исключительно активной биогеохимической деятельности микроорганизмов и почвенных животных биомасса, поступающая в процессы почвообразования, сравнительно невелика.

Почвы и геохимические типы локальных ландшафтов

На красноземной и латеритной коре выветривания формируются красноземные, желтоземные, коричневые и латеритные почвы.

В красноземных почвах Закавказья, согласно С. А. Захарову, горизонт А (0—15 (25 см) темно-коричневый, зернисто-ореховатой, рыхлой или пористо-зернистой структуры. Содержание перегнойа 5—8 и в отдельных случаях 10—12%, азота 0,3—0,4%. Количество химически связанной воды достигает 11—12% и больше. Наблюдается аккумуляция кальция, фосфорной и серной кислот и других соединений. В почве преобладают поглощенный водород и алюминий. Реакция почвенных растворов кислая: рН активная 5—6, рН обменная 4,3—4,5.

Красноземные почвы обладают высокой агрегатностью, большой скважностью, водопроницаемостью и влагоемкостью. Существенной частью их является группа органо-минеральных коллоидов, образующихся в результате реакции полуторных окислов с гуматами. Характерна большая подвижность в красноземных почвах азотистых веществ, связанных с фульвокислотами: содержание общего азота достигает в верхнем слое 0,3—0,4%. Величина отношения С:N чаще всего 11—12; гуминовые кислоты составляют в гумусе красноземных почв 15—20% от общего запаса углерода, фульвокислоты же — в два-три раза больше.

В равнинных условиях на древних террасах рек развиты оподзоленные почвы.

На красноцветной коре под широколиственными лесами образуются субтропические бурые лесные почвы (буроземы). Они имеют перегнойный горизонт мощностью 20—30 см, постепенно переходящий в красноцветную кору выветривания. Содержание перегнойа в них достигает 7—12%, азота — до 0,5% и фосфора — до 0,2%. Реакция заметно кислая (рН 5,0—5,5).

В Закавказье, Крыму и Средней Азии широко распространены коричневые почвы. Для них характерен мощный темноокрашенный горизонт с разным содержанием гумуса в зависимости от условий образования (выделяются темные, богатые гумусом, и светлые разновидности коричневых почв), а также карбонатный иллювиальный горизонт: у карбонатных коричневых почв — в пределах гумусового горизонта, у типичных — в его нижней части или сразу под ним, у выщелоченных — на большой глубине, глубже гумусового горизонта. Реакция верхних горизонтов почвы нейтральная и слабощелочная.

Средняя и нижняя часть коричневых почв имеет ясно выраженное «оглинение», обусловленное повышенным содержанием илстых и глинистых частиц. Результатом оглинения является высокая плотность почв

и характерная комковато-глыбистая структура. С повышенной оглиненностью связана высокая емкость поглощения; в составе обменных катионов преобладают ионы кальция и магния.

В тропических ландшафтных условиях развиты латеритные почвы. Профиль их формируется в зависимости от положения в рельефе и уровня грунтовых вод. В гидроморфных условиях образуются почвы с мощным гумусовым горизонтом (80—100 см) и рыхлой комковатой структурой; автоморфные почвы чаще всего имеют плохо выраженный гумусовый горизонт (до 20—30 см) красновато-бурой окраски, переходящей в красный или желто-бурый цвет почвообразующей породы.

В обоих случаях почвы обогащены гидроокислами железа и алюминия. В составе гумуса преобладают фульвокислоты, обуславливающие слабую окраску гумусового горизонта и кислую реакцию почв.

Среди локальных геохимических типов ландшафтов влажных субтропиков и тропиков можно выделить несколько основных групп, относимых к автоморфным, гидроморфным, гидроаккумулятивным и гидроморфно-болотным. Преобладают первые две группы.

Аutomорфные и гидроморфные ландшафты представлены большим разнообразием локальных разновидностей: а) влажных гидротермических условий; б) муссонных гидротермических условий; в) полусухих и сухих гидротермических условий. В первых двух случаях выветривание протекает по латеритному типу: происходит интенсивное выветривание и миграция элементов, формируются латеритные красноземные и желтоземные почвы. В ландшафтах преобладают кислые условия среды. В первую очередь выносятся кальций, натрий, магний, подвижными являются кремний и алюминий; в ландшафтах заметно накапливается железо, кремний и алюминий в форме аллитно-каолинитовых минералов (каолинит, гиббсит, бемит, гетит, гидрогетит и др.). Растительный покров приспособляется к недостатку легкоподвижных элементов первой и второй групп таблицы Д. И. Менделеева и избытку железа, алюминия, кремния, титана и ряда других элементов. Почвенные и грунтовые воды мало минерализованы. Нередко они ультрапресные и относятся к гидрокарбонатному или кремнеземному типу.

Весьма существенна роль петрохимического состава покровных пород в поступлении химических элементов в ландшафтный круговорот. Основные и ультраосновные породы, подвергаясь глубокому разложению, снабжают ландшафты железом, магнием, никелем, хромом, в то время как кислые породы — кремнием, алюминием, щелочные — алюминием, редкоземельными элементами и т. д.

В районах распространения карбонатных пород в ландшафтах накапливаются кальций и магний, вместо каолинита образуется монтмориллонит, обладающий большей емкостью поглощения. Почвы приобретают темную окраску; в литературе они известны под названием маргалитных.

Широко развиты в котловинах, западинах и плоских равнинах с замедленным дренажем гидроморфные ландшафты болотного типа. В них происходит накопление ила и растительных остатков, местами развиваются торфяники. В ряде случаев образуется гумусовый горизонт (до 1 м), интенсивно развивается оглеение. Для этих ландшафтов характерны резкий недостаток кислорода, низкая рН среды, здесь активны железо и марганец. Поверхностные воды содержат много органических веществ и имеют черную окраску. Специфические разновидности гидроморфного болотного типа формируются в дельтах рек, в прибрежных лагунах, вдоль низменных побережий в приморских солоноватых болотах мангрового типа. В геохимических процессах существенную роль

играют железо, сероводород, микробиологическое окисление при недостатке кислорода. Развивается десульфуризация (за счет сульфатов морской воды), трехвалентное железо восстанавливается до закисной формы; реакция с сероводородом закисного железа образует коллоидный марказит (FeS_2). Илстые отложения, содержащие H_2S , приобретают тухлый запах. В илах также много SiO_2 в виде опала и халцедона и кремнекислого натрия Na_2SiO_3 . На повышенных участках формируются специфические кремненатриевые солончаки. Мангровые ландшафты богаты катионами (Ca, Mg, Na и др.), поступающими с морской водой.

Влажные тропики и субтропики характеризуются активной механической и химической денудацией поверхности и сносом материала в озерные водоемы и временно затопляемые понижения. В них откладываются большое количество илов, содержащих кремнезем, карбонаты кальция и магния, гидроокислы железа, марганца. На дне озер широко образуются органические массы преимущественно двух типов: кремнеземистого и карбонатного состава.

Изменение и улучшение условий использования почв и ландшафтов

Средний коэффициент земледельческого использования субтропических красноземов всей суши около 13%, латеритов и тропических красноземов — 4, красно-бурых почв тропических саванн — 2%.

Целесообразное и эффективное использование красноземных почв требует осуществления ряда технических и сельскохозяйственных мероприятий, связанных с борьбой с эрозией почвы, внесением удобрений, правильной обработкой почвы и созданием необходимого водного режима.

Находясь в условиях высокого увлажнения и ливневых дождей, красноземные почвы легко подвергаются эрозии и сносу, что вызывает не только понижение урожаев, но иногда и полное уничтожение почв. Поэтому одно из важнейших условий эффективного использования таких почв — борьба с эрозией и ее предупреждение. Для этого прибегают к террасированию склонов, а также специальной обработке почвы (бороздованию), шпалерной посадке чайного куста, почвопокровным культурам (травосеяние) и др.

При осуществлении террасирования необходимо считаться с крутизной склонов и структурой почвы. На красноземных почвах террасирование может применяться при уклонах более 20° , на подзолисто-красноземных — при уклонах $5-10^\circ$. Система террасирования должна обеспечивать максимальное использование воды и защиту почв от смыва.

Очень большое значение для борьбы с эрозией имеет правильная обработка почвы. Выворачивание на поверхность бесструктурных глубоких слоев способствует эрозии. Вспашка, при которой не происходит выворачивания глубоких слоев и перегнойный слой сохраняется на поверхности, снижает эффективность действия эрозийных факторов. Травосеяние и лесонасаждение в свою очередь снижают эффективность эрозии, так как этому способствует корневая система. В целях повышения урожая красноземных почв вносят азотные, фосфатные и калийные удобрения. При посевах кукурузы почву полезно известковать.

Для красноземных почв наиболее эффективны азотные удобрения, содержащие аммиак и особенно сульфат аммония. Они резко повышают урожайность культур. Однако при применении этих удобрений нужно учитывать, что они усиливают кислотность почвы и поэтому увеличивают потребность в известковании, с другой стороны, избыток азотного

удобрения может снизить устойчивость цитрусовых культур против грибных и других заболеваний. Эффективное действие азота зависит от почвенных условий, состояния плантации, рельефа местности и других причин.

Для снижения выноса азота из почв рекомендуется вносить фосфор, который существенно влияет на развитие микроорганизмов в почве.

Часто в красноземных почвах наблюдается недостаток калия, что сказывается на снижении урожайности и появлении грибных заболеваний. Внесение калийных удобрений в почву из расчета 200 кг КО на 1 га обычно повышает урожайность на 30—50%.

Из различных фосфорных удобрений на красноземных почвах наиболее эффективны томасшлак и фосфоритная мука.

Калийные удобрения улучшают качество урожая субтропических культур, повышают их устойчивость против морозов и болезней.

ПРИКЛАДНЫЕ АСПЕКТЫ ГЕОХИМИИ ЛАНДШАФТОВ

Глава XVII

ТЕХНИЧЕСКИЙ ПРОГРЕСС И ПРЕОБРАЗОВАНИЕ ЛАНДШАФТОВ

Взаимодействие человека, ландшафта, технического прогресса

Ландшафтная сфера — родина человека, колыбель его цивилизации и прогресса. На всех этапах развития человека и общественного прогресса ландшафтная сфера играла существенную роль. Она — материальная основа производства, жизни, быта и жилища человека. Из ландшафтной сферы человек черпает все материальные блага, во взаимоотношениях с нею он развивает и обогащает свою духовную культуру, осуществляет все виды технического прогресса. Человек не мог бы подняться до современного уровня развития хозяйства и культуры, если бы он не научился использовать минералы и плавить металлы, создавать машины и оборудование, выводить новые сорта растений и животных и развивать культурное земледелие, использовать энергию рек, ветра и Солнца и т. д. Воздействие человека на природу началось с самых примитивных форм и увеличивалось по мере развития производительных сил.

Еще в начале 30-х годов А. Е. Ферсман подчеркивал, что хозяйственная и промышленная деятельность человека по своему масштабу и значению уже сделалась сравнимой с процессами самой природы. При этом человек действует по социально-экономическим законам, в то время как природные равновесия определяются физико-географическими законами. Отсюда последствия таких действий не всегда учитываются, а в капиталистическом обществе просто игнорируются. Процессы воздействия промышленной и хозяйственной деятельности на окружающую природу А. Е. Ферсман назвал техногенезом. Современные масштабы техногенеза, выходящие за пределы планеты, позволяют уже говорить о техносфере, т. е. сфере всей материальной жизни и деятельности общества. Некоторые авторы техносферу отождествляют с антропосферой*.

В XX в., указывает В. И. Вернадский, впервые в истории Земли человек узнал и охватил своим влиянием всю ее биосферу, расселился по всей поверхности Земли. Человеком сознательно (но главным образом бессознательно) изменяется лик планеты — воздушная оболочка, химический состав природных вод, им создаются новые виды и расы животных и растений. Новое современное состояние биосферы В. И. Вернадский предложил называть «ноосферой». Говоря его словами, ноосфера — последнее из многих состояний эволюции биосферы в геологической истории, т. е. состояние наших дней. В ней общество становится единственным в своем роде агентом, могущество которого растет с ходом времени со все увеличивающейся быстротой. Оно одно изменяет

* Эти вопросы затрагиваются в работах И. М. Забелина, Ю. К. Ефремова и др.

с возрастающей быстротой структуру самих основ биосферы и эволюционирует к новому жизненному проявлению*.

Следует полностью согласиться с акад. А. В. Сидоренко, который пишет (1967), что теперь, как никогда, остро стоит проблема изучения взаимоотношений человека, вооруженного техникой, с природой. Изучение земной коры необходимо уже не только как источника сырья, но и как среды, в которой живет и трудится человек. Развитие промышленного производства, непрерывное увеличение численности населения, рост

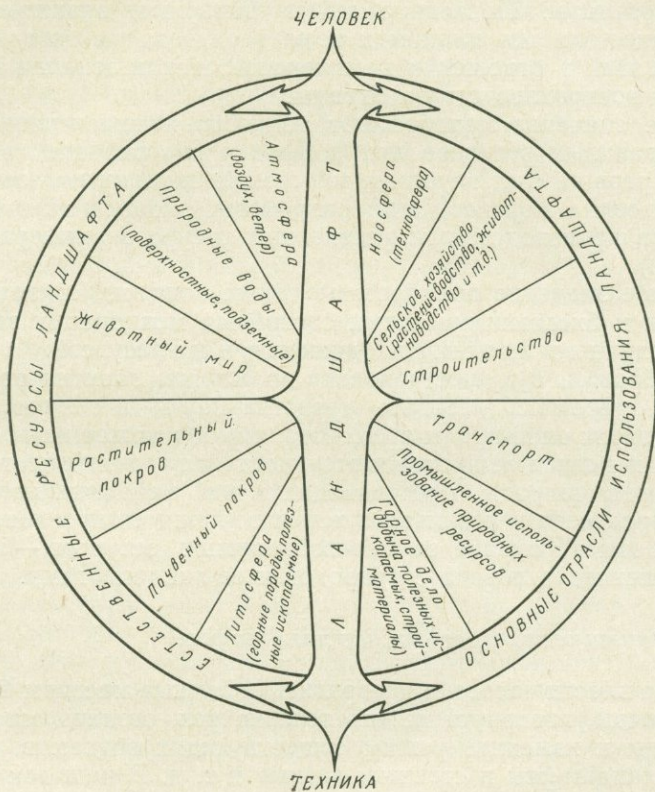


Рис. 82. Взаимодействие человека, ландшафта, технического прогресса.

потребностей, расширение использования ресурсов природы настоятельно требуют задуматься над изменениями, возникающими в природе в результате деятельности человека, заставляют предвидеть, что мы остаемся в наследство будущим поколениям.

На рис. 82 схематически показано взаимодействие человека, ландшафта и технического прогресса. Самые важные моменты в этом взаимодействии следующие:

* В литературе дается разное истолкование термина «ноосфера». И. М. Забелин (1969) определяет ноосферу как новый идеальный компонент планеты, Ю. К. Ефремов (1966) — как социосферу, состоящую из ландшафта и человека, Ю. П. Трусов — как особый структурный элемент Космоса, выделяемый по социальному охвату природы. По М. М. Кашмилову (1969), под ноосферой подразумевается область биосферы, контролируемая разумной деятельностью человека. Она объединяет искусственные биоценозы и технические устройства разного типа.

1. Происходит резко нарастающее использование природных ресурсов в самых разнообразных отраслях хозяйственной деятельности. Среди них минеральные, которые не являются возобновимыми. Другие ресурсы не всегда эксплуатируются с применением необходимых мер по их воспроизводству и охране.

2. Достижения техники в большинстве случаев создают неограниченные возможности в отношении воздействия на природу и ее отдельные компоненты. В этом следует видеть как положительные, так и отрицательные результаты. Последние могут быть тем значительнее, чем меньше осуществляется плановых и во всех деталях скоординированных мероприятий в отношении комплексного использования природных ресурсов, их воспроизводства и охраны.

3. Особое значение приобретают вопросы: комплексного использования минеральных ресурсов при добыче и переработке; расширения добычи ресурсов за счет глубоких зон земной коры, использования бедных руд, освоения морского дна; разработки экономически рентабельных способов производства искусственных ресурсов (минеральных, пищевых и др.).

4. Большое значение приобретают также вопросы, связанные с геохимическими и биогеохимическими способами мелиорации земель, обогашения и охраны природных ландшафтов и их ресурсов.

Таким образом, будущее человека во многом зависит от того, насколько он сумеет использовать средства науки и технического прогресса для взятия от природы всего того, что она может дать, не снижая, а, наоборот, повышая ее производительность и продуктивность. Поэтому знание законов природы, протекающих в ней цепочных взаимосвязей, явлений и процессов в результате использования ее потенциальных богатств и заботы об охране ее невозобновимых ресурсов — главное во взаимоотношениях человека с природой и ее ландшафтами.

Человек геохимически преобразует ландшафты

Сейчас во власти человека превратить огромные массивы болот в плодородные почвы, повернуть вспять течение рек, создать огромные водные бассейны и изменить режим существующих водоемов, превратить пустынные ландшафты в степные, лесные и т. д. В наш век человек не только использует известные естественные элементы Периодической таблицы Д. И. Менделеева, но, владея огромными достижениями современной техники, может создавать искусственные элементы, а также технические средства и силы, которые могут оказывать влияние на развитие природы в планетарном масштабе.

Таким образом, человек, владея могучими средствами производства, может оказывать самое глубокое влияние на природу и на многие геологические процессы, протекающие на поверхности земной коры.

Говоря о степени влияния человека на ландшафты в историческом аспекте, С. В. Калесник (1955) в первом приближении различает:

1) первобытные ландшафты, т. е. такие, которые либо вовсе не посещались человеком, либо посещались изредка, например полярные области, области вечных снегов в горах, некоторые пустыни и т. д.;

2) измененные ландшафты, т. е. подвергнутые большому или меньшему, обычно одностороннему, но всегда стихийному неорганизованному воздействию на них человеческого общества, особенно значительному при капитализме;

3) преобразованные ландшафты, т. е. ландшафты, подвергнутые ко-

ренному, многостороннему и притом плановому изменению в условиях социалистического общества.

В настоящее время уже почти нет таких ландшафтов, где бы ни ступала нога человека. Заметно сокращаются ландшафты естественные и на их месте создаются культурные (рис. 83).

Самое заметное влияние человека на ландшафты выразилось в вырубке лесов, в широком использовании лесных и заболоченных территорий в земледелии, в изменении водного режима поверхности путем осушения и орошения ее, в понижении уровня грунтовых вод, создании искусственных водоемов, изменении русел и направлений речного стока, атмосферных условий в городах и промышленных центрах, растительных и животных биоценозов; извлечении из недр полезных ископаемых и существенном изменении геохимического круговорота элементов в ландшафтах; воздействии на почву и живые организмы химическими и биохимическими веществами и т. п.

Вот некоторые данные, характеризующие масштабы происходящих изменений в земной коре, ее рельефе и ландшафтах. Человечество ежегодно добывает несколько миллиардов тонн угля, нефти, руд, неметаллического сырья и в несколько раз больше извлекает и перерабатывает горных пород. В связи с этим человек проникает все глубже и глубже в недра земной коры и расширяет площади горных работ. В ряде районов в результате выемки руд, нефти, откачки воды происходит опускание горных пород. Ландшафт приобретает характер разрушения. Особенно разрушается ландшафт при проведении открытых разработок недр и складирования на поверхности так называемых «хвостов». Велики пока потери при добыче угля (в ряде случаев до 50%), нефти (коэффициент извлечения в среднем 0,44), газа, минерального сырья (в отдельных случаях до 50%). Часто используются только богатые руды, остальные идут в отвалы. Переработка руд, нефти и газа сопровождается поступлением в атмосферу, почву и гидросферу большого количества различных веществ: миллиардов кубометров угольной кислоты, сернистого газа, миллиардов тонн золы и шлаков; предприятиями химической, нефтяной, бумажно-целлюлозной, текстильной, металлургической, горнорудной промышленности в реки, озера, моря спускаются десятки миллионов кубометров сточных вод с растворенными в них химическими соединениями.

Важнейшим геохимическим фактором является внесение в почву минеральных и органических удобрений. В настоящее время на земном шаре вносится в почву около 50 млн. т минеральных удобрений (в пересчете на действующее вещество). Общая площадь мелиорируемых земель составляет около 200 млн. га, в том числе орошаемых до 150 млн. и осушаемых до 50 млн. га. На земном шаре создано более 10 тыс. искусственных водоемов общей площадью 500 тыс. км², что всего в 5 раз меньше площади естественных озер. В то же время на всем земном шаре все острее и острее становится проблема воды, что является результатом все возрастающего потребления в промышленности, сельском и коммунальном хозяйствах.

Хозяйственная деятельность человека при хищническом или неразумном отношении к почве и природному ландшафту часто сопровождается интенсивной денудацией и эрозией земной поверхности, разрушением почвы водой, стекающей по склону, развеванием рыхлых отложений. Особенно сильной эрозии подвергаются распаханые склоны возвышенностей, лишенные растительности; смыв гумусового горизонта ухудшает плодородие почв и резко снижает урожай сельскохозяйствен-

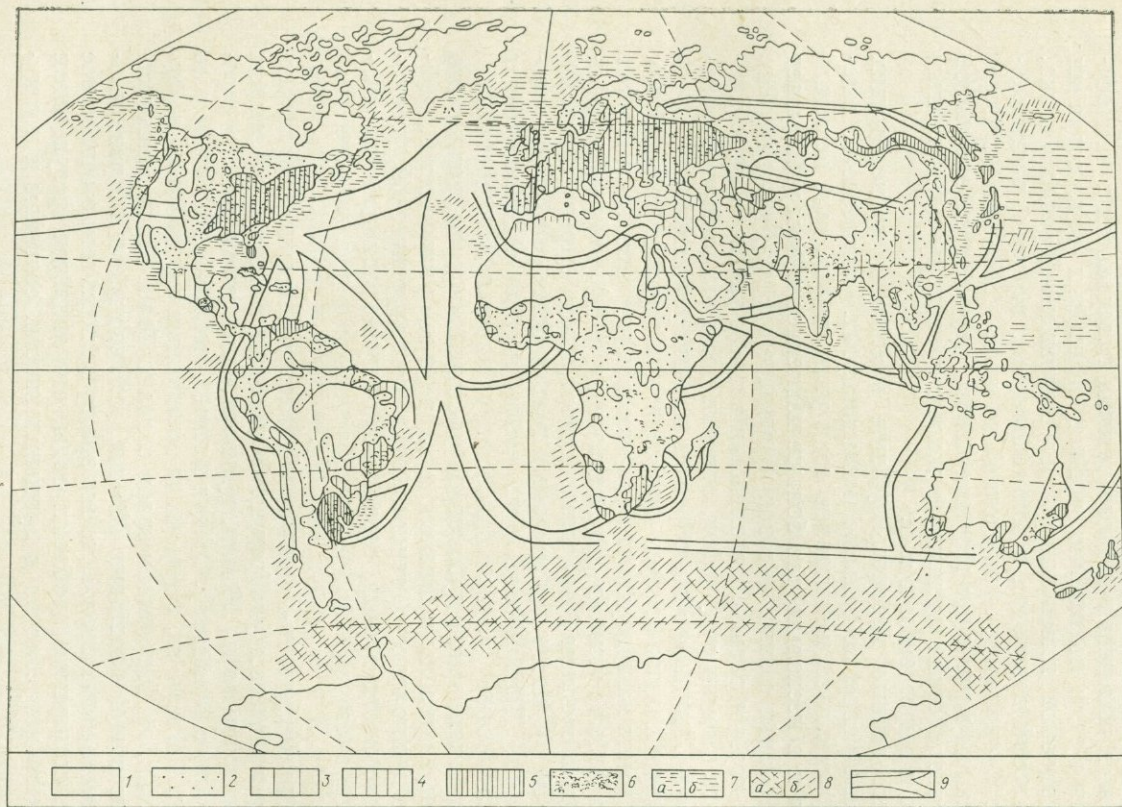


Рис. 83. Современная антропосфера:

1 — незаселенные территории (плотность населения менее 1 чел. на 1 км²); 2 — заселенные территории (плотность населения более 1 чел. на 1 км²); 3 — зоны высокой плотности населения, антропогенных ландшафтов и развивающейся урбанизации (степень урбанизации, т. е. доля населения, сконцентрированного в городах с числом жителей 20 тыс. и более в каждом, составляет менее 11,9%); 4 — зоны интенсивной урбанизации (степень урбанизации 11,9—29,1%); 5 — современные полицентрические урбанизированные зоны (степень урбанизации более 29,1%); 6 — обрабатываемые земли; 7 — районы рыболовства: а — на материковой отмели и банках, б — глубоководные; 8 — районы добычи китов: а — главные, б — второстепенные; 9 — главные грузопотоки, связывающие отдельные части антропосферы.

ных культур. В результате эрозии почв образуются промоины, рытвины, овраги, борозды, превращающие почвы в бросовые земли. Одновременно огромное количество химических и биогенных веществ выносятся из почвы и ухудшает ее питательные свойства. По подсчетам французского ученого А. Гаррена, только за последние 100 лет эрозия повредила около 2 млрд. га земель. По площади это почти равно территории Советского Союза и составляет 15% всей суши, или 27% земель активного сельскохозяйственного использования. На всем земном шаре стали совершенно непригодными для дальнейшего использования в хозяйстве более 50 млн. га, причем каждый год продолжают выпадать из сельскохозяйственного оборота миллионы гектаров некогда плодородных земель. В США общая площадь эродированных земель составляет уже более 400 млн. га. Здесь ежегодно с полей и пастбищ смывается 3 млрд. т. почвы. В Африке в результате систематического выжигания растительности пустыня наступает на саванну, а значительные участки саванн возникли на месте сведенных тропических лесов. В США хозяйственная деятельность привела к тому, что площадь пустынь увеличилась вдвое. Рост оврагов ежегодно выводит из строя около 50 тыс. га пашни и кормовых угодий в нашей стране.

Раньше площадь лесов на земном шаре достигала примерно 7 млрд. га, ныне она сократилась почти вдвое. В США от общей площади взрослого леса осталось около трети, а девственных лесов сохранилось не более 10%.

Ущерб, наносимый смывом почвы в нашей стране, оценивается суммой, превышающей 3 млрд. руб. в год. На очистку каналов ежегодно затрачиваются сотни миллионов рублей.

Подсчитано, что в США вода сносит больше половины ежегодного потребления фосфора, азота, калия. Водная и ветровая эрозия полностью снесла почву на 45 млн. га (из них 20 млн. га пашни), 68 млн. га потеряли более 75% и 315 млн. га от 15 до 75% почвенного слоя. Установлено, что при смыве гумусового горизонта на 50—75% урожай зерновых снижаются в 2—4 раза.

Хозяйственная деятельность людей вызывает и многие другие нежелательные явления. Так, промышленными отбросами и инсектицидами, используемыми в земледелии, заражаются воды и воздух; нерациональное потребление подземной воды отрицательно отражается на водоснабжении городов, приводит к сокращению площадей, занятых сельскохозяйственными культурами.

Загрязнение воды вызывается, в частности, спуском мощных синтетических средств. Образующаяся при этом пена затрудняет содержание очистных сооружений, а бактерицидное действие этих средств нарушает естественные биологические процессы, способствующие очистке. Применение инсектицидов ведет подчас к отравлению водоемов водой, просачивающейся с полей. Спуск в воду отбросов и отходов промышленности приводит также к большой потере минеральных веществ почвами, делает реки непригодными для обитания рыб.

Из отрицательных воздействий человека на природу и ее ландшафты следует отметить также искусственное засоление территорий в результате орошения и разработки соляных месторождений, нерациональное использование земель в связи со строительством и др.

В табл. 38 приводятся основные характеристики результатов воздействия человека на ландшафты, а также некоторые мероприятия по борьбе с отрицательными результатами этого воздействия.

Изменение и преобразование ландшафта в результате хозяйственной деятельности

Компоненты ландшафта	Характер и размеры воздействия на ландшафт	Отрицательные стороны воздействия на ландшафт	Мероприятия по ослаблению и предотвращению отрицательного воздействия на ландшафт
Атмосфера — климат	Локальные и глобальные изменения атмосферы и климата за исторический период в результате вырубки леса, изменения гидрологического режима поверхностных вод, создания культурных ландшафтов, значительного поступления в атмосферу углекислоты и других газов промышленного производства и транспорта	Загрязнение воздуха промышленными отходами (зола, копоть, сернистый газ, окись углерода, сероводорода, окись азота, свинец, цинк и др.). Загрязнение радиоактивными продуктами; ухудшение биологических условий животных организмов и человека в результате накопления токсических веществ в воздухе (особенно в промышленных городах)	Научно-технические мероприятия против загрязнения, засухи, холода, резких перепадов температур, борьба с полевыми бурями, с радиоактивными и промышленными загрязнениями атмосферы и др.
Природные воды	Глобальные и локальные изменения круговорота воды в природе в результате хозяйственной деятельности (преобразования ландшафтов, изменения режима речного и поверхностного стока, возрастающее потребление в промышленном производстве, осушение заболоченных территорий и пр.), создание искусственных водоемов, изменение режима грунтовых и подземных вод и др.	Загрязнение речных, озерных и подземных вод химическими компонентами и промышленными отходами (кислотами, целлюлозными и биологическими отходами и др.); в ряде случаев обмеление рек и понижение уровня воды во внутренних озерах; понижение уровня подземных вод; сокращение баланса пресных вод	Устройство очистительных сооружений; применение химических и биологических средств для борьбы с загрязнениями воды; улучшение технологии производства; разработка способов регенерации и восстановления свойств природных вод и др.
Растительность и животный мир	Глобальные и локальные изменения в лесном и травяном покрове в результате вырубки и распашки земельных угодий; внедрение культурных растений; изменение видового состава с помощью селекций и интродукции. То же самое в отношении животного мира	Сильное сокращение лесных площадей в результате вырубки леса, под лесонасаждением; ухудшение экологических условий для растительного и животного мира в результате обработки ядохимикатами; широкое распространение лесных пожаров; хищническое истребление или сокращение поголовья диких зверей	Правильная организация лесного хозяйства и земледелия; региональный подход к использованию лесных богатств, рациональное использование побочной продуктивности леса; использование биологических средств для повышения продуктивности растений и животных; осуществление широких мероприятий по борьбе с вредителями и заболеваниями растений и животных

Компоненты ландшафта	Характер и размеры воздействия на ландшафт	Отрицательные стороны воздействия на ландшафт	Мероприятия по ослаблению и предотвращению отрицательного воздействия на ландшафт
Почва	Глобальные и локальные изменения естественного почвенного покрова в результате сельскохозяйственного использования лесных, степных, таежных и других территорий; создание новых условий почвенного плодородия, связанных со способами обработки, применением химических и биологических средств орошения, осушения и т. п.	Ухудшение условий плодородия вследствие хищнической эксплуатации почв; загрязнение почвы промышленными отходами и в результате нерационального использования ядохимикатов; потери почв для сельского хозяйства в результате нерационального использования при строительстве сооружений, дорог, добыче полезных ископаемых и др., эрозия почв вследствие неправильной обработки или хищнического использования	Мероприятия по изменению химических, физических, биологических свойств и повышению почвенного плодородия; упорядочение землепользования; использование химических и биологических средств на основе глубокого изучения свойств почв, борьба с эрозией и оврагообразованием и пр.
Кора выветривания	Существенное изменение верхней оболочки земной коры в результате разнообразных видов технической и хозяйственной деятельности человека, в особенности добычи руд, нефти, газа, минеральных вод и др.	Сокращение запасов полезных ископаемых в пределах небольших глубин; засоление ряда территорий в результате добычи солей, широкое оползание и оплывание земных участков в результате изменения гидрологического режима, нарушения естественных равновесий; расширение площадей просадки грунтов и др.	Применение комплексных методов использования минеральных ресурсов и их отходов; расширение использования искусственного камня и минералов; разработка способов получения химических элементов из бедных руд и пород
Ландшафт в целом	Достижения науки и техники позволяют преобразовывать ландшафт и его отдельные компоненты в локальных и в ряде случаев в глобальных масштабах В дальнейшем такие возможности будут расширяться	Отрицательные воздействия человека на ландшафт будут сокращаться, положительные — возрастать	Необходимо планирование всего комплекса мероприятий, связанных с изменением ландшафтов, с учетом существующей между ними связи и взаимозависимости; система мероприятий по преобразованию ландшафтов в качестве составного элемента включает охрану природы

Роль геохимии в направленном преобразовании ландшафтов

Итак, в результате многообразной хозяйственной деятельности человека преобразуется поверхность Земли, качественно новое значение приобретают протекающие в природе геологические и геохимические процессы, изменяются законы образования пород и минералов, миграция и распределение химических элементов в земной коре и окружающих ее геосферах. При этом воздействие человека на природные процессы изменяется по мере развития производительных сил общества и способов производства, использования отдельных природных сил и источников. В настоящее время воздействие человека на природу по своему значению и масштабам во многих случаях превосходит значение некоторых естественных геологических и биологических факторов, неустанно влияющих на преобразование земной поверхности и ее ландшафтов.

Эффективная борьба с отрицательными явлениями и разработка способов наилучшего использования природных ландшафтов связаны с изучением геологических, географических, геофизических, геохимических, биологических процессов, протекающих в земной коре и биосфере как в масштабе всей планеты, так и в отдельных ее зонах и районах, использованием достижений технических наук для конкретного осуществления тех или иных проектов, связанных с решением проблемы управления отдельными природными явлениями и процессами.

В решении этих вопросов значительную роль должна сыграть геохимия. Изучая баланс и круговорот химических элементов в почвах и ландшафтах, их участие в разнообразных процессах в земной коре, потребность в химических элементах растений, животных и человека, геохимия может способствовать созданию искусственных ландшафтов, а также разработке мероприятий, наиболее эффективных в использовании неограниченных потенциальных возможностей почвенного плодородия. Можно, в частности, указать на следующие основные задачи геохимической науки в решении этих проблем.

На основе изучения качественного и количественного содержания элементов в ландшафтах, их баланса и сочетания в почвах, природных водах и живых организмах растительного мира геохимия должна подсказать пути создания оптимальных условий для развития отдельных видов растений и животных применительно к ожидаемому сочетанию климатических, гидрогеологических, почвенных и других условий. В этом комплексе проблем особое внимание должно быть уделено решению более частных задач, например созданию таких условий почвенной среды, в которых легко удалялись бы избыточные элементы и уменьшалась миграция недостаточных и наиболее важных элементов, необходимых для развития растений и животных, стимулировалась бы роль полезных микробиологических процессов и ослаблялась роль вредных или менее важных для роста и развития организмов.

Геохимия вместе с физикой и химией может найти средства, способствующие вовлечению в более эффективное биологическое развитие солнечной энергии, редких и рассеянных элементов в новых биогеохимических сочетаниях, которые неизвестны в природных условиях.

Короче говоря, в решении задач наиболее эффективного использования ландшафтов геохимическая наука может способствовать мобилизации внутренних ресурсов, заложенных в самих ландшафтах, и выявлять искусственные пути создания оптимальных биогеохимических сочетаний, наиболее благоприятных для роста и развития организмов.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ, ОБОГАЩЕНИЕ И ОХРАНА РЕСУРСОВ ЛАНДШАФТА

Возобновимые и невозобновимые ресурсы ландшафта

Каждый компонент ландшафта — климат (атмосфера), природные воды, почва, растительность, животный мир, горные породы — представляет природные ресурсы или силы, которые использует человек в своей хозяйственной деятельности. Одни компоненты ландшафта — растения, животные, воздух, вода, почва — в ходе их использования при благоприятных условиях могут сохраняться и воспроизводиться. Растения и животные размножаются, и, если их не истребляют, численность их сохраняется. Почвы при рациональном использовании также могут сохранять и даже повышать плодородие. Вода и воздух в своем круговороте снова и снова поступают в ландшафт, независимо от того, в каком качественном состоянии они находятся. Эту группу ресурсов принято считать возобновимыми, или постоянными. Разумеется, сказанное не следует понимать в неограниченном смысле. Загрязнение воды, воздуха, почвы может привести к утрате качественных свойств, а в худшем случае — к утрате способности к восстановлению. Известно немало примеров исчезновения многих видов животных в результате хищнического истребления их. Отсюда следует, что использование указанных ресурсов должно сопровождаться разумными мероприятиями по их охране и воспроизводству.

Другие ресурсы — минералы, руды (полезные ископаемые) — можно использовать, как правило, только один раз (исключая вторичное потребление металлов). В ходе эксплуатации они вырабатываются, становятся дефицитными, а затем и совсем исчезают как месторождения или залежи. Их принято считать невозобновимыми, или исчерпаемыми ресурсами. Использование минеральных ресурсов требует от человека еще большей ответственности. Необходимы разумная эксплуатация месторождений, максимальная утилизация всех составных минеральных компонентов. Основной задачей является максимальное удлинение эксплуатации и наиболее полная выгода от использования минеральных ресурсов. Добыча, переработка и использование минеральных ресурсов оказывают исключительно большое влияние на ландшафты. Развитие почв и живых организмов теснейшим образом связано с химическими процессами, протекающими в коре выветривания, с химическими элементами, поступающими из недр в ландшафтный круговорот. Отходы переработки полезных ископаемых, пыль, газы, кислоты и другие химические соединения загрязняют атмосферу, природные воды и почву, влияют на развитие живых организмов, на жизнь и деятельность человека.

Эксплуатация минеральных ресурсов, не обоснованная научно (без учета взаимосвязи в ландшафтах), часто приводит к оползням, оседанию поверхностей на значительных территориях, понижению уровня грунто-

вых вод, загрязнению токсическими веществами водоносных горизонтов, разрушению берегов, пляжей и т. д. Некомплексная переработка полезных ископаемых ведет к огромным потерям химических элементов. В отдельных случаях используются только богатые руды, при добыче нефти допускаются большие потери газа, длительное время дегазируют открытые газовые месторождения; нерационально используется топливо.

Мероприятия по охране расширяют возможности использования потенциальных богатств природы, их постоянного воспроизводства. Охрана природы не противоречит ее использованию, она препятствует ее разрушению, расхищению и исчезновению отдельных представителей минерального и органического мира. Она способствует рациональному использованию природных богатств, созданию здоровой жизни для человека.

Максимальное использование и максимальная выгода от использования ресурсов — вот главные цели охраны природы. Охрана природы повышает общий потенциал ее материальных ресурсов. Сохранение специфической среды, ограждение растений, животных и других геологических объектов от повреждения и гибели предусматривают консервацию особенностей природы и запрещение ее использования. Для этих целей создаются заповедники и заказники. В нашей стране более 40 заповедников союзного и республиканского значения.

Отношение человека к ресурсам ландшафта должно сводиться в главных чертах к рациональному использованию ресурсов при одновременном осуществлении научных и технических мероприятий по их охране; обогащению ландшафта в целях повышения его продуктивности средствами научно-технического прогресса с учетом единства взаимосвязей в ландшафте; созданию преобразованных (культурных) ландшафтов, отвечающих плановым замыслам человека в области комплексного использования ресурсов ландшафта.

Потенциальные земельные ресурсы ландшафтов

Земледелие — главная отрасль использования ландшафтов, в первую очередь почв и земельных территорий. Рассмотрим кратко, как используется земельная площадь в мировом земледелии и можно ли ее существенно расширить за счет освоения новых территорий.

Общая поверхность суши равна 150 млн. км² (без Антарктиды — 134 млн. км²). В настоящее время посевы сельскохозяйственных культур занимают около 10% поверхности суши (без Антарктиды), или 1,37 млрд. га. Неодинаково используется земельная площадь в отдельных частях мира: Европа (без СССР) — 31%, Азия (без СССР) — 15, Африка — 8, США и Канада — 12, Центральная и Южная Америка — 5, Океания — 3%. В СССР площадь пахотной земли составляет около 10%, площадь всех сельскохозяйственных угодий (с сенокосами, пастбищами, залежами и перелогам) — свыше 27%.

К неиспользуемым в сельском хозяйстве территориям в большинстве стран относятся горные районы, леса и джунгли, заболоченные земли, пришедшие в негодность вследствие эрозии, солончаки и солонцы пустынь. Конечно, не все эти земли могут быть использованы под сельскохозяйственное производство. Однако если осушить многие заболоченные земли, освоить наиболее целесообразные территории, занятые лесами и джунглями, более эффективно осваивать полупустыни и пустыни, а также обширные площади вечной мерзлоты, то уже в ближайшем будущем можно увеличить посевные площади земного шара до 5 млрд. га.

В дальнейшем под земледелие можно использовать всю потенциально возможную площадь земель.

Многие горные склоны и межгорные впадины можно в будущем использовать для посевов, скотоводства и горного промысла. Примером могут служить обширные нагорья Тибета. Преобладающая высота горных впадин здесь достигает 4—5 км. Тибетцы занимаются земледелием и кочевым скотоводством. В небольших количествах в некоторых районах добывается золото и бура (в озерах), разведываются каменные угли; строятся промышленные предприятия: кожевенные, текстильные, лесопильные и др. На земном шаре площади пустынь и полупустынь занимают огромные территории — около 40 млн. км². Если прибавить к ним территории с недостаточным увлажнением (около 10 млн. км²), то это составит более трети всей суши, что по площади больше Северной и Южной Америки, вместе взятых (42 млн. км²).

Природные условия пустынь и полупустынь исключительно разнообразны. Очень засушливые (экстрааридные) занимают 5—6 млн. км², полупустыни — свыше 20 млн. км². Солнечного тепла здесь достаточно, а местами и в изобилии. Многие пустыни не лишены крупных бассейнов подземных вод. Человек научился бороться с сыпучими песками и решать многие другие технические проблемы освоения пустынь.

Таким образом, большая часть аридных территорий может быть эффективно использована в сельском хозяйстве не только в качестве пастбища, но и для интенсивного земледелия. Яркий пример в этом отношении — опыт использования засушливых земель в Советском Союзе (около 6 млн. км²). Более двух третей всех засушливых земель находится в границах Арало-Каспийской впадины, где сейчас искусственно орошается 6 млн. га; при более полном использовании местных водных ресурсов орошаемая площадь может быть доведена до 12—13 млн. га, что составит около 5% территории Туранской низменности. Для дальнейшего расширения орошаемых площадей выявлена и технически обоснована возможность ежегодной переброски в Среднюю Азию и Казахстан до 325 млрд. т вод сибирских рек, что позволит оросить до 40 млн. га земель. Обилие тепла и света в сочетании с искусственным орошением обеспечит на бесплодных сейчас почвах высокие урожаи хлопка, различных субтропических культур и риса; урожаи овощных и зерновых культур можно будет снимать два раза в год. Обводнение пастбищ в несколько раз увеличит поголовье скота. Озеленение орошаемых земель позволит расширить посадки шелковицы и создать цветущие сады.

Следовательно, главная проблема — орошение. Орошение земель возникло в глубокой древности в странах с засушливым и жарким климатом (Ближний и Средний Восток, Средняя Азия, Китай и др.). В настоящее время площадь орошаемого земледелия составляет примерно 150—200 млн. га.

Орошение вносит в почву новые растворенные и взвешенные в воде вещества, создает благоприятные условия для микробиологических процессов, в частности для нитрификации, улучшает физические и химические свойства почв и условия пищевого режима растений. Оно имеет огромное геохимическое и биогеохимическое значение, особенно для перемещения и распределения химических элементов в почвах и природных водах. Применяя орошение, можно не только значительно расширить площади под сельскохозяйственные угодья, но и существенно повысить урожай.

Важный путь расширения сельскохозяйственных площадей — изменение почвенной природной среды в зоне распространения вечной мерзло-

ты. Вечная мерзлота сковывает около 20% территории земного шара. В Советском Союзе зона ее распространяется почти на всю Сибирь и Дальний Восток. Там, где районы вечной мерзлоты осваиваются в связи со строительством или земледелием, граница ее понижается, улучшается физико-химический режим почвы. Однако оттаивание вечной мерзлоты сопровождается в ряде случаев переувлажнением верхнего (надмерзлотного) слоя, образованием пльвинных масс, эрозией почв и другими нежелательными явлениями. Технический прогресс в земледелии может успешно изменить эти условия. Большую помощь при создании благоприятного физико-химического режима почвенного плодородия могут оказать физика и химия. Нет сомнений, что в будущем территории зоны вечной мерзлоты будут интенсивно использоваться в сельском хозяйстве.

Во всем мире большое количество земель занято болотами и заболоченными территориями, осушение которых увеличит используемый земельный фонд.

Осушительные работы известны с давних времен. Отвод избытка воды из почво-грунтов изменяет их водно-воздушный режим, геохимические и биогеохимические процессы выветривания, почвообразования и миграции веществ. При осушении заболоченных территорий ускоряется процесс разложения органического вещества, которое минерализуется, а элементы его переходят в доступную для растений форму пищи. В почве создается новый тепловой режим и микроклимат, изменяется сложившийся круговорот воды, а следовательно, и роль атмосферных и гидросферных факторов в образовании горных пород.

Особенно широко проводится осушение земель в СССР. За годы Советской власти у нас осушено 10 млн. га. Всего на поверхности нашей планеты человек осушил около 50 млн. га земель. Предстоит отвоевать под земледелие морские побережья, площади, занятые лагунами, зарастающими озерами и прудами. Примером может служить Голландия, где около 60% земель создано руками человека.

Включение в систему земледелия новых площадей будет идти непрерывно по мере потребностей человечества в увеличении жизненных ресурсов. Здесь, безусловно, имеются определенные пределы, связанные физико-географическими условиями планеты, но до того, как они будут достигнуты, человечество решит много других проблем, компенсирующих ограничение природы в этой области.

Некоторые способы повышения продуктивности ландшафтов

Возможны разнообразные пути в решении стоящей перед человечеством жизненно важной проблемы повышения продуктивности ландшафтов. Вот основные из них: разработка и использование эффективных технологических способов обработки почвы, обеспечивающих создание лучшей структуры, физико-химического и биологического режима в почве; химизация сельского хозяйства с применением наиболее эффективных способов влияния на рост и развитие растений. Главное — найти оптимальные режимы количественного и качественного соотношения вносимых в почву макро- и микроэлементов в форме удобрения или стимуляторов роста;

самое широкое использование физических способов в решении проблем плодородия и максимального использования всех климатических условий природы;

разработка новых способов биологического воздействия на почву и

живые организмы в целях создания оптимальной среды для роста и развития организмов;

применение новых продуктивных сортов и видов растений в сельском хозяйстве, повышение качества продукции. Последнее слово здесь предстоит сказать генетике и селекции;

более эффективное использование фотосинтеза как одного из основных источников повышения биологической продуктивности;

широкое использование биологических ресурсов океанов и морей;

борьба с отрицательными явлениями промышленной и сельскохозяйственной деятельности, влияющей на почвенное плодородие и здоровье людей.

Огромные возможности повышения биологической продуктивности сельского хозяйства дает обработка почвы на передовой научно-технической основе. От обработки почвы зависит создание определенной структуры, физико-химических и биологических условий среды, благоприятствующих или неблагоприятствующих воздушному, водному и пищевому режиму растений. При благоприятном физико-химическом и биологическом режиме среды все микробиологические процессы, минерализация органических остатков и накопление питательных веществ в форме, доступной для сельскохозяйственных культур, способствуют повышению биологической продуктивности. Советские ученые достигли крупных успехов в этой области: разработаны совершенные конструкции многих сельскохозяйственных машин, рекомендованы эффективные приемы агротехники, предложены эффективные меры осушения и орошения земель, разработаны новые технологические способы обработки почвы, предусматривающие безотвальную вспашку с составлением стерни на поверхности почвы и обеспечивающие сохранение влаги в почве. Весьма важен дифференцированный подход к применению механизации в зависимости от типов и видов почв, гидрологического режима и климатических условий. Этим существенно будет определяться успех в повышении плодородия почв разных физико-географических зон.

Но решение этих задач, разумеется, мыслимо лишь при условии глубокого изучения почвы, протекающих в ней процессов, роли биологических и физико-химических факторов в образовании и усвоении ею питательных веществ.

Вторжение химии во все области сельского хозяйства с каждым годом расширяется. Химические средства — наиболее могучие рычаги увеличения биологической продуктивности сельского хозяйства. Они включают в себя минеральные и органические удобрения, химические средства мелиорации почв, применение химических препаратов для защиты растений от вредителей и болезней, использование физиологически активных веществ. Химия открывает новые источники органического и неорганического сырья для промышленности и сельского хозяйства.

Хозяйственная деятельность человека связана с извлечением и внесением в ландшафт химических элементов, изменением их миграции и концентрации в почвах, растительности, воде. Человек сознательно включает в биологический круговорот те или иные химические элементы, необходимые для почвенного плодородия, и тем самым увеличивает биологическую продуктивность ландшафта. В то же время он осуществляет ряд мероприятий физико-химического характера, создающих для растений более благоприятные условия дыхания, питания, роста и развития.

Внесение в почву минеральных и органических удобрений изменяет питательную среду для растений, воздействуя на химические, физико-химические и микробиологические процессы. В результате повышается

доступность элементов почвенной пищи для растений, активизируется деятельность полезной почвенной микрофлоры. Внесение удобрений обогащает почву макро- и микроэлементами (азотом, фосфором, кальцием, калием, бором, марганцем, молибденом, цинком, кобальтом и др.). Такие микроэлементы, как бор, марганец, цинк, медь, повышают использование света в процессе фотосинтеза, оказывают влияние на углеводный обмен и некоторые окислительные процессы, участвуют в синтезе белков, повышают гидрофильность протоплазматических коллоидов, способствуют удержанию растениями свободной и связанной воды. Молибден, ванадий, марганец и осмий участвуют в специфических реакциях фиксации азота различными видами азотобактерий. Ряд микроэлементов участвует в обмене веществ в растениях, повышает устойчивость их к грибковым заболеваниям. При недостатке микроэлементов у растений, животных и человека появляются характерные заболевания.

Изучение содержания микроэлементов в горных породах, почвах и природных водах особенно важно для использования их в форме удобрений, установления оптимальных содержаний этих элементов, наилучшим образом обеспечивающих потребность в них живых организмов, а также для разработки агротехнических приемов геохимической мелиорации и создания искусственных ландшафтов. Большое значение приобретает исследование биогеохимических провинций в зависимости от почвообразующих пород, процессов миграции элементов в почвах и ландшафтах, физико-географических условий местности, характера гидрогенного круговорота химических элементов и т. д.

В «производстве» удобрений возрастает значение почвенных организмов и их биогеохимической деятельности. Будут найдены такие виды микроорганизмов и их сочетания, которые полностью обеспечат накопление макро- и микроэлементов, необходимых для оптимального развития растений. Уже сейчас разработан дешевый способ «производства» удобрений, основанный на использовании почвенных организмов. Для этого в почву закладывается тонко измельченная смесь серы и фосфоритов. Почвенные организмы воздействуют на серу, в результате чего образуется серная кислота, в свою очередь воздействующая на фосфориты и освобождающая из них фосфор, необходимый для питания растений.

Исключительно важный резерв повышения биологической продуктивности сельского хозяйства — эффективная борьба с вредителями и болезнями сельскохозяйственных растений и животных. Без преувеличения можно сказать, что 20—30% мирового урожая ежегодно уничтожается или приводится в негодность разного рода болезнями и вредителями. В странах Африки и Ближнего Востока частой угрозой сельскому хозяйству является саранча. Тучи саранчи от 50 до 100 тыс. т весом способны ежегодно пожирать такой же вес растительной пищи. А сколько гибнет скота от чумы, ящура и других заболеваний!

Задача заключается в том, чтобы разработать и применять эффективные средства борьбы с вредными насекомыми, культивировать такие виды микроорганизмов, которые будут способствовать увеличению биологической продуктивности растений за счет внутренней борьбы. Уже создано и применяется много разнообразных химических средств для борьбы с сельскохозяйственными вредителями. Широко практикуется протравливание семян зерновых против головни, семян хлопчатника против гоммоза, семян льна против фузариума и плесени и т. д. Урожай культур в результате протравливания семян увеличивается на 1,5—5 ц/га.

Важное средство борьбы с болезнями растений — использование антибиотиков. Антибиотики, вводимые в ткань растений, способны убивать

бактерии внутри растительных организмов и таким образом лечить уже заболевшие растения.

Достигнуты хорошие результаты в борьбе с вредными насекомыми путем заражения их вирусами, бактериями и грибами.

В Советском Союзе разработаны, прошли государственные испытания и переданы в производство различные бактериальные препараты. Из них весьма эффективен энтобактерин, применяемый против листогрызущих вредителей плодово-ягодных, овощных и других культур. Применение этого препарата против капустной белянки, капустной моли и других вредителей позволяет почти полностью отказаться от ядохимикатов.

Создан грибковый препарат боверин. Испытания показали, что его можно применять против златогузки, яблонной плодовой гнили, кукурузного мотылька. Он обладает длительным действием на последующие поколения вредителей. Расширяется применение одних насекомых против других — вредителей культурных растений. Например, наездник апантелес уничтожает гусениц бабочки-капустницы, афелинус — тлю, теленомус — клопа-черепашку, трихограмма — озимую совку.

Разработан метод совместного использования энтомофагов для защиты плодового сада от вредителей в зоне с одним поколением плодовой гнили, что позволяет полностью исключить или сократить химические обработки посадок.

Расширяются исследования в области использования методов лучевой и химической стерилизации вредных насекомых, применения привлекающих (аттрактантов) и отпугивающих (репелентов) веществ и др.

Ведутся исследования в области применения комбинированных методов — химических и биологических.

Наука уже сделала крупные шаги в области использования физических методов в сельскохозяйственном производстве (применение специальных осветительных установок, которые способствуют увеличению плодов помидоров, огурцов, создание постоянного микроклимата в парниковом хозяйстве и т. п.). Обилие электроэнергии и применение световой техники и других средств физического управления плодородием позволит человеку в любых условиях, даже в области холодного климата, получать урожаи, во много раз превышающие сегодняшние, и это время совсем недалеко.

Крупной проблемой повышения биологической продуктивности является использование фотосинтеза — замечательного механизма образования органического вещества на Земле.

Растения при помощи содержащегося в них особого вещества — хлорофилла — связывают под действием солнечных лучей прежде всего углекислоту в углеродные соединения и путем биологических трансформаций превращают в сложнейшие белковые соединения. Коэффициент полезного действия этого процесса зависит от поглощения растениями солнечной энергии. Сейчас растения используют примерно $\frac{1}{6}$ часть солнечной энергии для собственного преобразования вещества, остальные $\frac{5}{6}$ используют животные и другие потребители. Таким образом, от повышения коэффициента полезного действия механизма фотосинтеза весьма существенно зависит повышение биологической продуктивности растений, т. е. содержание в них белковых веществ. Задача сводится не только к тому, чтобы с каждого гектара получить больше зерна, кормов, сахарной свеклы, подсолнечника, но добиться, чтобы в них содержалось больше белка, сахара, жира. Так, повышение содержания белка в зерне пшеницы на 1% давало бы нашей стране ежегодно дополнительное количество белка, достаточное для удовлетворения потребности в нем 16 млн. человек

в течение года; повышение на 1% содержания сахара в сахарной свекле позволило бы ежегодно получать дополнительно более 600 тыс. т сахара.

Заслуживают внимания данные, характеризующие «продукцию» фотосинтеза на нашей планете. Подсчитано, что ежегодно на земном шаре производится 410—450 млрд. т органических веществ. Из этого количества почти 300 млрд. т приходится на зеленые растения, а остаток — на организмы, потребляющие эту растительную массу. «Каждый луч солнца, — подчеркивал К. А. Тимирязев, — не уловленный зеленой поверхностью поля, луга или леса, — богатство, потерянное навсегда, и за растрату которого более просвещенный потомок когда-нибудь осудит своего невежественного предка». Науке предстоит разработать ряд путей в решении этой весьма сложной задачи. С одной стороны, это зависит от успеха физической науки в разработке биологических способов использования солнечных лучей, с другой — от генетики и селекции в создании продуктивных сортов растений с более эффективными механизмами фотосинтеза. Выявляется, например, очень важное значение красного и инфракрасного света для управления процессом фотофосфорилирования — ключевой стадии фотосинтеза. Циклическое и нециклическое фотофосфорилирование представляют собой новые фотохимические процессы, по-разному реагирующие на красный свет. Как полагают, эти два процесса определяют характер основных превращений световой энергии в химическую, являющихся первыми стадиями фотосинтеза. Поскольку фотосинтетический эффект отдельных видов растений различен, главный путь повышения фотосинтетического использования солнечной энергии — это расширение площадей, правильно и интенсивно культивируемых, с наиболее ценными и продуктивными пищевыми и кормовыми растениями, которые характеризуются более высоким фотосинтетическим эффектом, чем многие естественные биоценозы.

Важное средство физического воздействия на живые организмы — искусственное облучение. Большие перспективы открываются также в связи с радиационным воздействием на живые организмы. Опыты показывают положительную роль радиационного воздействия на ускорение развития и роста растительности, повышение урожайности овощей и плодов. Физика и техника могут предложить ряд автоматических приборов для регистрации основных процессов, протекающих в почве (изменение температур и влажности, давления, скорости миграции элементов в почвенно-биологическом цикле и др.).

В повышении биологической продуктивности земледелия исключительно велики возможности генетики и селекции. Важная проблема — выведение новых продуктивных сортов и повышение качества продукции. В настоящее время на всей планете насчитывается свыше 500 тыс. видов растений и около 2 млн. видов животных, используется же в народном хозяйстве значительно меньше. Самым многочисленным в царстве живых организмов является мир насекомых и микроорганизмов.

За многие века своей хозяйственной деятельности человек существенно изменил ареалы дикорастущей растительности и в результате селекционирования создал многочисленные новые виды растений и животных. Многие виды дикорастущих растений завезены из Америки и Африки в Европу и Азию, и наоборот.

В широких масштабах производится акклиматизация животных — промысловых, млекопитающих, водных, беспозвоночных, а также птиц и насекомых. Так, в составе промысловых животных у нас акклиматизировались американские енот, норка, ондатра, нутрия, муфлон, лань. В Каспийском море появились новые виды рыб: кефаль, камбала и другие, за-

везенные из Черного моря. Из Ладожского озера в Грузию завезены сиг, рипус, ряпушка и др. В прудах Европейской России появились амурские рыбы. Деятельность по изменению ареалов растений и животных известна под названием *интродукции*. В ней заложены большие потенциальные возможности увеличения биологической продуктивности.

Генетика и селекция создадут новые продуктивные сорта растений и видов животных, найдут новые пути к сокращению вегетационного периода растений путем вмешательства в процесс их развития и роста, выведут новые разновидности растений с более короткими сроками созревания, устойчивые к засухам и морозам; раскроют тайны передачи наследственных признаков и смогут использовать их; разработают способы, позволяющие ускорять эволюцию организмов в желаемом направлении; расширят арсенал средств для получения гибридных растений и животных, которых раньше не удавалось скрещивать.

Для увеличения продуктивности растительного мира планеты очень важно уменьшить зависимость культур от влияния таких факторов, как количество тепла и влаги, степень интенсивности освещения, заморозки и др. Генетика, физиология и биохимия должны решить важные проблемы, касающиеся повышения продуктивности животноводства.

Создание специфических ландшафтов

К специфическим видам ландшафтов относятся все культурные ландшафты, создаваемые человеком для его хозяйственных и культурных нужд. Это искусственные водоемы, участки расположения плотин, зоны каналов, парки, пляжи, мемориальные места и др.

Культурный ландшафт отражает прежде всего достижения технического прогресса, рост материальных и духовных возможностей человека. Он свидетельствует о стремлении человека к красоте, созданию живописного облика местного ландшафта, гармонии между окружающей средой и достижениями культуры.

В нашей стране создание культурных ландшафтов с каждым годом приобретает все больший и больший размах. Производится широкое переустройство колхозного села, создаются новые планировки городов и промышленных центров, осуществляется в широких масштабах осушение болотных территорий и орошение засушливых пространств, изменяются течения рек, на картах появляется все большее и большее количество искусственных водоемов, на все более научной основе ведется лесное хозяйство, в хозяйственном и культурном строительстве осваиваются полярные районы и область вечной мерзлоты и т. п.

Настанет время, когда будут создаваться специфические плантации растений и микроорганизмов — концентраторов отдельных химических элементов, например иода, брома, ванадия, золота или белковых веществ. Наряду со специализированным земледелием на суше может получить широкое развитие морское «земледелие» со своей специализацией в разных отраслях водорослеводства, планктоноводства, рыбоводства, звероводства и др. Оно может быть не менее, а в ряде случаев и более продуктивным, чем земледелие на суше.

Некоторые морские организмы способны концентрировать большие количества кальция, кремния, фосфора, иода, ванадия и многих рассеянных элементов. Так, в пигменте крови асцидий ванадия содержится в миллиарды раз больше, чем в морской воде. В Японии под плантацией асцидий для добычи ванадия используются огромные участки моря. Асцидии очень плодovиты. С 1 м² можно снять до 150 кг животных — жи-

вой руды. В золе диатомовых водорослей накапливается 50—70% кремния, а в теле лангуста (крупного морского рака) — в сотни тысяч раз больше кобальта, чем в воде. Значительная часть вырабатываемого сейчас иода добывается из морских водорослей.

Особенно перспективно использование такой гигантской «кормушки», как планктон (мельчайшие беспозвоночные бактерии и микроскопические водоросли). В Мировом океане общая масса планктона значительно превышает массу живых организмов суши. Продуктивность этой «фабрики» живых организмов поистине неисчерпаема, так как планктон обладает способностью размножаться с огромной быстротой. Планктон весьма ценен как пищевой продукт, богат белком, жирами, витаминами и другими питательными веществами.

А какие богатства таятся в искусственном разведении водорослей! Некоторые из них, например хлорелла, могут дать до 70 т богатого белками корма с каждого гектара водной поверхности.

Французские ученые изучили голубые водоросли «спирулин», культивируемые в прудах и болотах Африканского континента. Они установили, что эти водоросли содержат белков в 10 раз больше, чем пшеница, в 3 раза больше, чем говядина, и в 30—35 раз больше, чем картофель. Высушенные водоросли содержат 68% белков, 18—20 глюкоидов, 2—3% липидов, витамины А, В, В₂, В₆, В₁₂, С.

Близ побережья Средиземного моря был построен искусственный бассейн для производства спирулина с физико-химическими и биологическими условиями, приближающимися к африканским (рН 8,5—11, температура до 30°, соответствующая освещенность). В таких условиях урожай водорослей составил 14 кг с 1 м² в день. Полагают, что за год их можно собрать 40—50 т/га. Это означает, что по весу урожай водорослей в 10 раз превышает урожай пшеницы на самых плодородных почвах Франции, а по питательным свойствам — в 100 раз.

Несомненно, что в будущем создание специфических геохимических ландшафтов займет видное место в хозяйственной и технической деятельности человека.

ГЕОХИМИЯ ЛАНДШАФТОВ В РЕШЕНИИ ПРОБЛЕМ БОРЬБЫ С БИОГЕОХИМИЧЕСКИМИ ЭНДЕМИЯМИ

Геохимия ландшафта и заболевания растений и животных

В настоящее время известно около 30 элементов, избыток или недостаток которых в организме приводит к различным заболеваниям. Причем многие из этих заболеваний приурочены к определенным районам, которые получили название биогеохимических провинций (рис. 84). Наиболее удовлетворяют основным требованиям растений и животных ландшафты черноземной зоны, в пределах которой неизвестны эндемии, вызываемые недостатком или избытком элементов; эту зону принимают за эталонную. Севернее черноземной зоны распространены ландшафты с серыми лесными почвами, где иода уже недостаточно, поэтому у животных наблюдается эндемическое увеличение щитовидной железы.

При дальнейшем движении к северу мы попадаем в нечерноземную зону, где широко развиты дерново-подзолистые и торфяно-болотные почвы, в которых наряду с иодом отмечается недостаток кобальта и меди в доступной для растений форме. Поэтому здесь распространены эндемические акиобальтозы и авитаминозы B_{12} , вызванные недостатком кобальта. Недостаток меди приводит среди животных к анемии (нарушен синтез гемоглобина в крови) среди растений — к невызреванию и полеганию злаков, так как нарушаются функции окислительных ферментов.

Помимо зональных факторов выветривания и почвообразования, встречаются геохимические провинции, существование которых вызвано аномальными содержаниями элементов в изверженных и осадочных породах. Например, у животных (особенно у телят и ягнят) никелевой биогеохимической провинции в Актюбинской области происходит накопление никеля в роговице глаза и развитие «никелевой» слепоты. Избыток молибдена вызывает заболевание подагрой, повышенные содержания свинца приводят к поражению нервной системы.

Следует отметить, что не всегда повышенное содержание элемента в почвах ведет к развитию эндемических заболеваний. Очень важны ландшафтные условия и химическая форма нахождения элемента. Так, содержание селена повышено во многих районах мира: США, Канаде, Колумбии, Новой Зеландии, Ирландии, Израиле, Южной Африке, на Гавайских островах, в СССР и др. Установлено, что почвы большинства выветренных биогеохимических провинций содержат карбонаты, обладают щелочной реакцией, в них высокие значения Eh. В этих условиях железо окисляется до Fe^{3+} , селен мигрирует вместе с серой, образуются доступные растениям селенаты (Se^{6+}). В кислых почвах с восстановительными условиями, где в почвенных растворах много железа, селен становится недоступным растениям. Он сильно сорбируется гидроокислами железа и глинами.

В почвах Новой Зеландии и Гавайских островов отмечаются высокие содержания селена (до 0,001%), однако селеновый токсикоз у животных

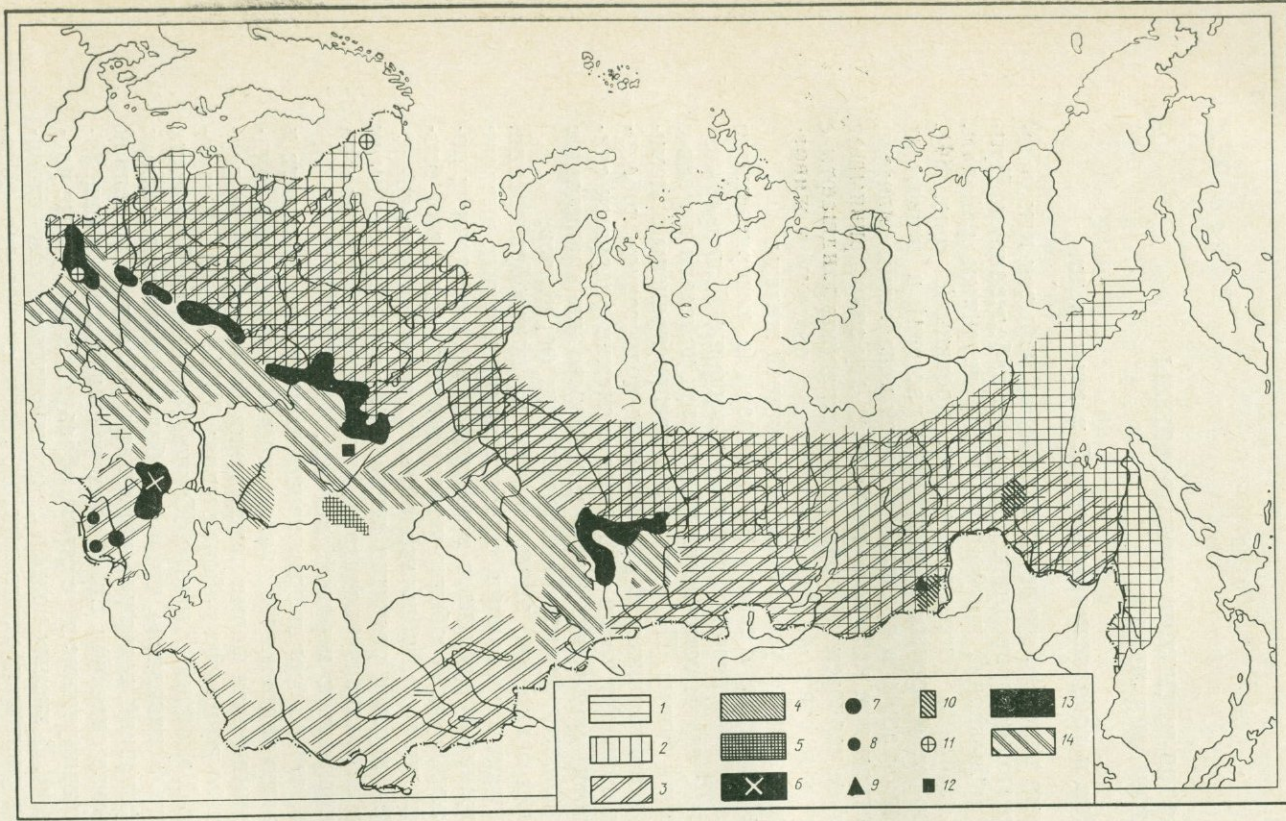


Рис. 84. Схематическая карта биогеохимических провинций СССР (по В. В. Ковальскому):

1 — бедные кобальтом. Среди животных распространены акальтозы, гипо- и авитаминозы V_{12} ; в организме животных ослаблен синтез витамина V_{12} . 2 — бедные медью. Среди животных встречаются анемии, лихуки; на торфяных почвах — полегание и невызревание злаков. 3 — бедные никелем. Среди людей и животных распространено эндемическое увеличение щитовидной железы, или эндемический зоб, ослаблен синтез тироксина. 4 — богатые бором. Среди животных распространены энтериты; в организме повышено содержание бора, ослаблена функция протеиназ желудочно-кишечного тракта; встречается уродливая форма солероса *Salicornia*. 5 — богатые никелем. У животных при накоплении никеля роговицей глаз наблюдается слепота; встречаются уродливые формы сон-травы *Pulsatilla* и грудницы *Linosyris*. 6 — провинции, где у овец нарушен обмен меди. Распространена энзоотическая атаксия, ослаблена функция окислительно-восстановительных ферментов центральной нервной системы. 7 — богатые кобальтом. У животных наблюдается усиленный синтез витамина V_{12} . 8 — богатые молибденом и медью. У людей распространена эндемическая подагра; увеличены активность и образование мочевой кислоты. 9 — богатые свинцом. У людей наблюдаются поражения нервной системы. 10 — провинции, где встречается у людей и животных эндемическая урская болезнь. В почвах, водах, растениях уменьшено содержание кальция, фосфора, иода, увеличено — стронция; в костях уменьшено содержание кальция, увеличено — стронция. 11 — богатые фтором. Среди людей и животных распространены флюорозы. 12 — богатые медью. У животных встречаются анемии, сопровождающиеся заболеваниями печени. 13 — провинции сырых лесных почв. У животных встречается эндемическое увеличение щитовидной железы; акальтозы, гипо- и авитаминозы V_{12} , анемии, вызываемые недостатком кобальта и меди, не встречаются. 14 — провинции черноземной зоны, где содержащимися в почвах химическими элементами удовлетворяются нормальные потребности растений и животных.

не наблюдается, что связано с определенными почвенно-климатическими условиями.

В. В. Ковальским введено понятие о «критических» (пороговых) концентрациях элементов в среде. Если содержание элемента выходит за предел концентрации, возникает определенный биологический эффект. Следует отметить также, что живые организмы обладают адаптивными реакциями. Так, Иссык-Кульская котловина является урановой биогеохимической провинцией. Основным источником поступления урана в ее ландшафт — выветривающиеся граниты и сланцы с повышенным содержанием этого элемента. По сравнению с Курским заповедником (при сопоставлении взят как эталон) некоторые виды почв в Иссык-Кульской котловине обогащены ураном в 9 раз, растения в среднем в 50 раз больше (отдельные виды в 1430 раз). В результате такого повышенного содержания урана суточный рацион овец содержит 400—1300 мкг урана, в то время как у овец черноземной зоны Европейской части он составляет в среднем 50 мкг. Однако повышенное содержание урана не сказывается на каких-либо морфологических признаках животных. Адаптация выражается в том, что у овец Иссык-Кульской равнины уран усиленно выделяется почками и относительно меньше задерживается во внутренних органах, чем у овец контрольных регионов. Другая адаптационная особенность заключается в том, что у овец этой равнины значительная часть урана откладывается в шерсти и периодически удаляется при линьке*.

Из всех элементов, по-видимому, наибольшее внимание до сих пор уделялось иоду, его содержанию в ландшафтах. Заболевание эндемическим зобом очень широко распространено (рис. 85—86). Основной причиной болезни считается недостаточное содержание иода в пищевых продуктах. Суточная потребность человека составляет около 200 мкг (0,000200 г), причем 60% покрывается пищей растительного происхождения и около 30% — животной. Иод воздуха и питьевой воды составляет около $1/10$ части этого рациона. До последнего времени существовало неправильное представление о преобладающей роли воды в эндемии зоба.

В СССР детально изучались биогеохимические особенности карпатского очага зоба (Ю. Г. Антонов). Была установлена четкая связь между ландшафтно-климатическими условиями и числом заболеваний. На высоте 1000—1100 м почти 25% населения имели увеличенную щитовидную железу и у каждого шестого диагностировался истинный зоб. В этих районах в условиях высокой влажности развиты выветренные песчаные и легкосуглинистые почвы. Среднее количество осадков 900—1000 мм в горах и около 700 мм на равнине. На низменности на богатых гумусом оподзоленных черноземах число больных уменьшалось до 2% и отмечался единичный случай истинного зоба. Наиболее резкая отметка происходила на высоте 700—800 м, начиная с которой содержание иода становилось ниже 3 мг/кг в сухой почве (валовое содержание).

Геохимия ландшафта и заболевания человека

В настоящее время в живом организме обнаружено около 60 элементов, причем с повышением чувствительности методов изучения число их увеличивается. Поэтому можно сказать, что в той или иной степени в организме человека участвуют все элементы Периодической таблицы Д. И. Менделеева. Однако роль их очень различна. Наиболее важны так называемые биогенные элементы, т. е. те элементы, которые обладают выраженной биологической ролью и участвуют в процессах обмена ве-

* Труды Биогеохимической лаборатории. Вып. XII. М., 1968, стр. 9—48.

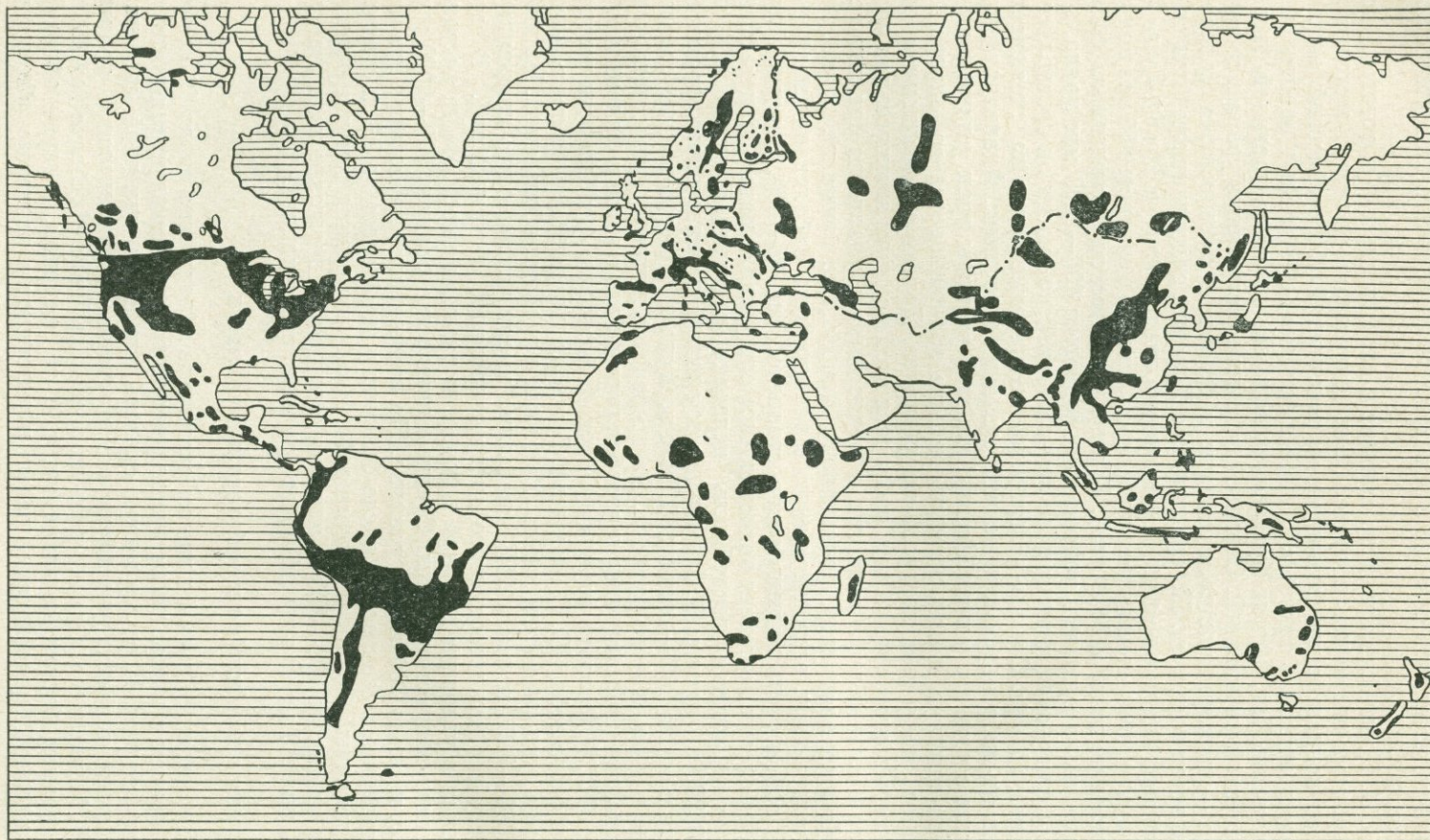


Рис. 85. Карта мирового распространения эндемического зоба, по данным ВОЗ на 1960 г.

ществ. К ним относятся прежде всего азот, водород, железо, иод, калий, кальций, кислород, кобальт, кремний, магний, марганец, медь, молибден, натрий, сера, стронций, углерод, фосфор, фтор, хлор, цинк и др.

Связь человеческого организма с окружающей средой осуществляется через минеральный обмен и обмен органическими веществами. Под минеральным обменом понимается вся совокупность процессов всасывания, распределения, превращения и выделения тех веществ, которые находятся

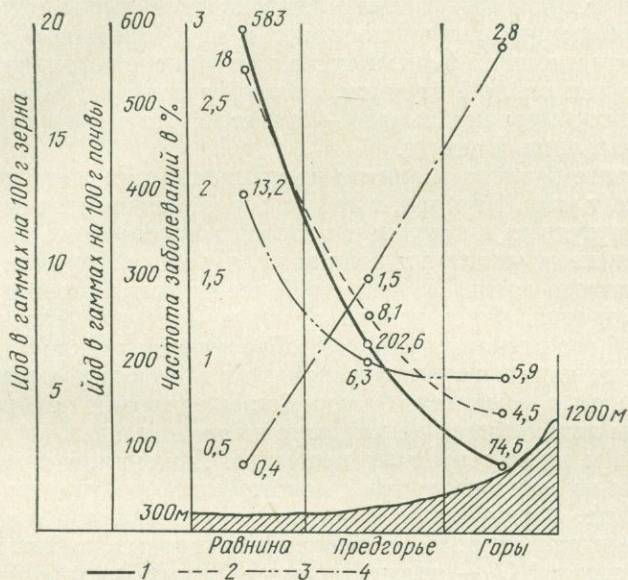


Рис. 86. Содержание иода в почвах и растениях (зерна ржи и пшеницы), а также частота заболеваний зобом в различных ландшафтных зонах очага:

1 — почва; 2 — рожь; 3 — пшеница; 4 — частота заболеваний.

в организме животных и человека преимущественно в форме неорганических соединений.

Обмен органических веществ регулирует в организме пластические (обмен белков), энергетические (обмен углеводов) либо те и другие процессы (обмен липпидов). Содержание минеральных веществ в различных органах (за исключением костной ткани) не превышает 0,8—1%. Несмотря на это, им принадлежит огромная роль регулятора физико-химических процессов в организме. В частности, они регулируют кислотно-щелочное равновесие, проницаемость мембран для определенных органических соединений, способность белков тканей связывать воду, уровень осмотического давления в крови и тканевой жидкости, а также поддерживают постоянство рН в последних.

В настоящее время можно говорить о двух основных источниках поступления химических элементов и их соединений в ландшафт, а затем и в организм человека. Это, во-первых, естественные процессы «производства» химических элементов и их соединений в ландшафтах в ходе выветривания пород, во-вторых, техническая деятельность человека, в результате которой в ландшафт поступают химические элементы и их соединения в форме промышленных отходов.

Первые процессы определяют геохимию ландшафтов, их геохимический фон, контрастность в распределении элементов. В зависимости от

генетических типов пород, условий выветривания и выноса подвижных продуктов в ландшафтах может быть избыток одних элементов и резкий недостаток других (особенно кальция, калия, фосфора, марганца, меди и др.). Как правило, биогеохимические эндемии приурочены к районам с резкой недостаточностью или избыточностью тех или иных элементов. Процессы техногенеза сопровождаются улетучиванием в газовом состоянии или миграцией с водой ядовитых соединений серы, цинка, свинца, меди и др. Они ведут к загрязнению ландшафтной среды. Некоторая часть этих химических соединений попадает в наш организм через воздух, питьевую воду и пищу, вредно влияя на здоровье человека. Человек потребляет в сутки около 1 кг пищи, около 2 л воды и 12 кг воздуха. Если без пищи можно прожить около 4—5 недель, без воды примерно 5 дней, то без воздуха лишь 5 минут.

В результате бурного развития промышленности ежегодно сжигается около 2 млрд. т угля, 1,5 млрд. т нефти, перерабатывается несколько миллиардов тонн рудных и нерудных полезных ископаемых. При этом в атмосферу поступают миллионы тонн золы, аэрозолей, крайне вредных для здоровья человека газов. Из них наиболее ядовиты сернистый газ, озон, фтористый водород, окись углерода, азота и другие «смоговые газы».

Сернистый газ реагирует с водой, образуя серную кислоту H_2SO_4 . Последняя в виде капелек тумана разрушает в городах металлы, краски, камень построек, т. е. наносит большой вред здоровью человека.

Миллионы автомобилей непрерывно выделяют окись углерода, соединения свинца и другие вредные вещества. При ярком солнечном свете углеводороды из выхлопных труб автомобилей реагируют с окислами азота в воздухе. В результате фотохимических реакций образуется ряд газов, вредных для здоровья человека и животных, а также растений.

Окислы азота NO_2 — сильноядовитое красновато-бурое вещество. Они образуются при высокотемпературном сгорании (например, в цилиндрах автомобилей), в выхлопных газах автомобиля их содержится около 5000 частей на миллион.

К вредным газам относятся также сероводород (образуется при выделке кож и изготовлении искусственного шелка), фтор и хлор. Последние попадают в атмосферу в результате работы специализированных химических установок.

В отличие от кислорода O_2 озон O_3 сильноядовит. Средняя концентрация его в воздухе 0,07 частей на миллион, на высоте 16—50 км — 8 частей на миллион. Во время смога в Южной Калифорнии его содержание увеличилось до 0,5 частей на миллион. За полчаса погибли многие виды растений.

В воздухе одновременно находится много других газов. Поэтому очень сложно определить воздействие смеси газов на организм. Смесь иногда усиливает, а нередко ослабляет действие отдельных газов.

Кроме газов, в воздухе находятся капельки воды, частицы копоти, песчинки и частицы морской соли. В среднем в 1 м³ воздуха содержится около 0,0005 г твердых веществ (600 кг на 1 км³). В больших городах эта цифра увеличивается вдвое. В воздухе Лос-Анджелеса (одного из самых загрязненных городов мира) обнаружен 21 вид веществ: свинец, железо, магний, натрий, соединения серы, азота, углеводороды и органические вещества. Углерод в виде копоти может адсорбировать канцерогенные вещества, вызывающие рак легких.

Загрязнение воздуха — постоянная угроза здоровью человека, оно ведет к увеличению числа таких легочных заболеваний, как эмфизема, бронхит, астма, поражению глаз и дыхательных путей.

Не менее вредно для здоровья человека, жизни растений и животных загрязнение воды — непременной составной части всех живых организмов. Для того чтобы человек жил, вода должна удовлетворять определенным гигиеническим требованиям: органолептическим (мутность, запах, цвет), химическим и бактериальным; нежелательно, чтобы общая минерализация питьевой воды превышала 1000 мг/л.

В минеральном составе воды значительна доля таких элементов, как кальций, магний, калий, натрий, железо и др. Содержание растворенных солей кальция и магния определяет жесткость воды. Причем различаются кальциевая и магниевая жесткости, обусловленные присутствием солей этих элементов; карбонатная (вызванная двууглекислыми и углекислыми солями Са и Mg) и некарбонатная (Са и Mg — соли сильных кислот); устранимая и постоянная (после кипения воды в течение 1 ч.). В нашей стране жесткость воды выражается в миллиграмм-эквивалентах на 1 литр воды ($1 \text{ мг-экв Са}^{++} = 20,04 \text{ мг}$ и $1 \text{ мг-экв Mg}^{++} = 12,16 \text{ мг}$).

По общей жесткости ($\text{Са}^{++} + \text{Mg}^{++}$) воды классифицируются следующим образом: мягкая вода имеет жесткость менее 4 мг-экв/л, вода средней жесткости — от 4 до 8 мг-экв/л, жесткая — 8—12 мг-экв/л и очень жесткая — свыше 12 мг-экв/л. Обычно жесткость питьевой воды стремятся ограничить 7 мг-экв. Жесткость природных вод (особенно поверхностных источников) варьирует в широких пределах и зависит от времени года. Наибольшее значение наблюдается в конце зимы, наименьшее — в период паводка. В поверхностных водах преобладает кальциевая составляющая; магниевая жесткость редко превышает 30% общей жесткости. Исключение — некоторые районы (Донбасс, Кривой Рог), где магниевая жесткость может достигать 60%.

Влияние содержания кальция в воде и жесткости на здоровье человека (развитие рахита, камней почек, сохранность зубов) изучается со второй половины XIX в. В последние годы много внимания уделяется магнию; предполагается, что его поступление в организм в значительной степени определяет природный иммунитет. Научные центры Англии, США, Японии и Швеции регистрируют высокий уровень сердечных заболеваний (артериосклероза) в регионах с «мягкой» водой.

В воде содержатся многие микроэлементы, которые оказывают воздействие на наш организм (иод, фтор, селен, медь, цинк, кобальт, мышьяк, свинец и др.). В частности, при концентрации фтора в питьевой воде выше 1,5 мг/л развивается флюороз (поражается эмаль зубов и костная система). Нормальное содержание свинца в воде не должно превышать 0,1 мг/л, а мышьяка — 0,05 мг/л. Обращает на себя внимание также содержание нитратного азота в водах (особенно в количествах, превышающих 30 мг/л), поскольку он является причиной ряда тяжелых заболеваний у грудных детей. В открытых водоемах и подземных водах, не захваченных хозяйственной деятельностью человека, нитратного азота, как правило, содержится около 0,1 мг/л. Он — конечный продукт окисления органических веществ.

Некоторые вопросы медицинской географии и геохимии ландшафтов

С ландшафтом и его геохимическими особенностями самым тесным образом связано развитие живых организмов и здоровье человека. Геохимические и биогеохимические свойства ландшафтов составляют единое целое с биогеоценозами, взаимосвязаны и взаимообусловлены.

При решении ряда вопросов санитарии и гигиены (оздоровительных, профилактических, терапевтических) важнейшая задача медицинской

географии и геохимии — изучение геохимических компонентов и характеристик ландшафтов данной территории, установление факторов, определяющих геохимический фон местности и ее биоценоза.

В настоящее время широким фронтом изучается биоклиматология человека, т. е. комплекс оптимальных требований человека к окружающей среде, которые необходимы для его нормальной жизнедеятельности. В этот комплекс входят многолетний режим погоды, климатофизиологические исследования, климатотерапевтическая оценка классов погоды в различные сезоны года и в разных природных зонах, наблюдения с целью изучения патологического влияния свойств электрического поля Земли и магнитных возмущений, теплобалансовые климатологические исследования, данные о составе воздуха, его загрязненности и т. п. На основе медицинского ландшафтоведения в Советском Союзе разработана климатическая классификация курортов и их профилей. Выделяются курорты приморского, континентального, предгорного (до 2000 м), лесного типа и др. Многие из них функционируют круглый год, некоторые лишь в течение теплого периода. В них широко используются климатические и грязевые ресурсы, а также ресурсы минеральных источников. В дальнейшем это направление в ландшафтных исследованиях получит еще большее развитие в связи с расширяющейся урбанизацией населения и расширением лечебных профилактических и оздоровительных мероприятий.

В теснейшей связи с указанным осуществляются медицинские ландшафтные исследования для правильной организации и размещения сети учреждений отдыха и туризма. Подсчитано, что к 2000 г. для отдыха потребуется около 1% всей площади СССР. Хотя эта цифра сама по себе небольшая, следует учитывать, что не всякие ландшафты отвечают условиям отдыха и туризма по своим природным комплексам. Поэтому на некоторые зоны будет повышен спрос. Отсюда организация отдыха и туризма на более планомерной географической основе может потребовать (в ряде случаев) коренного и целенаправленного преобразования естественной среды и создания культурных ландшафтов.

Увеличение массовости туризма и отдыха ставит со всей серьезностью вопрос о сохранении природных комплексов и об их охране, особенно растительности и почвенного покрова.

Правильно решить проблему отдыха и туризма будущего можно лишь на основе комплексного подхода: учета природных свойств ландшафта, физиологических, культурных и эстетических запросов человека, участия в решении проблемы медиков, архитекторов, художников, инженеров, экономистов и др.

Весьма важное направление в разработке проблем медицинской географии и ландшафтоведения — изучение природноочаговых заболеваний человека и животных. В этом аспекте изучаются географические, зоологические, паразитологические, микробиологические, санитарные и другие условия, выявляются возбудители заражений и болезней. Советские ученые во главе с акад. Е. Н. Павловским внесли огромный вклад в изучение указанных вопросов и получили мировое признание. Установлено, что природная очаговость является общебиологической закономерностью, свойственной животному и растительному миру, связанной с определенными биоценозами и биотопами. В природных биоценозах существуют возбудители разных инфекций и инвазий, в ряде случаев смешанных инфекций, т. е. развитие в биотопе с одной доминирующей инфекцией очагов и других инфекций. Последние встречаются на небольших территориях с расчлененным микрорельефом, приуроченным к районам, расположенным на контактах разных природных зон. К широко

распространенным очаговым заболеваниями относятся различные виды энцефалита, клещевой и крысиный сыпной тиф, орнитозы, ящур, чума, псевдотуберкулез и др. Они вызываются патогенными вирусами, микробами, грибами, простейшими и гельминтами, входящими в состав природных биоценозов.

Изучение природных условий ландшафтов и биоценозов в этих случаях необходимо для целенаправленного изменения геохимических и биогеохимических условий, исключающих существование в биоценозах главных хранителей и передатчиков природноочаговых заболеваний. При этом следует учитывать возможность трансмиссивных заболеваний, вызываемых передвижными переносчиками — насекомыми, мелкими млекопитающими, птицами. Планомерная борьба с природноочаговыми заболеваниями проводится в Советском Союзе, где ликвидирована или резко снижена потенциальная возможность заболеваний домашних животных и человека.

Наконец, отметим еще одно важное направление медицинской географии в изучении ландшафтов. Это — все расширяющиеся исследования в области проблемы старения, выяснения влияния микроэлементов на развитие и изменение отдельных органов животных и человека. Дальнейшее расширение работ в этой области представляет большой научный и практический интерес. На первый план выдвигается изучение биогеохимических провинций, их геохимических особенностей, установление избыточных и недостаточных элементов в ландшафтах, их фоновых и пороговых значений. Эти данные необходимы для решения вопросов о направленности геохимической мелиорации ландшафтов, т. е. улучшения его свойств путем внесения элементов, требующихся для нормального развития живых организмов. В связи с этим заслуживает внимания проблема разработки оптимальных биологических режимов по содержанию химических элементов в ландшафте, а также оптимальных (пороговых) концентраций элементов в среде, выше или ниже которых наблюдается определенный биологический эффект, выражающийся в заболевании животных и человека.

Изучение ландшафтов требует комплексности и совместной работы медиков, специалистов сельского хозяйства, биогеохимиков и гидрогеохимиков. Без преувеличения можно сказать, что на смену стихийно сложившимся ландшафтам все больше приходят ландшафты, на которые активно воздействует человек. Человек начинает все больше пользоваться дальнепривезенными продуктами питания, вносит удобрения, с помощью техники переделывает окружающую среду. Однако гармоничное полное использование внутренних ресурсов ландшафта и межландшафтных связей возможно только в условиях социализма и коммунизма.

ГЕОХИМИЯ ЛАНДШАФТОВ И ПОИСКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ*Ландшафтный комплекс поисковых сведений и критериев*

Цель геологических поисков и всего комплекса применяемых технических и аналитических средств—открыть полезные ископаемые с минимальными затратами времени и средств.

Мы выделяем следующие основные комплексы поисковых сведений и критериев, которыми необходимо руководствоваться при организации поисков.

Геологический комплекс сведений освещает историю развития территории, господствующие стратиграфические и геологические комплексы пород, участие в составе земной коры и почвах основных генетических типов горных пород и их соотношение, мощность осадочного покрова, условия и источники его образования, тектонические структуры, сведения об общей рудоносности территории и ее связи с глубинными и экзогенными факторами и процессами, основными формациями и фациями пород.

Для ландшафтной оболочки характерны формации и фации различных типов остаточной и аккумулятивной коры выветривания и седиментогенеза континентальных и морских условий образования. Они представлены комплексом обломочных, глинистых, углистых, сапропелевых, карбонатных, солевых, бокситовых, латеритных и других пород и связанных с ними месторождений полезных ископаемых и ореолов рассеяния рудных элементов.

Ландшафтно-геохимический комплекс сведений все шире используется в последнее время в практике геолого-поисковых работ при выборе наиболее рациональной системы ведения геохимических поисков, опробовании и интерпретации полученных результатов. При этом методе оцениваются природные факторы и процессы миграции и концентрации химических элементов в конкретном районе. Объем исследований тесно связан с масштабом работ, сложностью геологической обстановки, характером геоморфологии, почвенным и растительным покровом, гидрогеологическими, климатическими и другими особенностями территории.

В полевой период цель ландшафтно-геохимических исследований — установить типы геохимических сопряжений в местных ландшафтах, границы между элементарными ландшафтами, составляющими их звенья, и между местными ландшафтами, внешние признаки аномальных ландшафтов. В этот период составляется полевая ландшафтно-геохимическая карта.

Фиксируются особенности рельефа, растительности, типы и разновидности почв и горных пород, соотношения внешних черт ландшафтов с геологическим строением, составом и мощностью отложений, связь с грунтовыми водами; берутся образцы для анализов. На базе ландшафтно-

геохимических данных делаются выводы о направленности процессов выноса и аккумуляции элементов, степени зрелости профиля коры выветривания, относительной подвижности химических элементов в условиях поисковых районов и в отдельных местных ландшафтах, о геохимической контрастности территории и т. д.

Литолого-геохимический комплекс сведений характеризует типы территории, их типоморфные петрологические, минералогические и геохимические особенности. Геохимические аномалии и месторождения отличаются различной контрастностью, интенсивностью и однородностью в зависимости от условий седиментогенеза и наложения диagenетических и эпигенетических процессов. При проведении геохимических исследований необходимо иметь в виду, что минералогические и геохимические аномалии могут не совпадать пространственно, особенно для элементов с высокой подвижностью в растворах.

Для организации поисковых работ важны количественные данные о кларковом составе (фоновом, пороговом) химических элементов в породах, почвах, водах, растениях и сведения о факторах, определяющих их миграцию в данных условиях ландшафта.

Прямыми поисковыми признаками являются: 1) выходы рудных тел промышленного или непромышленного значения; 2) видимые надрудные ореолы рассеяния; 3) железные шляпы и охры, образующиеся при окислении полиметаллических, карбонатных и силикатных железных руд (содержат повышенные количества меди, кобальта, никеля, свинца и других элементов); 4) скопления в россыпях ценных металлических и неметаллических минералов (золота, платины, титана, хрома и др.); 5) наличие старых горных выработок; 6) магнитные и радиоактивные аномалии; 7) прямые геоботанические индикаторы.

К косвенным поисковым признакам относятся: 1) данные геофизического зондирования, аномальные содержания элементов в почвах, растениях, водах, воздухе; 2) постепенное изменение состава и содержания элементов по мере удаления от месторождения; 3) данные шлихового анализа различных фракций образцов пород; 4) смещенные ореолы по склону; 5) микробиологические данные бактериальной съемки; 6) минералы и элементы-спутники; 7) состав восходящих глубинных вод, омывающих рудные тела; 8) ореолы рассеяния элементов в торфе; 9) ледниковые валуны и др.

При поисках полезных ископаемых используется большой арсенал средств — от простого наблюдения и собирания образцов минералов и горных пород на поверхности Земли до глубокого и сверхглубокого бурения. Большое развитие получили геофизические методы поисков и разведки. Широко применяются электроразведка, сейсморазведка, гравиметрические, магнитометрические методы разведки, электрорадиоактивный каротаж.

Все большее значение при поисках полезных ископаемых приобретают геохимические методы. Среди них широкое развитие получили литогеохимические, гидрогеохимические, биогеохимические и др.

Литогеохимические методы поисков по первичным ореолам рассеяния в эндогенных месторождениях. Эти методы поисков основаны на изучении распределения химических элементов в коренных рудовмещающих породах. Ореолы рассеяния в эндогенных месторождениях возникают как при перекристаллизации и перераспределении первоначальных компонентов вследствие изменения условий давления и температуры, так и за счет привноса и отложения новых веществ (гидротермальные и газовые ореолы рассеяния).

При поисках эндогенных месторождений особый интерес представляют участки гидротермально измененных пород, скарны, зоны дробления, образования, связанные с постмагматическими процессами.

Характерная особенность первичных ореолов в эндогенных месторождениях — это зональность строения, выражающаяся в изменении содержаний и отношений концентрации химических элементов по мере удаления от рудного контакта. Зональность связана с истощением некоторых компонентов рудообразующих флюидов по мере увеличения расстояния от их источника, а также с изменением условий минералообразования (Р, Т, рН и Eh). Легкоподвижные элементы Hg, As, Mo, F, B, J и другие в условиях высоких температур в газообразном состоянии отличаются особенно большой миграционной способностью.

Ореолы рассеяния в коренных породах менее смещены, чем в осадочных. Размеры и формы ореолов зависят от миграционной способности элемента и структурных факторов: условий залегания рудных тел, направления зон трещиноватости, физических (пористость) и химических свойств пород.

Геохимические поиски эндогенных месторождений основаны на исследовании рудообразующих элементов и их спутников (специфические ассоциации элементов характерны для кислых, щелочных, основных, ультраосновных пород, пегматитов, контактово-метаморфических образований), руд, связанных с метаморфическими и вулканическими процессами, геохимических индикаторов условий минералообразования (Р, Т, рН и Eh).

При поисках рудных тел по эндогенным ореолам рассеяния важно выяснить особенности формирования ореолов на различных этапах рудообразования.

По изучению ассоциации элементов в первичных геохимических ореолах рассеяния можно судить о величине эрозионного среза рудопоявления и изверженного массива, о геохимической зональности ореолов рассеяния, о наложении пострудных процессов и эпигенетических изменениях рудных тел; уточнять стратиграфическую приуроченность, структурный контроль оруденения и стадийность рудообразования и т. д.

При поисках эндогенных месторождений изучение ореолов рассеяния фтора, бора, хлора позволяет в ряде случаев выяснять особенности рудных и пострудных растворов, стадии минерализации, специфику рудных тел, залегающих на глубине, и т. д. Эти элементы часто являются показателями определенных рудных процессов: хлор-железородных месторождений метасоматического характера, бор-месторождений бора, золота, молибдена, олова, фтор-редкоземельных элементов лития, рубидия, ниобия, тантала, олова, молибдена, вольфрама, флюорита, апатита, слюд.

При геохимических поисках пегматитов по ореолам рассеяния иногда целесообразно вести не только металлометрическую съемку, но и геохимическое изучение отдельных минералов, особенности состава которых могут быть показателями рудного процесса.

Первичные ореолы рассеяния при их разрушении на поверхности под влиянием процессов выветривания могут давать вторичные ореолы — в почвах и грунтовых водах.

Литогеохимические поиски по вторичным ореолам рассеяния в экзогенных аномалиях. Сущность данного метода заключается в изучении распределения элементов в рыхлых отложениях и почвах.

Одним из ведущих является метод поисков по потокам рассеяния в аллювиальных отложениях (метод донных отложений). Он основан на

изучении химического состава аллювиальных отложений. При выветривании месторождений рудное вещество под воздействием процессов эрозии и механического переноса, с одной стороны, и растворения поверхностными водами — с другой, попадает в эти образования и транспортируется вместе с ними. По мере удаления от месторождения рудное вещество разбавляется и содержание металла снижается до фонового.

Положительная сторона метода — возможность быстрой оценки геохимических особенностей большой территории по незначительному числу проб. Метод находит широкое применение в районах с сильно расчлененным рельефом и в труднодоступных областях. Он — неотъемлемая часть рекогносцировочных исследований, применяется и при детальной съемке; наиболее эффективен в сочетании с гидрогеохимическим и шлиховым методами.

При аллювиальных процессах металл переносится в жидкой и твердой фазе. В твердой фазе формами нахождения являются продукты эрозии коры выветривания, почв и обломочного материала из гидроморфных месторождений, а также осадок, выпавший из поверхностных вод на обломочных частицах. В аллювиальных отложениях обычно объектом поисков служат такие устойчивые минералы, как ильменит, рутил, хромит, циркон, берилл, вольфрамит, золото, касситерит, киноварь, колумбит, пироклор, платина и др. Они — носители неподвижных элементов (Ti, Zr, W, Au, Sn, Hg, Nb, Ta и др.). Для поисков россыпей этих минералов обычно используется шлиховый метод.

Пойменные отложения в целом менее удобны для геохимических поисков. Они характеризуются большим разбросом содержаний химических компонентов. Значительное количество органического вещества, тонкозернистого материала и происходящие в них гидропочвенные процессы дают много аномальных образцов при анализе.

Широко используются методы поисков по элювиально-делювиальным отложениям и почвам. В областях с гумидным климатом рациональнее отбирать пробы из горизонта В, поскольку в нем аккумулируются многие элементы. В областях с аридным климатом пробы следует отбирать из горизонта А. В ряде случаев объектом исследования может быть кора выветривания коренных пород. Лучше брать пробы из самых нижних горизонтов коры выветривания (щебнистая часть). При анализе самых верхних глинистых горизонтов (хотя здесь и могут быть шире ореолы рассеяния) возникают трудности, связанные со значительным перераспределением материала.

Когда мощность экранирующих отложений превышает 5—10 м, возникает потребность в глубинной металлотрии и поисках погребенных ореолов рассеяния. В этих случаях осадочная толща проходит скважинами, объектом химического анализа становится керновый материал. Из-за большой стоимости работ с применением бурения необходимо максимально использовать геологическую и палеогеографическую информацию о данном районе с целью выбора наиболее рациональной системы проходки скважин.

Геохимические поиски по элювиально-делювиальным отложениям и почвам в различных климатических условиях требуют дифференцированного подхода. Например, в условиях полупустынь, где вторичные ореолы рассеяния проявляются слабо из-за наложения золотых процессов и их продуктов, поиски руд по вторичным ореолам окажутся эффективными при учете мощности элювиально-делювиальных отложений и особенностей распределения элементов в гранулометрическом спектре рыхлых отложений.

В условиях мерзлотных ландшафтов вокруг рудных тел формируются механические ореолы рассеяния, которые в силу природных условий среды не сопровождаются резко выраженными водными и солевыми ореолами. При малой подвижности элементов происходит некоторое накопление их в растениях, почвах, пролювиальных наносах. Гляциофокусный метод поисков заключается в том, что по пучкам рассеяния мельчайших частиц руды находят в фокусе пучка рудное тело, закрытое ледниковыми отложениями. Точки опробования наносят на план местности, оконтуривая таким образом ледниковый веер с его фокусом рассеяния на рудном теле. Этот метод был использован для поисков золота в Канаде (А. Холберт, 1964), никеля и молибдена в Финляндии (Кауранне, 1958 и 1959) и др.

Как показывает практика, хорошо выраженный веер рассеяния валунов не прослеживается больше чем на 1,5—3 км. По таким веерам найдены никель, молибден и медь в Швеции, Канаде и Америке. В ряде случаев известны устойчивые и однородные ореолы рассеяния рудного вещества в тонких фракциях. Однако такие ореолы прослеживаются на более коротких дистанциях, чем ореолы рассеяния крупных обломков (обычно около 1—2 км). Большое значение имеет учет распределения элементов по фракциям в морене.

Для геохимических поисков наибольший интерес представляют несортированные отложения донной морены. Последующие процессы переработки материала значительно изменяют ее химический состав.

Гидрогеохимические методы поисков

Гидрогеохимические методы поисков нашли свое практическое применение при поисках главным образом сульфидных месторождений (Cu, Zn, Pb, Mo, Ni), урана, рассеянных металлов (Nb, Be), Cr, Sn, Co, V. Они могут использоваться при поисках нерудных полезных ископаемых (B, F и др.).

В сочетании с другими эти методы могут с успехом применяться в областях избыточного и частично неустойчивого увлажнения, в районах с большим количеством водоисточников, в высокогорных и среднегорных районах, а также при поисках руд, перекрытых мощным осадочным чехлом, если имеются выходы на поверхность подземных вод (Кольский полуостров, Кавказ, Закавказье, Северный и Средний Урал, Алтай, Восточная Сибирь, Дальний Восток, горная часть Средней Азии). Гидрогеохимические методы характеризуются глубиной и позволяют при небольшом количестве проб оценить металлогеничность территории и ее перспективы на рудные месторождения, оконтуривание рудных тел и выяснить генезис месторождений и др.

При гидрогеохимических поисках основными объектами являются грунтовые воды четвертичных отложений и трещинно-грунтовые воды коры выветривания коренных вскрытых пород. Необходимо также исследовать поверхностные водотоки (реки, ручьи, болота, озера) и подземные воды более глубокой циркуляции, имеющие естественные выходы или вскрываемые буровыми скважинами. При отборе проб необходимо учитывать, с каким генетическим типом вод связано водопоявление. Из поверхностных потоков интерес представляют те, в питании которых ведущую роль играют подземные воды. Опробованию подвергают потоки с небольшим расходом воды, а также мелкие водоемы.

Опробование рек целесообразно вести от низовьев к верховьям через определенные интервалы в местах наиболее спокойного течения, на уча-

стках выклинивания подземных вод. Кроме основного потока, пробы отбираются из боковых. Из рек с большим расходом (более 0,2 м³/сек) отбирают лишь единичные пробы для оценки фоновых содержаний. В небольших водоемах отбирают 2—3 пробы, в крупных — большее количество, отдавая предпочтение местам выхода подземных вод (края озер, болот, поймы, места контактов проницаемых и непроницаемых пород).

Аномалии в озерных водах возникают за счет впадающих в озеро потоков с аномальной концентрацией металлов. Химический состав озерных вод в большей степени, чем других поверхностных водоисточников, подвержен влиянию газового режима (из-за температурной стратификации), биологической деятельности, значений pH и Eh. Несмотря на это, существует корреляция между содержанием металлов в озерных водах и в породах окружающих площадей (Cu, Mo).

В самоизливающихся буровых скважинах отбор проб производят непосредственно из струи (поинтервально для выявления основных водоносных горизонтов и зон), самоизливающихся — пробоотборником с предварительной прокачкой скважины.

Оптимальный период опробования выбирают из режимных наблюдений за изменением химизма поверхностных и подземных вод района работ. Количество точек отбора проб определяется масштабом поисковых работ и сложностью геологического строения исследуемых территорий.

Отобранные пробы подвергаются полевым и лабораторным анализам для изучения их минерализации, макро- и микрокомпонентов, определения газового состава, pH и других показателей.

При интерпретации гидрогеохимических данных следует иметь в виду, что на состав вод оказывают влияние продукты окисления сульфидных рудных минералов — сульфаты различных металлов, обогащающие воды сульфат-ионом и соответствующими металлами. Неустойчивые сульфаты (Bi, Sb) быстро разлагаются; рудные воды обогащаются ионом SO₄²⁻, pH воды понижается вследствие образования H₂SO₄. Изменение минерализации и содержания рудных элементов происходит от места большей концентрации к местам с меньшей концентрацией, причем рудные воды смешиваются с окружающими водами, не затронутыми влиянием рудных тел и их ореолов рассеяния и имеющими значительно меньшие концентрации элементов. При взаимодействии вод разного состава, а также рудных вод с водоносными породами изменяется pH, растворимость солей (образуются труднорастворимые основные соли и гидроксиды металлов), что уменьшает степень изменения химического состава воды под влиянием рудного тела, и по мере удаления от него рудные воды становятся неотличимыми от фоновых.

Все компоненты вод, содержание которых может изменяться под влиянием рудных тел, первичных и вторичных ореолов рассеяния месторождений, представляют собой гидрохимические поисковые признаки. Выбор их должен диктоваться конкретными условиями каждого исследуемого района.

Гидрохимические поисковые признаки подразделяют на рудные (присутствующие только в рудных водах) и ореольные (в ореольных и рудных водах).

Участки с аномальным химическим составом вод образуют гидрогеохимические аномалии. Причины их возникновения могут быть следующими: влияние повышенной рассеянной концентрации элементов в породах при наличии рудных тел и их ореолов рассеяния, интенсивные процессы выветривания и концентрации вод при испарении и искусственно—

сброс промышленных отходов предприятий, разведочных выработок, смыв почв с внесенными удобрениями и т. д.

Все аномалии делят на рудные, безрудные и искусственные. Различают также простые и комплексные аномалии: для простых характерно изменение одного поискового признака, для комплексных — нескольких. Интенсивность проявления аномалии определяется степенью контрастности (отношение аномальных величин поисковых признаков к фоновым). Большое влияние на характер гидрохимической аномалии оказывают условия формирования и распространения рудных и ореольных вод. Карбонатность окружающей обстановки приводит к уменьшению количества поисковых признаков, к сокращению контрастности и площади распространения. Структура, морфология рудных тел, их минералогический состав, степень окисления также влияют на характер аномалии. Величина и форма аномалии во многом зависят от принадлежности ее к определенному типу вод. Все эти условия приводят к огромному разнообразию гидрохимических аномалий и трудности их интерпретации.

Основная задача ориентировочных гидрогеохимических исследований — выяснить общую металлоносность региона, оценить и выделить перспективные территории.

Для этого составляют карты микрокомпонентного и общего химического состава вод, по площади подземных и поверхностных вод выясняют причины их изменения. На карте общего состава должны выделяться типы вод, приуроченные к различным литолого-стратиграфическим комплексам пород, их химический состав и минерализация, основные типы геохимического ландшафта. На карте микрокомпонентного состава должны быть выделены районы, различающиеся по комплексу микрокомпонентов. Учитывая фоновые значения поисковых признаков в подземных водах каждого генетического типа, геохимического ландшафта, выделяют аномальные участки одного или ряда поисковых признаков в соответствии с парагенетическими ассоциациями элементов в рудах. Фоновые и аномальные значения определяют с помощью графиков или путем построения вариационных кривых.

Интерпретацию данных по химическому составу вод производят с учетом их горизонтальной и вертикальной зональности и ландшафтно-геохимических особенностей территории. В результате выделяют территории, перспективные для поисков полезных ископаемых. На поисковом и детальном этапах гидрогеохимических исследований выявляют и оконтуривают участки, перспективные для обнаружения месторождений и рудопроявлений. Для этого составляют гидрогеохимические карты, карты аномалий и перспективных участков, предварительно выделяя гидрогеохимические аномалии, отбраковывая безрудные аномалии, выясняя природу рудных и устанавливая пространственную связь аномалий с местоположением рудных тел.

При составлении карт фоновые и аномальные содержания различных элементов должны быть определены по отношению к типам подземных и поверхностных вод и ландшафтов. Подсчитанные отношения можно нанести на карту, по которой определяют точки с аномальными содержаниями и оконтуривают гидрогеохимические аномалии.

Выделяя участки гидрогеохимических аномалий, учитывают направление движения подземных и поверхностных вод, возможность неодинакового проявления аномалий в разных типах вод (оконтуривание лучше производить для каждого типа вод), зональность гидрогеохимической аномалии. После оконтуривания разделяют аномалии по ассоциациям поисковых признаков и контрастности.

Гидрогеохимические методы поисков полезных ископаемых позволяют оценивать перспективность глубоко залегающих горизонтов земной коры (глубинность метода). Водные ореолы имеют значительную протяженность и устойчивость в широком диапазоне условий. Данные гидрогеохимических поисков могут привлекаться к решению вопросов литологии, стратиграфии, магматизма, металлогении изучаемых территорий.

К недостаткам методов следует отнести невозможность их применения в районах с малым количеством водопроявлений, трудность интерпретации гидрогеохимических аномалий и невозможность количественной оценки масштаба оруденения, изменение во времени компонентов минерализации вод и необходимость в связи с этим проводить режимные наблюдения.

Биогеохимические методы поисков

Биогеохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых основаны на изучении биогеохимических ореолов рассеяния и характеризующих их растительных и животных индикаторов. Биогеохимические ореолы образуются в результате миграции элементов по схеме месторождение — водный ореол — почва — растение и прямого контакта корневой системы растений с рудным телом или продуктами его окисления. Эти методы в последние годы находят все большее применение при поисках нефти и газа, минерализованных вод, месторождений многих элементов. Еще древние рудознавцы по «цветкам» находили месторождения цинка, меди и некоторых других металлов.

По генетическому принципу выделяют три основные группы биогеохимических методов: ботанические, почвенно-биогеохимические и микробиологические.

Ботанические методы поисков требуют сбора данных, характеризующих развитие ландшафтов, их смену в пространстве; изучения отдельных биогеоценозов и их взаимосвязи с почвами и геологической обстановкой; наблюдений над морфологическими изменениями растений, обусловленными токсичностью металлов. В ряде случаев важным поисковым индикатором служит отсутствие нормального растительного покрова. Это особенно характерно для аномалий, богатых сульфидами и характеризующихся высокой кислотностью среды.

Содержание элементов в растениях колеблется в широких пределах в зависимости от вида, возраста, мест обитания, пути миграции элемента, органа растения.

Многие микроэлементы концентрируются в корнях, поскольку именно здесь создается первоначальное насыщение протоплазмы клеток ионами металлов. Второй максимум их содержания наблюдается в листьях. Следует отметить высокое и довольно устойчивое содержание микроэлементов в лесной подстилке. Это связано, во-первых, с опаданием листьев и, во-вторых, с большим количеством гуминовых кислот в этом горизонте почвы.

Весьма важным является вопрос об оптимальных условиях применения биогеохимических поисков. Некоторые исследователи считают, что биогеохимический метод наиболее целесообразно применять при поисках слепых рудных тел, залегающих на глубине 15—30 м; наличии значительного покрова (5—30 м) аллювиальных, элювиальных, делювиальных, эоловых и ледниковых отложений и подзолистых почв; в заболоченной местности; при расшифровке геофизических аномалий.

Наиболее благоприятное условие для биогеохимического поиска — это когда рудное тело находится на глубине до 20—50 м.

Для успеха биогеохимической индикации очень важны соблюдение методических рекомендаций при отборе проб и чувствительность анализа при обработке.

Поскольку при интерпретации биогеохимических аномалий рекомендуется обращать внимание на отношение пар элементов-индикаторов: Zn (Cu, Ni) Co, немаловажное значение имеет выбор элементов. Для каждого типа месторождения должны быть определенные элементы-индикаторы.

Почвенно-биогеохимические методы широко применяются при поисках нефти, газа. Почва является средой, где концентрируются летучие углеводороды, выделяющиеся из нефтегазовых залежей. Это особенно характерно для благоприятных геологических структур (наличия разломов, трещин), повышенного пластового давления, застойного режима грунтовых вод. Чем интенсивнее миграция газа и растворов с глубины к дневной поверхности, тем интенсивнее проявляются почвенно-биогеохимические нефтегазовые аномалии. Наиболее важные индикаторы почв — это нафтеновые кислоты и углеводные (битумные) показатели. Индикаторами, свидетельствующими о присутствии в почвах органического вещества нефтяного происхождения, могут быть атипичное для данных почв накопление и распределение органического вещества по разрезу; качественный состав почвенного органического вещества, характеризующийся относительным процентным содержанием битумов в почвенном гумусе. Первый признак хорошо улавливается в малогумусовых почвах засушливых областей. В почвенном разрезе, расположенном над нефтяной территорией, гумус убывает, как правило, постепенно, причем на больших глубинах наблюдаются повторные максимумы, которые нельзя объяснить растительноназемным происхождением.

Прямой показатель влияния нефтяной залежи на состав органического вещества почвы — содержание в нем продуктов превращения нефтяных углеводородов, называемых битумами.

Повышенные концентрации углеводородов в почвах свидетельствуют о возможном скоплении на той или иной глубине нефти и газа. Чтобы определить очень малые количества углеводородов, применяют сорбенты, позволяющие аккумулировать углеводороды из большого объема почвенного воздуха, а также специальные приборы.

Для геохимических поисков залежей нефти применяются и другие показатели химического состава почв и поверхностных вод: солевой, гипсовый, карбонатно-кальциевый, иодный и др.

Все почвенно-геохимические показатели нефтеносности недр могут быть успешно использованы лишь при условии глубокого комплексного изучения геологических и физико-географических условий, анализа всех факторов, определяющих условия миграции и накопления тех или иных элементов и их содержаний в почво-грунтах.

Микробиологические методы поисков применяются при поисках нефтегазовых залежей. Микроорганизмы представляют собой своеобразный биологический фильтр, способный задерживать и перерабатывать значительную часть горючих газов, мигрирующих из глубины к поверхности. В местах концентрации нефтяных и газовых углеводородов (метана, этана или пропана) наблюдается скопление микроорганизмов в почвах, водах и породах. Одни из них являются прямыми индикаторами, другие — косвенными. В 65% скважин, пробуренных на основании данных микробиологической съемки в разных районах СССР, была получе-

на нефть, причем многие из этих скважин вскрыли промышленные залежи.

При проведении микробиологической съемки отбираются пробы почв пород, грунтовых вод, вод из буровых скважин и подвергаются гидрохимическому и газовому анализу и определению микроорганизмов-индикаторов. На основании результатов делаются выводы о нефтегазоносности территории и проводятся работы по оконтуриванию углеводородных ореолов рассеяния.

В зависимости от господствующей среды обитания микроорганизмов различают гидрогеохимическую, почвенную и глубинную съемки. Последняя изучает глубинный керновый материал и получила название биокаротажа.

В настоящее время микробиологические методы применяются при поисках месторождений серы и ряда металлических элементов. Главные индикаторы серных месторождений — тионовые бактерии, железорудных — железобактерии, сине-зеленые водоросли и др. При определенных условиях микроорганизмы могут осаждать самородную медь и сульфид меди посредством восстановления медьсодержащих растворов.

Газогеохимические методы поисков основаны на изучении газовых ореолов, а также элементов, поступающих в зону гипергенеза от месторождений полезных ископаемых в форме летучих соединений.

Методы основаны на изучении миграции газов от залежей к поверхности путем анализа почвенного воздуха, почвенных растворов, органического вещества, отдельных химических элементов (например, гелия, радона и др.). Радиоактивные газы устанавливаются по ореолам рассеяния радона и торона, причем современная аппаратура позволяет выявлять их по самым ничтожным концентрациям в почвенном воздухе. Скопления нерадиоактивных газов обнаруживаются по повышенному содержанию их в почвенном воздухе. Для определения газовых ореолов, связанных с нефтью, основным показателем служит концентрация тяжелых углеводородов. Газовые ореолы рассеяния образует также ртуть.

Газогеохимические методы применяются не только для поисков нефтяных, газовых месторождений и лечебных вод. Изучение газовых ореолов помогает выяснить структурные генетические и геохимические особенности месторождений.

Геофизико-геохимические методы поисков применяются при изучении физических свойств горных пород и физических полей с целью выявления геологических структур и свойств геологической среды, с которыми могут быть связаны те или иные полезные ископаемые.

Эти методы могут применяться также для непосредственного обнаружения полезных ископаемых, т. е. при прямых поисках. Прямые поиски по этим методам могут успешно осуществляться лишь на основе углубленного изучения физико-химических процессов и геохимических закономерностей миграции и концентрации в земной коре химических элементов, в частности окислительно-восстановительных процессов, диффузии, адсорбции, формирования изотопного состава и т. д.

С окислительно-восстановительными процессами связано образование естественных электрических полей вблизи сульфидных, кобальтовых, никелевых руд. Это обусловлено тем, что часть рудной залежи, расположенная ближе к дневной поверхности, обычно интенсивно окисляется под действием вод, насыщенных кислородом. Ниже уровня грунтовых вод кислые растворы переходят в щелочные, и здесь происходят восстановительные реакции. В результате химической реакции между рудным телом

и окружающей средой возникают электрические заряды, которые на поверхности Земли изучаются методами электроразведки.

Естественные земные токи наблюдаются в пористых пластах с циркулирующими в них водами, а также на границе раздела пластов, имеющих различную степень минерализации растворов.

Процессы миграции вследствие эффузии или диффузии характерны для нефтяных и газовых месторождений, где они создают определенную геохимическую обстановку или геохимическую аномалию. Последняя может быть выявлена на основе газонефтекаротажа с помощью газокаротажных станций, а также при специальном геохимическом изучении (битуминологическом, бактериальном исследовании, газовой съемке).

С внутриядерными процессами (прежде всего с процессами радиоактивного распада и превращениями химических элементов) связано изменение концентраций и соотношений количеств химических элементов, что находит отражение в физических свойствах горных пород и геофизических полях.

Особое место занимает радиоактивный каротаж, применяемый для изучения радиоактивных свойств горных пород вдоль разрезов скважин (γ -каротаж, нейтронный γ -каротаж, гамма-гамма-каротаж и др.). Эти методы позволяют расчленять разрезы скважин, выявлять радиоактивные горизонты урановых и калийных руд, горизонты радиоактивных вод и др.

В числе геофизических методов, основанных на ядерно-физических процессах и измерениях, выделяют радиометрические и изотопные. Все они основаны на радиоактивных и изотопных процессах изменения и преобразования вещества в земной коре, происходящих при α - и β -превращениях, γ -излучении, спонтанном делении ядер.

Ландшафтные индикаторы поисков

Л а н д ш а ф т н ы е индикаторы — это главным образом рельеф, растительность, почва и поверхностные воды.

С гористыми типами рельефа связаны выходы коренных месторождений. К долинам, террасам рек и морским побережьям приурочено большинство россыпей металлов и ценных минералов. В недрах равнин и плато сосредоточены крупные геохимические аномалии и месторождения угля, нефти, газа, каменных и калийных солей, бокситов, глин и др. Рельеф обуславливает также различные формы ореолов рассеяния: шлейфы, потоки, гнезда, линейновытянутые желоба и др. В пределах одной и той же ландшафтной зоны рельеф является ведущим фактором в образовании как геохимической однородности, так и геохимической контрастности в распределении химических элементов. Растительность и почва как геохимические индикаторы рудоносности территории особенно наглядно выступают при окислении колчеданных руд (элементы-индикаторы — медь, свинец, серебро, никель, кобальт и др.); в биогеохимических эндемиях повышенные содержания ряда элементов в почвах и растениях меди, урана, цинка, кобальта оказывают влияние на физиологические и морфологические признаки растений.

Ландшафтно-геохимическая интерпретация рудоносности (металлоносности) территории должна базироваться также на средних кларках распространения элементов в изучаемых ландшафтах; фоновых значениях для отдельных элементарных ландшафтов; пороговых значениях — максимальных и минимальных отклонениях от кларковых значений. Максимальные пороговые величины распространения элементов в ландшафте

позволяют выявить рудную аномалию и различить рудные и безрудные ландшафты.

Первичные и вторичные ореолы отражают повышенное содержание (концентрацию) химических элементов вокруг месторождений (в коре выветривания, наносах, почвах, водах, золе растений).

Первичные ореолы рассеяния формируются в процессе образования рудных месторождений; вторичные — в результате их разрушения и миграции элементов в зоне гипергенеза. Они могут быть моно-, пара- и полиэлементными; последние образуются в случае полиметаллических месторождений.

Генетические формы ореолов рассеяния формируются в результате определенного направления процессов миграции и концентрации химических элементов в ландшафте. К. И. Лукашев выделяет следующие генетические типы ореолов рассеяния по способам образования:

а) элювиальный (железные шляпы, скопления устойчивых к выветриванию минералов);

б) гравитационный (наносный), возникший в результате механического перемещения и отложения минеральных веществ в процессе осадкообразования;

в) гидрохимический, связан с циркуляцией в земной коре поверхностных и подземных вод и их растворяющей и осаждающей химической деятельностью;

г) газогенный, связан с выходом на поверхность вокруг нефтяных и газовых залежей газов, а также с эманацией радиоактивных элементов;

д) биогенный отражает повышенное содержание элементов в растениях и почвах.

Минералогические индикаторы — также очень важная характеристика ореолов рассеяния. Большой интерес представляют рудные и очень редкие минералы, железные шляпы и охры, образующиеся при окислении полиметаллических и других руд, скопления в россыпях металлических и неметаллических минералов, содержащих золото, платину, титан, хром, цирконий, бериллий и др.

Гидрогеохимические индикаторы могут характеризовать связь выходов подземных вод на поверхность с месторождениями минерализованных вод; связь их с рудными аномалиями; смещенные гидрогеохимические ореолы по течению источников; эпигенетические формы ореолов.

ОСНОВНЫЕ ЗАДАЧИ ПОЛЕВЫХ И ЛАБОРАТОРНЫХ ЛАНДШАФТНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ. ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ДОКУМЕНТАЦИЯ

Цели и задачи ландшафтно-геохимических исследований

Мы выделяем следующие важнейшие цели ландшафтно-геохимических исследований: для повышения плодородия почв и пастбищ; мелиорации почв и лугов; проведения санитарно-гигиенических и профилактических мероприятий; борьбы с биогеохимическими очаговыми эндемиями и заболеваниями; организации поисково-разведочных работ на полезные ископаемые и решения палеогеографических и палеофациальных задач, связанных с историко-геологическим изучением территорий (корреляция, палеофациальное картирование и т. д.).

Конкретные программы исследований составляются для каждого вида задач. В большинстве случаев полевые исследования должны быть комплексного характера, в них видное место должны занимать: изучение покровных пород и почв, биоценозов (экосистем), рельефа местности, гидрогеологических и гидрогеохимических условий и др. Целями и задачами исследований определяются детальность и продолжительность изучения, территориальность площади районов, взятие образцов на анализы и определение их свойств в полевых и лабораторных условиях, необходимость буровых работ, документация результатов исследований и др.

Наиболее важные руководящие указания по проведению геохимических исследований при поисках полезных ископаемых содержатся в специальных инструкциях.

Главнейшими результатами (имея в виду комплекс геохимических характеристик) ландшафтно-геохимических исследований в первую очередь являются:

выделение на местности элементарных ландшафтов и их геохимических особенностей;

установление типа геохимической миграции элементов и их сопряжений в ландшафтах данной местности;

определение средних и аномальных значений в распространении в ландшафте химических элементов;

биогеохимические типы экосистем, основные процессы разрушения и синтеза органического вещества;

ландшафтные составляющие биологической продуктивности;

химизм вовлекаемых в биологический круговорот макро- и микроэлементов;

типоморфные элементы водной и газовой миграции;

геохимические процессы формирования ландшафтов (автоморфных, гидроморфных, гидроаккумулятивных).

Аналитические методы определения элементов

Химический анализ позволяет изучить химические свойства встречающихся в природных условиях веществ, выявить качественное содержание в них элементов. Применяемые при количественном химическом анализе методы обычно основаны на определенных химических реакциях. В весовых методах продукт реакции определяется и взвешивается, в объемных конечная реакция определения производится добавлением отмериваемого объема раствора с известным содержанием в нем реагирующего вещества. Некоторые аналитические методы основаны на определении количественных характеристик физических свойств, например отношения растворов к свету: интенсивность их окраски, опалесценции, флуоресценции, преломляющей способности, вращения плоскости поляризации; в других случаях измеряют объем, занимаемый веществом в газообразном состоянии при определенных условиях температуры и давления; в третьих химический состав вещества определяют по оптическому спектру, излучаемому атомами и т. д.

Точность применяемых химико-аналитических методов зависит от того, какой материал анализировался и какой метод анализа применялся, т. е. от чувствительности аналитического метода. Так, точность химического определения весовым способом зависит прежде всего от того, насколько полно выделен определяемый элемент в виде соединения, которое будет взвешиваться, и насколько состав этого соединения отвечает формам соединений, по которым производится последующий расчет. То же можно сказать и об объемных методах.

Следует иметь в виду, что литературные данные о точности аналитических методов часто установлены лишь для чистых солей или искусственных соединений. Но определить тот или иной компонент в смесях, в которых он обычно встречается в природе, так же точно, как его определяют для чистых солей, в большинстве случаев невозможно. Для достижения необходимой точности аналитик определяет элемент из смеси и выбирает наиболее чувствительный для данных условий метод.

При выборе метода или сочетании методов необходимо учитывать следующие факторы:

- 1) в какой форме находится элемент в материале пробы;
- 2) в каком виде представлен образец (сплав, диссоциированный раствор, руда, газ и т. п.);
- 3) приблизительная концентрация определяемого компонента и примесей;
- 4) цель анализа (определение концентрации одного, нескольких или всех аналитически доступных компонентов, определение смесей и т. п.);
- 5) необходимая точность;
- 6) трудоемкость метода (быстрота).

Весьма важно использовать метод, дающий не только сравнительно высокую точность и производительность, но и не требующий высокой квалификации. Полезно сравнение результатов, полученных различными методами.

К числу аналитических методов определения количеств элементов в природных веществах относятся: весовые и объемные методы химического анализа, спектральный и колориметрический анализ, метод капельной индукции, нефелометрический люминесцентный, электрохимические методы (полярография, потенциометрия, кулонометрия и др.), фотометрия

пламени, хроматография, ионный обмен, радиометрический анализ (активационный, метод меченых атомов, метод изотопного разбавления и др.).

Гранулометрический и минералогический анализ

Основная задача гранулометрического анализа — определить количественное содержание частиц (зерен) разных размеров в породе. Знание закономерностей нахождения минералов и элементов и их приуроченности к размерным фракциям иногда оказывается решающим при геохимических поисках месторождений, например связанных с аллювиальными россыпями. После разделения породы на размерные фракции приступают к минералогическому анализу.

На основании весового содержания фракций в породе и количественного содержания каждого минерала в них вычисляется процентное содержание минералов во всей породе.

Задача минералогического исследования — выявить признаки и критерии, по которым можно получить сведения о концентрации минералов, служащих объектом поисков.

Практически минералогическое исследование проб заключается в диагностике тех или иных минералов — концентраторов химических элементов; выяснении минеральных ассоциаций, характерных для определенного района, и связанных с ними полезных ископаемых; установлении поисковых признаков для того или иного химического элемента на основе изучения свойств природных образований.

Используя минералогические методы, необходимо различать признаки, связанные с природой самих минералов и элементов (окраска, твердость, удельный вес, типоморфные особенности и т. д.), и признаки, связанные с внешней средой (парагенезис минералов, взаимосвязь парагенезиса минералов и элементов с петрографией и литологией, минералогические провинции и эпохи и др.).

Огромное многообразие минералов и специфические особенности условий их образования требуют при минералогических исследованиях разнообразных методов и аппаратуры. Одни из них могут быть применены в полевой обстановке, другие — в стационарных лабораториях.

Ландшафтно-геохимическая документация

Требования к геохимической документации определяются прежде всего целью исследовательских работ и их результатами. Каждый вид геохимических исследований оформляется соответственно их специфике и результатам аналитических работ.

Важным видом документации являются таблицы и данные гранулометрического, минералогического и химического составов, схемы, диаграммы и карты распространённости в породах, почвах, водах отдельных химических элементов.

Ландшафтно-геохимическая документация включает описания главных типов и видов почв, растительных ассоциаций и биоценозов, прямых и косвенных геоботанических индикаторов, их взаимосвязи с породами и геохимическими аномалиями. Весьма ценны геоморфологическая характеристика территории и связанная с ней геохимическая контрастность распределения геохимических фаций, почв и геохимических аномалий,

гидроклиматические характеристики условий выветривания, почвообразования, миграции вещества в зоне гипергенеза и др. Эти факторы в основном и определяют специфику соответствующих карт, которые прежде всего должны показать площадное распространение и сочетание отдельных типов ландшафтных звеньев, местных ландшафтов, а также фоновое содержание металлов в коре выветривания и почвах.

Предисловие	3
-----------------------	---

ЧАСТЬ I

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ГЕОХИМИИ ЛАНДШАФТОВ

<i>Глава I. Геохимия как наука, ее основные отрасли, научное и практическое значение</i>	5
Предмет и задачи геохимии	5
Возникновение и формирование геохимических идей	6
Выдающиеся открытия XIX в. и становление геохимии как науки	7
Современная геохимия — наука XX в.	8
Геохимия почв и ландшафтов	11
Основные направления в развитии современных геохимических исследований	14
Научное и практическое значение геохимии	16
Важнейшие геохимические понятия и терминология	18
 <i>Глава II. Ландшафтно-геохимические геосферы и территории земной коры</i>	 19
Ландшафтная оболочка	19
Геологические и геохимические фации отложений	43
Геохимические провинции	45
Элементарные геохимические ландшафты	46
Зональные и аazonальные геохимические ландшафты	47
Систематика и классификация геохимических ландшафтов	51
Территориальные ранги и другие критерии геохимических классификаций ландшафтов	54
Современные и древние геохимические ландшафты	57
 <i>Глава III. Физические и химические закономерности поведения элементов в ландшафтной оболочке</i>	 61
Законы атомов — законы геохимического поведения элементов	61
Геохимическое значение ядерных процессов	62
Геохимическое значение важнейших физических и химических свойств и параметров атомов и элементов	65
Геохимическое значение кислотно-щелочных и окислительно-восстановительных свойств элементов	70
Геохимическое значение гидролитических свойств элементов и их соединений	73
Геохимическое значение обменных и поглотительных свойств коллоидов	75

<i>Глава IV. Геохимические характеристики вещественного состава и процессов</i>	79
Геохимические кларки	79
Геохимические формы нахождения элементов	87
Геохимические ассоциации и семейства элементов	90
Геохимические парагенезисы	95
Геохимические факторы и процессы миграции элементов	98
Геохимические типы гипергенных процессов	100
<i>Глава V. Космическая и земная энергия геохимических процессов</i>	107
Влияние лучистой и тепловой энергии Космоса на геохимические процессы	107
Биогеохимическая энергия геохимических процессов	109
Эндогенная энергия геохимических процессов	111
Геохимические циклы круговорота вещества	115

ЧАСТЬ II

ГЕОХИМИЯ ОТДЕЛЬНЫХ ГЕОСФЕР ЛАНДШАФТНОЙ ОБОЛОЧКИ

<i>Глава VI. Геохимия литосферы</i>	119
Магматические породы в ландшафтной оболочке	119
Метаморфические породы в ландшафтной оболочке	122
Осадочные породы в ландшафтной оболочке	124
Выветривание как грандиозный геохимический процесс ландшафтообразования	129
Ландшафтно-геохимические типы выветривания	131
Геохимические продукты выветривания в зависимости от состава пород	135
Геоморфологическая сопряженность геохимических типов и форм остаточных и аккумулятивных продуктов выветривания	137
Геохимические процессы и продукты диагенеза	139
Геохимические процессы и продукты эпигенеза	139
Геохимические процессы и продукты галогенеза	142
Геохимические процессы и продукты карбонатообразования (карбонатогенеза)	147
Процессы и продукты механогенеза	151
Делювиально-пролювиальные процессы и отложения	153
Аллювиальные процессы и отложения	155
Ледниковые и водно-ледниковые процессы и отложения	159
Эоловые процессы и отложения	161
Специфика и разнообразие геохимических продуктов литогенеза ландшафтной оболочки	163
<i>Глава VII. Геохимия гидросферы</i>	166
Гидрогеохимические типы природных вод	166
Гидрогеохимическая деятельность поверхностных вод	167
Гидрогеохимическая деятельность почвенных вод	169
Гидрогеохимическая деятельность подземных вод	171
Рассеяние и концентрация элементов ландшафтными водами	172
Геохимические особенности морской гидросферы	173
Геохимический баланс элементов морской гидросферы	178

Геохимические условия миграции и концентрации элементов в разных условиях морского дна	181
Некоторые вопросы развития гидросферы и ее влияния на ландшафты	188
Глава VIII. Геохимия газовой сферы	191
Геохимическая классификация природных газов	191
Газогеохимические процессы образования атмосферы	192
Геохимическое взаимодействие газов с горными породами, природными водами и живыми организмами	197
Газогеохимические процессы рассеяния и концентрации элементов	200
Глава IX. Геохимия живого вещества	203
Живое вещество биосферы, его состав и функции	203
Биогеохимическая деятельность микроорганизмов	205
Биогенное вещество ландшафтов	208
Органогенные породы	210
Торфяные и сапропелевые отложения	211
Рассеяние и концентрация элементов организмами	215
Биогеохимическая роль организмов в процессах почвообразования	218
Миграция и дифференциация элементов в почвенном профиле	221
Глава X. Краткие сведения о палеогеохимических условиях развития древних ландшафтов	225
Основные этапы в развитии древних ландшафтов	225
Палеотектонические эпохи развития земной коры и ландшафтов	228
Биостратиграфические эпохи развития древних ландшафтов	229
Палеолитологические и геохимические характеристики (показатели) древних ландшафтов	231

ЧАСТЬ III

ГЕОХИМИЯ ЗОНАЛЬНЫХ ЛАНДШАФТОВ

Глава XI. Геохимия ландшафтов полярных и высокогорных стран	235
Ландшафты вечного снега и ледников	235
Геохимические и биогеохимические процессы в ландшафтах	238
Использование полярных и высокогорных ландшафтов	243
Глава XII. Геохимия тундровых ландшафтов	245
Зона тундры	245
Покровные отложения	249
Геохимические и биогеохимические процессы в ландшафтах	251
Почвы и локальные тундровые ландшафты	253
Изменение и улучшение ландшафтных условий тундры	254
Глава XIII. Геохимия таежно-лесных ландшафтов	256
Таежно-лесная зона	256
Покровные отложения	260
Геохимические и биогеохимические процессы в ландшафтах	263
Почвы и локальные таежно-лесные ландшафты	266
Изменение и улучшение таежно-лесных почв и ландшафтов	269

Глава XIV. Геохимия степных ландшафтов	271
Зона степей	271
Покровные породы	274
Геохимические и биогеохимические процессы в степных ландшафтах	279
Почвы и локальные ландшафты степной зоны	281
Изменение и улучшение условий степных почв и ландшафтов	283
Глава XV. Геохимия ландшафтов пустынь	286
Зона пустынь	286
Покровные породы	289
Геохимические и биогеохимические процессы	293
Почвы и локальные ландшафты пустынь	297
Изменение и улучшение условий почв и ландшафтов	298
Глава XVI. Геохимия ландшафтов субтропиков и тропиков	301
Субтропическая и тропическая зоны	301
Покровные породы	303
Геохимические и биогеохимические процессы и продукты ландшафтов влажных субтропиков и тропиков	304
Почвы и геохимические типы локальных ландшафтов	306
Изменение и улучшение условий использования почв и ландшафтов	308

ЧАСТЬ IV

ПРИКЛАДНЫЕ АСПЕКТЫ ГЕОХИМИИ ЛАНДШАФТОВ

Глава XVII. Технический прогресс и преобразование ландшафтов	310
Взаимодействие человека, ландшафта, технического прогресса	310
Человек геохимически преобразует ландшафты	312
Роль геохимии в направленном преобразовании ландшафтов	318
Глава XVIII. Использование, обогащение и охрана ресурсов ландшафта	319
Возобновимые и невозобновимые ресурсы ландшафта	319
Потенциальные земельные ресурсы ландшафтов	320
Некоторые способы повышения продуктивности ландшафтов	322
Создание специфических ландшафтов	327
Глава XIX. Геохимия ландшафтов в решении проблем борьбы с биогеохимическими эндемиами	329
Геохимия ландшафта и заболевания растений и животных	329
Геохимия ландшафта и заболевания человека	331
Некоторые вопросы медицинской географии и геохимии ландшафтов	335
Глава XX. Геохимия ландшафтов и поиски месторождений полезных ископаемых	338
Ландшафтный комплекс поисковых сведений и критериев	338
Гидрогеохимические методы поисков	342
Биогеохимические методы поисков	345
Ландшафтные индикаторы поисков	348

<i>Глава XXI. Основные задачи полевых и лабораторных ландшафтно-геохимических исследований. Геохимическая документация</i>	350
Цели и задачи ландшафтно-геохимических исследований	350
Аналитические методы определения элементов	350
Гранулометрический и минералогический анализ	352
Ландшафтно-геохимическая документация	352

**Лукашев Константин Игнатьевич, Лукашев
Валентин Константинович
ГЕОХИМИЯ ЛАНДШАФТОВ**

Редактор *Т. Литвинская*
Обложка худож. *В. Очайнина*
Худож. редактор *В. Валентович*
Техн. редактор *П. Фрайман*
Корректор *А. Гликман*

АТ 12033. Сдано в набор 22/XI 1971 г. Подписано к печати
21/II 1972 г. Бумага типогр. мелов. Формат 70×108¹/₁₆.
Печ. л. 22,5. Уч.-изд. л. 31,2. Изд. № 70—57. Тип. зак. 597.
Тираж 1000 экз. Цена 1 руб. 44 коп.

Издательство «Высшая школа» Государственного комитета Совета Министров БССР по печати. Редакция литературы по естественным наукам. Минск, ул. Кирова, 21.

Ордена Трудового Красного Знамени типография издательства ЦК КП Белоруссии. Минск, Ленинский проспект, 79.

Л 84 **Лукашев К. И., Лукашев В. К.**
Геохимия ландшафтов. Мн., «Вышэйш. школа», 1972.
360 с. с илл.

Учебное пособие для геолого-географических факультетов по курсу геохимии. Рассматриваются общие вопросы геохимии и геохимии ландшафтов, геохимические особенности геосфер ландшафтной оболочки и физико-географических зон. Особый раздел посвящается прикладным аспектам геохимии ландшафтов.

2-9-2

99-71

552

1185